

Universitatea „Al. I. Cuza” – IAȘI
Facultatea de Geografie și Geologie
Departamentul de Geografie

Teză de doctorat

Studiul geomorfologic al degradărilor de teren din bazinul Zeletinului

Coordonator științific,
Prof. univ. dr. ing. Ion IONIȚĂ

Doctorand,
Vasile-Bogdan PĂDURARIU

IAȘI

2013

Cuprins

1. Introducere	4
1.1. Așezarea geografică	4
1.2. Scopul lucrării	5
1.3. Istoricul cercetărilor	5
1.4. Metodologia cercetării	8
2. Considerații generale asupra originii și evoluției reliefului	9
2.1. Geologia și evoluția paleogeografică	9
2.2. Factorii externi, fizico – geografici, care au contribuit la modelarea reliefului actual	16
2.2.1. Factorul climatic	16
2.2.2. Factorul hidrologic	21
2.2.3. Factorul biotic	27
2.2.4. Factorul pedologic	29
2.2.5. Factorul antropic	33
3. Caracterizarea morfografică și morfometrică a teritoriului studiat	35
3.1. Caracterizarea morfografică	35
3.2. Caracterizarea morfometrică	38
3.2.1. Hipsometria	38
3.2.2. Înclinarea versanților	40
3.2.3. Fragmentarea verticală	41
4. Tipurile și formele principale de relief	43
4.1. Relieful structural – litologic	43
4.1.1. Platouri structural-litologice	46
4.1.2. Tipurile de văi condiționate de structură	47
4.2. Relieful sculptural (fluvio-denudațional) în structură general monoclinală	48
4.2.1. Culmile interfluviale	49
4.2.2. Versanții deluviali	50
4.3. Relieful de acumulare fluvială	53
4.3.1. Șesurile aluviale	53
4.3.2. Terasile fluviale	56
4.3.3. Glacisurile de acumulare	57
4.4. Formele create de alți factori (lacustre, biogene etc.)	59
5. Procese de degradare a terenurilor	61
5.1. Eroziunea în suprafață	61
5.2. Eroziunea în adâncime (ravenarea)	70
5.3. Deplasările de teren	80
5.3.1. Surpările	80
5.3.2. Alunecările de teren	81
5.3.3. Sufoziunea și tasarea	91
5.4. Agradarea șesurilor aluviale	92
6. Utilizarea terenurilor	95
6.1. Utilizarea actuală a terenurilor în bazinul Zeletinului	95
6.2. Aspecte ale dinamicii utilizării terenurilor în perioada 1894 – 2005	101
6.3. Măsuri de conservare a solului și a apei în bazinul Zeletinului	103
6.4. Amenajarea antierozională a terenurilor. Studiu de caz: Bazinul Văii Oarzelor.....	106
7. Concluzii	110
Bibliografie	113

Cuvânt înainte

Prezentul studiu geomorfologic privind degradările de teren din bazinul Zeletinului reprezintă rezultatul final al activităților din cadrul studiilor doctorale de la Facultatea de Geografie și Geologie a Universității „Al. I. Cuza” Iași. În această perioadă de cercetare am fost sprijinit de un număr de persoane, cărora doresc să le adresez alese mulțumiri pe această cale.

Deosebită recunoștință datorez domnului prof. univ. dr. ing. Ion Ioniță, pentru susținerea continuă, atenta examinare și îndrumare în elaborarea lucrărilor de licență, disertație și doctorat.

Mulțumesc distinșilor profesori din componența Comisiei de doctorat: președintelui conf. univ. dr. Adrian Grozavu și referenților științifici prof. univ. dr. Emil Vespremeanu, prof. univ. dr. Ioan-Aurel Irimuș și prof. univ. dr. Constantin Rusu pentru răbdarea de a citi, corecta și aprecia această lucrare. De asemenea, gânduri frumoase se îndreaptă către domnii prof. univ. dr. Eugen Rusu și lect. univ. dr. Lilian Niacșu care au făcut parte din Comisia de îndrumare a tezei de doctorat, pentru observațiile și sugestiile foarte utile la finalizarea acestei teze.

Adresez respectuoase mulțumiri domnului lect. univ. dr. Adrian Ursu, pentru informațiile oferite de-a lungul timpului privind utilizarea adecvată a tehnicilor G.I.S., precum și domnului asist. univ. dr. Mihai Niculiță pentru sprijinul oferit în realizarea unor hărți tematice.

Mulțumesc domnilor directori și pedologilor Vasile Trofin, Mihai Gălățeanu, Constantin Crudu și Maria Murariu, de la Oficiile de Studii Pedologice Bacău, Vrancea și Galați, pentru amabilitatea arătată în oferirea informațiilor pedologice. De asemenea, doresc să mulțumesc domnului hidrolog Ioan Bandi de la S.G.A. Galați pentru sprijinul acordat în achiziționarea datelor hidrologice.

Mulțumesc în mod special fratelui meu, Cristi, pentru ajutorul necondiționat în deplasările și munca de teren, precum și părinților mei, care m-au încurajat și susținut pe toată perioada derulării stagiului de doctorat. Nu în ultimul rând vreau să mulțumesc colegilor de doctorat, în mod deosebit Petronelei Chelaru pentru sugestiile pertinente în elaborarea unor hărți și grafice, colegilor de facultate, care m-au încurajat și apreciat, precum și tuturor prietenilor care m-au acompaniat pe teren.

Mulțumesc tuturor, care prin gândurile frumoase transmise au făcut ca perioada celor trei ani de doctorat să fie mai ușoară.

Rezultatele prezentate și susținute în această teză au fost finanțate prin Fondul European Social pentru România, sub responsabilitatea și managementul Autorității pentru Programul Operațional Sectorial – Dezvoltarea Resurselor Umane 2007 – 2013 [proiect POSDRU/CPP 107/DMI 1.5/S/78342].

28 septembrie 2013

1. Introducere

1.1. Așezare geografică

Bazinul hidrografic al Zeletinului, situat în partea centrală a Colinelor Tutovei, se încadrează în bazinul Bârladului, dezvoltat în jumătatea sudică a Podișului Moldovei (fig. nr. 1). Din punct de vedere politico-administrativ, bazinul Zeletinului se extinde pe teritoriul a patru județe: Bacău (85 %), Vrancea (11,59 %), Galați (3,07 %) și Vaslui (0,02 %). La nivel comunal, suprafața bazinului se întinde pe teritoriul a 21 de comune, cu mențiunea că 12 dintre ele dețin mai puțin de 1 % din suprafață (figura nr. 2).

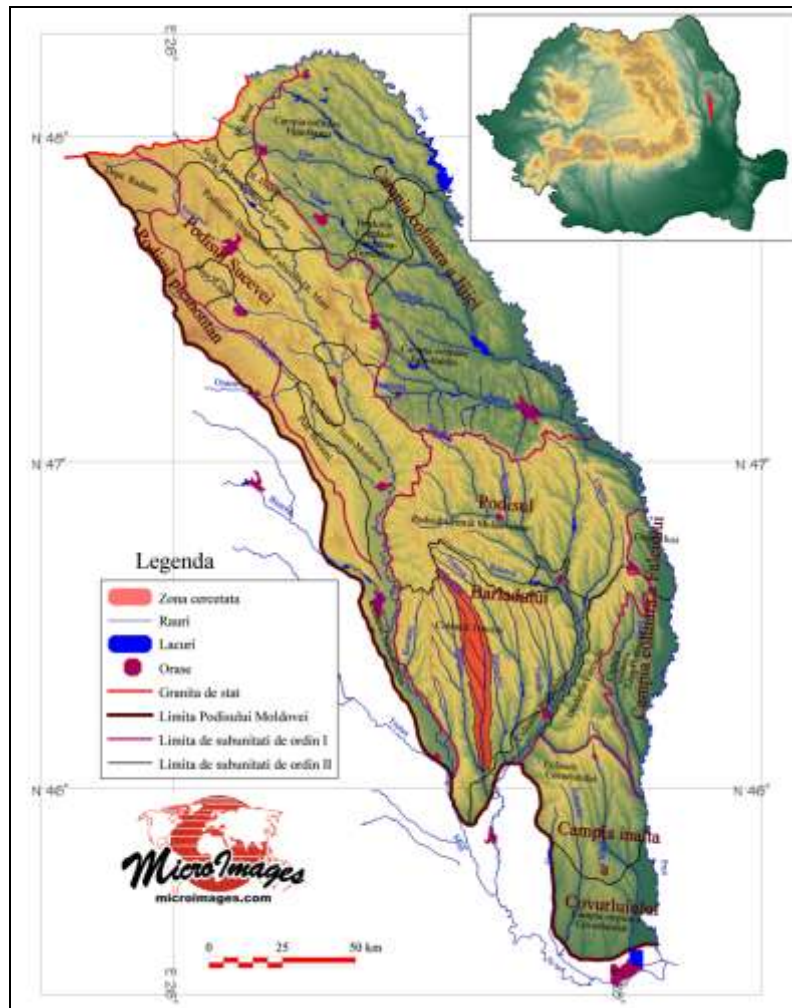


Fig. 1. Poziția bazinului hidrografic al Zeletinului în cadrul Podișului Moldovei (regionare după Ungureanu Al., 1993)

Cu o lungime de aproape 73 km pe direcție generală nord-sud și cu o lățime maximă pe direcție vest-est, mult mai redusă de doar 9,5 km în dreptul satelor Stănișești și Dumbrava, bazinul Zeletinului are o suprafață de **422,89 km²** (42.289 ha), ceea ce reprezintă 5,82 % din bazinul Bârladului, respectiv 12,05 % din aria Colinelor Tutovei sau 1,6 % din Podișul Moldovei.

Bazinul Zeletinului se învecinează la est cu bazinele hidrografice ale Tutovei și Pereschivului, la vest și sud de cel al Berheciului, iar la nord-vest de bazinul Pârâului Mora, afluent de stânga al Siretului.

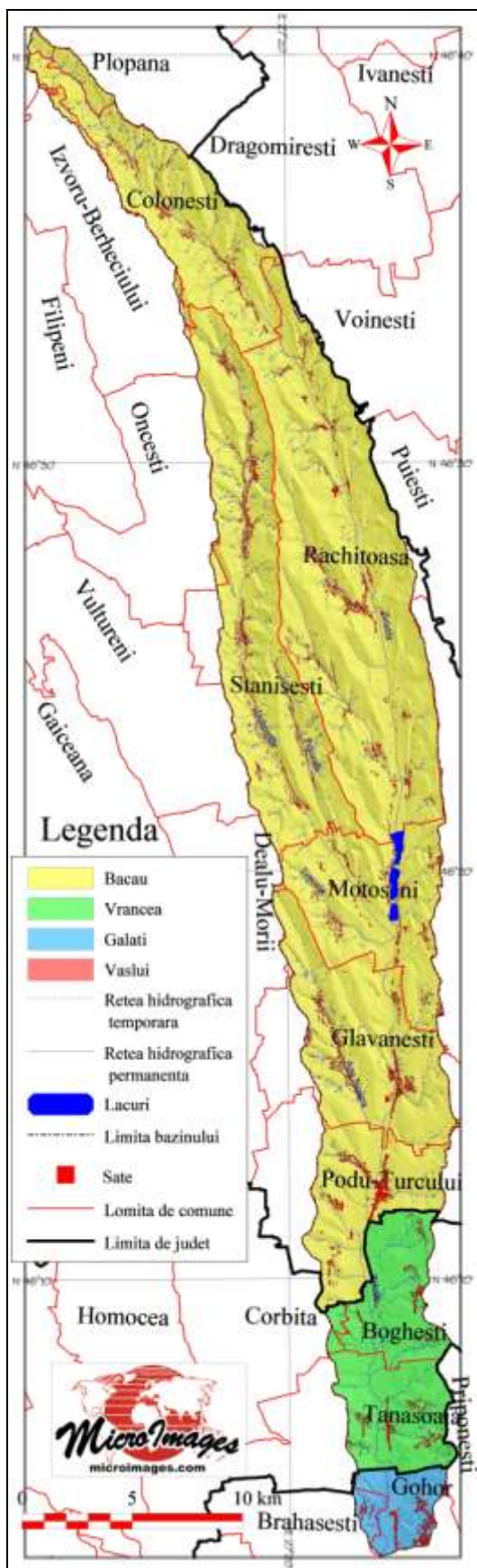


Fig. 2. Organizarea teritorial-administrativă a bazinului Zeletinului

Conform tabelului nr. 1, cea mai mare parte a bazinului se extinde pe teritoriul județului Bacău, respectiv al comunelor Răchitoasa (27,24 %), Stănișești (17,75 %), Glăvănești (11,37 %), Colonești (10,44 %), Motoșeni (10 %) și Podu-Turcului (7,15 %).

Tabelul nr. 1. Suprafața bazinului Zeletinului pe comune

Județul	Comuna	S (ha)	%
Bacău	Colonești	4414,98	10,44
	Dealu Morii	17,37	0,04
	Glăvănești	4807,64	11,37
	Izvoru-Berheciului	221,83	0,52
	Motoșeni	4221,70	9,98
	Odobești	90,90	0,21
	Oncești	75,53	0,18
	Plopana	306,84	0,73
	Podu-Turcului	3024,14	7,15
	Răchitoasa	11519,80	27,24
	Stănișești	7504,54	17,75
Vultureni	5,58	0,01	
Galați	Brăhășești	225,70	0,53
	Gohor	1056,29	2,50
	Priponești	16,00	0,04
Vrancea	Boghești	2250,03	5,32
	Corbița	151,35	0,36
	Tănăsioaia	2370,92	5,61
Vaslui	Dragomirești	6,72	0,02
	Puiești	0,25	0,00
	Voinești	1,20	0,00
Total		42289,30	100,00

Râul Zeletin izvorăște din Dealul Țâgâra, de la aproximativ 460 m (499 m altitudinea maximă) de pe teritoriul comunei Odobești. El are o lungime de **85, 57 km**, până la confluența cu Berheciul, (măsurată după ortofotoplan – ediția 2005), lungime obținută după lucrările de regularizare efectuate în perioada 1970-1990. În bazinul superior, în amonte de satul Buda, jud. Bacău, valea Zeletinului este orientată pe direcția generală nord-vest

– sud-est. Apoi, în bazinul mijlociu și inferior, orientarea văii Zeletinului devine nord-sud.

Conform lui *Jordan I.* (1963), hidronimul *Zeletin* ar proveni din slavul *zelen* – „verde”, *zele* – varză, legume, verdețuri. De altfel, poate fi comparat și cu alte toponime slave, precum sârb. *Zelenik(a)*, *Zelena Reca*, ucr. *Zelena*, ceh. *Zelená* etc. Acest hidronim, valea Zeletinului, de origine slavă, desemnează deci „*Valea verde*” și apare pentru prima dată menționat într-un document emis de Alexandru cel Bun la 24 iulie 1428 (*Documenta Romaniae Historica*, A. Moldova, Vol. I, 1975).

1.2. Scopul lucrării

Obiectivul lucrării de față îl reprezintă cunoașterea aprofundată a factorilor de control ai modelării reliefului, a cunoașterii principalelor tipuri și forme de relief precum și a proceselor geomorfologice care contribuie la degradarea terenurilor.

Din punct de vedere științific, lucrarea are un scop dublu:

- de natură fundamentală, respectiv de cunoașterea principalelor caracteristici geomorfologice cantitative și calitative ale reliefului din bazinul Zeletinului;

- de natură aplicativă, adică utilizarea informațiilor acumulate în urma acestui demers științific, spre o mai bună valorificare a resurselor locale, respectiv a terenurilor agricole, îndeosebi arabile, degradate.

Un aspect important care a stat la baza alegerii acestei zone de studiu se referă la locul copilăriei noastre și a domiciliului actual în bazinul superior al Zeletinului. De aici decurge o legătură afectivă cu acest areal și, deci, un avantaj, pe de o parte în cunoașterea cât mai detaliată a bazinului, iar pe de alta, prin accesibilitatea pentru realizarea etapei de teren.

1.3. Istoricul cercetărilor

Primele studii asupra originii erozionale a reliefului din Moldova, incluzând aici și Colinele Tutovei au fost efectuate de *Cobălcescu Gr.* în 1883. Mergând pe aceeași direcție de cercetare, *Simionescu I.* (1903) a schițat, pe lângă studiile de ansamblu, câteva observații asupra proceselor geomorfologice actuale din Colinele Tutovei, cu privire la eroziunea torențială, procesele de albie și alunecările de teren.

Sevastos R. (1907), analizând raporturile tectonice dintre Podișul Moldovei și Câmpia Română, a stabilit atât limita dintre aceste două regiuni, cât și terasele din zona de confluență Bârlad – Siret. Același autor face referiri la procesele geomorfologice și condițiile de geneză ale versantului stâng al Siretului iar în 1922, menționează prezența cineritelor andezitice de Nuțasca-Ruseni.

În 1915, *George Vâlsan* a tratat problema limitei dintre Colinele Tutovei și Câmpia Română, emițând ipoteza ridicării teritoriului colinar: „*Impresia căpătată e a unei ridicări în masă, făcând opoziție cufundării din Câmpia Română*”.

Preocupări științifice moderne, privind geomorfologia Podișului Moldovei, aparțin geografului ieșean *Mihai David*, care deși nu a cercetat în mod special teritoriul dintre Siret și Bârlad, analizează unele probleme care interesează în această regiune, pe care o denumește inițial Colinele pliocenice ale Moldovei meridionale. Totodată, el preia ideea de „*basculare*” a lui *Vâlsan* (1915) și introduce termenul de „*torsiune*” a Podișului Moldovenesc. Dintre lucrările sale mai importante cităm: „*O schiță morfologică a podișului sarmatic din Moldova*” (1921) și „*Cercetări geologice în Podișul Moldovei*” (1922). Autorul menționat face aprecieri în legătură cu fragmentarea colinară a teritoriului Moldovei meridionale, în mod special cu privire asupra caracterului de consecvență a văilor și asupra energiei accentuate a reliefului.

După al Doilea Război Mondial apar numeroase preocupări științifice, printre care o contribuție importantă în stabilirea legilor de evoluție a reliefului din Colinele Tutovei este

cea adusă de *Filipescu M.* (1950). În urma unor observații de detaliu a proceselor geomorfologice din *bazinul Zeletinului* și a condițiilor care influențează în mod direct aceste procese, autorul concluzionează că profilul longitudinal al râurilor din Colinele Tutovei se găsește într-un stadiu mult mai avansat față de tinerețea relativă a acestora și explică “îmbătrânirea prematură” pe seama condițiilor geologice și bioclimatice de aici. Dacă studiile precedente erau generalizate pentru arealul dintre Bârlad și Siret, aceasta este prima lucrare în care se precizează clar un proces geomorfologic din arealul nostru de studiu, și care este apoi generalizat pe întreaga Moldovă meridională. Cercetările geologice întreprinse de *Atanasiu I.* și *Macarovici N.* (1950) au arătat că stratele geologice au o cădere normală spre SE, sedimentarea având un caracter continuu între Basarabian și Meoțian și de aici neidentificarea unui indiciu de denivelare tectonică. *Victor Tufescu* (1940, 1957), pe lângă aprecieri tematice similare predecesorilor săi, referindu-se la vârsta relativă și stadiul de evoluție al reliefului afirmă că acesta “*prin îngustimea culmilor și paralelismul văilor capătă aspectul de relief tânăr*”.

Cele mai amănunțite studii geologice referitoare la geologia Moldovei Centrale dintre Siret și Prut sunt cele efectuate de către *Jeanrenaud P.* (1961, 1966, 1971, 1995). Acesta arată că cineritele andezitice au o răspândire foarte mare în partea sudică a Podișului Moldovei și implicit și în *bazinul Zeletinului*, ele constituind un real reper din punct de vedere stratigrafic.

Pentru analiza calitativă a arealului Colinelor Tutovei, reține atenția în primul rând lucrarea elaborată de *Hârjoabă I.*, în anul 1968, respectiv “*Relieful Colinelor Tutovei*”. Autorul menționat analizează riguros factorii care au contribuit la geneza și evoluția reliefului, tipurile genetice de relief, abordând totodată și o serie de aspecte privind procesele geomorfologice actuale.

Mircea Moțoc (după 1975), abordează o serie de probleme practice, respectiv legate de eroziunea solului și combaterea acesteia, stabilind în colaborare cu *Stănescu P.* și *Iuliana Taloescu* (1979) metoda de estimare a eroziunii totale și a eroziunii efluente. De asemenea, pentru lucrări de ansamblu privind evoluția văilor sau studiul teraselor, menționăm contribuțiile lui *Băcauanu V.* et al (1980).

Cercetări remarcabile sunt făcute la Stațiunea Centrală de Cercetări pentru Combaterea Eroziunii Solului Perieni de către *Popa Al.*, *Luca A.*, *Moțoc M.* și *Ioniță I.*. Studiile acestor cercetători au vizat probleme de geomorfologie aplicată: eroziunea solului și combaterea eroziunii solului, eroziunea în adâncime, lucrări de amenajare a ravenelor etc.

În ultimele două decenii o abordare nouă privind relieful de cueste este datorată preocupărilor lui *Ioniță I.* (1985, 1997, 2000a), care a stabilit două tipuri de asimetrii structurale în Podișul Moldovei:

- Asimetria de ordinul întâi, asociată înclinării majore a stratelor geologice, pe direcția N – S, responsabilă de formarea frunților de cuestă cu expoziție nordică și reversurilor cu expoziție sudică;

- Asimetrie de ordinul al doilea, asociată înclinării secundare V – E, a stratelor geologice, responsabilă de geneza frunților de cuestă cu expoziție vestică și reversurilor cu expoziție estică.

De asemenea, autorul mai sus citat s-a preocupat de studiul degradărilor de teren din Podișul Bârladului, cu privire specială asupra ravenării, eroziunii solului și ritmului de sedimentare recentă din acumulări. Alte contribuții privind studiul reliefului și în special al proceselor geomorfologice actuale le datorăm și altor cercetători precum *Pujină D.* (1997), *Pujină Liliana* (1998), *Rădoane Maria* și colab. (1999), *Hurjui C.* (2008), etc.

Recent, în realizarea unor teze de doctorat au fost studiate o serie de decupaje din Colinele Tutovei, areale analizate atât din punct de vedere al riscurilor naturale (*Stângă I.C.* 2009), cât și din punct de vedere pedologic (*Niacșu L.* 2009, *Vasiliniuc I.* 2009) sau geomorfologic (*Niacșu Loredana* 2011) etc.

Alte preocupări care au vizat strict unele areale din bazinul Zeletinului sunt studiile pedologice realizate de către specialiștii de la Oficiile Județene de Studii Pedologice și Agrochimice, care au întocmit hărți pedologice în scara 1:10 000 pentru comunele aferente.

1.4. Metodologia cercetării

Elaborarea demersului științific privind analiza proceselor care contribuie la degradarea terenurilor din bazinul Zeletinului s-a bazat pe parcurgerea mai multor etape.

În prima etapa, cea de documentare bibliografică, au fost adunate atât date generale referitoare la evoluția reliefului, cât și legate strict de aria de studiu cu privire la procesele geomorfologice care contribuie la degradările de teren din zona Colinelor Tutovei sau a bazinului Zeletinului. Tot acum au fost achiziționate hărți topografice în scara 1: 25 000, planuri topografice în scara 1: 5 000, utilizate în special la analiza morfografică și morfometrică a reliefului. De asemenea, s-au cules date climatice (furnizate de C.M.R.M. în cadrul contractului CEEEX 756/2006 cu tema: „*Impactul riscurilor hidro-climatice și pedo-geomorfologice asupra mediului în bazinul Bârladului*” – director Constantin Rusu), date hidrologice privind debitul lichid și solid (de la Sistemul de Gospodărirea Apelor Galați, din cadrul Administrației Bazinale de Apă Prut-Bârlad), date pedologice (de la Oficiile de Studii Pedologice și Agrochimice Bacău, Vrancea și Galați), ortofotoplanuri – zbor 2005 de la A.N.C.P.I.

În această fază de birou, inițial s-a realizat Modelului Numeric al Terenului după planurile topografice în scara 1: 5 000, pe seama căruia s-au întocmit hărți tematice specifice studiilor geomorfologice, precum harta hipsometrică, harta orientării versanților, harta pantelor sau cea a fragmentării verticale a reliefului. Pentru obținerea altor hărți tematice, cum este cea a solurilor sau cea în care este redată eroziunea în suprafață pe unități de sol, s-au folosit hărțile pedologice în scara 1: 10 000, din cadrul studiilor pedologice aferente comunelor din bazin. Informațiile geologice de pe hărțile lui *Jeanrenaud P.* (1966, 1971) au fost prelucrate, retrasându-se limitele dintre depozitele geologice în funcție de morfologia rezultată în urma realizării MNT-ului.

În realizarea hărților privind analiza morfografică și morfometrică, dar și a altor hărți tematice, ne-am folosit de unul dintre programele utilizate în SIG (Sistem Informațional Geografic), și anume TNTMips v. 6.9., realizat de Microimages Inc., Lincoln, NE, USA. De asemenea, am apelat și la alte programe, precum: SagaGis, GlobalMapper 13, AdobeIllustrator CS3, ER Viewer 7.2, Excel, Picture Manager, Publisher etc.

Totodată, pentru înțelegerea, explicarea și interpretarea datelor am făcut apel la o serie de metode, cum sunt: metoda dialectică, analiza și sinteza geomorfologică, metoda deductivă, reprezentări grafice și cartografice, etc. Pe de altă parte, o serie de prelucrări statistico-matematice s-au dovedit foarte utile în realizarea studiului de față.

Etapa de teren a constat în repetate deplasări pe teren, atât individual cât și împreună cu profesorul coordonator, în cadrul cărora s-au făcut observații și cartarea geomorfologică de ansamblu, s-au inventariat și cartat ravene și alunecări de teren, au fost prelevate probe de sol din șesul Zeletinului în vederea estimării ratei de sedimentare din lunci etc. Mai mult, pentru o serie de ravene reprezentative s-au făcut măsurătorilor detaliate în teren cu ajutorul GPS-ului Garmin eTrex30, estimându-se astfel evoluția acestora în ultimii 50 de ani.

Etapa de laborator s-a bazat pe prelucrarea datelor extrase de pe planurile topografice în scara 1: 5 000, hărți geologice, hărțile pedologice și ortofotoplanuri – zbor 2005. Astfel, dacă pentru estimarea stării de intensitate a eroziunii solurilor s-au folosit și prelucrat informațiile din studiile pedologice, pentru inventarierea terenurilor afectate de ravenare și alunecări de teren, precum și în caracterizarea modului și tipului de utilizare a terenurilor am apelat la ortofotoplanuri și la cartările de teren.

2. Considerații generale asupra originii și evoluției reliefului

2.1. Geologia și evoluția paleogeografică

Din punct de vedere geologic, bazinul hidrografic al râului Zeletin se suprapune peste **Depresiunea Bârladului**, aceasta fiind încadrată de două falii principale profunde: una în N - falia Fălciu – Plopana ce o desparte de Platforma Moldovenească (continuată spre vest sub Orogenul Carpatic cu falia Bistriței), iar alta în S - falia Sf. Gheorghe-Oancea-Adjud (*Ionesi L.*, 1989, 1994). Limita vestică este dată de falia pericarpatică, la suprafață limitată de depozitele de molasă iar în adâncime această unitate se continuă spre vest sub Orogenul Carpatic. Limita estică este reprezentată de frontiera de stat - granița cu Republica Moldova. De asemenea, Depresiunea Bârladului este considerată ca fiind o platformă mai tânără ce aparține Platformei Scitice.

Pe de altă parte, după alți autori Platforma Bârladului este apreciată ca fiind o porțiune din marginea Platformei Moldovenești, afundată tectonic, deși deține unele diferențieri notabile în alcătuirea cuverturii sedimentare. La est de Siret, *Dumitrescu I.* și colab. (1962) stabilesc două fracturi importante, orientate nord-vest – sud-est: falia Vasluiului și falia Bistriței. Prima reprezintă marginea nordică a unei trepte mai scufundate a Platformei Moldovenești, cea de a doua, constituie limita dintre aceasta din urmă și Depresiunea Bârladului. Ambele falii se continuă spre est până pe platforma continentală a Mării Negre.

2.1.1. Stratigrafia

Depresiunea Bârladului este o unitate de platformă tipică, având un fundament cristalin, neinterceptat de nici un foraj și o groasă cuvertură sedimentară.

Fundamentul

După *Mutihac V.* și *Ionesi L.* (1974) această zonă de puternică afundare tectonică ar reprezenta o depresiune intracratonică, respectiv unitatea ar avea un fundament mixt, de origine podolică la nord de linia localităților Bacău-Bârlad-Murgeni și de origine hercinică, nord-dobrogeană spre sud. Conform lui *Socolescu M.* și colab. (1975), după datele geofizice, Depresiunea Bârladului are multe asemănări cu Platforma Valahă, motiv pentru care se consideră că partea sa din adânc ar avea caracterul de bloc.

Pe de altă parte, schița tectonică realizată de *Cornea I.* (1964) ne arată că bazinul Zeletinului se află în zona nordică de bordură a Depresiunii Bârladului, străbătută de o serie de fracturi (figura nr. 3). După *Cirimpei Claudia* (2009), axa depresiunii trece prin partea de sud a zonei noastre de studiu iar spre N fundamentul depresiunii este străbătut de trei falii importante (figura nr. 4).

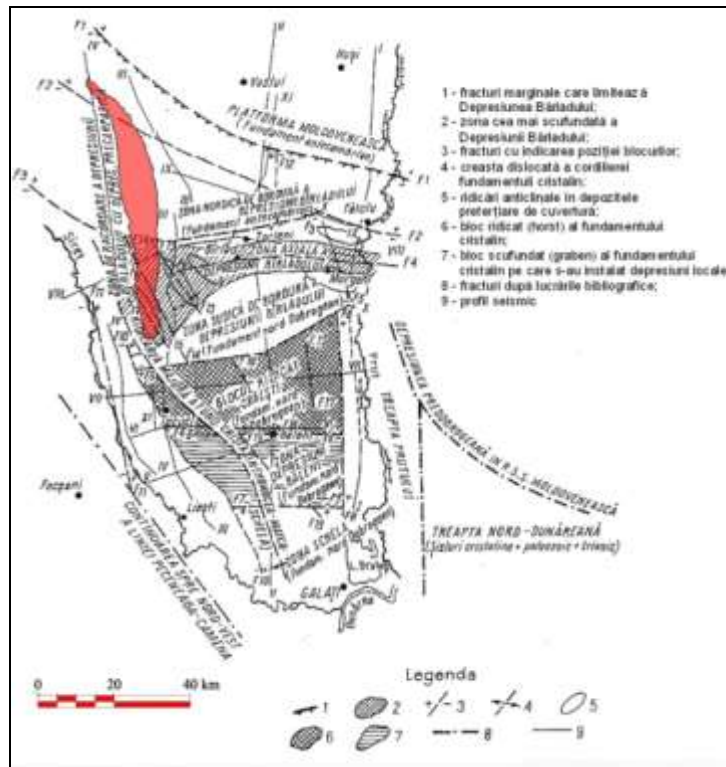


Fig. 3. Schița tectonică a Depresiunii Bârladului, întocmită după date geologice și geofizice (Cornea I., 1964)

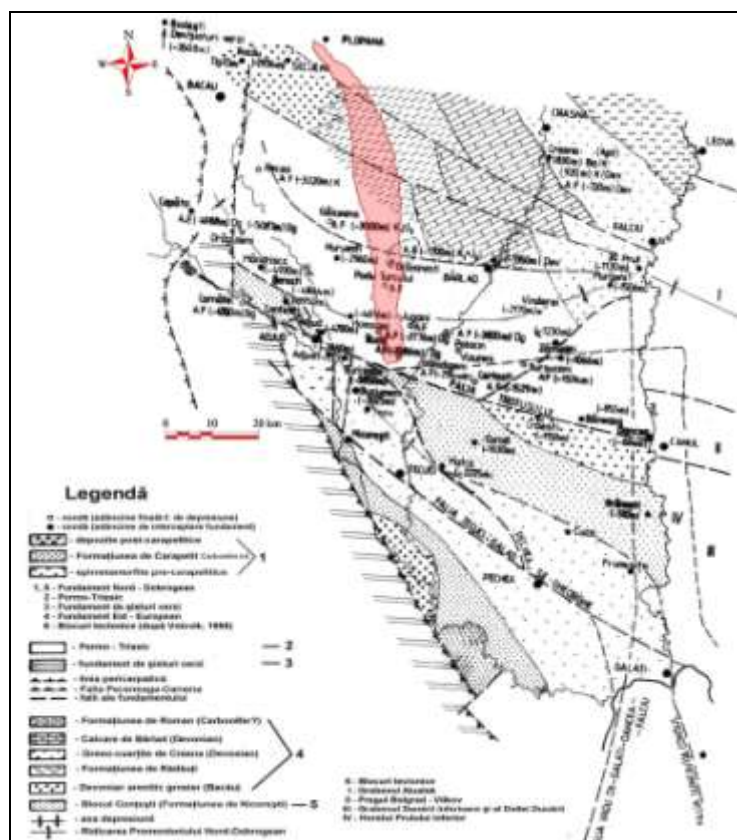


Fig. 4. Harta geotectonică a fundamentului Pre-Jurasic al Depresiunii Bârladului (Cirimpei C., 2009)

Atât fundamentul cât și cuvertura sedimentară cretacică a flancului nordic al depresiunii coboară în trepte de la nord la sud dar și dinspre est spre vest (figura nr. 5).

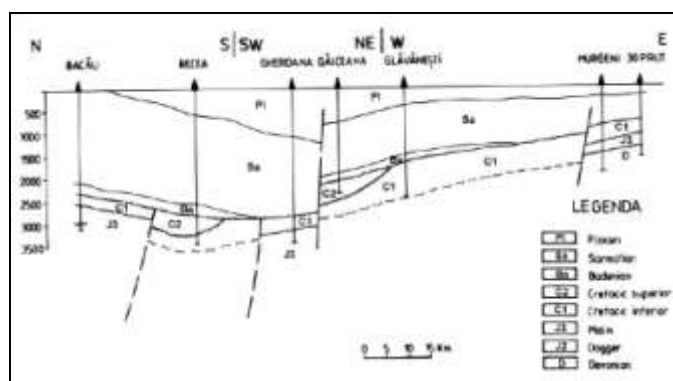


Fig. 5. Secțiune geologică în sectorul Nordic al Depresiunii Bârladului (Cirimpei C., 2009)

Cuvertura sedimentară

Cele mai vechi depozite deschise în foraje aparțin Devonianului, însă în mod sigur sub acestea există și depozite mai vechi (Ionesi L., 1989, 1994). Cuvertura s-a format în următoarele cicluri sedimentare: Paleozoic inferior (până în Devonian), Permian – Triasic inferior, Jurassic – Cretacic – Eocen și Badenian superior – Romanian. Astfel, specific Platformei Bârladului este prezența depozitelor permo-triasice, marea dezvoltare a Jurassicului și continuarea sedimentării în intervalul Chersonian – Romanian în ultimul megaciclu (figura nr. 6).

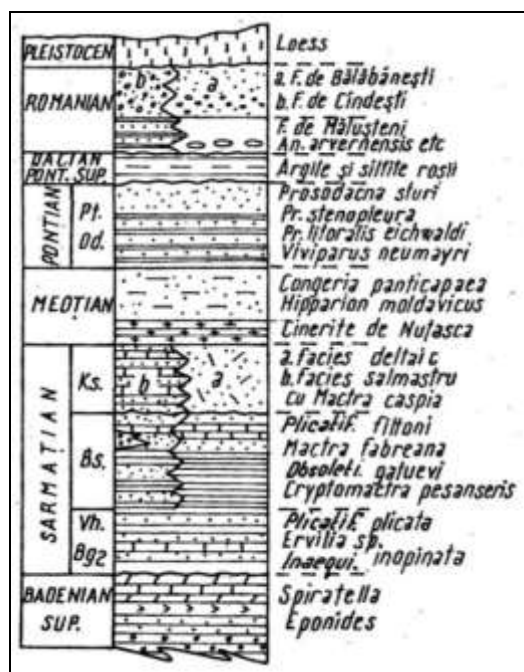


Fig. 6. Coloană stratigrafică sintetică a cuverturii neogene din Platforma Bârladului (Ionesi L., 1994)

Descrieri mai amănunțite privind geologia părții de sud a Podișului Moldovei sunt efectuate de *Macarovici N.* (1960) care schițează și geologia de ansamblu a regiunii, inclusiv a bazinului Zeletinului. Pe lângă informațiile referitoare la căderea stratelor geologice spre sud, acesta descrie mai multe profile geologice, printre care unul din versantul stâng al Zeletinului între Putini și Buda (figura nr. 7).



Fig. 7. Profil geologic pe versantul stâng al Zeletinului între Putini și Buda (*Macarovici N.*, 1960)

Dacă la baza apar nisipuri fine, chersoniene, slab argiloase cu rare intercalații de gresii cenușii, spre partea mediană a versantului se ivesc nisipuri meoțiene slab tufacee (de 20 – 30 m grosime), care în partea lor superioară au o intercalație subțire argiloasă. Uneori, aceste nisipuri tufacee sunt consolidate sub formă de gresii și conțin prundișuri la bază. Treimea superioară a versantului este formată din nisipuri albe-gălbui, cu lentile de gresii, care se ridică în vârful dealului Avrămești, la 400 m altitudine (*Macarovici N.*, 1960).

Aspectul actual al reliefului regiunii este rezultatul unei evoluții îndelungate începând din Pleistocenul inferior, timp în care majoritatea teritoriului Colinelor Tutovei devine uscat și pe care se instalează rețeaua hidrografică.

Bazinul râului Zeletin s-a dezvoltat în formațiunile sedimentare ale Depresiunii Bârladului, din care eroziunea a scos la zi, în sens clasic depozite aparținând Chersonianului, Meoțianului, precum și depozite de vârstă dacian-ponțiană (figura nr. 8).

Chersonianul apare numai în jumătatea nordică a bazinului, atât pe valea Zeletinului cât și pe cea a Dobrotforului (*Jeanrenaud P.*, 1966, 1971). În bazinul Zeletinului superior depozitele chersoniene sunt dominante și apar la nivelul treimii inferioare și mijlocii a versanților, pe când în bazinul Dobrotforului apar doar în treimea inferioară a versanților. Din punct de vedere litostratigrafic, depozitele chersoniene sunt reprezentate printr-o succesiune de argile, agile nisipoase, nisipuri, cu structură încrucișată, sedimentate într-un facies litoral-deltaic și în general nefosilifere.

Jeanrenaud P. (1966) a precizat inițial că Meoțianul este constituit din trei orizonturi distincte, și anume: un *orizont inferior*, un *orizont intermediar cineritic* și un *orizont superior argilo-nisipos* alcătuit din argile, marne și nisipuri. Ulterior, în 1971, autorul menționat restrânge Meoțianul la două orizonturi, respectiv *orizontul cineritic* și *orizontul superior*.

Meoțianul are cea mai mare răspândire ocupând jumătate din suprafață, fiind larg dezvoltat în bazinul mijlociu al Zeletinului și caracterizat prin prezența orizontului reper cineritico-andezitic de Nuțeasca-Ruseni în bază și a unui orizont nisipo-argilos la partea superioară (figura nr. 9).

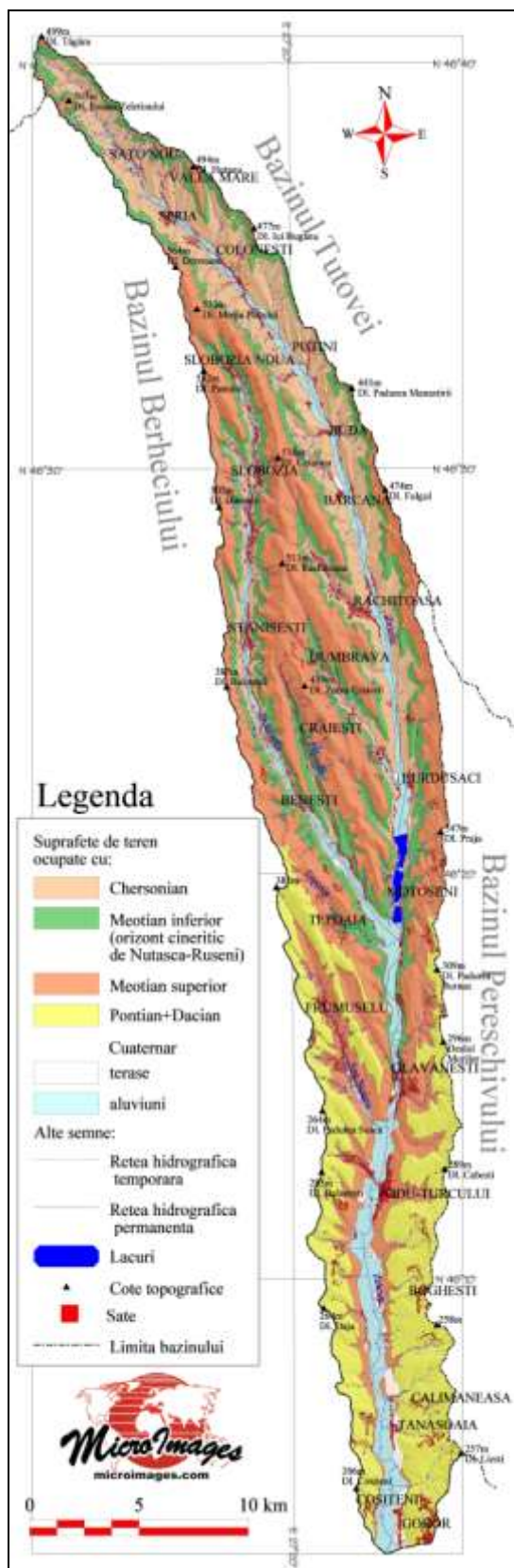


Fig. 8. Harta geologică a bazinului Zeletin (prelucrare după Jeanrenaud P., 1966, 1971)

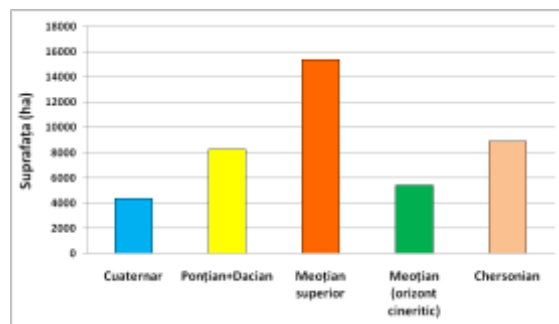


Fig. 9. Histograma suprafețelor pe tipuri de depozite geologice (prelucrare după harta întocmită de Jeanrenaud P., 1966, 1971)

Denumirea de *orizontul cineritic de Nuțasca-Ruseni* este considerată de către Milan S. G. (2011) ca fiind oarecum neadecvată întrucât toponimul *Nuțasca* aparține unei păduri și unde nu sunt semnalate astfel de aflorimente. Deoarece cea mai apropiată deschidere de această zonă este la 2 km, în satul Rusenii Răzeși, autorul mai sus citat consideră că denumirea mai corectă, cea care reflectă situația din teren este de „*membrul cineritic de Ruseni*”.

Sursa materialului piroclastic o constituie aparatele vulcanice de pe latura vestică a Carpaților Orientali, însă unii autori, precum *Miltiade Filipescu* (1944), nu exclud posibilitatea existenței unui vulcanism extracarpatic.

Cineritele sunt răspândite în toată jumătatea nordică a bazinului, fiind situate, în general, imediat sub nivelul culmilor interfluviale în extremitatea nordică și scad treptat în altitudine spre sud, până dispar complet sub nivelul luncilor la S de Glăvănești. Cele mai impresionante deschideri apar în bazinul mijlociu al Dobrotforului, în ravenele de versant, unde formează semnificative praguri structural-litologice (figurile 10 și 11).



Fig. 10. Cineritele (gresii) andezitice de Nușasca-Ruseni la N de Stănișești, pe versantul stâng al Dobrotforului - Ravena Onofrei (foto Ioniță I., 21 aprilie 2011)



Fig. 11. Cineritele andezitice de Nușasca-Ruseni la E de Slobozia, pe versantul stâng al Dobrotforului (13 aprilie 2012)

Meoțianul superior, reprezentat printr-o succesiune de nisipuri, nisipuri argiloase și argile, uneori cu intercalații subțiri de gresii în plăci, are cea mai largă răspândire deținând 36,4 % din suprafața bazinului Zeletinului. Dacă în partea nordică a bazinului se găsește sub forma unor martori de eroziune, acesta coboară treptat, dominând zona centrală a bazinului, reducându-se în suprafață spre sud în favoarea depozitelor mai noi, de vârstă ponțian-daciană.

În bazinul inferior, aval de confluența Zeletinului cu Dobrotforul, încep să apară formațiuni aparținând **Ponțianului și Dacianului**, care se extind în suprafață spre sud. Acestea au fost mai extinse spre nord cuprinzând probabil toată jumătatea sudică a bazinului, însă au fost îndepărtate prin eroziune pe măsură ce rețeaua hidrografică a evoluat. Ele sunt reprezentate de un facies litoral predominant nisipos (*Macarovici N.*, 1960) și se întâlnesc obișnuit la S de Motoșeni, doar la nivelul culmilor interfluviale principale. Altitudinal, aceste depozite depășesc foarte rar cota de 400 m (Dl. Calapodești) și descresc în altitudine spre sud, până la baza versanților. În cadrul nisipurilor Ponțiene, în deschiderile din malurile ravenelor pot fi identificate urme fosilizate ale vegetației existente în ariile adiacente, sub forma unor resturi de trunchiuri de arbori fosili (figura nr. 12).



Fig. 12. Resturi fosilizate de vegetație lemnoasă în nisipuri ponțiene la Frumușelu (02 ianuarie 2012)

Conform lui *Hârjoabă I.* (1968), după Villafranchian are loc o ridicare în masă a teritoriului Colinelor Tutovei, mai pronunțată în sectorul nordic și mai redusă în cel sudic, ridicare care a provocat pe lângă deformarea stratelor de roci și o fragmentare mult mai accentuată a reliefului. Înălțarea diferențiată a celor două sectoare este dată și de „*înclinarea pânzei de prundișuri Villafranchiene care coboară de la N spre S cu cca. 200 m pe o distanță de cca. 50 km.*” Prezența unor astfel de prundișuri este semnalată în Dealul Sohodol din bazinul mijlociu al Zeletinului la sud de Opișești, la 315 m altitudine, deci deasupra nivelului cineritic. Aceste pietrișuri, de origine carpatică bine rulate (cuarțite, calcare cristaline, gresii, menilite etc.) au fost aduse din zona cristalino-mezozoică și depuse în lacul meotic sub forma unui con de dejecție. *Macarovici N.* (1960) apreciază că pietrișurile au 0,5 m grosime și le atribuie vârsta cuaternară, echivalentă cu „pietrișurile de Bălăbănești”.

În prezent, aceste pietrișuri, atribuite anterior Villafranchienului, sunt considerate ca aparținând Pliocenului superior (Romanian mediu). Pe baze micro-faunistice, în momentul de față Meoțianul și Pontianul din Pliocenul clasic sunt incluse Sarmațianului superior (*Rădulescu C., Samson P., 1989, Andreescu et. al., 2011*). Ca atare, Pontianul este restrâns acum la Dacian și Romanian (5,8 – 1,8 mil. ani).

Toate formațiunile geologice care aflorază în arealul studiat au fost depuse în facies deltaic și sunt dispuse într-o structură general monoclinală pe direcția NNW-SSE, cu o înclinare spre sud de 7-8 m/km (figura nr. 13).

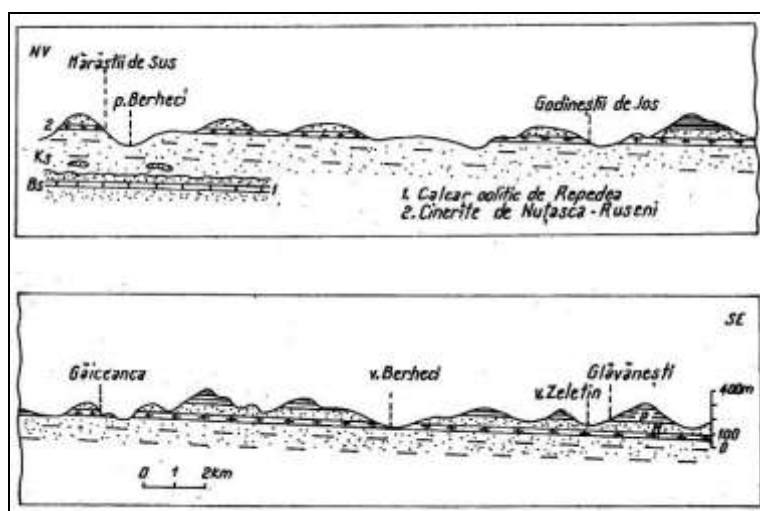


Fig. 13. Secțiune geologică prin Platforma Bârladului (*Jeanrenaud P., 1971*)

2.1.2. Tectonica

Pe lângă mișcările specifice de platformă (pozitive sau negative) care au determinat transgresiuni și regresii marine prezente în evoluția paleogeografică, majoritatea specialiștilor sunt de acord cu existența unor mișcări neotectonice actuale, respectiv de înălțare medie de 1-2 mm/an (*Ciocârdel R., Esca Al., 1966*).

În depozitele cuverturii sedimentare resurse minerale s-au depus numai în Jurassic și Sarmațian, iar una dintre structurile cele mai importante, este cea de la Glăvănești, alungită pe direcție V – E, sub forma unui dom secționat de falii, cu acumulări de petrol dar mai ales de gaze în depozitele Basarabiene și Chersoniene (*Ionesi L., 1994*).

2.2. Factorii externi, fizico – geografici, care au contribuit la modelarea reliefului actual

Odată cu retragerea definitivă a apelor începând din Ponțian, zona exondată intră sub acțiunea factorilor externi. Putem menționa că morfologia de ansamblu a bazinului Zeletinului, se datorează în special, activității sculpturale a factorilor externi, prin care câmpia inițială de acumulare a fost parțial distrusă. Denudația deține rolul principal în modelarea reliefului, aceasta realizându-se prin acțiunea combinată a unui complex de factori: climatici, hidrici, biotici și „mai nou” antropici.

2.2.1. Factorul climatic

Factorul climatic acționează în primul rând prin regimul termic și al precipitațiilor, iar în al doilea rând prin acțiunea vântului. În prezent, în urma măsurătorilor realizate în stațiile meteorologice și a posturilor pluviometrice, se poate preciza faptul că bazinul hidrografic al Zeletinului se caracterizează printr-o climă de tip temperat-continental, cu anumite nuanțe de excesivitate.

Deoarece în cadrul bazinului nu există nici o stație meteorologică, au fost luate în considerație datele înregistrate la cele mai apropiate stații, respectiv Plopana (din nordul bazinului Tutovei), Oncești (din partea centrală a bazinului râului Berheci) și Bârlad, stații destul de reprezentative pentru clima Colinelor Tutovei.

Radiația solară globală recepționată de această regiune variază între 120 kcal/cm²/an în sud și 115 kcal/cm²/an în nord, cu o medie de 117/118 kcal/cm²/an. În funcție de caracteristicile suprafeței active apar diferențieri importante ale regimurilor diurne, anotimpuale, sezoniere, anuale, însă în ansamblu ea determină un climat de tip temperat. Condiționată, în principal, de creșterea în durată a zilelor, radiația solară e în continuă creștere începând din luna ianuarie, când de la aproximativ 3,5 kcal/cm²/lună ajunge în luna, la peste 15 kcal/cm²/lună (ziua = 15h55min). Începând din luna august până în decembrie, pe măsura micșorării zilei și a frecvenței sistemelor noroase, radiația solară lunară înregistrează valori de 4 ori mai reduse față de luna iulie, doar 3kcal/cm²/lună.

Durata de strălucire a Soarelui, însumează anual, peste 2000 de ore în partea sudică a bazinului și ajunge la mai puțin de 1900 în partea nordică. În situațiile când în anumiți ani se intensifică circulația sudică și sud-estică, durata de strălucire a Soarelui poate să ajungă la valori de 2100, 2200 sau în mod excepțional chiar mai mult, cu menținerea unor valori ridicate și în lunile de toamnă (*Gugiuman I., 1970, Hohan, 2001*).

Temperatura aerului constituie un parametru climatic important, înregistrând un grad ridicat de variabilitate în timp și în spațiu, consemnat de variații anuale, sezoniere, diurne, lunare, cât și diferențieri latitudinale și altitudinale (figura nr. 14).

Elementele care au o importanță mai mare privind morfogeneza și morfodinamica reliefului, în special declanșarea proceselor geomorfologice actuale sunt: temperatura medie lunară și anuală, temperatura minimă și maximă absolută, amplitudinea termică absolută anuală, precum și numărul de zile de vară (temperaturi > de 25°C), numărul de zile de iarnă (temperaturi < de 0°C), temperatura suprafeței solului și numărul de zile în care solul este înghețat.

Astfel, temperatura medie anuală în arealul Colinelor Tutovei se încadrează între 8,8°C la Oncești (203 m) și 9,6°C la Bârlad (172 m). Pe durata unui an mediile lunare variază destul de mult între valori negative, de -2,8°C Bârlad și -3,3°C la Plopana în ianuarie, până la peste 20°C (Plopana și Oncești - 20°C și Bârlad 21°C).

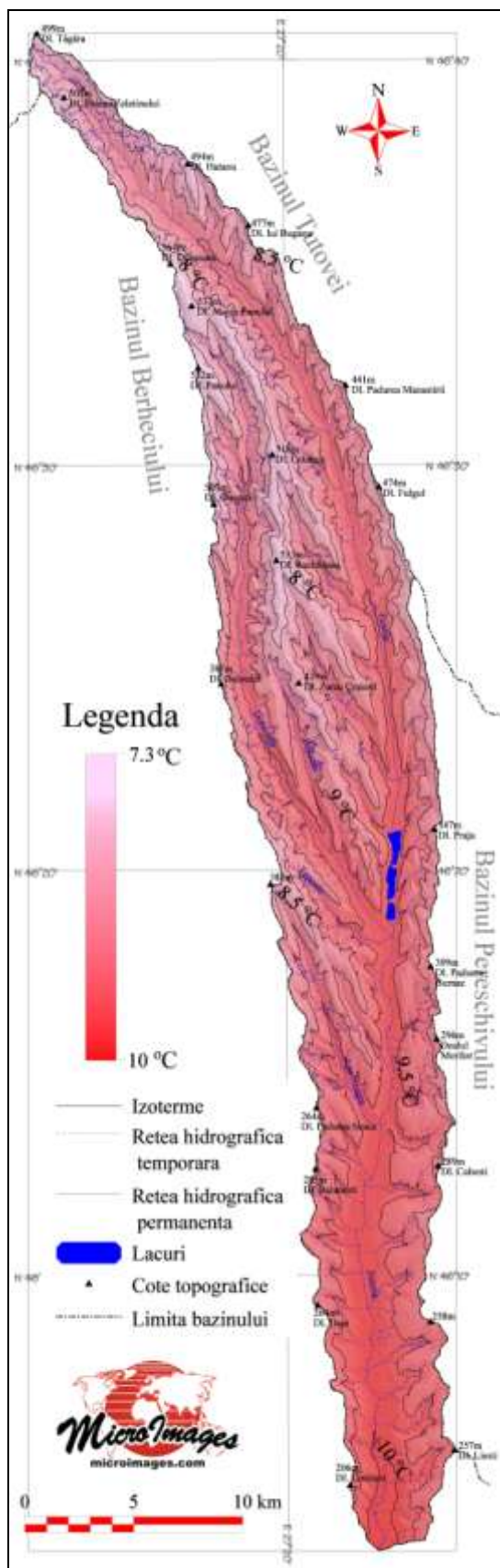


Fig. 14. Harta temperaturii medii multianuale în 1964-1999 (prelucrare după date A.N.M.- CEEEX 756/2006)

Temperaturile medii lunare negative, sunt întâlnite în cele trei luni de iarnă, luna cea mai rece fiind luna ianuarie, iar cele mai ridicate valori medii lunare sunt înregistrate la toate cele trei stații în luna iulie. Diferențele termice dintre cele două luni, iunie și ianuarie de 23,8 la Bârlad, 23,3 la Oncești, și 22,9 la Plopana pun în evidență nuanțele de excesivitate ale climatei (figura nr. 15).

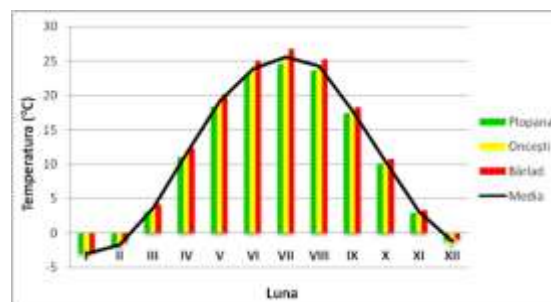


Fig. 15. Temperatura medie multianuală a aerului (°C) la stațiile Plopana, Oncești și Bârlad, în perioada 1964-1999 (prelucrare după A.N.M.-CEEEX 756/2006)

Analizând temperaturile extreme, observăm că ele variază pe un ecart mult mai larg, decât mediile lunare. Astfel au fost situații când maximele din luna februarie au ajuns 21,9°C la Oncești, 21,2°C la Plopana sau 21°C la Bârlad sau au coborât foarte mult în sezonul de vară (5,8°C în august la Oncești). Temperaturile maxime absolute înregistrate în perioada 1964-1999 au depășit valoarea de 36°C la toate cele trei stații, iar minimele absolute au coborât sub -23°C, cea mai mică minimă fiind la Oncești, respectiv -26,1°C (tabelul nr. 2). Astfel, făcând diferența dintre valorile extreme observăm o amplitudine termică absolută de peste 60°C deci o dovadă în plus privind nuanțele clare de excesivitate.

Tabelul nr. 2. Temperatura maximă și minimă absolută a aerului (°C) în perioada 1964-1999 (date A.N.M.- CEEEX 756/2006)

Nr. crt.	Stația meteo	Max. abs.	Min. abs.	Amplit. abs.
1	Plopana	36,7 (25.VII.1987)	-23,4 (14.I.1972)	60,1
2	Oncești	37,7 (4.VIII.1998)	-26,1 (14.I.1985)	63,8
3	Bârlad	38,1 (25.VII.1985)	-24,2 (16.I.1985)	62,3

O importanță deosebită în declanșarea proceselor geomorfologice le revin proceselor de îngheț, respectiv îngheț-dezgheț. Sezonul rece este considerat de *Ioniță I.* (2000b, 2000c) ca fiind cel mai important în producerea schimbărilor din configurația ravenelor, în special datorită alternanței cuplului îngheț-dezgheț. Astfel, în momentul dezghețului, solul îmbibat cu apa provenită din topirea zăpezilor dă naștere pe pantele mai înclinate la curgeri noroioase pe distanțe scurte.

La toate cele trei stații, în perioada 1964-1999, primele zile cu îngheț au apărut în luna septembrie, cele mai multe fiind la Plopana (3 zile) iar cele mai puține la Oncești (1,6 zile). Pe măsura apropierii sezonului de iarnă numărul lor cresc mai lent în octombrie și mai rapid în noiembrie și decembrie, ajungându-se la un maxim în luna ianuarie pentru toate cele trei stații, 28 de zile la Plopana, 29 la Oncești și 27,4 la Bârlad. Din ianuarie numărul de zile cu îngheț scade treptat până în martie menținându-se totuși la valori ridicate de cca 17 zile, însă în aprilie apare o scădere bruscă, fenomenul reducându-se foarte mult la doar 3-4 zile (figura nr. 16).

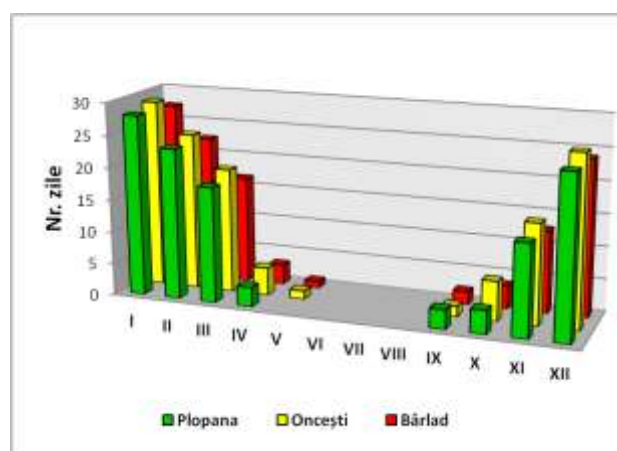


Fig. 16. Numărul de zile cu îngheț ($\leq 0^{\circ}\text{C}$) la stațiile Plopana, Oncești și Bârlad, în perioada 1964-1999 (prelucrare după A.N.M.- CEEEX 756/2006)

În medie, într-un an se înregistrează numărul de zile cu îngheț este de 127,5 la Oncești, 117,8 la Plopana și 112,8 la Bârlad. Zilele de vară, zile în care temperatura aerului depășește 25°C își fac debutul în luna martie, ajungând la un maxim în luna iulie, respectiv 17,7 la Plopana, 21,6 la Oncești și 23,1 la Bârlad. Numărul lor anual variază de la 64,4 la Plopana până la 85,2 la Bârlad. În urma celor prezentate, observăm ca există mari variații de temperatură, cu implicații directe asupra dezagregării rocilor, prin desprinderea materialului în perioada rece și transportul în timpul dezghețului de primăvară, sezonul critic debutând cu a doua jumătate a lunii martie (*Ioniță, I.* 2000b). Mai mult, alternanța sezoanelor calde cu cele reci joacă un rol important și în pedogeneză, prin dezvoltarea proceselor biotice sau din contră stagnarea lor.

Precipitațiile atmosferice pot fi considerate ca fiind cel mai important factor în ierarhia controlului climatic al proceselor geomorfologice. Ele prezintă importanță atât din punct de vedere cantitativ, dar mai ales în ceea ce privește repartiția în timp a numărului de ploi, durata și intensitatea lor.

Distribuția în timp dar și în spațiu a precipitațiilor atmosferice evidențiază, la fel ca regimul termic, caracterul continental al climatei cu nuanțe de excesivitate (figura nr. 17).

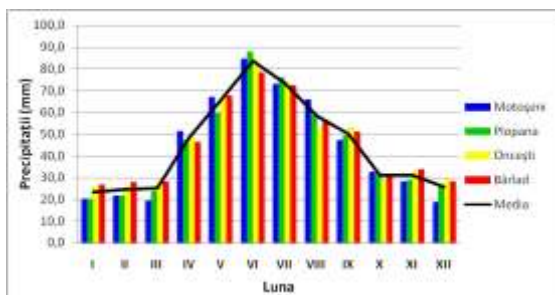


Fig. 17. Precipitațiile medii lunare multianuale (mm) la Motoșeni, Plopana, Onești și Bârlad în perioada 1961 – 1999 (prelucrare după date A.N.M.- CEEEX 756/2006)

În bazinului Zeletinului distribuția precipitațiilor este influențată de caracteristicile reliefului, respectiv de diferențele de altitudine (figura nr. 18). Disponerea în trepte a reliefului determinând o zonalitate verticală a precipitațiilor evidențiată atât la nivelul cantităților medii anuale, cât și în regimul lunar și anotimpual.

Astfel cantitatea medie multianuală de precipitații este cuprinsă între 530 și 550 mm (529 mm la Motoșeni și 551 la Onești).

În declanșarea proceselor geomorfologice importante sunt atât cantitățile de precipitații din perioadele ploioase ale anului cât și ploile torențiale de scurtă durată dar cu o intensitate foarte mare. Astfel numărul de zile în care precipitațiile atmosferice au depășit 30 mm a fost de 10 în 1972.

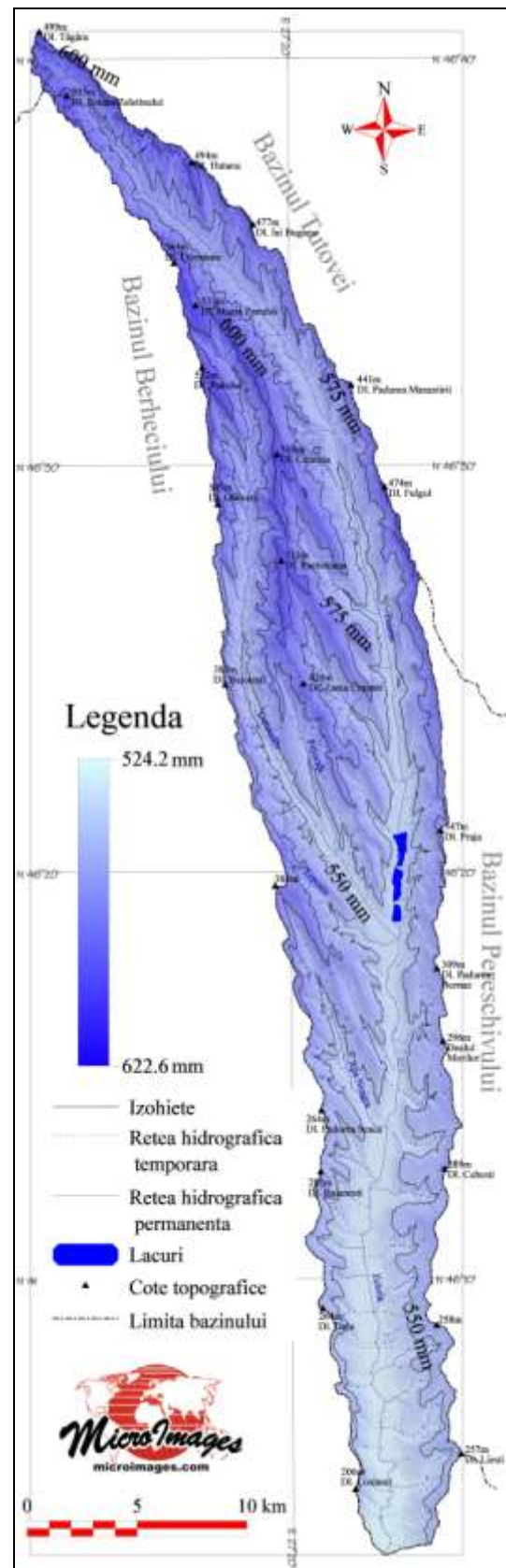


Fig. 18. Harta precipitațiilor medii multianuale în perioada 1961-1999 (prelucrare după date A.N.M.- CEEEX 756/2006)

Precipitațiile torențiale au un mare impact în declanșarea proceselor geomorfologice actuale. Cel mai elocvent exemplu sunt aversele din perioada 5-12 septembrie 2007, când la prima aversă au căzut 237,7 mm (Ioniță I., 2007). Arealul afectat cu precipitații maxime s-a situat în partea sudică a bazinului, în jurul localității Podu-Turcului, cuprinzând și bazinele vecine, Pereschiv și Berheci (figura nr. 19).

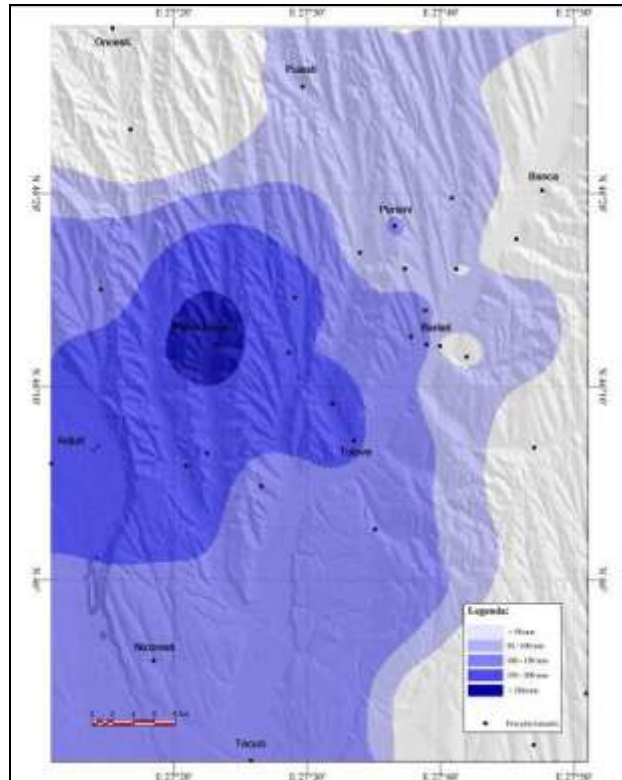


Fig. 19. Harta izohietelor aversei din 5 septembrie 2007 (Ioniță I., 2007)

Datorită condițiilor locale specifice, forma fusiformă a bazinelor, energie mare de relief, grad mare de despădurire, s-a produs o reacție hidrologică excepțională de 103 m^3 la Feldioara pe Berheci și $48,5 \text{ m}^3$ la Galbeni pe Zeletin, cu implicații deosebite asupra eroziunii.

Vântul nu este pentru arealul nostru un factor morfogenetic important, însă ținând cont de fondul litologic predominant nisipos, în perioadele când solul nu este acoperit de vegetație, acesta poate transporta particule fine pe distanțe variabile. Astfel, la viteze de 4-7m/s poate spulbera particule de diametrul de până la 0,5 mm, iar la peste 17m/s poate transport și particule mai mari de 2 mm în diametru (Hârjoabă I., 1968).

În perioada de iarnă, vântul influențează și covorul de zăpadă, prin spulberarea zăpezii și acumularea ei în zonele adăpostite, ducând punctual la creșterea umidității solului sau din contră acolo de unde a fost îndepărtată instalându-se un deficit de umiditate cel puțin temporar până la prima ploaie.

Graficul din figura nr. 20 ne sugerează că pentru stațiile mai reprezentative, Plopana și Oncești, direcția dominantă este cea dinspre NE spre SE și S, în strânsă legătură cu orientarea văilor principale.

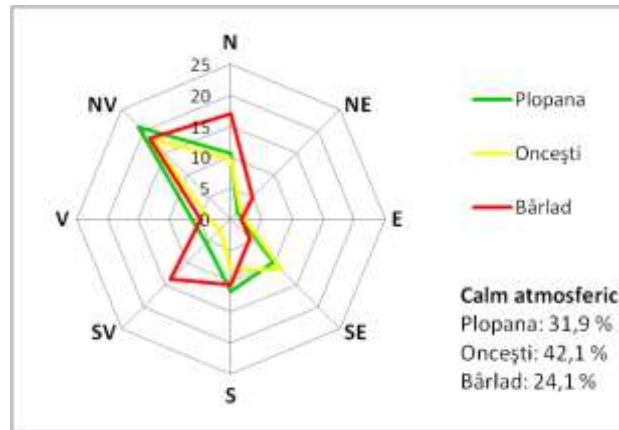


Fig. 20. Frecvența vântului după direcție la stațiile Plopana, Oncești și Bârlad, în perioada 1960-1999, (prelucrare după date A.N.M.- CEEEX 756/2006)

2.2.2. Factorul hidrologic

Factorului hidrologic îi revine rolul principal în formarea și evoluția reliefului din aria Colinelor Tutovei, acesta fiind cel mai important component fizico-geografic, puternic influențat de climă, care controlează procesele de eroziune, transport și acumulare.

Râul Zeletin, cu o lungime de 85,5 km, primește afluenți mai importanți de dreapta. Dintre aceștia se detașează pârâul Dobrotfor, cu o lungime de 35 de km și o suprafață a bazinului hidrografic de 87,8 km² (20,6 % din total). Apoi urmează pâraiele Răchitoasa (8,4 km), Gunoaia (12,3 km), Țepoaia (7 km), Sohodolul (6,1 km) și Apa Neagă/Frumușelu (12,4 km).

În bazinul hidrografic Zeletin apele de suprafață sunt alimentate din două categorii de surse: precipitații (ploi, zăpezi) și acvifere subterane (ape supra-freatice, ape freatice și de stratificație).

Ploile și zăpezile asigură scurgerea anuală în proporție de 70 – 90 % cu diferențe relativ mici privind latitudinea și altitudinea. Astfel, Panaitescu E. V. (2008) estimează că „procentul de participare a zăpezilor la realizarea scurgerii crește de la nord spre sud unde ajunge la 50 – 52 % din totalul acestui tip de alimentare”.

Sursele subterane au o contribuție mult mai mică în formarea scurgerii de suprafață, respectiv 10 -30 %. Procentajul participării diferitelor surse este condiționat de mai mulți factori, precum caracteristicile reliefului, constituția litologică, valoarea coeficientului de filtrație dar și cantitatea și tipurile de precipitații. Aportul apelor subterane în realizarea scurgerii de suprafață este foarte scăzut, crescând de la sud către nord și totodată cu înălțimea (Panaitescu E. V., 2008). Sezonier apar o serie de diferențieri în special în zonele de luncă. Pe timpul secetelor, când scurgerea de suprafață este minimă, are loc alimentarea dinspre substratul freatic spre râu, iar în perioadele cu scurgeri mari, alimentarea se face dinspre râu spre acviferul freatic, atunci când coeficientul de înmagazinare o permite.

Conform celor prezentate mai sus, rezultă că în bazinul Zeletinului predomină tipul de alimentare pluvială moderată, cu o pondere ceva mai ridicată spre sud.

Regimul natural al apelor din bazinul Zeletinului, este determinat de condițiile fizico-geografice și geologice ale zonei. Dintre factorii externi, fizico-geografici, cel mai important rol îl au condițiile climatice ale căror efect este de aproximativ 80 – 90 %.

Din date hidrologice achiziționate de la Sistemul de Gospodărirea Apelor Galați, reiese că debitul multianual al Zeletinului, în perioada 1950-2011 în dreptul localității Galbeni, este 0,661 m³/s, cu precizarea că suprafața bazinului în amonte este de 402 km² (figura nr. 21).



Fig. 21. Debitele medii multianuale (m^3/s) la stația hidrometrică Galbeni în perioada 1950-2011 (prelucrare după date S.G.A. Galați)

Râul Zeletin se remarcă și printr-un debit specific superior celorlalte râuri din Colinele Tutovei, respectiv $1,83 l/s/km^2$, față de $1,73 l/s/km^2$ la Feldioara pe Berheci, $1,53 l/s/km^2$ la Pogonești pe Tutova sau $1,35 l/s/km^2$ la Bârlad pe Simila (Petea C., 2007).

De când se fac măsurători, debitele medii anuale au oscilat în limite destul de mari ținând cont de mărimea râului, dar mai ales de poziția geografică în care predomină o climă temperat continentală cu nuanțe excesive. Figura nr. 22 ne arată că cele mai mari debite medii anuale s-au înregistrat în 1972 ($2,39 m^3/s$) și 1969 ($2,06 m^3/s$) când valoarea lor au fost cel puțin triplă față de media multianuală. Cele mai mici debite s-au consemnat în 2009 ($0,131 m^3/s$) și 1995 ($0,159 m^3/s$) când debitele au scăzut de cel puțin patru ori față de media multianuală.

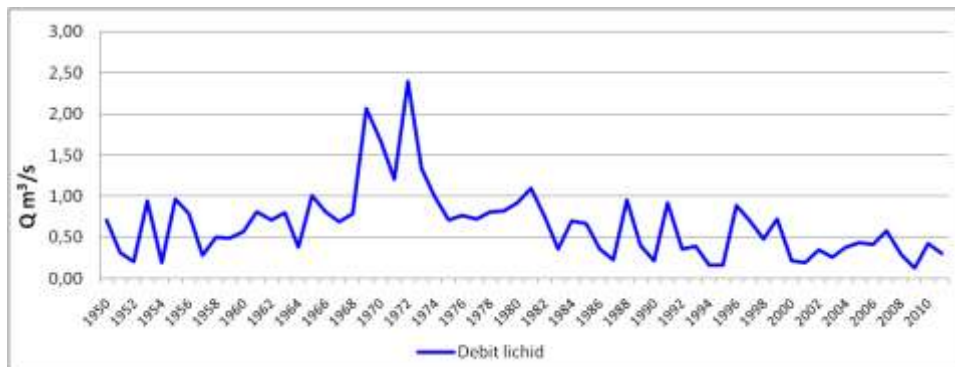


Fig. 22. Variația cronologică a debitelor medii anuale la stația hidrometrică Galbeni de pe râul Zeletin, în perioada 1950-2011 (prelucrare după date S.G.A. Galați)

Figura nr. 23 subliniază caracterul regimului hidrologic al râurilor din partea de est a țării, respectiv debite lichide mari la începutul primăverii, cauzate mai ales de topirea zăpezilor. Astfel acest anotimp deține 38,8 % din totalul scurgeri anuale. Scurgerea cea mai scăzută se realizează toamna (16,5 %) datorită precipitațiilor foarte reduse din acest sezon.

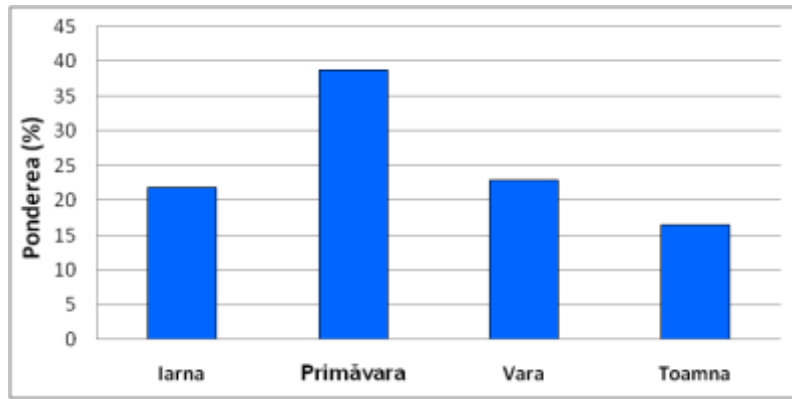


Fig. 23. Distribuția relativă a scurgerii lichide pe anotimpuri în bazinul Zeletinului, la Galbeni în perioada 1950 -2011 (prelucrare după date S.G.A. Galați)

Scurgerea maximă sau perioada apelor mari se poate produce în orice anotimp, dar mai frecvent la începutul primăverii și chiar la sfârșitul iernii, când alături de topirea zăpezilor apar și precipitații ceva mai bogate.

Viiturile sunt punctele maxime al scurgerii unui râu, de multe ori cu efecte dramatice. Acestea se produc aproape în fiecare primăvară sau în timpul verii în urma ploilor torențiale, cu o intensitate mai mare sau mai mică în funcție de condițiile locale.

O cauză determinantă în formarea viiturilor o reprezintă topirea bruscă a zăpezilor peste care se suprapun ploile. În bazinul Bârladului, fenomenul se produce primăvara (primele manifestări apar în lunile martie-aprilie), sau de cele mai multe ori sunt rezultatul unor cantități însemnate de precipitații din timpul primăverii sau a verii.

Viiturile sunt generate în special de topirea bruscă a zăpezilor, de ploile torențiale de primăvară-vară, dar se pot produce și în alte perioade ale anului (figura nr. 24). Cea mai mare viitură reconstituită, cu un debit maxim de $122 \text{ m}^3/\text{s}$, a avut loc pe data de 11 octombrie 1972. Conform lui *Mustăța A.* (2006) frecvența unor astfel de viituri este de o dată la 29 de ani.



Fig. 24. Inundarea șesului Zeletinului superior la Spria (28 mai 2010)

Primăvara pot să apară viituri succesive condiționate atât de topirea rapidă a zăpezilor datorită temperaturilor ridicate din timpul zilei, fie din cauza precipitațiilor. O astfel de situație poate fi observată în graficul din figura nr. 25, unde sunt vizibile șase valori maxime ale debitului lichid, în perioada 19-24 martie 2006, generate de creșterea temperaturii în timpul zilei.

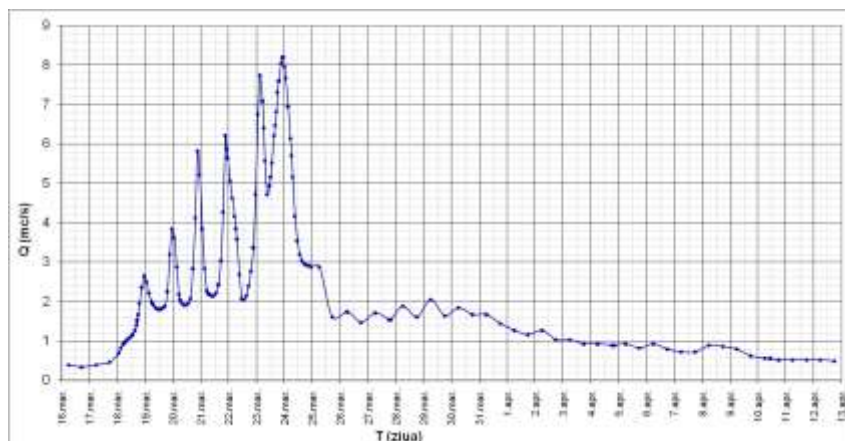


Fig. 25. Viituri succesive provocate de topirea zăpezilor din timpul zilei (18-26 martie 2006, prelucrare după date S.G.A. Galați)

Debite maxime anuale se pot produce aproape în fiecare lună, însă cele mai spectaculoase s-au produs în lunile de toamnă sau în cele de primăvară-vară. Conform graficului din figura nr. 26 se constată că debitele foarte mari, de peste 100 m³/s, s-au produs la un interval de 35 de ani (1972 și 2007).

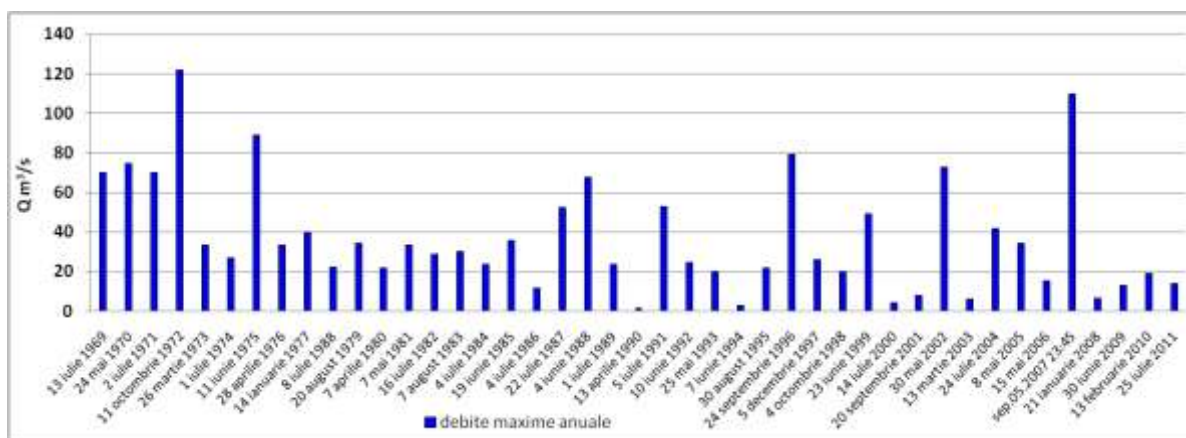


Fig. 26. Debite maxime anuale la stația Galbeni (prelucrare după date S.G.A. Galați)

În perioada 1968-1973, cu precipitații bogate la nivelul întregii țări, s-au produs debite excepționale pe mai toate râurile din bazinul Bârladului, pe unele chiar de mai multe ori pe an. Dintre viiturile înregistrate la stația hidrologică Galbeni, cele mai însemnate au fost înregistrate în urma ploilor torențiale din 11 – 13 octombrie 1972 (122 m³/s, adică cel mai mare debit de când se fac măsurători) și în 2007 (110 m³/s) pe fondul averselor excepționale din 5 - 7 septembrie (figurile 27 și 28).

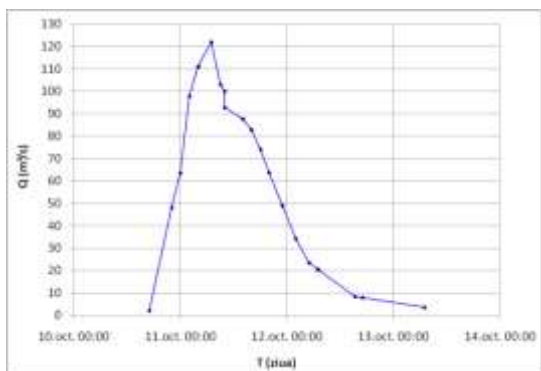


Fig. nr. 27. Hidrograful viiturii din 10 - 13 octombrie 1972 (după date S.G.A. Galați)

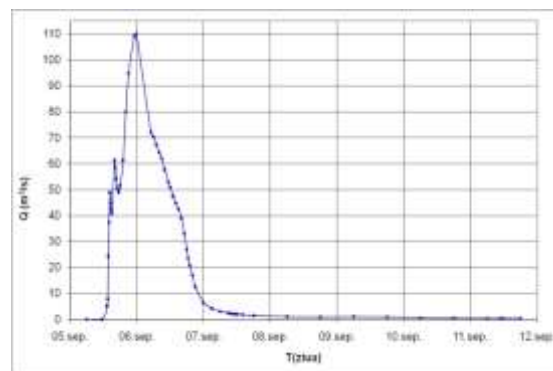


Fig. nr. 28. Hidrograful viiturii din 5 - 7 septembrie 2007 (după date S.G.A. Galați)

Efectele unor astfel de viituri sunt adesea devastatoare, cu pagube materiale foarte mari, pe lângă inundația propriu-zisă semnalându-se și depunerea consistentă de aluviuni pe lunci.

Deși s-au realizat lucrări de regularizare a scurgerilor lichide, prin reprofilarea canalului de scurgere al Zeletinului, nu s-a reușit eliminarea în totalitate a inundațiilor, acestea producându-se într-un ritm mai scăzut, de o dată la peste 5 ani (Panaitescu V., 2008).

Scurgerea minimă are loc în condițiile unor precipitații reduse sau în lipsa unei alimentări superficiale, datorate condițiilor climatice extreme, secetă sau îngheț. În astfel de perioade se constată creșterea ponderii relative a alimentării subterane.

Acest tip de scurgere se manifestă atât în perioadele secetoase de la sfârșitul verii și începutul toamnei, cât și în timpul înghețului. Sugestivă este comparația dintre scurgerea minimă foarte redusă din sezonul rece (25 ianuarie 2008) și viitura din primăvara aceluiași an în satul Spria, situat la numai 10 km de izvoarele Zeletinului (figura nr. 29 a și b).



Fig. 29. Zeletinul în satul Spria: a – scurgere minimă (25 ianuarie 2008); b – viitură de primăvară (27 mai 2008)

Un parametru hidrologic important care ne poate sugera gradul ridicat de eroziune este reprezentat de aluviunile în suspensie sau debitul solid.

Evoluția regimului mediu anual al debitului lichid și solid (de aluviuni în suspensie) al Zeletinului, la stația hidrometrică Galbeni, scoate în evidență un decalaj între acești parametri (figura nr. 30). Astfel, debitul lichid înregistrează valoarea maximă în luna martie ($1,3 \text{ m}^3/\text{s}$) la topirea zăpezilor, iar debitul solid maxim (20 kg/s) se produce în luna iunie. Un rol

important în evoluția regimului aluviunilor în suspensie revine modulul de utilizare a terenurilor agricole, influenței covorului vegetal și acumulării piscicole de la Motoșeni, care reține o bună parte din sedimentele cărate din amonte.

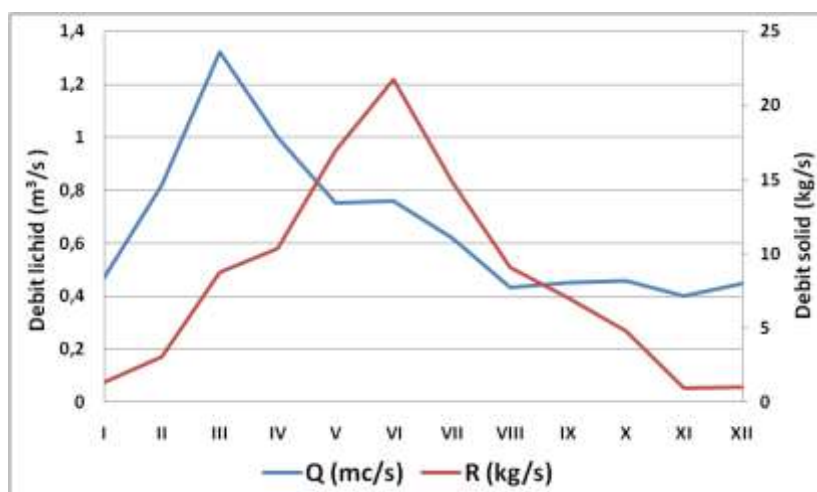


Fig. nr. 30. Debitele solide medii multianuale (kg/s) la postul hidrometric Galbeni, în perioada 1966-2011 (prelucrare după date S.G.A. Galați)

Din datele înregistrate la stația Galbeni între 1966 – 2011, valoarea medie a turbidității a fost de aproximativ 8,32 kg/s. Regimul anual însă, a variat foarte mult de la un maxim de 28,9 kg/s în 1999 la doar 0,14 kg/s în 1994. Valoare maximă lunară, de 33,6 kg/s, s-a înregistrat tot în 1999, în luna iunie, iar minima a tins spre zero.

Se constată astfel faptul că râurile au o capacitate mare de transport pe distanțe scurte și ele nu reușesc să evacueze tot materialul erodat de pe versanți sau canale de scurgere (ravene), o parte din el fiind depus în șesurile aluviale. Acest fenomen a fost semnalat pentru prima dată de *Filipescu M.* (1950) care a constatat „înecareă” șesurilor și „îmbătrânirea prematură” a acestora.

Acviferul freatic din Colinele Tutovei, și implicit din bazinul Zeletinului, este slab reprezentat, fapt datorat condițiilor climatice dar și condițiilor de zăcământ. Apele freatice sunt cantonate prioritar în aluviunile râului Zeletin și a afluenților acestuia, aluviuni constituite din nisipuri fine până la grosiere și uneori din pietrișuri, cu structură încrucișată, cu grosimi de 2-6 m. Deși punctual apar debite destul de mari, ca în cazul forajului de la Podu Turcului din lunca Zeletinului de 2,2 l/s, pe ansamblu debitele optime de exploatare sunt mici, cu denivelări mari și cu rezerve epuizabile în timp relativ scurt (*Panaitescu V.E.*, 2008).

Apele freatice sunt situate la adâncimi variabile în funcție de adâncimea stratului care cantonează apa. În lunci, apele au adâncimi între 1-3 m, respectiv 3-5 m pe glacisuri și văi secundare, iar pe versanți și culmile interfluviale între 5-10 m și peste 10 m.

Acolo unde nivelul apelor subterane interceptează suprafața versanților apar izvoare de coastă, care deseori sunt asociate alunecărilor de teren, precum pe Valea Morii, de la nord de Colonești (figura nr. 31).



Fig. 31. Izvoare de coastă și alunecări de teren pe Valea Morii, la N de Colonești
(31 martie 2012)

Din punct de vedere hidrogeologic, conform hărții lui *Liteanu E. et. al.* (1959), bazinul hidrografic al Zeletinului se suprapune peste trei categorii de strate:

- cea mai mare parte a bazinului cuprinde *strate acvifere locale sau discontinue în nisipuri și argile*;
- extremitatea nordică se încadrează în arealul cu *strate acvifere locale sau discontinue în marne, argile nisipoase, nisipuri și gresii*;
- extremitatea sudică aparține *stratelor acvifere întinse și cu mare productivitate în nisipuri*.

Salba de acumulări din zona localității Motoșeni, pusă în funcțiune în 1981, cu o suprafață totală de 123,9 ha, este formată dintr-un lac principal, în amonte, de 39,4 ha și 15 poldere, situate în aval, de diferite dimensiuni folosite atât în scop piscicol cât și pentru preluarea surplusului de apă din timpul viiturilor (ce ocupă o suprafață de 84,5 ha). Aceste acumulări își pun amprenta asupra microclimatului local, atenuază contrastele termice, influențează umiditate aerului, reduc parțial undele de viitură.

2.2.3. Factorul biotic

2.2.3.1. Vegetația

Vegetația caracteristică, cea a pădurilor de foioase și silvostepii a suferit modificări permanente. Ansamblul de coline și văi paralel de direcție generală N – S, direcție spre care pierd treptat din altitudine, condiționează o succesiune relativ clară a zonelor și subzonelor de vegetație, în corelație strânsă cu modificarea elementelor climatice în această direcție (*Băcăuanu et. al.*, 1980). În funcție de repartiția elementelor floristice actuale, Colinele Tutovei sunt situate la contactul a două mari regiuni fitogeografice, limita dintre acestea fiind situată aproximativ pe linia Muncelu – Podu-Turcului – Căbești (cf. *Geografia României*, Vol. I, 1983):

- Partea de nord și nord-vest se încadrează în Regiunea central-europeană, Provincia est-carpatică, Subprovincia podolico-moldavă, Districtul Podișul Bârladului de NE, caracterizat prin alternanța pădurilor de fag (carpen) cu cele de gorun.

- Partea de sud-est și est aparține Regiunii Macaronezo-mediteraneeană, Subregiunea submediteraneeană, Provincia dacică, Subprovincia daco-moesică, Districtul Podișului Bârladului de sud-est, unde sunt caracteristice pădurile de gorun, amestecate cu *Quercus*

pedunculiflora și mai rar *Quercus pubescens* și *Quercus frainetto*, precum și pajiștile stepizate cu elemente pontice.

Ținând cont de cele menționate mai sus, în bazinul Zeletinului se disting astfel două mari zone de vegetație:

I. Zona pădurilor situată, de regulă, la altitudini mai mari de 250 m cuprinde trei subzone (Băcăuanu V., et al., 1980):

a. *Subzona de fag* se întâlnește în partea nordică, de regulă la peste 400 m altitudine, pe culmile interfluviale unde influențele climatice sunt pregnant central-europene;

b. *Subzona de gorun, stejar, fag* este prezentă tot în partea nordică a bazinului;

c. *Subzona stejar-gorun* (districtul sudic de predominare a gorunului) este cea mai extinsă, îndeosebi în bazinul mijlociu, obișnuit la altitudini de 250 – 300 m. Deseori pădurile din această subzonă sunt tinere, provenite din lăstari rămași după defrișarea pădurilor masive bătrâne. Pe lângă stejar și gorun, apare jugastrul (*Acer campestre*), arțarul (*Acer platanoides*), teiul, ulmul de câmp, iar în bazinul inferior pot fi întâlniți stejarul brumăriu, stejarul pufos etc.

Deși în prezent pădurile ocupă doar 24 % din suprafața bazinului, inclusiv tufărișuri și plantații silvice, în trecut acestea erau mult mai extinse dovadă fiind predominarea solurilor de pădure, precum preluvosolurile (41%) sau multe din Antrosolurile erodice provenite adesea tot din soluri cu orizont Bt. Mai mult, extinderea pădurilor pe suprafețe mult mai mari în perioada 1828 – 1832 a fost consemnată de Poghirc P. în 1972. Cele mai mari suprafețe forestiere sunt în prezent grupate în bazinul mijlociu și superior al Zeletinului (figura nr. 32).

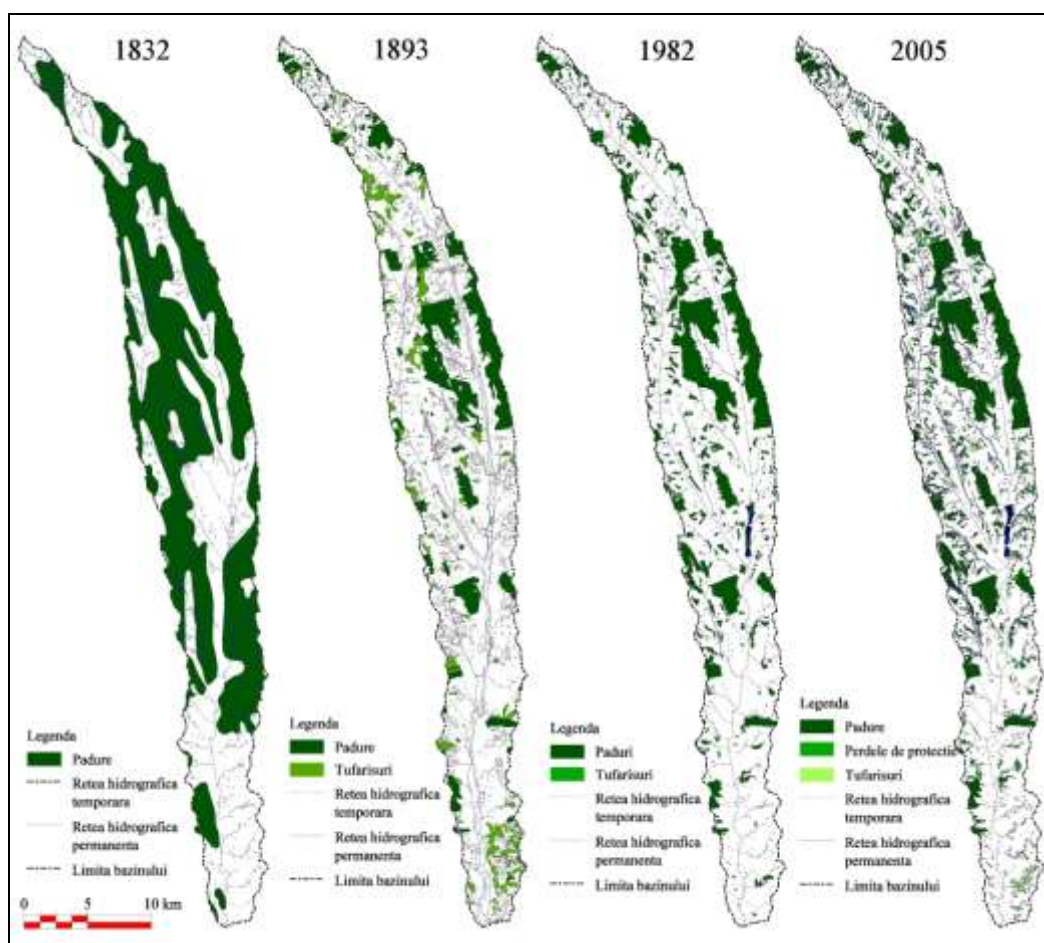


Fig. 32. Evoluția suprafețelor împădurite în 1832 (după Poghirc P., 1972), 1894 (*Atlasul Topografic al Moldovei*, 1: 50 000 și *Planurile Directoare de Tragere*, 1: 20 000), 1982 (după hărțile topografice 1: 25 000) și 2005 (după ortofotoplanuri ediția 2005)

Scăderea foarte accentuată a suprafețelor cu pădure în secolul al XIX-lea se datorează atât condițiilor politice, cum ar fi abolirea monopolului turcesc asupra comerțului Principatelor (Poghirc P., 1972), cât și nevoii extinderii terenurilor agricole, în special a celor arabile (figura nr. 33).

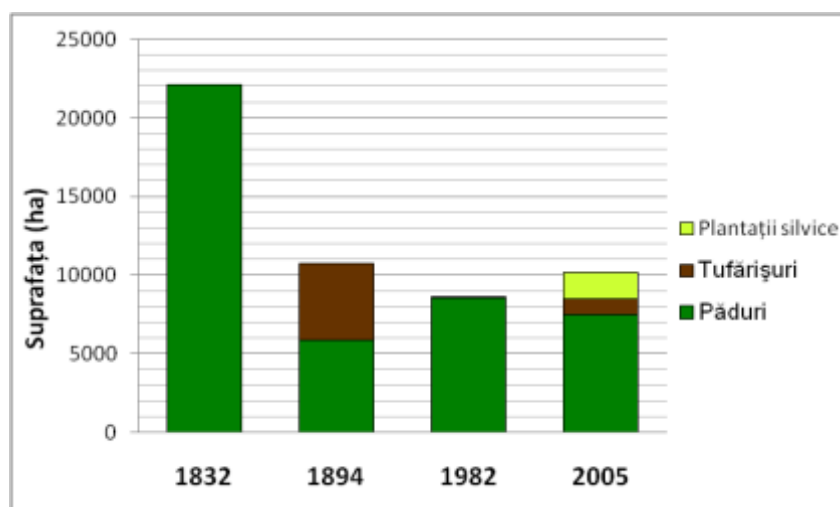


Fig. 33. Histograma suprafețelor ocupate cu păduri în 1832 (după Poghirc P., 1972), 1894 (Atlasul Topografic al Moldovei, 1: 50 000 și Planurile Directoare de Tragere, 1: 20 000), 1982 (după hărțile topografice 1: 25 000) și 2005 (după ortofotoplanuri ediția 2005)

II. Zona de silvostepă este alcătuită din pâlcuri de păduri rare împrăștiate pe pajiștile xeromezofile. Pâlcurile de pădure au în componența lor specii de gorun, stejar pufos, stejar brumăriu, tei, jugastru etc., iar pajiștile primare cuprindeau ierburi de tipul păiușului (*Festuca vallesiaca*), colilia (*Stipa capillata*), pirul (*Agropyron cristatum*), bărboasă (*Andropogon ischaemum*) firuță (*Poa bulbosa*, *Poa pratensi*).

Pe lângă vegetația zonală, în lungul râurilor apare și o vegetație specifică *de luncă*, adaptată excesului de umiditate cu specii de rogoz (*Carex sp.*), stuf (*Phragmites comunis*), papură (*Typha latifolia*), pipirig (*Scirpus lacustris*), dar și specii de sălcii.

Datorită extinderii culturilor agricole, arealele împădurite au o distribuție adesea discontinuă, rămase pe alocuri sub forma unor fâșii la partea superioară a versanților.

2.2.3.2. Fauna

Aceasta este formată din specii caracteristice celor două subzone de vegetație (subzona fagului și subzona gorunului) dar și a celei de silvostepă. Rolul faunei în evoluția reliefului actual este neglijabil, adesea chiar absent. În afară de microorganismele din sol care pot favoriza o anumită evoluție a lui, există o serie de mamifere care pot produce un microrelief specific la suprafața solului. Astfel putem aminti aici mușuroaiele de cârțiță (*Talpa europaea*) sau rămăturile de porc mistreț (*Sus scrofa*), de multe ori cu caracter distructiv pentru culturile agricole. Mai putem menționa și o serie de insecte, cum sunt furnicile, care prin mușuroaiele construite amplifică varietatea microformelor de la suprafața solului.

2.2.4. Factorul pedologic

Acesta influențează în special prin tipul de sol, care opune o rezistență diferită la eroziune, iar tipul de sol la rândul său fiind influențat de ceilalți factori pedogenetici. Astfel pot fi soluri rezistente la diferite tipuri de eroziune însă altele pot fi foarte vulnerabile.

Harta solurilor din bazinul Zeletinului a fost realizată pe baza hărților de sol din studiile pedologice efectuate de Oficiile de Studii Pedologice și Agrochimice ale județelor Bacău, Vrancea și Galați. Etapele de lucru au constat în:

- achiziționarea, scanarea, georeferențierea și vectorizarea totală sau parțială a hărților pedologice din 11 comune;
- echivalarea tuturor unităților de sol din Sistemul Român de Clasificare a Solurilor (SRCS - 1980) cu unitățile de sol din Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor (SRTS - 2012);
- crearea unei baze de date, pe unități de sol, folosind programul TNT-Mips 6.9;
- întocmirea unor serii de hărți, cu principalele caracteristici ale solurilor;

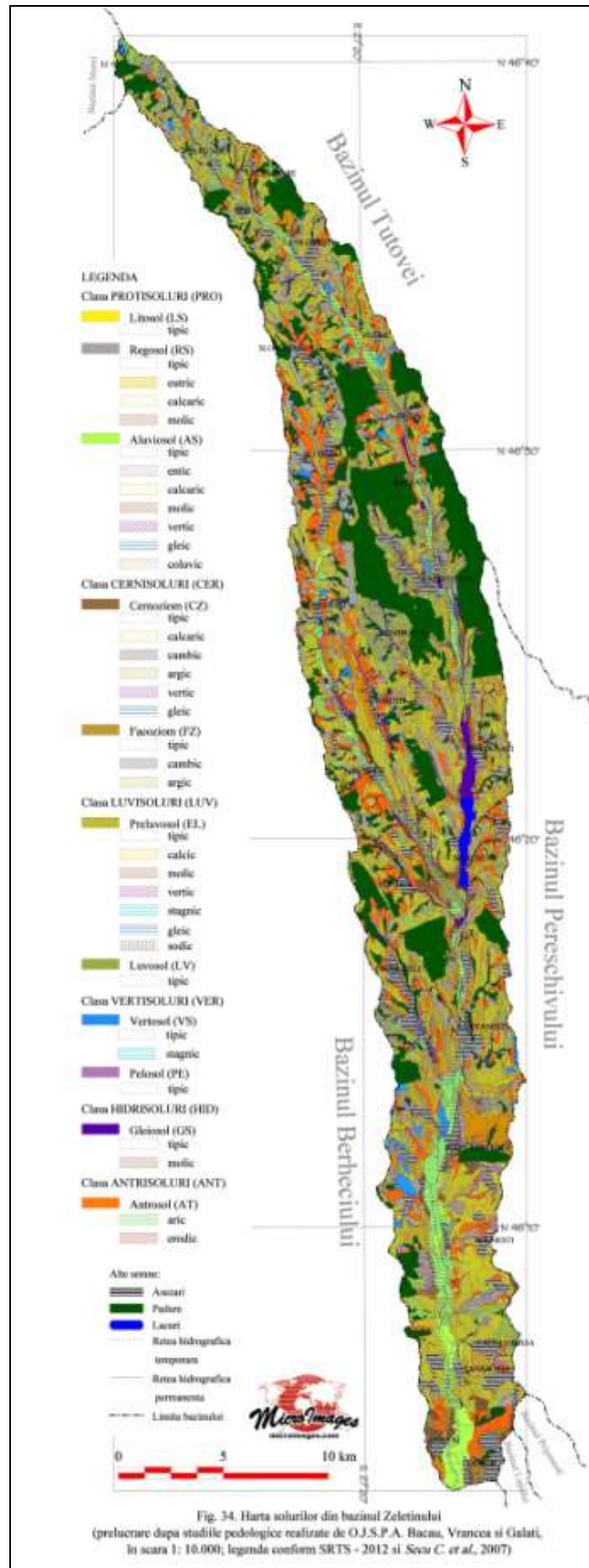
Prin procesul de vectorizare s-au obținut cca. 4300 de poligoane cuprinzând atât tipurile de soluri cât și suprafețele împădurite sau așezări, iar în urma clasificării acestora au fost identificate 11 tipuri de soluri încadrate în 6 clase (figura nr. 34).

Din analiza datelor din tabelul nr. 3 se observă că suprafața cartată este de 30.432 ha (72 %), restul suprafețelor necartate fiind ocupate de păduri pe 8.941 ha (21,1 %), așezări pe 2.744 ha (6,5 %) și lacuri pe 166 ha (0,4 %).

Astfel, pe clase de soluri conform graficului din figura nr. 35 cele mai mari suprafețe sunt deținute de Luvisoluri care ocupă 16.805 ha, ceea ce reprezintă peste 55 % din suprafața cartată, urmate de Protisoluri cu 6.567 ha (22 %), Antrosoluri 4.663 ha (15 %), Cernisoluri 1.567 ha (5 %), Vertisoluri 508 ha (2 %) și Hidrisoluri 321 ha (1 %).

Tabelul nr. 3 - Suprafața și ponderea ocupată de fiecare tip de sol din totalul suprafeței cartate (după studiile pedologice realizate de O.J.S.P.A. Bacău, Vrancea, Galați, scara 1: 10 000)

Clasa	Tip	Suprafața (ha)	% din suprafața cartată
Protisoluri	Litosol	1,57	0,01
	Aluviosol	2825,3	9,28
	Regosol	3740,54	12,29
Cernisoluri	Cernoziom	947,34	3,11
	Faeoziom	620,04	2,04
Luvisoluri	Preluviosol	16731,22	54,98
	Luvosol	74,4	0,24
Vertisoluri	Vertosol	405,89	1,33
	Pelosol	101,8	0,33
Hidrisoluri	Gleiosol	320,98	1,05
Antrisoluri	Antrosol	4663,46	15,32
TOTAL		30432,54	100



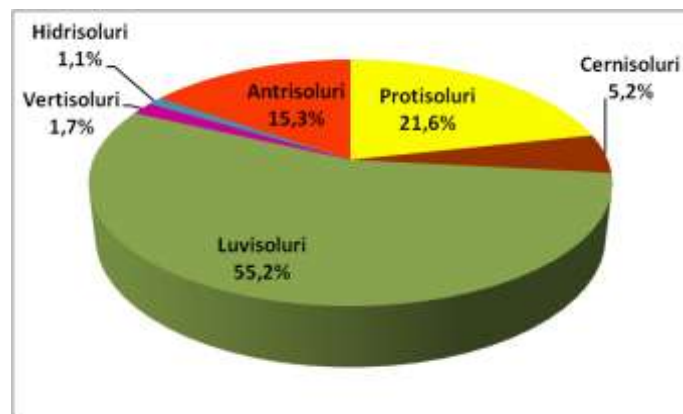


Fig. 35. Ponderea diferitelor clase de soluri din bazinul Zeletinului (prelucrare după studiile pedologice în scara 1: 10 000, realizate de O.J.S.P.A. Bacău, Vrancea, Galați)

Pe tipuri de soluri, cea mai mare suprafață revine Preluvosolurilor cu 16.707 ha (54,9 %) urmate de Antrosoluri 4.693 ha (15,4 %), Regosoluri 3.749 ha (12,3 %), Aluviosoluri 2.804 ha (9,2 %) și Cernoziomuri 1.017 (3,3 %). Celelalte șase tipuri de soluri identificate ocupă suprafețe foarte restrânse.

Clasa Protisolurilor este reprezentată prin trei tipuri de soluri: Aluviosoluri (2.825 ha, 9,3 %), Regosoluri (3.740 ha, adică 12,3 %) și foarte puține Litosoluri, fiind a doua clasă de soluri ca extindere în suprafață (21,6 %). Dintre Aluviosoluri cele gleice sunt dominate și sunt întâlnite în lunca Zeletinului și Dobrotforului. Aluviosolurile coluvice sunt prezente pe valea Pojorâtei la sud de Crăiești sau unele văi afluențe de stânga ale Zeletinului, precum Valea Piperului, Valea Grecului etc. Regosolurile ocupă versanții moderat-puternic înclinați, pe frunți și reversuri de cuestă degradate.

Clasa Cernisolurilor ocupă 947 ha (5,1 % din total), fiind reprezentată de două tipuri, respectiv Cernoziomuri și Faeoziomuri. Dintre acestea mai răspândite sunt Cernoziomurile (947 ha) întâlnite în partea sudică a bazinului în zona vegetației de silvostepă, pe terase, proluvii sau glacisuri coluviale. La nivel de subtip cernoziomurile cambice sunt dominante (81 %) la care se adaugă cele argice, calcarice, vertice și gleice. Faeoziomurile ocupă doar 620 ha, dintre care subtipurile argice și cambice sunt predominante.

Clasa Luvisolurilor deține cea mai mare pondere din totalul suprafeței cartate 16.806 ha (55 %) și este reprezentată prin două tipuri de soluri: Preluvosoluri și Luvosoluri. Dacă luvosolurile sunt foarte rar întâlnite, Preluvosolurile dețin cea mai mare pondere din totalul tipurilor de sol din bazinul Zeletinului. Pe lângă cele tipice întâlnim și subtipuri precum calcice, molice, vertice, stagnice, gleice și sodice. Distribuția spațială a subtipurilor este ușor diferită, astfel dacă subtipurile stagnice se găsesc dispersate relativ uniform la nivel de bazin, cele molice se concentrează îndeosebi în partea central-sudică, iar cele calcice în sud.

Clasa Vertisolurilor, foarte restrânsă, ocupă 507 ha și este reprezentată prin Vertosoluri (tipice și stagnice, întâlnite în arealele cu argilă gonflantă) și Pelosoluri. În cazul utilizării agricole, ele induc o serie de probleme de ordin fizic, precum valorile foarte mari ale coeficientului de ofilire și din acest motiv se recomandă să fie utilizate ca pășuni și fânețe.

Clasa Hidrosolurilor are o răspândire foarte redusă de doar 321 ha (cca. 1 %) și este reprezentată prin tipul Gleiosol. Marea majoritate a gleiosolurilor se concentrează pe valea Zeletinului în amonte de acumularea Motoșeni.

Clasa Antrisolurilor este a treia ca extindere dintre clasele de sol cu o suprafață totală de 4.663 ha (15,3 %). Aceasta este reprezentată doar de tipul Antrosol, în special subtipul erodic, formate cel mai adesea prin decaparea unor preluvosoluri, dar și prin subtipul aric în arealele cu plantații sau foste plantații viti-pomicole. Antrosolurile erodice sunt cele mai

răspândite ocupând o suprafață de 3.979 ha (85,3 % din totalul antrosolurilor, respectiv 13 % din suprafața cartată) și sunt prezente atât pe versanții frunte de cueștă, cât și pe reversuri degradate cu declivități foarte mari, adesea intens degradați prin procese geomorfologice actuale. În cazul unei exploatare agricole raționale, după standardele CES, aceste soluri sunt primele care trebuie să fie scoase din circuitul agricol și înlocuite cu păduri sau pășuni ameliorate. Antrosolurile arice se extind pe o suprafață de 684 ha (14,7 % din totalul antrosolurilor) și au o răspândire mai mare pe versantul stâng la Zeletinului la est de Podu-Turcului, pe versantul drept al Pojorâtei sau pe unii versanți din bazinul Dobrotforului.

2.2.5. Factorul antropic

Omul a modificat profund peisajul geografic natural. Intervenția sa din ultimele două secole, deseori nerațională, prin defrișări abuzive, folosirea tot mai intensă a terenurilor agricole în condițiile unei agrotehnici modeste, pășunat intensiv, instalarea de drumuri și poteci pe direcția cu cea mai mare pantă, a creat un dezechilibru natural și a declanșat eroziunea antropică sau accelerată.

În arealul studiat, preponderent agricol, societatea umană a intervenit asupra mediului natural prin modificarea cuverturii vegetale spontane, introducând cultura plantelor sau chiar alte specii forestiere, precum salcâmul (*Robinia pseudoacacia*). Totodată, omul a creat și o serie de forme de relief specifice, ca debleuri sau rambleuri, iar o parte dintre versanți au fost echipați cu lucrări de organizare și amenajare antierozională.

Populația totală depășea 25 000 de locuitori în anul 2011, fiind sensibil mai mică față de 1956 când erau peste 35 000 de locuitori. Densitatea populației în bazinul Zeletinului este de cca. 60 loc/km², mult sub media națională, iar dintre cele 58 sate existente, cele mai mari sunt situate de regulă în partea sudică a bazinului, precum Podu-Turcului (2700 loc.), Gohor (1800 loc.) dar și în partea centrală (Slobozia – 1700 loc., Glăvănești – 1600 loc, Răchitoasa – 1600 loc, Frumușelu – 1500 loc).

Populația exercită o presiune asupra teritoriului atât prin numărul de locuitori, în special prin densitate dar și prin tipul de agricultură practicat.

Defrișările adesea neraționale de pe versanții puternic înclinați, urmate de un supra-pășunat, provoacă o accentuare a eroziunii în adâncime precum la Slobozia, pe versantul stâng al Dobrotforului (figura nr. 36).



Fig. 36. Defrișarea plantației silvice de salcâm, înființată în 1973 pe versantul drept al Dobrotforului, la E de Slobozia (13 aprilie 2012)

Conform lui *Poghirc P.* (1972) pădurile se extindeau în Colinele Tutovei pe 47,4 % din suprafață în anul 1832, pe 21,9 % în 1893 și doar pe 18,3 % în 1970.

În ultimele două secole, presiunea asupra terenurilor forestiere a crescut foarte mult din nevoia mereu crescândă de terenuri arabile. Din păcate, chiar dacă suprafața împădurită este relativ ridicată (24 %) pe multe suprafețe împădurite densitatea arborilor a scăzut simțitor, pădurea fiind degradată frecvent prin tăieri ilegale sau pășunat.

3. Caracterizarea morfografică și morfometrică a teritoriului studiat

3.1. Caracterizarea morfografică

Relieful de ansamblu atât al regiunii dintre Siret și Bârlad se prezintă sub forma unor coline înguste, prelungi, separate de o rețea de văi paralele, pe direcție generală nord-nord-vest – sud-sud-est (*Hârjoabă I., 1968*). Această reprezintă caracteristica morfografică generală a interfluviilor din Colinele Tutovei, care dă individualitate teritoriului studiat. În bazinul fusiform al Zeletinului, cu direcție generală N-S, o importanță deosebită o au culmile interfluviale care îl mărginesc. După direcție, lungime, așezare, dar în special prin masivitatea lor, acestea pot fi considerate adevărate „coloane vertebrale” ale Colinelor Tutovei. În profi longitudinal pot fi vizibile neregularități sub forma unor înșeuări, datorate evoluției regresie a afluenților de pe ambele flancuri (figura nr. 37).

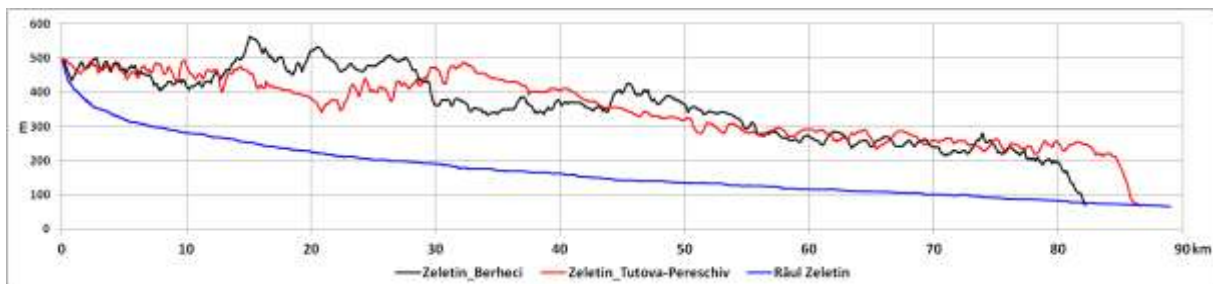


Fig. 37. Profil topografic longitudinal prin culmile interfluviale principale

Culmea interfluvială Zeletin – Mora-Berheci pornește din Dealul Țâgâra (499 m) și se termină la 69 m în șesul comun al Berheciului și Zeletinului. Ea are o lungime de 84,13 km și o altitudine medie de 361,3 m. Deși trendul general este de scădere altitudinală spre sud, această culme prezintă două mari denivelări, prima în zona dealurilor Doroșanu (564 m) – Oncești (503 m) și a doua mai redusă ca amploare ce începe ceva mai la N de Dealul Calapodești (428 m) și până la Muncelu (313 m) zonă de unde mai spre sud altitudinile vor fi mereu sub 300 m.

Culmea interfluvială Zeletin – Tutova-Pereschiv pornește tot din Dealul Țâgâra (499 m) și se termină la o altitudine de 68 m. Altitudinea medie este mai mică față de interfluviul Zeletin-Berheci, respectiv 351 m și nu depășește valoarea de 500 m. Dealurile mai importante de pe acest aliniament sunt Dealul Huțanu (494,3 m), Dealul lui Buganu/Tulești (476,8 m), Vârful Poiana Mănăstirii (440 m), Dealul Fulgul (473,6 m), Lălești (487 m), Dealul Pereschiv (412,6 m).

Dintre culmile interfluviale secundare, cea mai importantă și mai impunătoare este culmea *Dobrotfor-Zeletin*, cu o lungime de 36,4 km (figura nr. 38). Altitudinea sa medie este de 428,6 m, cu valoarea maximă de 555,7 m pe clina sudică a Dl. Doroșanu și valoarea minimă de 137,9 m în șesul Zeletinului.

Deși lipsite de importanță la nivelul Colinelor Tutovei, în peisajul local se impun și alte culmi interfluviale secundare, desprinse din culmea interfluvială Dobrotfor-Zeletin. Ele au altitudinea medie de peste 350 m și lungimi de cca. 10 km, fiind tipice pentru regiunea colinară mai înaltă. Dintre acestea mai important sunt culmea *Fânarul-Zeletin* lungă de 9 km și cu o altitudine medie de 394,8 m (maxima 517 m și minima de 174 m) și culmea *Fânarul-Gunoaia* cu o lungime de 12,5 km și o înălțime medie de 355,2 m (maxima de 514 m și minima de 151 m).



Fig. 38. Profil topografic longitudinal prin culmile interfluviale secundare

Din punct de vedere al lungimii, se impune, de asemenea, și *culmea interfluvială Apa Neagră – Țepoiaia-Sohodol*, cu aproape 13 km lungime (12,9 km), desprinsă din culmea interfluvială Berheci-Zeletin. Având însă o altitudine medie de 298,9 m considerăm că acesta reprezintă limita sudică a Colinelor Înalte ale Tutovei.

Evoluția regresivă rapidă a râurilor a condus la fragmentarea reversurilor și distrugerea puternică a asimetriei structurale în multe cazuri ambii versanți sunt puternic degradați iar vale prezintă o înfățișare cel mai adesea simetrică (figura nr. 39).

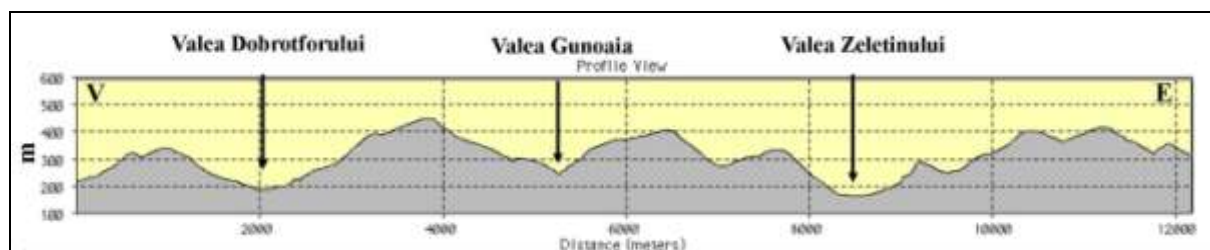


Fig. 39. Profil transversal pe direcție V-E prin partea centrală a bazinului Zeletin

Caracteristicile morfografice sunt reflectate fidel în harta expoziției versanților. Considerată drept o consecință a evoluției rețelei hidrografice pe fondul structurii geologice, în cazul nostru monoclinale, expoziția versanților are implicații asupra regimului termo-hidric al solului, versanții însoriți fiind mai calzi și mai uscați în timp ce versanții mai umbriți sunt mai reci și mai umezi. De aceste diferențe relativ minore induse de orientarea versanților depind o parte din caracteristicile covorului vegetal (în special cel erbaceu), dar și intensitatea unor procese geomorfologice, cu o dinamică mai accentuată pe versanții umezi.

Analizând harta expoziției versanților din figura nr. 40, putem observa pe de o parte slabă prezență a versanților cu expoziție nordică și nord-vestică, cu implicații directe asupra cuestelor clasice orientate tot timpul cu fruntea spre nord, nord-vest, având în vedere căderea stratelor din monoclinul Podișului Moldovei, și pe de altă parte marea dezvoltare a celor cu expoziție vestică și estică, urmate îndeaproape de celor sud-vestice și nord-estice.

Distribuția relativă este influențată în mod direct de forma fusiformă a bazinului, și de orientarea sa generală nord-sud (figura nr. 41). Astfel, versanții cu expoziție estică, vestică și sud-vestică domină suprafața bazinului în detrimentul celor nordici, nord-vestic sau sudici. Expozițiile nordice și nord-vestice sunt foarte puțin extinse și se întâlnesc cel mai adesea pe versanții sudici ai văilor subsecvente ale afluenților din partea de SV a bazinului.

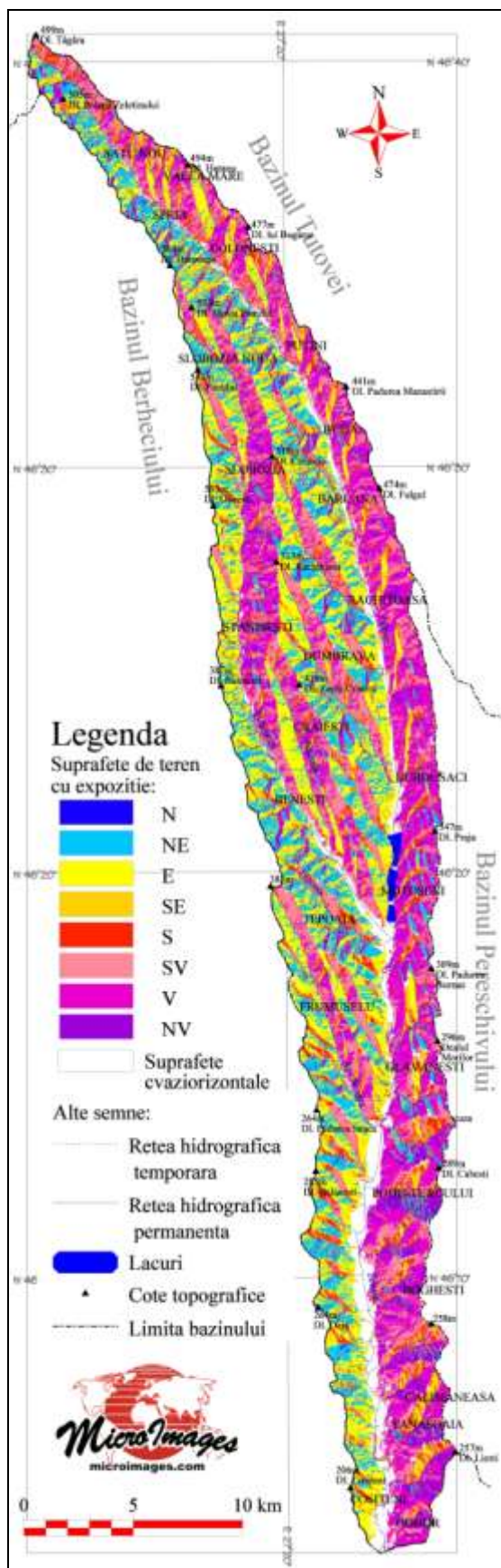


Fig. 40. Harta expozitiei versanților din bazinul Zeletinului

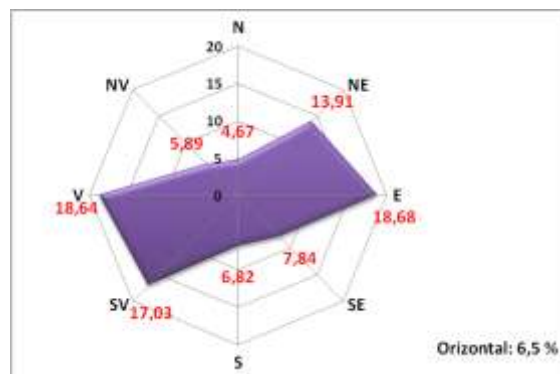


Fig. 41. Orientarea versanților în bazinul Zeletinului

Graficul fig. 42 scoate în evidență un ușor paralelism între clasele de expoziție a versanților și principalele forme de relief. Cel mai vizibil este paralelismul dintre suprafețele cvaziorizontale și formele de relief cu suprafețe predominant plane, ca șesurile aluviale, terase dar și unele culmilor platou.

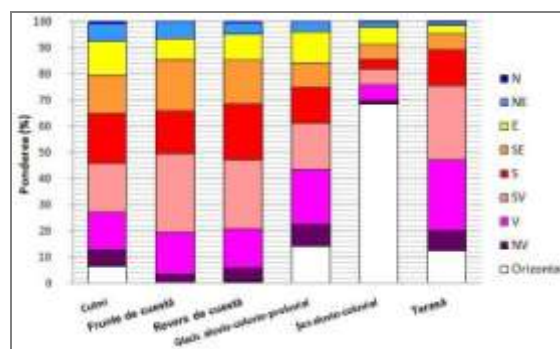


Fig. 42. Ponderea claselor de orientare a versanților pe forme de relief în bazinul Zeletinului

3.2. Caracterizarea morfometrică

Pe baza Modelului Numeric al Terenului, realizat prin utilizarea programului TNT Mips 6.9 și vectorizarea planurilor topografice în scara 1:5.000, s-au obținut o serie de hărți tematice, foarte utile în caracterizarea morfometrică a teritoriului studiat.

3.2.1. Hipsometria

În bazinului hidrografic al Zeletinului, altitudinile descresc de la nord către sud, ca de altfel în mai toată aria Colinelor Tutovei. Cele mai mari altitudini se întâlnesc în jumătatea nordică a bazinului, iar cele mai mici în partea sudică (figura nr. 43).

Altitudinea maximă se află pe culmea interfluvială Zeletin-Berheci, în Dealul Doroșanu (564 m), iar cea minimă la confluența Zeletinului cu râul Berheci (67 m). Altitudinea medie a bazinului este de 251 m.

Așa cum rezultă din histograma hipsometrică, prezentată în figura nr. 44, ponderea cea mai mare o au valorile de 200-250 m (19,9 %), urmate de clasa 250-300 m (17,2 %).

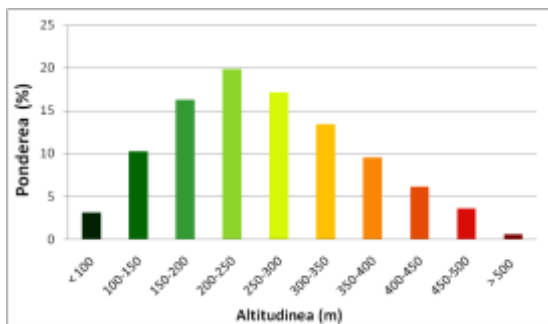


Fig. 44. Histograma suprafețelor pe clase hipsometrice (%)

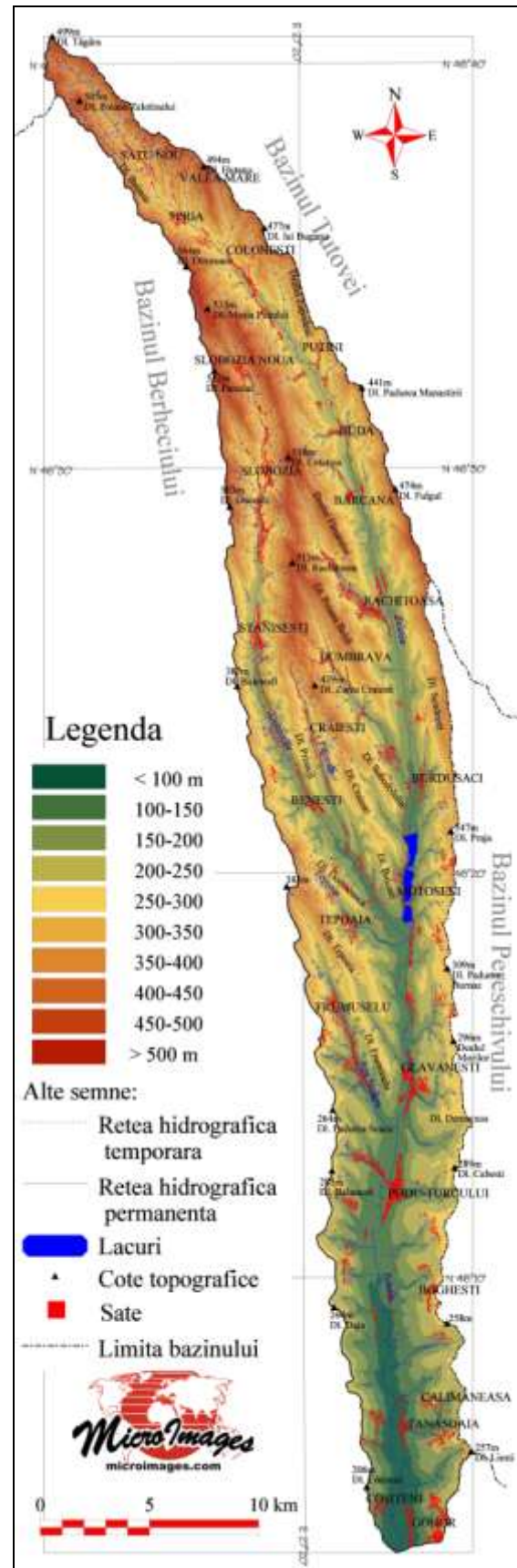


Fig. nr. 43. Harta hipsometrică a bazinului Zeletinului

Altitudinile mai mici de 100 m caracterizează șesul Zeletinului la sud de latitudinea localității Boghești, deci terenurile de pe teritoriul județelor Vrancea și Galați. Cele de 100 și 150 m au o răspândire mai mare întinzându-se în nord până la Burdusaci, pe Zeletin și Gura Crăiești pe Dobrotfor. Ele sunt caracteristice atât luncilor, dar și treimii inferioare a versanților pentru partea sudică a bazinului, extinzându-se și în carul unor bazine inferioare, ca Apa Neagră. Clasa 150 – 200 m se extinde spre nord până în dreptul localității Buda, pe Zeletin, respectiv Slobozia pe Dobrotfor. Aceasta cuprinde luncile mijlocii ale Zeletinului și Dobrotforului, iar spre sud înglobează treimea inferioară și mijlocie a versanților văilor principale sau a unor afluenți secundari (Valea lui Cosma, Valea Cojana, Valea Demăcușa, Bodeasa pe stânga sau Apa Neagră, Sohodol pe dreapta).

Observăm că de fiecare dată punctul extrem nordic al fiecărei clase altitudinale este totdeauna mai la nord pe valea Zeletinului față de valea Dobrotforului cauza principală fiind vârsta diferită a văilor. Clasa altitudinală de 200-250m are cea mai mare pondere, se extinde pe șesul din bazinul superior al Zeletinului, între Colonești și Buda, în treimea inferioară și mijlocie a versanților din bazinul Zeletinului mijlociu, iar mai la sud ocupă doar treimea superioară a versanților. Clasa de 250-300 m este tipică pentru treimea mijlocie a versanților din bazinul Dobrotforului și se inserează, în general, culmile interfluviale de la sud de Răzeșu - Glăvănești. Înălțimile mai mari de 300 m caracterizează doar jumătatea nordică a bazinului, deci Colinele Înalte ale Tutovei. Astfel, altitudinile de 300-400 m urmăresc treimea mijlocie a versanților dintre Zeletin și Dobrotfor, iar cele cuprinse între 400-500 m nu apar decât în treimea superioară a versanților sau la nivelul culmilor interfluviale.

Cele mai mari altitudini de peste 500 au o răspândire redusă, de 0,56 %, caracterizând punctual interfluviile de la vest de râul Zeletin și lipsind pe interfluviul Zeletin-Tutova. Astfel, ele sunt prezente în Dealul Poiana Zeletinului (504,6m), Moșia Panului, Zarea Panului, Dealul Panului (532,2 m), Dealul Cetățuiei (517,6 m), Dealul Oncești și culminând în Dealul Doroșanu (564 m).

Relația dintre altitudine și formele de relief este mult mai clar conturată decât în cazul expoziției terenurilor. Astfel, dacă altitudinile mai mici de 200 m sunt specifice formelor joase de relief (șesuri, terase, glacisuri), cele mai mari sunt specifice culmilor interfluviale și frunților de cuestă (figura nr. 45).

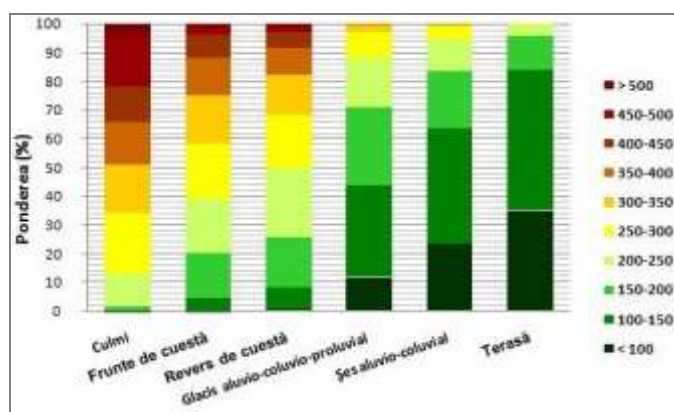


Fig. 45. Pondere claseror hipsometrice pe forme de relief (%)

Relieful din bazinul Zeletinului este adaptat la structura geologică monoclină de ansamblu, pe care o scoate destul de pregnant în evidență. Orientarea generală a bazinului este pe direcția NNW-SSE, conformă cu înclinarea formațiunilor geologice scoase la zi de către eroziune, ceea ce denotă o primă adaptare la structura geologică. Pe de altă parte, din analiza hărții hipsometrice se poate constata faptul că 62 % din aria bazinului este dezvoltată pe

dreapta și doar 38 % pe stânga. Această asimetrie bazinală, foarte bine conturată în bazinul mijlociu, reprezintă o altă dovadă a adaptării reliefului la structura geologică general monoclinală din Podișul Moldovei.

3.2.2. Înclinarea versanților

Declivitatea reliefului prezintă o importanță deosebită pentru conservarea solului și a apei, panta condiționând tipul, distribuția și intensitate proceselor geomorfologice actuale. În urma prelucrării MNT-ului, după planurile topografice 1: 5 000, în bazinul Zeletinului a rezultat o panta medie de **9,91 °**.

Pentru întocmirea hărții pantelor s-au ales 7 clase, respectiv: < 1 °, 1-3 °, 3-5 °, 5-10 °, 10-15 °, 15-25 °, > 25 °. Spațial, în harta pantelor din figura nr. 46, se poate observa o predominare a terenurilor cu înclinarea mai mare de 5-10 ° în partea nordică și centrală a bazinului, iar în partea sudică mai des întâlnite sunt suprafețele cu pante mai mici de 5 °.

Majoritatea versanților deluviali au pante cuprinse între 5 și 25 ° (75 % din total) ceea ce denotă un potențial de eroziune ridicat (figura nr. 47).

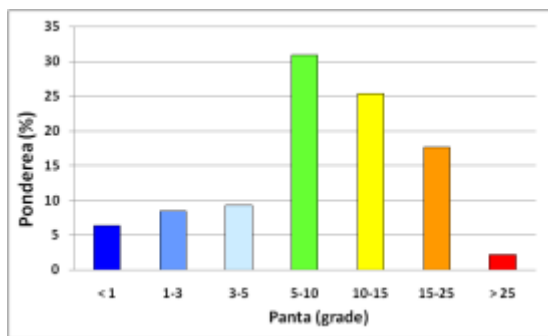


Fig. 47. Hipsograma claselor de pantă (%)

Astfel, terenurile cu o înclinare mai mică de 5 ° au ponderea de 24 % și înglobează în special șesurile aluviale, glacișurile, culmile interfluviale, dar și o serie de reversuri de cuestă din jumătatea sudică a bazinului (figura nr. 48).

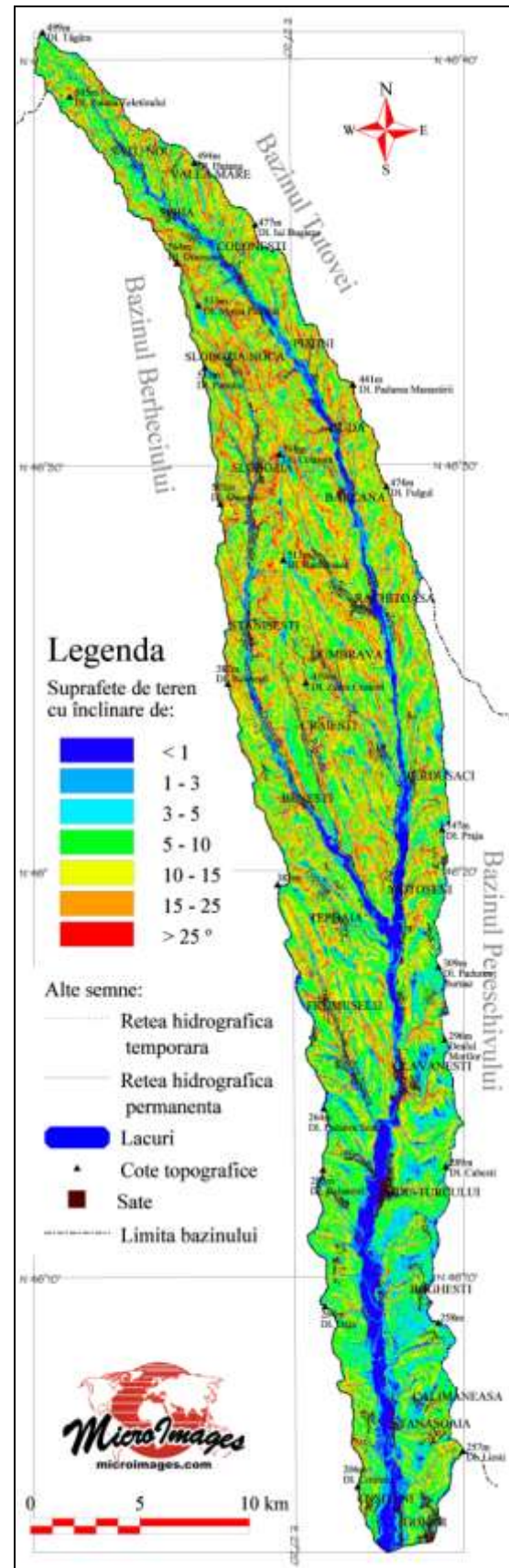


Fig. 46. Harta pantelor din bazinul Zeletinului

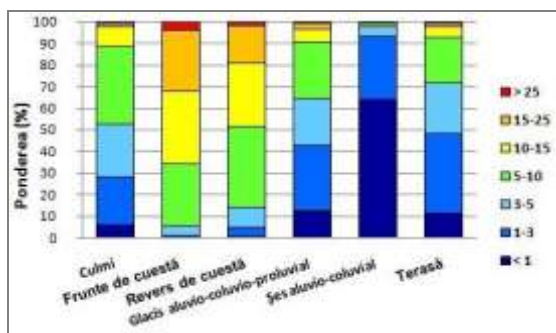


Fig. 48. Pondera claselor de pantă pe forme de relief

Terenurile cu înclinarea de $5 - 15^\circ$ dețin ponderea cea mai mare din aria bazinului, respectiv 56,3 %, ocupând frecvent frunțile de cuestă, dar și versanții afectați de eroziunea în adâncime sau alunecări de teren.

Valorile mari și foarte mari ale înclinării terenurilor (peste 15°) au o pondere de 19,75 %. Ele sunt întâlnite în zona cornișelor de alunecare, pe malurile active ale ravenelor, pe unele frunți de cuestă sau acolo unde apar la zi gresiile cineritice.

3.2.3. Fragmentarea verticală a reliefului

Adâncimea fragmentării reliefului (amplitudinea reliefului) reprezintă diferența de altitudine între două puncte, unul situat pe culmea interfluvială și altul pe fundul văii. Pentru arealul studiat energia de relief a fost obținută prin metoda pătratelor utilizând programul TNT-mips.

Deoarece suprafața bazinului este mică, în realizarea hărții adâncimii fragmentării reliefului, s-a adoptat latura pătratului de 0,5 km, calculându-se diferența dintre cea mai mare și cea mai mică altitudine din interiorul pătratului de $0,25 \text{ km}^2$ (figura nr. 49). În acest fel s-a constatat faptul că energia de relief este cuprinsă între 2,2 m și 183,0 m, cu o medie de 84,55 m.

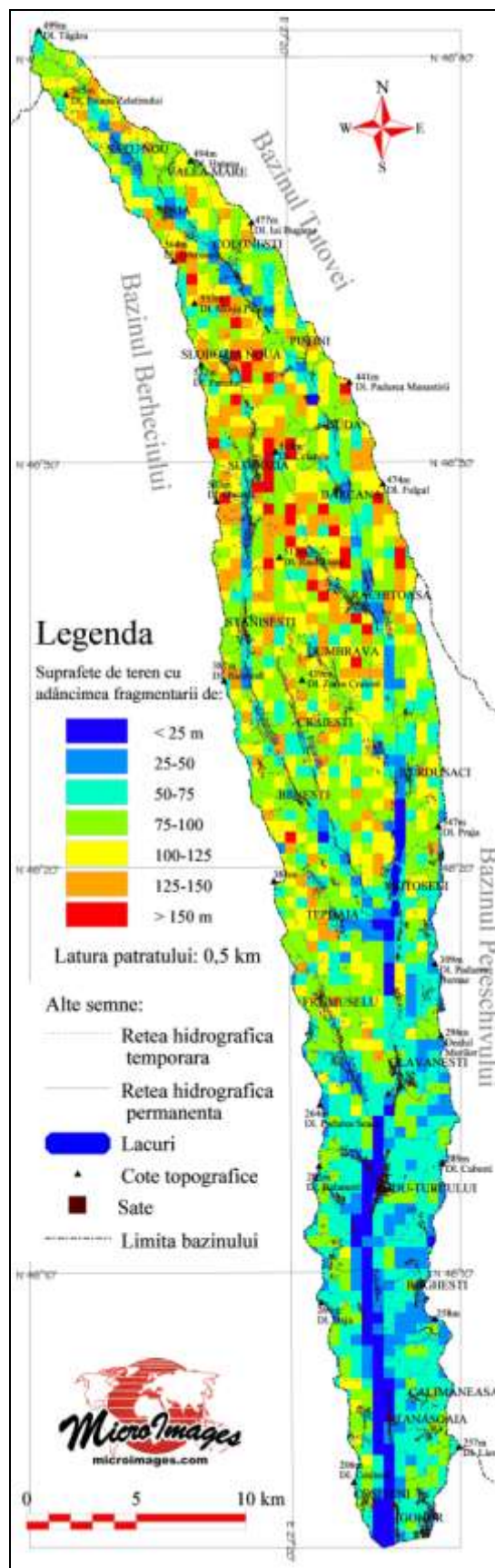


Fig. 49. Harta fragmentării verticale a reliefului bazinului Zeletinului

Valorile mai mici de 50 m dețin 13,32 % și sunt caracteristice luncilor, valorile medii de 50 – 100 m au ponderea cea mai ridicată, de 55,42 %, și caracterizează bazinul inferior și mijlociu, iar valorile mari de 100-150 m dețin 28,89 % și sunt predominante în bazinul mijlociu și superior al Zeletinului. Valorile foarte mari, de peste 150 m, apar punctual, au o pondere de 2,37 % și sunt întâlnite aproape exclusiv în bazinul superior (figura nr. 50).

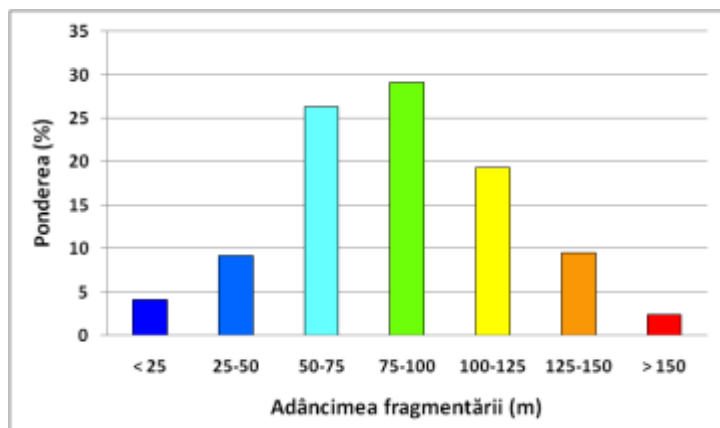


Fig. 50. Histograma claselor de fragmentare verticală a reliefului

4. Tipurile și formele principale de relief

4.1. Relieful structural – litologic

Din punct de vedere morfogenetic, teritoriul Colinelor Tutovei și deci implicit arealul cercetat aparține în întregime sistemului fluvio-denudațional. Suprafața inițială întinsă, pliocenă, a fost înlocuită de relieful colinar actual, iar consecvența și paralelismul arterelor hidrografice, ca și posibilitatea adâncirii accentuate a văilor într-un facies nisipo-argilos, justifică întru totul morfologia de ansamblu a zonei (*Hârjoabă I., 1968*).

Identificarea principalelor tipuri și forme de relief de pe un anumit areal este o muncă laborioasă, ce necesită deplasarea în teren, „la fața locului”. Întrucât metodele directe de cercetare nu au fost aplicate în tot arealul, pentru anumite decupaje din bazin s-a apelat la o serie de metode indirecte de analiză a reliefului, respectiv studiul hărții pantelor, expoziției versanților etc.

Astfel, în urma realizării Modelului Numeric al Terenului după planurile topografice în scara 1: 5 000, a hărților tematice aferente dar și a observațiilor din teren, s-a întocmit harta geomorfologică generală a bazinului Zeletinului.

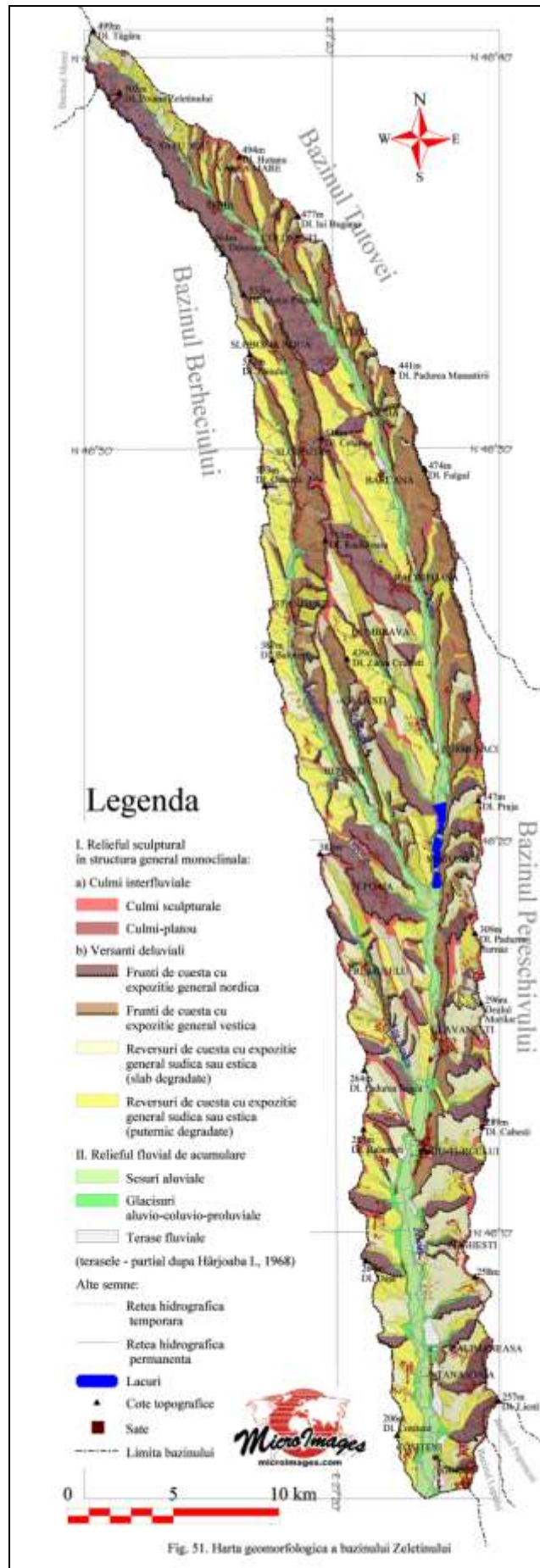
Principalele tipuri de relief întâlnite în arealul studiat sunt *relieful structural-litologic*, *relieful sculptural* (fluvio-denudațional) în structură general-monoclinală și *relieful de acumulare fluvială* (figura nr. 51 și tabelul nr. 4).

Tabelul nr. 4. Suprafețele ocupate de principalele forme de relief din bazinul Zeletinului

Nr. crt.	Tipuri de relief	Forme de relief	Suprafața (ha)	% (din total)
1.	Relieful structural-litologic	Platouri structural-litologice (Culmi platou)	288,02	0,68
2.	Relieful sculptural în structură general-monoclinală	<i>Total</i>	35990,95	85,11
		Culmi interfluviale	2901,04	6,86
		Versanți deluviali, din care:		
		- frunte de cuestă	14102,53	33,35
		- revers de cuestă	18987,39	44,90
3.	Relieful de acumulare fluvială	<i>Total</i>	6010,06	14,21
		Glacisuri aluvio-coluvio-proluviale	2440,82	5,77
		Șesuri aluviale	3145,78	7,44
		Terase fluviale	423,45	1,00
	Total bazin		42289,04	100,00

Harta geomorfologică din figura nr. 51 ne sugerează că morfologia inițială a reliefului sculptural în structură general-monoclinală, a fost distrusă prin evoluția rapidă a rețelei hidrografice. În acest context, prezintă interes diferențierea a trei areale cu trăsături distincte:

- Bazinul superior cu o suprafață de 6.966 ha (16,5 % din total), unde valea Zeletinului se înscrie predominant în categoria văilor subsecvente diagonale (piezișe), ceea ce a condus la individualizarea reliefului de cueste, specific asimetriei structurale de ordinul I (frunte de cuestă cu expoziție generală nord-estică și revers sud-vestic). Micile văi reconsecvente ale afluenților de stânga (Danciu, Spria, Valea-Mare, Brișcăria) scot în evidență asimetria structurală de ordinul al II-lea (frunte de cuestă cu expoziție vestică și revers estic).



- Bazinul mijlociu este cel mai extins pe 20.904 ha (49,4 % din total), în care, pe fondul orientării nord-sud a văii principale, iese în relief în primul rând asimetria structurală de ordinul al doilea (77 % din aria decupajului se situează pe partea dreaptă a bazinului și 23 % pe partea stângă a bazinului). În urma evoluției râurilor, reversul tipic al cuestei Berheciului a fost secționat aproape în totalitate pe direcție N-S de evoluția regresivă a Dobrotforului. La rândul lui, reversul cuestei Dobrotforului este fragmentat de o serie de afluenți de dreapta ai Zeletinului, cu orientare generală NNV-SSE (Răchitoasa, Gunoaia, Sohodol). Această asimetrie este foarte bine conservată pe unele văi tinere, reconsecvente, precum Valea Pojorâtei din bazinul Dobrotforului. Subordonat, asimetria de ordinul I se conturează pe văile subsecvente piezișe ale unor afluenți de dreapta ai Zeletinului sau pe văile subsecvente ale afluenților de stânga. În acest sector, cu o fragmentare intensă, se poate discuta și de un microrelief deluros.

- Bazinul inferior, mult mai extins în trecut, cupă acum 14.418 ha (34,1% din total). În acest sectorul, versantul drept al văii Zeletinului ar fi trebuit să aibă o dezvoltare mult mai largă, însă ponderea actuală restrânsă este legată de extensia și deplasarea spre est a bazinului Berheciului. Astfel, deși valea Zeletinului este orientată tot pe direcție consecventă, nord-sud, asimetria de ordinul al II-lea s-a estompat, iar cea de ordinul I se remarcă pe văile afluenților. În acest context evolutiv, versantul stâng al Zeletinului, cu rol inițial de frunte de cuestă cu expoziție vestică este mai larg dezvoltat decât versantul drept, care reprezintă acum un revers restrâns și destul de fragmentat. De subliniat faptul că o asemenea configurație este specifică sudului Colinelor Tutovei, respectiv versantul drept al Berheciului inferior, amonte de confluența cu Zeletinul, s-a restrâns ca arie prin formarea și dezvoltarea bazinului Polocinului, iar pe versantul drept, inițial larg extins, al Tutovei inferioare s-a conturat bazinul Pereschivului.

Ca pondere, cel mai răspândit este relieful sculptural, care deține peste 85 % din suprafața bazinului, urmat de relieful de acumulare fluvială cu o pondere de 14 % și foarte puțin, sub 1 % relieful structural-litologic (figura nr. 52). Toate acestea ne îndreptățesc să fim pe aceeași linie cu afirmația lansată de *Ioniță I. și Ioniță Violeta (1992)* pentru bazinul Tutovei, și anume că „*relieful structural nu se impune în relief decât într-o formă generală și puțin tipică*”.

Pe forme de relief, cele mai mari suprafețe sunt deținute de versanții deluviali (78 %) în timp ce culmile, șesurile aluviale și glacisurile aluvio-coluvio-proluviale au ponderi aproape proporționale.

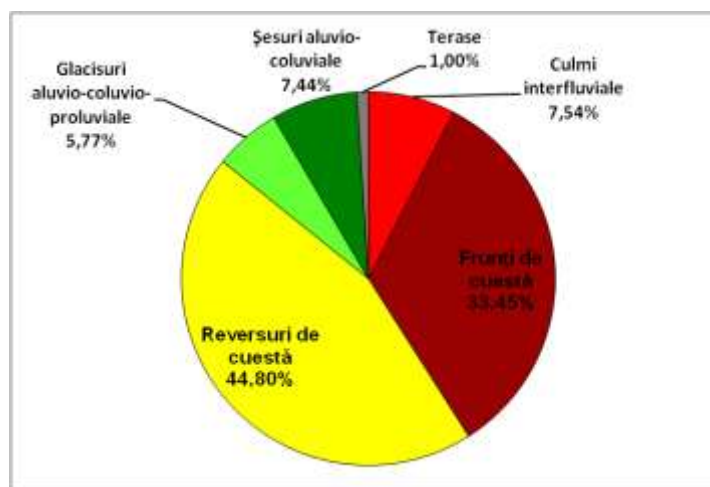


Fig. 52. Ponderea suprafețelor pe forme de relief

4.1.1. Platourile structural-litologice

Acest tip de relief este foarte slab reprezentat deoarece orizontul reper, mai rezistent la eroziune, de calcare oolitic de Repedea, care este principalul factor în formarea platourilor structurale din Podișul Bârladului, se află sub nivelul actual al râurilor. De asemenea, cineritele andezitice de Nușasca-Rusni, chiar dacă apar mai rezistente decât depozitele nisipo-argiloase, sunt destul de friabile și se impun mai rar în peisajul local. Prin urmare, incidența redusă a platourilor structurale este dată de prezența fondului litologic predominant nisipo-argilos.

Totuși, putem menționa apariția izolată a unor mici platouri, de importanță locală, susținute de orizontul cineritic, acolo unde acesta are grosime mai consistentă și duritate mai mare. Ele apar în arealele cele mai înalte, prezentându-se sub forma unor suprafețe orizontale sau slab înclinate, alungite pe direcția NNV-SSE. Astfel, putem menționa micile platouri din Dealul Moșia Panului de la obârșia Dobrotforului, Dealul Panului de la vest de satul Slobozia Nouă, Dealul Cetățuii, Dealul Secului dinte Dobrotfor și Pârâul Sec, Dealul Crăiești, Dealul Curtea Veche de la vest de satul Stănișești etc. (figura nr. 53).

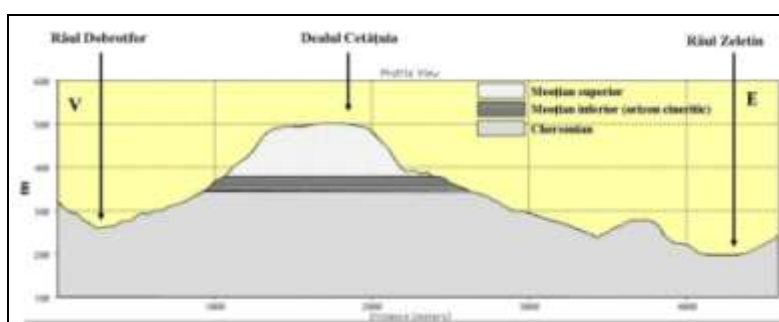


Fig. 53. Profil transversal pe direcția vest-est prin interfluviul Dobrotfor-Zeletin

În Colinele Tutovei s-a semnalat existența unor umeri locali, litologici, puși în evidență de rezistența mai mare la eroziune a cineritelor meoțiene (Hârjoabă I., 1968, Niacșu L., 2009, Niacșu Loredana, 2011). Asemenea umeri apar și în bazinul Zeletinului precum de pe versantul drept al văii Zeletinului, la vest de Colonești pe „*contraforturile*” dintre hârtoapele de alunecare (figura nr. 54).



Fig. 54. Umeri structural - litologici pe versantul drept al văii Zeletinului, la vest de Colonești (3 noiembrie 2010)

4.1.2. Tipurile de văi condiționate de structură

Evoluția rețelei hidrografice în structura geologică general monoclinală din Podișul Moldovei a condus la conturarea unor tipuri de văi specifice, consacrate deja în literatura de specialitate, respectiv: văi consecvente/ reconsecvente, subsecvente și obsecvente.

Văile consecvente sunt acelea orientate în aceeași direcție cu înclinarea formațiunilor geologice și care, în mod logic, este de așteptat ca să prezinte un profil transversal simetric. Totuși, Ioniță I. (1985, 1997, 2000) demonstrează că majoritatea văilor consecvente se caracterizează printr-o asimetrie destul de vizibilă. Astfel, pentru înțelegerea cât mai corectă a reliefului de custe din Podișul Moldovei, autorul mai sus citat recomandă luarea în calcul a unui dublu sistem de pante stratigrafice: *unul major*, de 6-7 m/km pe direcția N-S, responsabil de asimetria structurală de ordinul I și unul secundar orientat V-E, de circa 3 m/km, apărut în urma basculării mai pronunțate a Podișului Moldovei la contact cu orogenul carpatic și care este responsabil de asimetria structurală de ordinul II. Ioniță I. (1997, 2000a) consideră că aceste văi au o dublă subordonare, respectiv „sunt consecvente cu înclinarea majoră nord-sud, care le-a impus direcția principală de scurgere și subsecvente în raport cu căderea secundară a stratelor spre răsărit”.

Văi consecvente/reconsecvente simetrice în Podișul Moldovei se întâlnesc acolo unde orientarea lor face un unghi de cca 30° vest față de nordul geografic, deci sunt conforme cu rezultanta dintre cele două planuri de înclinare a stratelor. În bazinul Zeletinului, unele văi reconsecvente pot prezenta pe segmente variabile ca lungime un profil transversal simetric precum Valea Seacă, Valea Cotini etc. (figura nr. 55).

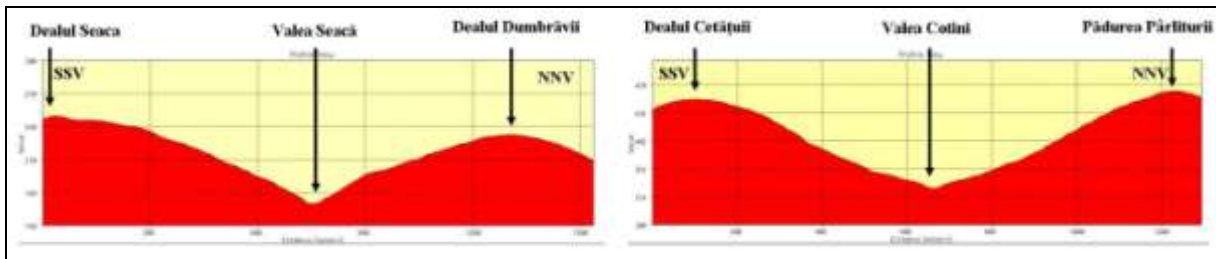


Fig. 55. Profile topografice transversale prin văile Seacă și Cotini

În categoria acestor văi se încadrează valea Zeletinului în aval de Buda și Valea Dobrotforului. Tot aici se încadrează și **văile reconsecvente/resecvente**, mai tinere și instalate pe o suprafață derivată din cea inițială (Donișă I., et. al., 2009). Profilul transversal al acestor vai este unul ușor asimetric, tipic asimetriei structurale de ordinul al II-lea semnalată de către Ioniță I. (1998, 2000a). Ca exemple pentru acest subtip pot fi menționate Valea Pojorâta, Valea Oarzelor, Valea Sacului, Valea lui Darie din bazinul Dobrotforului, tronsonul superior din văile Fânarul, Gunoaia, Sohodol ale unor afluenți de dreapta ai Zeletinului mijlociu și văile Apa Neagră și Sohodol din bazinul inferior al Zeletinului.

Văile subsecvente sunt acelea orientate pe direcție V-E sau E-V, transversale pe direcția generală de înclinare a stratelor și scot în evidență asimetria structurală de ordinul I prin profilul transversal clasic asimetric. Pentru arealul nostru, acestea sunt mai slab conturate ținând cont de forma fusiformă a bazinului, ordonat pe direcție generală N-S. Aici se încadrează și văile sau tronsoanele de vale diagonale (piezișe), precum segmentele inferioare ale văilor Bogdan și Fânarul (Răchitoasa), cursul superior al Văii Sohodol, Valea Țepoiaia, Valea după Deal (afluent de dreapta al pârâului Apa Neagră). În mod aparent surprinzător, cel mai semnificativ exemplu îl reprezintă însă valea Zeletinului superior în amonte de satul Buda. Acest tronson, total diferit față de restul bazinului studiat, se aseamănă foarte mult cu

Tutova superioară și Lipova superioară, unde asimetria structurală de ordinul I a fost anterior semnalată de Ioniță I. (1992, 1997, 2000a). Astfel, versantul stâng al Zeletinului superior mai păstrează pe alocuri morfologia unui revers tipic de cuestă, iar versantul drept reprezintă o frunte de cuestă cu expoziție generală nord-estică (figura nr. 56).



Fig. 56. Profil transversal asimetric în bazinul superior al Zeletinului (asimetrie structurală de ordinul I)

Deși nu au lungimi apreciabile, micile văi torențiale de pe stânga Zeletinului, de la sud de Burdusaci (Buța, Valea Burlugu, Valea Borcea, Valea Plopilor, Valea lui Cosma, Valea Cojanca de la Glăvănești, Valea Demăcușa, Valea Bodeasa, Râpa Văleana-Bichești, Valea Diaconeasa-Boghești, Valea Caprei de la Chițcani, Râpa Druțești, Valea Boțoaia de la Tănăsoaia, Valea Rea de Jos, Râpa Gohor) se înscriu în relief printr-o asimetrie tipică (figura nr. 57).



Fig. 57. Profil transversal pe direcție N-S prin versantul stâng al văii Zeletinului, aval de Motoșeni

Văile obsecvente sunt orientate invers înclinării stratelor, deci în Podișul Moldovei ele au o direcție generală sud-nord. Asemenea tipuri sunt foarte slab conturate în arealul nostru, un exemplu în acest sens fiind Râpa Analoagelor de la SE de satul Slobozia.

4.2. Relieful sculptural (fluvio-denudațional) în structură general monoclinală

Morfologia de ansamblu a regiunii colinare dintre Bârlad și Siret se datorează acțiunii factorilor externi, cei interni având un rol secundar, relieful sculptural *acoperind peste 75 % din suprafață* (Hârjoabă I., 1968). În bazinul Zeletinului acest tip de relief se întinde pe 84 % din suprafață și domină categoric relieful de acumulare sau cel structural. Două forme principale de relief sculptural sunt reprezentative, culmile interfluviale și versanții. Pentru arealul cercetat, cea mai mare parte a acestui tip de relief este ocupată de versanți, a căror pondere depășește 92 % (78 % din suprafața totală a bazinului), culmilor interfluviale revenindu-le 8 % (6,8 % din suprafața bazinului).

4.2.1. Culmile interfluviale

Culmile interfluviale s-au format în urma acțiunii factorilor externi asupra suprafeței inițiale, îndeosebi prin evoluția rețelei hidrografice. Deseori, ele sunt culmi înguste, cu multe ramificații. Izolat, pe suprafețe destul de restrânse, acolo unde aflurează formațiuni ceva mai dure, precum gresii, gresii cineritice sau cinerite andezitice, s-au format **culmi-platou**. Acestea apar în zonele cele mai înalte, sub forma unor suprafețe orizontale sau ușor înclinate spre S – S-SE și au o pondere foarte redusă, sub 1%. Cele mai reprezentative culmi-platou apar pe interfluviul Dobrotfor - Zeletin, precum în Dealul Moșia Panului, de la obârșia Dobrotforului, lat de 450 m și lung de 770 m, Dealul Cetățuii (pe 6 ha), Dealul Răchitoasa, Dl. Panului (pe interfluviul Dobrotfor-Berheci), Dealul Țâgâra (figurile 58 și 59).



Fig. 58. Culme - platou pe interfluviul Zeletin-Dobrotfor (Dealul Moșia Panului, 10 martie 2012)



Fig. 59. Culmea - platou pe interfluviul Zeletin-Tutova (Dealul Țâgâra, 10 iulie 2011)

Culmile sculpturale sunt mai extinse, deținând 6,8 % din suprafața bazinului. Cele principale provin din modelarea suprafeței inițiale, dar majoritatea reprezintă forme derivate de relief. Trei culmi interfluviale principale se impun în relief, respectiv cele care mărginesc bazinul la vest și est și culmea interioară Zeletin-Dobrotfor. Local, în zona mai înaltă, ele pot reprezenta resturi (martori) din suprafața inițială emersă. Prin evoluția mai rapidă a unor văi secundare, din aceste aliniamente principale se desprind ramificații secundare, frecvent cu lățimea mică (50 – 100 m), rareori depășind 150-200 m (figura nr. 60).



Fig. 60. Culme interfluvială tipică dintre Zeletin și Dobrotfor (13 aprilie 2012)

Neregularitățile care sunt vizibile în profilul lor longitudinal se datorează înșeuărilor, apărute în urma „coincidenței obârșiiilor a doi torenți care drenează flancurile colinei sau evoluției mai avansate a unui torent de pe unul din cele două flancuri” (Hârjoabă I., 1968).

4.2.2. Versanții deluviali

Versanții reprezintă forme de relief ce flanchează văile de o parte și de alta și sunt constituiți dintr-un ansamblu de suprafețe cu înclinări, de regulă, mai mari de 5° - 7° . La o primă analiză, se poate observa că în bazinul Zeletinului pot fi separate două mari areale: unul în amonte de confluența cu Dobrotforul, deci în bazinul mijlociu și superior al Zeletinului, unde gradul de înclinare al terenurilor este destul de accentuat și altul în bazinul inferior, unde predomină versanții cu pante mai domoale.

În bazinul superior, unde valea Zeletinului are o direcție generală de la nord-vest spre sud-est, ambii versanți sunt foarte fragmentați, însă în mod diferit. Versantul drept, frunte de cuestă cu expoziție NE, este secționat de văi scurte dispuse transversal pe direcția văii principale, în timp ce pe versantul stâng, inițial revers de cuestă cu expoziție SW este fragmentat de văi reconsevente, orientate nord-sud (figura nr. 61).

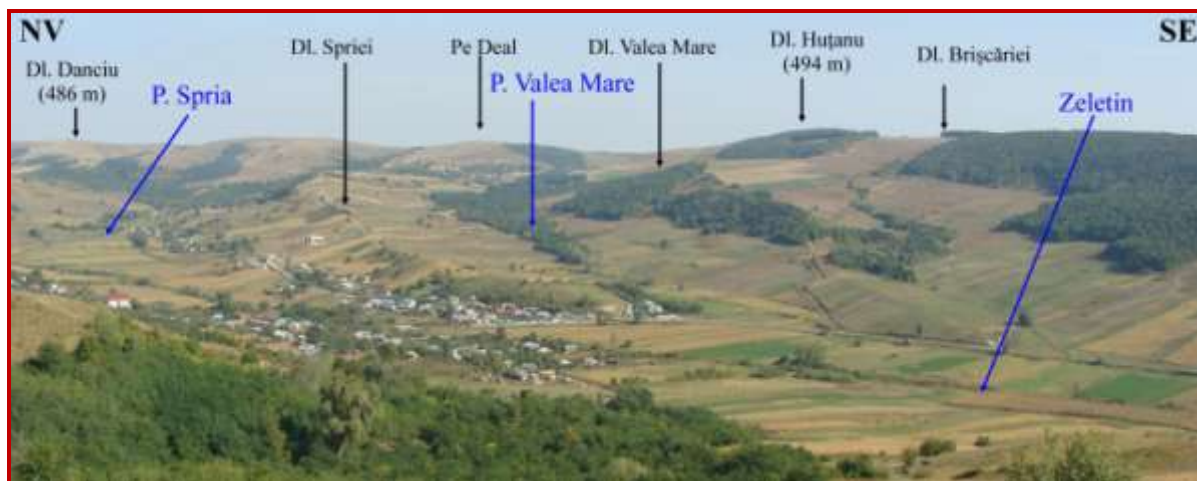


Fig. 61. Versantul stâng al Zeletinului secționat de văi reconsevente paralele, la est de Spria (17 septembrie 2011)

Acolo unde versanții apar dezvoltăți pe depozitele nisipoase compacte, forma liniară este cea caracteristică. În schimb, alternanțele frecvente de nisipuri și argile conduc la formarea de ape subterane care favorizează declanșarea alunecărilor de teren. Forma versanților devine concavă la partea superioară și ușor convexă către bază unde are loc acumularea de material solid. Pe asemenea versanți, fondul succesiunii de sectoare concav-convexe este completat de mici trepte și abrupturi litologice pe gresii cineritice.

Diferențierea versanților din Podișul Moldovei este strâns legată de modul în care rețeaua de văi scoate în evidență cele două tipuri de asimetrii structurale, semnalate de Ioniță I. (1997, 2000a) și implicit de relieful de cueste.

Asimetria structurală de ordinul I, generată de înclinarea majoră spre sud a formațiunilor geologice, înglobează văile sau sectoarele de văi subsecvente. Profilul lor transversal este clasic asimetric, respectiv un versant joacă rol de frunte de cuestă cu expoziție general nordică, iar celălalt versant reprezintă un revers de cuestă cu expoziție general sudică. În această categorie includem aproape toate văile afluenților de stânga ai Zeletinului de la sud

de Motoșeni. Un caz aparte îl formează văile subsecvente cu dispunere diagonală (piezișă), precum Zeletinul superior, Valea Țepoiaia etc., unde fruntea de cuestă este orientată spre NE, iar reversul spre SW.

Asimetria structurală de ordinul II, asociată înclinării secundare spre est a formațiunilor geologice, este subliniată de majoritatea văilor consecvente/reconsecvente, cu profil transversal asimetric, de amploare mai redusă decât la văile subsecvente. Trăsătura caracteristică în aceste văi este reprezentată de formarea unei frunți de cuestă cu expoziție vestică (versantul stâng) și un revers de cuestă cu expunerea general estică (versantul drept).

a. Versanți cu rol de frunte de cuestă ocupă 33,35 % din suprafața bazinului și sunt grupați în două categorii:

- *Frunțile de cuestă cu expoziție general nordică*, specifice văilor subsecvente, care se extind pe 7.071 ha (16,7 %). Cele mai tipice frunți cu expoziție nordică sunt acelea formate de vâlcelele afluenților de stânga ai Zeletinului din jumătatea sudică a bazinului. Astfel de frunți, cu orientare nordică, însoțesc văile Bucșa, Praja, Burlugu, Neagului, Borșei, Plopului, Valea lui Cosma, Cojanca, Dămăcușa, Bodeasa, Văleana, Diaconeasa, Râpa Perjoiului, Valea Caprei, Râpa Druțești, Boțoaia, Valea Rea de Jos, Râpa Gohor (figura nr. 62). Din partea dreaptă a bazinului Zeletinului, văile subsecvente care să formeze frunți cu orientare nordică sunt mai rare, precum Râpa după Deal, Valea Dânceni, Valea Hanței, Valea Prisăcii, Țepoiaia inferioară.



Fig. 62. Profil transversal pe direcție N-S la est de Glăvănești (asimetria structurală de ordinul I)

Datorită pantei ridicate, de 15 – 25° sau mai mult, dar și a substratului nisipo-argilos, frunțile de cuestă sunt afectate intens de procese geomorfologice actuale, respectiv eroziunea în adâncime sau alunecări de teren de mari dimensiuni.

- *Frunțile de cuestă cu expoziție general vestică* sunt tipice văilor consecvente/reconsecvente și au o pondere asemănătoare cu cele nordice, respectiv 7.031 ha (16,6 %). Cea mai importantă, prin amploarea sa, este coasta Dobrotforului (versantul stâng). Datorită evoluției rapide a Dobrotforului ambii versanți ai văii sunt puternic degradați, iar asimetria inițială s-a estompat. Tot prin evoluție regresivă a râurilor a apărut și cuesta Pojorâtei, vizibilă clar în figura nr. 63. Această vale mai puțin evoluată, tipic reconsecventă, a fost considerată „martor” reprezentativ al asimetriei inițiale de ordinul II (Ioniță I., 1997, 2000a).



Fig. 63. Asimetrie structurală de ordinul al II-lea în Valea Pojorâței
(foto I. Ioniță, 27 iunie 1994)

De amploare mult mai mică, dar importante la nivel local, sunt frunțile de cuestă ale văilor consecvente de pe stânga Zeletinului superior, precum versantul stâng al vâlcilor Danciu, Spria, Valea Mare, Valea Morii, Valea lui Matei, Valea Piperului. Mai spre sud, versantul stâng al Zeletinului mijlociu este considerat frunte de cuestă vestică. În aval de Burdusaci, versanții cu expoziție vestică se restrâng ca suprafață în favoarea celor nordici ținând cont de evoluția foarte rapidă a vâlculelor subsecvente.

b. Versanți deluviali, obișnuit reversuri de cuestă se extind pe 18.987 ha (44,9 % din total) și au orientare generală estică în văile consecvente/reconsecvente și, sudică sau sud-vestică în văile subsecvente. În funcție de gradul lor de degradare asemenea versanți se pot diferenția în:

- *Reversuri tipice de cuestă, slab-moderat degradate* care au lungimi considerabile, pante domoale, utilizate ca terenuri arabile și afectate de eroziunea în suprafață. Cel mai tipic exemplu este versantul drept al Pojorâței, slab înclinat spre est, cu o lățime maximă de 800 m și o lungime de cca. 6 km (figura nr. 64). La acesta se adaugă versantul drept (revers cu expoziție sudică) al văilor afluenților de stânga ai Zeletinului inferior.



Fig. 64. Versantul drept al Văii Pojorâta (revers de cuestă cu expoziție estică),
la vest de satul Crăiești (foto I. Ioniță, 21 aprilie 2011)

- *Reversuri puternic degradate* datorită subminării bazei versantului fie prin adâncirea puternică și rapidă, în special în bazinul superior al afluenților, fie prin meandrarea canalului de scurgere, ceea ce conduce frecvent la declanșarea alunecărilor de teren. În unele cazuri o bună parte din revers poate fi degradat și prin evoluția unor ravene de versant sau a unor mici vâlcele. În acest context, tiparul specific, inițial asimetric, este înlocuit de un profil transversal simetric, dar ambii versanți sunt puternic degradați (de ex., versantul drept al Zeletinului între Dănăila și Motoșeni).

4.3. Relieful de acumulare fluvială

Rezultate în urma dislocării, transportării și depozitării materialului de către agenții externi, îndeosebi rețeaua hidrografică, formele de relief create sunt relativ tinere și sunt reprezentate de șesurile aluviale, glacisuri, conurile aluviale și terase fluviale. Acest tip de relief se extinde pe aproximativ 6.010 ha (14,2 %), din care șesurile și glacisurile sunt larg extinse în comparație cu terasele fluviale (figura nr. 65).

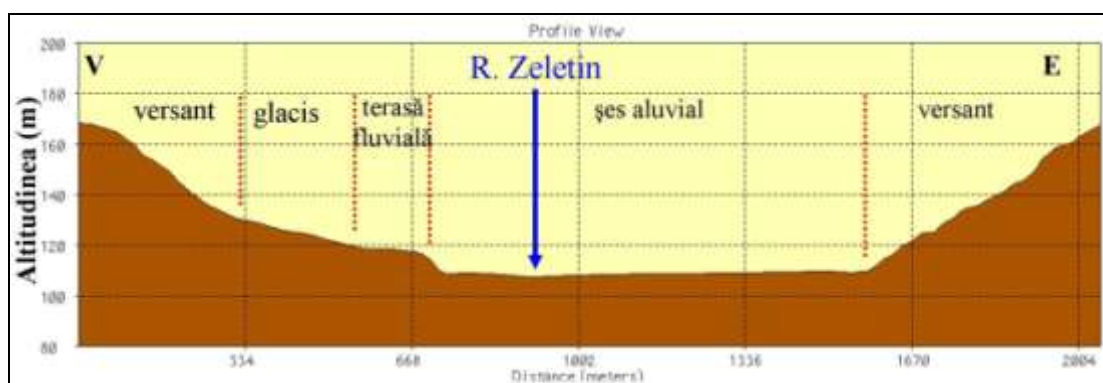


Fig. 65. Profil transversal pe direcție V-E prin valea Zeletinului la V de Bogheștii de Sus

4.3.1. Șesurile aluviale

Conform lui *Băcăuanu V. et al.* (1974), prin albie majoră se definește *suprafața fundului de vale acoperită de apele râului în timpul perioadelor de nivel maxim*, în timp ce prin luncă se înțelege un *fund de vale cu relief puțin accidentat, reprezentat prin albia majoră, terase joase neinundabile și popine*. Pe de altă parte, după *Posea Gr.* și colab. (1986), prin șes aluvial se înțelege o suprafață netedă construită prin aluvionare.

În bazinul Zeletinului, șesurile aluviale se dezvoltă chiar din imediata apropiere a obârșiei văilor și au ocupă o suprafață de 3.145 ha (7,44 %). Lățimea lor este cuprinsă, de obicei, între 200 și 300 m. Valori mai ridicate se întâlnesc la confluente, de exemplu la cea dintre Dobrotfor și Zeletinul (peste 700 m) sau în bazinul inferior al Zeletinului. Cel mai extins este șesul Zeletinului, urmat de cel al Dobrotforului, cu prelungiri pe văile afluenților mai importanți, unde șesurile propriu-zise trec în glacisuri coluviale (figura nr. 66).



Fig. 66. Șesul aluvial al Zeletinului la Buda (26 noiembrie 2011)

Pe afluenții secundari șesurile aluviale au o extindere mai redusă, precum cele de pe Apa Neagră (Frumușelu), afluent de dreapta al Zeletinului inferior sau pe Gunoaia din bazinul mijlociu. Acestea, treptat, sunt înlocuite de glacisuri aluvio-coluviale în tronsoanele superioare sau la contactul cu versanții. Adesea, pe micile văi afluate de stânga ale Zeletinului, acolo unde panta șesului aluvio-coluvial crește ușor, pot apărea incizii de mică amploare, sub forma unor ravene discontinue de fund de vale.

În cadrul șesurilor aluviale prezintă importanță meandrele (sinuozițările) albiei minore. Cursurile sinuoase sunt mai specifice râurilor de mari dimensiuni, cu debite bogate, dar se întâlnesc în regim natural și pe șesurile aluviale ale unor râuri mai mici, precum cele din Colinele Tutovei. În bazinul Zeletinului se remarcă două sectoare cu un grad ridicat de sinuozitate al albiei minore. Primul sector reprezentativ este cel din apropierea confluenței cu Berheciul, de la vest de satul Gohor, unde se menționează o succesiune de 7 – 8 bucle strâns legate între ele (figura nr. 67).

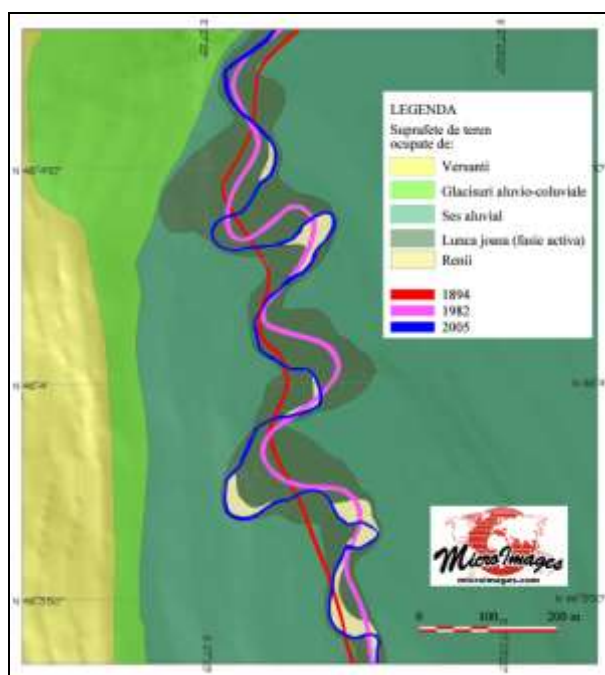


Fig. 67. Modificări ale albiei minore a Zeletinului inferior în sectorul Gohor-Cosițeni

Comparând situația actuală cu cea din anii 1894 și 1981 se constată creșterea gradului de meandrare în ultimul secol, generat de reducerea pantei longitudinale a luncilor în urma accentuării ritmului lor de aluvionare. Această apreciere este conformă cu ideea lui Filipescu M. (1950) de „îmbătrânire prematură a rețelei hidrografice din Colinele Tutovei”. Agradarea șesului Zeletinului prin aluvionare este strâns legată de influența modului de exploatare a terenurilor după defrișările masive rezultate prin aplicarea Reformei Agrare din anul 1864. Dacă avem în vedere evoluția raportului dintre lungimea în linie dreaptă și lungimea canalului de scurgere al Zeletinului în ani caracteristici se constată o tendință descrescătoare, respectiv de la 0,91 în anul 1894 la 0,66 în 1982 și 0,52 în anul 2005, ceea ce evidențiază accentuarea progresivă a meandrării. Pe de altă parte se observă o ușoară tendință de deplasare spre aval a buclor meandrelor.

Al doilea sector este cel de la sud de satul Tănăsoaia unde albia minoră formează două bucle mari, sub forma unui meandru compus. Bucla de meandru reprezintă unitatea morfometrică de bază în analiza unui curs de apă sinuos. Cele două bucle ale albiei minore se caracterizează prin următoarele date morfometrice (figura nr. 68):

- Bucla nr. 1: 769 m lungime, 289 m înălțime, 251 m raza medie, 2,66 gradul de aplatizare și 1,12 sinuozitate.
- Bucla nr. 2: 665 m lungime, 382 m înălțime, 232m raza medie, 1,73gradul de aplatizare și 1,73 sinuozitate.

Fâșia activă de meandrare este dată de lungimea de undă a meandrului, de 942 m și amplitudinea meandrului, de 448 m.

Auto-captarea buclor se produce în timpul viiturilor când apa râului urmează traseul cel mai scurt, iar pentru Zeletin astfel de situații încă vizibile sunt cele de la nord și sud de Putini sau cea de la sud de Tănăsoaia. De subliniat faptul că, în urma lucrărilor de regularizare a canalelor de scurgere, executate mai ales între 1970-1990, cea mai mare parte a albiei minore a râurilor din bazinul studiat a fost semnificativ modificată.

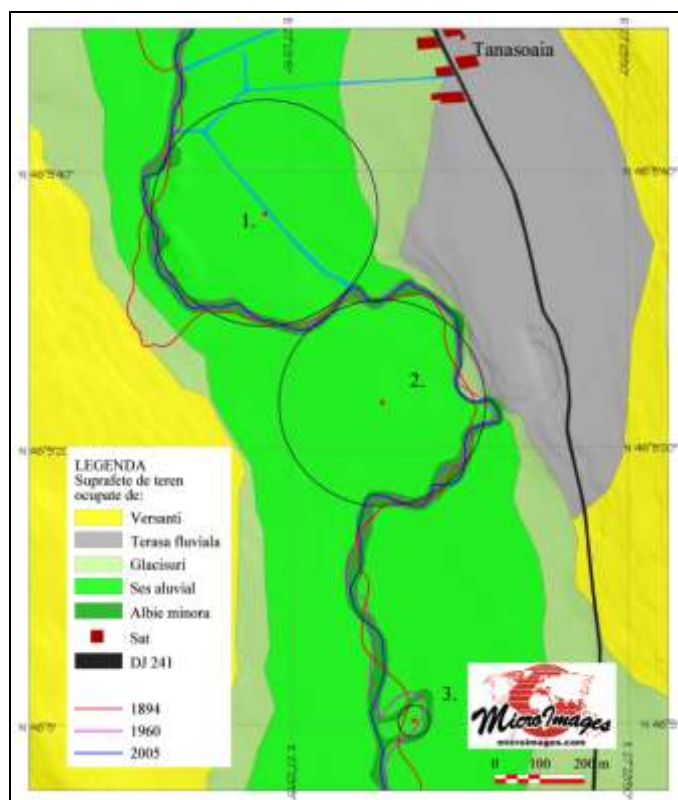


Fig. 68. Albia minoră meandrată a Zeletinului, la sud de Tănăsoaia

4.3.2. Terasele fluviale

Rezultate în urma evoluției albiei majore, terasele sunt trepte de relief extins în lungul unei văi, deasupra luncii actuale și reprezintă porțiuni dintr-o fostă luncă, abandonată prin adâncirea râului. Variabile ca extindere și altitudine, dar și ca vechime, terasele constituie una dintre cele mai elocvente categoriile geomorfologice referitoare la evoluția cuaternară a Podișului Moldovei și mai ales a văilor sale (Băcăuanu V., 1978).

În arealul studiat, terasele au o dezvoltare mai slabă, acestea fiind mai extinse în cursul mijlociu și inferior al Zeletinului. Slaba dezvoltare a teraselor, atât ca număr pe verticală cât și ca extindere pe orizontală din Colinele Tutovei a fost explicată de Hârjoabă I. (1962, 1968) prin fragmentarea accentuată a reliefului, predominarea formațiunilor nisipoase și favorabilității deosebite a terenurilor la procesele de degradare.

Prezența lor pe areale restrânse trebuie pusă în legătură și cu evoluția foarte rapidă a reliefului. În alcătuirea petrografică a depozitelor de terasă din bazinul Zeletinului predomină nisipurile, deoarece formațiunile dominante din regiune sunt cele psamitice (figura nr. 69).

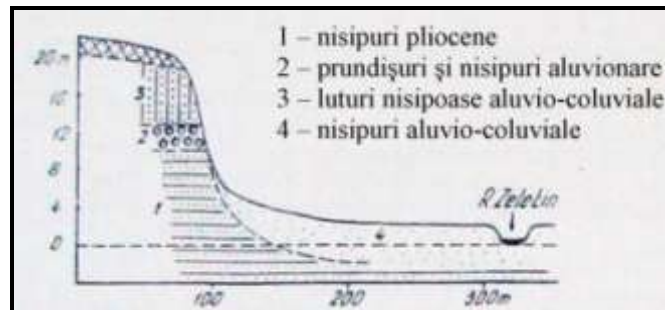


Fig. 69. Profil în terasa Zeletinului, la N de Răchitoasa (după Hârjoabă I., 1968)

Hârjoabă I. (1968) apreciază că ele au o granulometrie în care predominante (90% din total) sunt elementele cu diametrul cuprins între 0,4-0,1 mm. Omogenitatea lor ilustrează o sortare de către apa râului, aceasta permițând separarea lor față de nisipurile ce alcătuiesc suportul geologic și care au o granulometrie mai puțin omogenă.

Mai rar, în alcătuirea lor predomină galeți de diferite dimensiuni de gresii, gresii cineritice strânse într-o matrice nisipoasă, precum în terasa de confluență, de 12-15 m a.r., de pe versantul drept al Zeletinului, la vest de Glăvănești (figura nr. 70).



Fig. 70. Deschidere în depozitul terasei Zeletinului, de 12-15 m a.r., la Glăvănești (10 martie 2012)

Majoritatea teraselor se găsesc, în general, în apropierea ariei sursă de aluviuni din care sunt alcătuite (8 – 10 km distanță de sursă), vădind totodată puterea relativ redusă a râurilor din zonă, iar vârsta lor este considerată a fi postwürmiană (*Hârjebă I., 1968*).

Mai bine conturată este terasa de pe versantul stâng al Dobrotforului, la confluența acestuia cu Pojorâta, de la Gura Crăiești, cu altitudinea relativă de 2,5 - 3 m (figura nr. 71).



Fig. 71. Terasa de 2-3 m a.r. la Gura Crăiești, la confluența Dobrotforului cu Pojorâta (2 ianuarie 2010)

Suprafața teraselor fluviale din bazinul Zeletinului a fost estimată la 423 ha, ceea ce reprezintă 1 % din total.

4.3.3. Glacisurile de acumulare

Glacisurile sunt forme de racord dintre versant și forme de relief inferioare ca poziție, terase dar mai ales albia majoră. Ele s-au format prin depunerea materialului dislocat fie prin eroziunea în suprafață de pe versanți, fie prin ravenare și, eventual, prin estomparea părții frontale a unor deluvii de alunecare. După granulometrie, glacisurile pot fi coluviale (predomină materialele mai fine), proluviale (un amestec de materiale fine și mai grosiere) sau mixte (aluvio-coluvial, aluvio-proluvial, aluvio-coluvial-propuvial, proluvio-coluviale etc.). Cele mai extinse sunt glacisurile mixte, aluvio-coluviale sau aluvio-coluvio-proluviale (figura nr. 72). Frecvent, glacisurile de acumulare se află la racordul versanților cu șesurile văilor, au extindere variabilă și înclinare redusă, iar suprafața lor totală este de 2.440 ha, respectiv 5,8 % din aria bazinului.

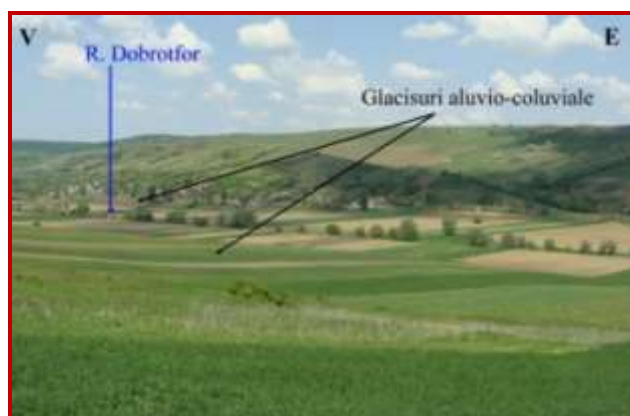


Fig. 72. Glacisuri aluvio-coluviale pe valea Dobrotforului la Gura-Crăiești (12 mai 2012)

Glacisurile sunt frecvent utilizate ca terenuri agricole datorită solurilor cu o fertilitate medie, a pantei reduse și, deci, a gradului mai ridicat de executare mecanizată a lucrărilor agricole. Pe fundul unor văi relativ tinere, cu lățime redusă, datorită eroziunii solului apar numai glacisuri coluvio-aluviale, fără individualizarea unui canal de scurgere continuu. Deci, asemenea văi, precum Valea Grecului din bazinul mijlociu al Zeletinului, sunt văi coluviale, în sensul dat de *Martiniuc. C.* în anul 1954 (figura nr. 73).



Fig. 73. Valea coluvială a Grecului, la nord-est de Barcana (26 noiembrie 2011)

Glacisurile proluviale sunt strâns legate de zonele de deșeu ale vâlcetelor torențiale sau ravenelor de versant. Deci, ele se formează prin unirea unor conuri de dejecție și sunt alcătuite din material mai grosier, slab rulat, depus în structură încrucișată (*Donisă I. et al., 2009*). Cele de la gura ravenelor de versant au de regulă dimensiuni mici, sunt mai eterogene și contribuie la formarea glacisurilor coluvio-proluviale (figura nr. 74).



Fig. 74. Con aluvial recent format pe glacisul coluvio-proluvial, de pe versantul stâng al Dobrotforului la Gura Crăiești (23 mai 2010)

Influența lor este uneori importantă în evoluția în plan orizontal a albiei minore, aceasta fiind împinsă spre baza versantului opus, ceea ce conduce la accentuarea gradului de meandrare. Conurile de dejecție contribuie la formarea șesurilor nu numai prin prezența lor, ci

și prin faptul că favorizează bararea aluviunilor și implicit procesul de agardare aluvionară a șesurilor (Hârjoabă I., 1968), ceea ce conduce la „îmbătrânirea prematură” a rețelei hidrografice (Filipescu M., 1950). Ele sunt destul de răspândite, dar nu se impun pregnant în relief, având individual suprafețe relativ mici și amplitudine redusă (1 – 3 m).

4.4. Formele create de alți factori (lacustre, biogene etc.)

Cărățile de animale instalate pe versanții puternic înclinați reprezintă cea mai tipică formă de *relief biogen*. Răspândirea acestui proces se datorează suprapășunatului în corelație cu substratul geologic, tipul de sol și gradul de acoperire cu vegetație. Un astfel de exemplu se găsește pe versantul drept al Zeletinului la sud de Salahoru, unde cărările lăsate de animale împiedică dezvoltarea vegetației (figura nr. 75).



Fig. 75. Cărări de animale formate pe versantul drept al Zeletinului, la sud de Salahoru (24 septembrie 2011)

Crăpăturile poligonale (takâre) apar pe sedimentele de la coada lacului Motoșeni, pe aluviuni predominant argiloase. Astfel, pe fondul ciclurilor de umezire-uscare, ca urmare a variației de volum (gonflare/contractie) apar crăpături în masa sedimentelor lacustre (figura nr. 76).



Fig. 76. Crăpături poligonale (takâre) în aluviunile din acumularea Motoșeni (06.09.2011)

Relieful antropoc apare acolo unde activitatea umană și-a adus o contribuție semnificativă. Deși prezența acestui tip de relief este restrânsă ca suprafață, el poate fi observat sub diferite forme mai mult sau mai puțin vizibile. Astfel, în urma construirii rețelei de drumuri, apar modificări vizibile mai ales la intersecțiile acestora, precum pe unele înșeuări din culmile interfluviale sau acolo unde panta longitudinală a drumului este foarte mare (figura nr. 77). Deseori pe traseele de drum executate pe direcția deal-vale pe substrat nisipos, în urma unor averse torențiale, probabilitatea de transformare a drumurilor în ravene este foarte mare, precum pe versantul stâng al Dobrotforului la est de Slobozia (figura nr. 78).



Fig. 77. Intersecție de drumuri de culme interfluvială pe dealul Băimac (20 iulie 2011)



Fig. 78. Tronson de drum pieziș, ravenat, pe versantul stâng al Dobrotforului la Slobozia (13 mai 2012)

Modificări antropice recente ale versanților s-au produs în perioada 1960-1990 în urma executării lucrărilor de combatere a eroziunii solului, respectiv lucrări tehnice (rețeaua de drumuri de exploatare agricolă, lucrări de modelare a versanților, terase, lucrări de drenare a izvoarelor de coastă, lucrări hidrotehnice transversale etc.), lucrări agrotehnice (îndeosebi introducerea sistemelor antierozionale de cultură), înființarea de plantații silvice etc. (figura nr. 79).



Fig. 79. Terase banchetă abandonate, la sud de localitatea Stănișești, pe versantul stâng al văii Dobrotforului (23 mai 2010)

După 1989, majoritatea fostelor plantații viticole și pomicele au fost defrișate și folosite pentru pășunat. În schimb, agroterasele și terasele agricole au început să se degradeze prin ravenare și, eventual, coluvionare sau prin instalarea unei vegetații de tufărișuri.

5. Procese de degradare a terenurilor

5.1. Eroziunea în suprafață

Eroziunea este considerată drept un proces geomorfologic de modelare a scoarței terestre prin dislocarea particulelor de sol sau rocă de către agenții externi (ape curgătoare, ghețari, vânt, apa mărilor sau lacurilor), parțial prin dizolvarea unor componente solubile (Donisă I. et. al., 2009). Ioniță I. (2000) consideră că *eroziunea reprezintă un fenomen de natură mecanică, de desprindere și transport a particulelor de material solid sub impactul picăturilor de ploaie și a curenților de apă de la suprafața terenului.*

Eroziunea de suprafață, cunoscută și sub numele de eroziune laminară, areolară sau în pânză, este forma de eroziune exercitată de apă prin două componente: eroziunea prin picături și eroziunea provocată de scurgerea de suprafață. Conform lui Donisă I., et. al., 2009 aceasta se caracterizează prin îndepărtarea unui strat superficial de sol, cu repercusiuni în diminuarea grosimii profilului de sol și apariția de rigole mici dar care nu constituie un impediment în efectuarea lucrărilor agricole.

Eroziunea produsă de apă, numită și eroziune hidrică (Moțoc M., et. al., 1975) cuprinde trei faze: desprinderea, transportul materialului și depunerea acestuia.

Ținând cont de cele două componente ale eroziunii, cea prin picături, respectiv prin scurgere de suprafață, constatăm că efectele sunt de proporții diferite. Astfel, eroziunea prin picături (prin împrăscare sau pluviodenudarea) are o contribuție mică, dislocarea și transportul aerian al particulelor realizându-se pe distanțe mici, de până la 1,5 m. Efectele vizibile apar în general pe terenurile lipsite de vegetație, cum sunt terenurile agricole din perioada însămânțărilor, când acest proces pregătește materialul care apoi va fi preluat de scurgerea de suprafață. Importanța pluviodenudării scade foarte mult în cazul terenurilor împădurite deoarece ploaia nu ajunge în mod direct, iar energia cinetică a picăturilor de ploaie este disipată datorită coronamentului arborilor. În situația suprafețelor acoperite de pajiști, eroziunea prin picături este anihilată aproape în întregime ca urmare a prelingerii ploii pe frunze și tulpini, lipsind astfel puterea de lovire (Tufescu V., 1966).

Concentrarea scurgerii de suprafață dă naștere unor firișoare de apă elementare, împrăștiate printre neuniformitățile suprafeței terenului - bulgări, resturi vegetale, brazde etc.

Eroziunea provocată de scurgerea de suprafață se poate regăsi sub două aspecte (Moțoc M., et. al., 1975): eroziune prin curenți dispersați (eroziune decapantă) și eroziune prin curenți concentrați (eroziune tranșantă).

Eroziunea prin curenți dispersați, apărută în urma formării scurgerii incipiente, pe suprafețele de terenuri înclinate, se caracterizează prin apariția unor curenți împrăștiați cu caracter bifazic (curenți pulsatorii) ca urmare a fenomenelor de antrenare - depunere a materialului solid. Acest tip de eroziune se manifestă prin apariția unei multitudini de șiroaie elementare, cu adâncimi ce nu depășesc 2 - 3 cm, repartizate aproximativ uniform în suprafață (Stănescu P., 1975, Ioniță I., 2000c).

Eroziunea produsă prin curenți concentrați, reprezintă o formă mai avansată a eroziunii în suprafață, care se manifestă prin apariția unor șanțulețe mici, de 2 – 20 cm formate în urma ploilor torențiale sau la topirea zăpezilor. Aceste mici șanțulețe, numite și rigole, colectează scurgerea șuvoaielor elementare, iar distribuția lor neuniformă este dependentă de neuniformitatea curenților concentrați pe versanți (Ioniță I., 2000c). Deși sunt efemere, rigolele mici sunt distruse prin executarea lucrărilor, dar progresiv, în timp, se realizează un transport continuu de sol, în general din partea superioară a versanților către bază, ducând la diminuarea treptată a conținutului de humus.

Solurile afectate de eroziune, în funcție de intensitatea procesului, sunt clasificate pe mai multe criterii. Astfel, Moțoc M. (1963, 1975) utilizează drept criteriu principal însușirile

morfologice ale solului, respectiv grosimea orizonturilor genetice. Conform acestui autor, solurile sunt grupate în cinci clase de eroziune (slabă, moderată, moderată spre puternică, puternică, foarte puternică sau excesivă), iar aprecierea intensității procesului se realizează în funcție de gradul de eroziune al orizonturilor genetice, dar diferențiat pe diferite tipuri de soluri. Alți autori, precum *Luca Al.* (1970), iau în considerare schimbările determinate de fertilitatea solului. În *Metodologia Elaborării Studiilor Pedologice* (partea a III-a, 1987), gradul de eroziune a solurilor se apreciază în funcție de orizontul rămas la suprafață în urma manifestării procesului.

În bazinul Zeletinului, eroziunea în suprafață are o extindere apreciabilă, fiind influențată de anumite caracteristici ale substratului geologic, de relief, climă, regim hidrologic, tipul de sol și nu în ultimul rând de intervențiile antropice. Dacă ținem cont că terenurile agricole care pot fi supuse proceselor de eroziune sunt situate pe versanți cu pante mai mari de 5 % și că 86 % din solurile cartate se extind astfel de terenuri, se poate aprecia ușor potențialul ridicat la eroziune al arealului studiat.

Pentru bazinul Bârladului, rolul cel mai important în apariția și desfășurarea eroziunii solului îl joacă prezența reliefului colinar-deluros, agresivitatea climatică, gradul de acoperire cu vegetație și modul de exploatare a terenurilor.

Pierderile medii anuale de sol prin eroziune calculate la Perieni, de *Popa A.* (1977) între 1958 – 1970, pe versanți cu pante de 12 %, cu sol luto-argilos au variat de la 0,5 t/ha/an la lucernă sau ierburi în anul II de vegetație, la 4 t/ha/an la grâu de toamnă, 7 t/ha/an la mazăre și până la 32,5 t/ha/an la porumb. Pe baza măsurătorilor efectuate pe o perioadă de 30 de ani, la parcelele de controlul scurgerilor, amenajate la Stațiunea Perieni, jud. Vaslui, pe un cernoziom cambic slab erodat, *Ioniță I.* (2000 b, 2000c) a constatat că pierderile medii anuale de sol erodat au variat între 7,74 t/ha la porumb și 33,10 t/ha la ogor. Autorul menționat subliniază că pe solurile de pădure erodate valoarea pierderilor de sol erodat se dublează. Sezonul critic al eroziunii în suprafață cuprinde intervalul 15-20 mai – 15-20 iulie datorită precipitațiilor mai intense și a gradului mai slab de acoperire a terenurilor cu vegetație (*Ioniță I.*, 1997, 2000c, 2008a).

Eroziunea în suprafață are implicații și în rapiditatea cu care plantele de cultură se dezvoltă sau ajung la maturitate. Pe versanții unde eroziunea este foarte puternică, solul își modifică parțial proprietățile necesare dezvoltării normale a plantelor, încât ritmul de creștere al acestora este diferit în raport cu terenurile neerodate (figura nr. 80).



Fig. 80. Soluri puternic erodate în suprafață pe versantul stâng al Zeletinului la nord de Burdusaci (12 mai 2012)

Intensitatea cea mai ridicată a eroziunii în suprafață apare pe terenurile mai puternic înclinate, cultivate cu prășitoare, în mod tradițional pe direcția deal-vale. Ca exemple concludente menționăm arealele cu eroziune excesivă din bazinul superior al Pojorâtei sau cele din bazinul inferior al Dobrotforului (figurile 81 și 82).



Fig. 81. Eroziune excesivă pe versantul drept al văii Pojorâta (Ioniță I., 19 martie 2007)



Fig. 82. Eroziune puternică și excesivă pe versantul stâng și agradarea semnificativă a luncii Dobrotforului la sud de Gura Crăiești (12 mai 2012)

Eroziunea solului din bazinul Zeletinului a fost estimată prin prelucrarea datelor din studiile pedologice efectuate de O.S.P.A. Bacău, Vrancea și Galați, studii ce au folosit criteriile de clasificare ale I.C.P.A.- 1986.

Din analiza studiilor pedologice aferente comunelor din bazinul Zeletinului, reiese că au fost cartate 30.432 ha terenuri agricole (71,9 %), restul fiind ocupate de păduri (8.941 ha), așezări (2.744 ha) și lacuri. Harta eroziunii solurilor de pe terenurile agricole scoate în evidență faptul că solurilor puternic și foarte puternic erodate au o răspândire mai mare în bazinul superior și mijlociu, în timp ce în bazinul inferior apar soluri cu grade mai reduse de eroziune (figura nr. 83).

Fără a elimina factorul subiectiv în aprecierea gradului de eroziune, diferențele apărute la nivel de bazin le considerăm ca fiind strâns legate de gradul de înclinare a versanților, cu pante mai ridicate în jumătatea nordică și mai reduse în cea sudică. Pe lângă aspectele morfometrice, se adaugă modul de utilizare a terenurilor precum și agrotehnica folosită.

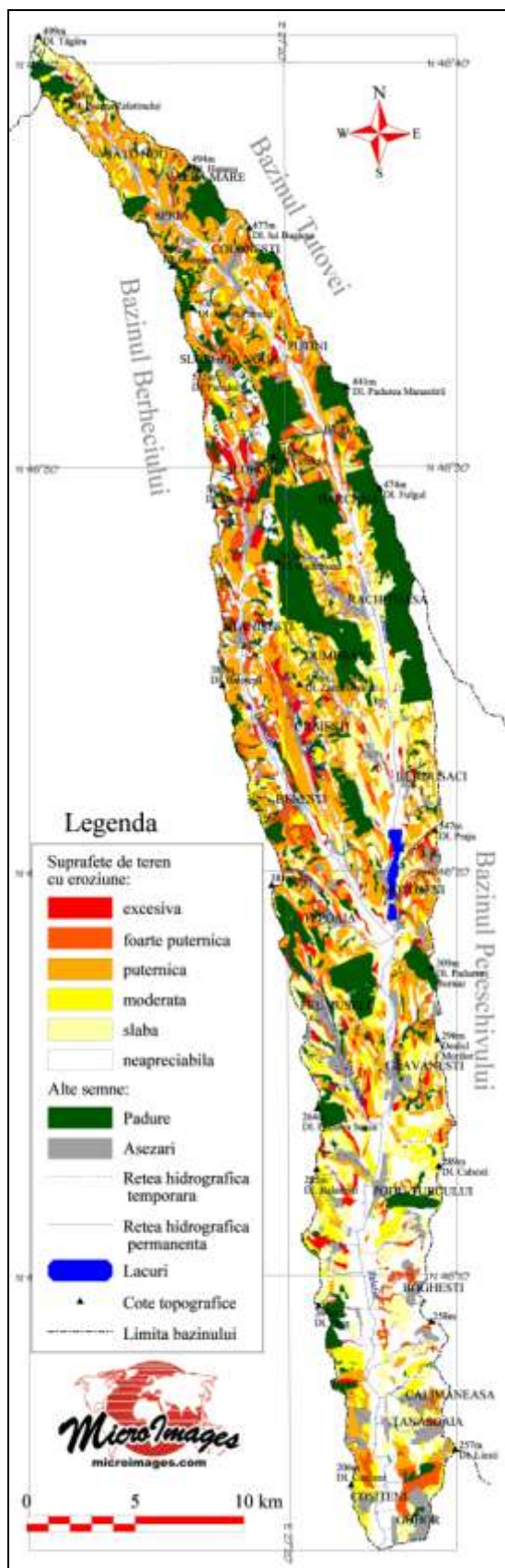


Fig. 83. Distribuția eroziunii solurilor din bazinul Zeletinului (prelucrare după studiile OSPA Bacău, Galați și Vrancea)

Graficul din figura nr. 84 evidențiază faptul că pe terenurile agricole din bazinul Zeletinului suprafața solurilor cu eroziune puternică este de 8.925 ha (29,3 %) iar cele cu eroziune foarte puternică și excesivă 3.979 ha (13,1 %).

Areaalul cu soluri moderat erodate ocupă 3.047 ha (10,0 %), cel cu soluri slab erodate ocupă 5.689 ha (18,7 %) iar terenurile unde eroziune solurilor a fost neapreciabilă se extind pe 8.792 ha (28,9%).

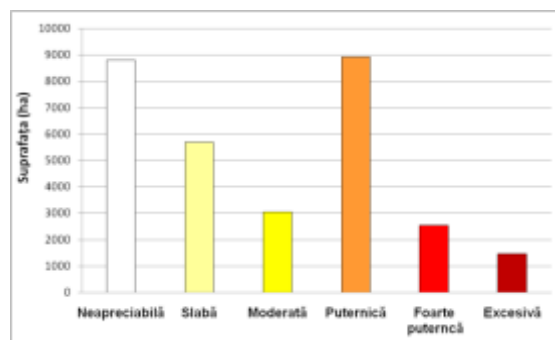


Fig. 84. Încadrarea solurilor din bazinul Zeletinului pe clase de intensitate la eroziune (prelucrarea după studiile OSPA Bacău, Galați și Vrancea).

Pe clase de pantă, observăm că pe versanții cu pante mai mari de 5° (9%) predomină solurile puternic erodate, foarte puternic erodate și excesiv erodate (figura nr. 85).

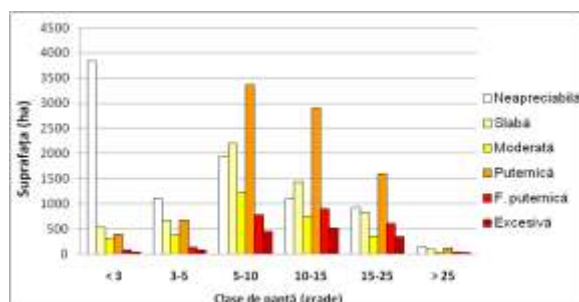


Fig. 85. Suprafața solurilor erodate pe grade de eroziune și pantă în bazinul Zeletinului (prelucrare după studiile OSPA Bacău, Galați și Vrancea)

Dacă ne referim la tipul de sol, gradele cele mai ridicate de eroziune sunt întâlnite la Antrosoluri, unde predomină solurile foarte puternic și excesiv erodate (figura nr. 86). Eroziunea puternică este specifică Luvosolurilor, Preluvosolurilor precum și Vertosolurilor, în timp ce solurile slab erodate aparțin clasei Chernisoluri. Solurile pentru care eroziunea nu a putut fi apreciată sunt de tipul Aluviosolurilor, Gleiosolurilor și Litosolurilor. Gradul ridicat de eroziune al Preluvosolurilor se datorează faptului că aceste sunt soluri de pădure cu o valoare dublă a erodabilității, cu o favorabilitate mai mare la degradare față de molisoluri.

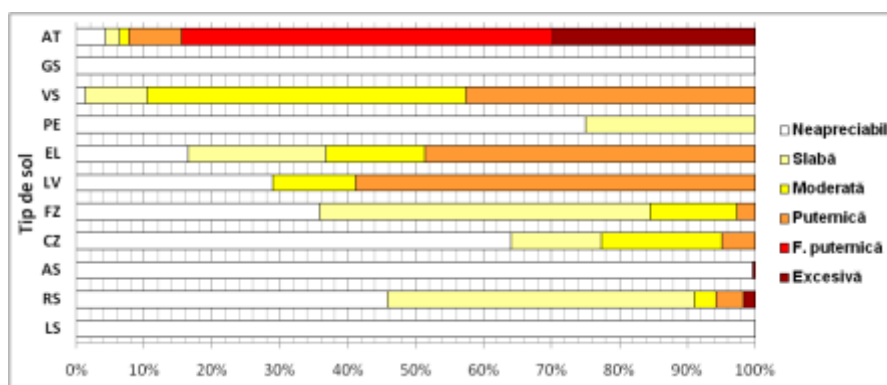


Fig. 86. Pondera claselor de eroziune în suprafață pe tipuri de soluri (prelucrare după studiile OSPA Bacău, Galați și Vrancea)

Textura este o însușire a solurilor ce nu poate fi modificată și, astfel, este nevoie ca tehnologiile agricole și ameliorative să se adapteze la specificul textural, încercând să compenseze însușirile negative ale texturilor extreme (*Teaci D.*, 1970). În cazul nostru, ținând cont de textura solului din orizontul A, observăm că solurile cu texturi medii sunt afectate mai intens de eroziune în raport cu cele cu texturi extreme (figura nr. 87). Astfel, se confirmă faptul că riscul erozional mai ridicat este indus de texturile mai grosiere sau mijlocii în orizontul de suprafață, unde dislocarea particulelor de material solid este mai facilă în raport cu situația de pe solurile cu textură fină.

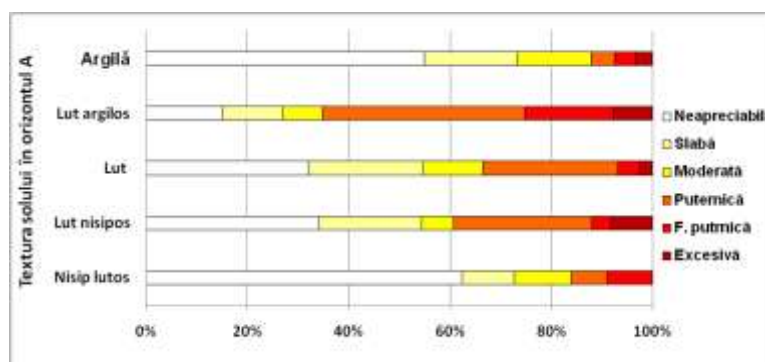


Fig. 87. Gradul de eroziune în funcție de textura solului din orizontul A (prelucrare după studiile OSPA Bacău, Galați și Vrancea)

Pentru a evidenția gradul de eroziune a solurilor din bazinul Zeletinului considerăm că este sugestivă analiza unor decupaje specifice fiecărui sector în parte, respectiv Colonești în bazinul superior, Motoșeni în bazinul mijlociu și Tănăsoaia în bazinul inferior. În bazinul superior și mijlociu diferențierile sunt relativ mici și depind, în general, de extinderea anumitor forme de relief (de ex. șesurile aluviale). În schimb, în bazinului inferior se observă

o diminuare a ponderii solurilor puternic-excesiv erodate (figura nr. 88), ceea ce se justifică prin predominarea interfluviilor mai domoale, cu versanți slab-moderat înclinați.

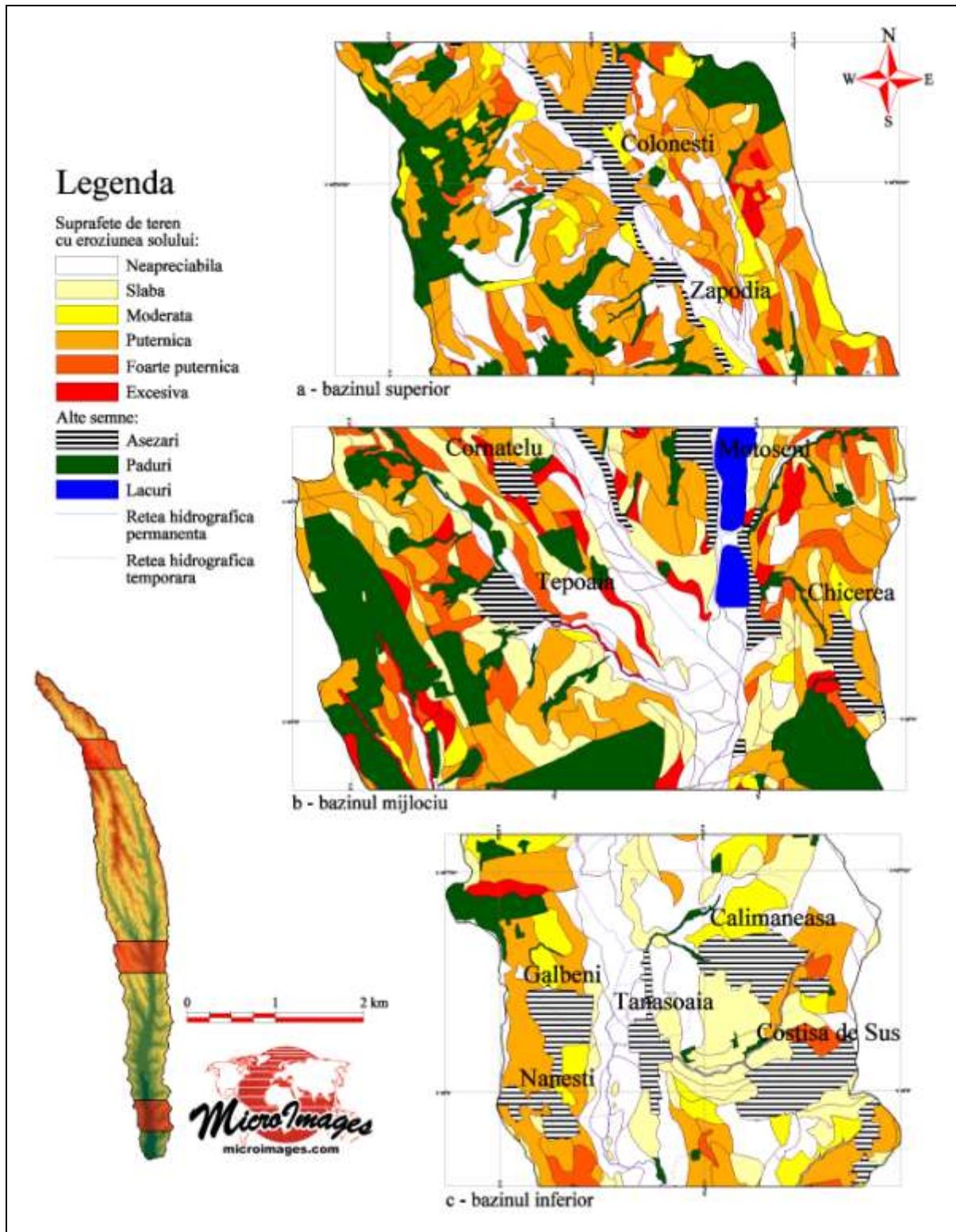


Fig. 88. Eroziunea solului în decupajele de la Colonești, Motoșeni și Tănășoia (prelucrare după studiile OSPA Bacău, Galați și Vrancea)

Pornind de la relația de calcul a eroziunii în suprafață elaborată de *Moțoc et. al* (1975, 1979), prin adaptarea la condițiile din țara noastră a modelului USLE, s-a estimat valoarea pierderilor medii anuale de sol. Această relație este de forma:

$$E = K \times L^{0.3} \times (1,36 + 0,97 \times I + 0,138 \times I^2) \times S \times C \times Cs$$

unde:

E = eroziunea medie multianuală în suprafață (t/ha/an)

K = coeficient de agresivitate pluvială;

L = lungimea versantului (m);

I = panta terenului (%);

S = coeficient de corecție pentru erodabilitatea solului;

C = coeficient de corecție pentru efectul vegetației;

Cs = coeficient pentru efectul lucrărilor de combatere a solului.

Pentru stabilirea coeficienților L și I s-a folosit Modelul Numeric al Terenului obținut după planurile topografice în scara 1: 5.000. Menționăm că în stabilirea lungimii versantului s-a folosit programul Saga GIS iar pentru pantă TNTmips. Ceilalți coeficienți, S, C și Cs au fost stabiliți pe baza hărților pedologice în scara 1: 10.000 și a hărții utilizării terenurilor, realizată după ortofotoplanuri, în scara 1: 5.000, ediția 2005.

Folosind programul TNTmips, respectiv funcțiile SML și GeoFormula, s-a realizat un raster cu valoarea pixelului 3x3 m, ce reprezintă pierderile medii anuale de sol (figura nr. 89). În urma procesării informațiilor introduse conform formulei USLE adaptată de Moțoc et. al. la condițiile specifice Podișului Bârladului, s-a ajuns la concluzia că în bazinul Zeletinului, pierderile medii anuale de sol pe terenurile agricole datorate eroziunii în suprafață sunt de **14,4 t/ha/an**.

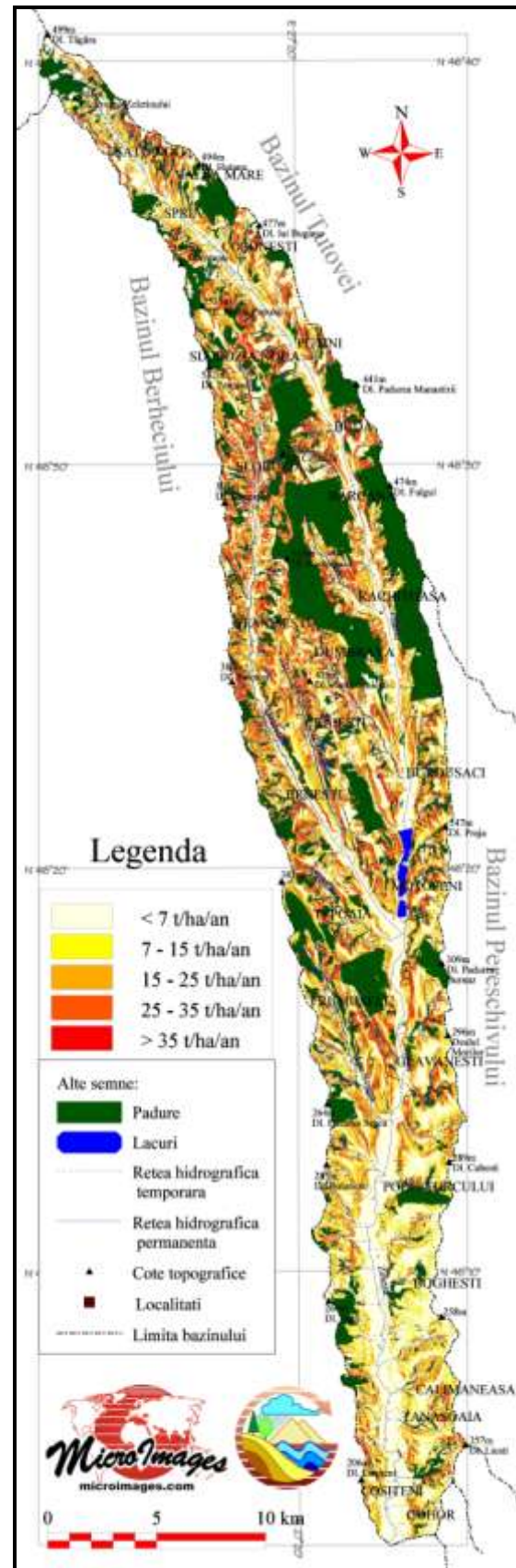


Fig. 89. Harta intensității la eroziunea în suprafață pe terenurile agricole din bazinul Zeletinului

Pentru alte areale din Podișul Moldovei valorile pierderilor medii anuale de sol utilizând metoda Moțoc et. al (1975, 1979) sunt diferite: pentru bazinul Pereschivului pierderile medii anuale de sol au fost estimate la 7,8 t/ha/an (Niacșu L., 2009, 2011), în bazinul Similei pierderile medii anuale de sol ajung la 12,02 t/ha/an (Niacșu Loredana, 2011), pentru bazinul Vasluijețului valorile sunt de 7,7 t/ha/an (Topșa G., 2012) iar pentru aria Podișului Central Moldovenesc valorile au fost estimate la 4,57 t/ha/an pentru (Patriche C., 2005).

Pe de altă parte, graficul figurii nr. 90 ne indică faptul că 49,1 % din suprafața terenurilor agricole prezintă valori mai mici de 7 t/ha/an, deci sub valoarea considerată admisibilă de 6-8 t/ha/an. În această situație terenurile agricole cu un grad de eroziune peste limita admisibilă (> 7 t/ha/an) ocupă 21.530 ha (50,1 % din totalul terenurilor agricole).

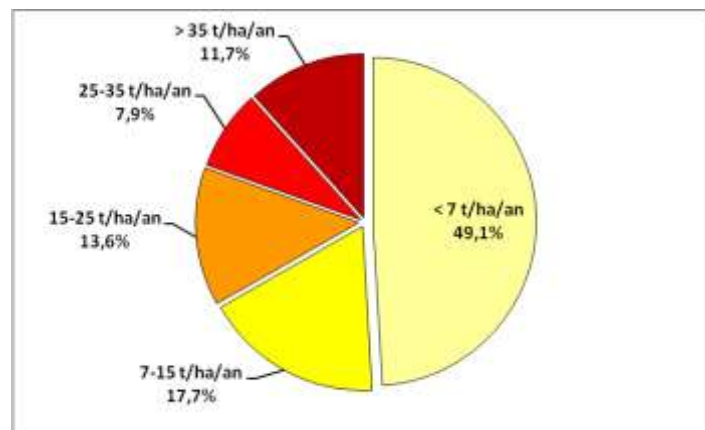


Fig. 90. Ponderea claselor pierderilor medii anuale de sol (t/ha/an)

Pe cele trei sectoare de bazin hidrografic se constată următoarea diferențiere a pierderilor medii anuale de sol erodat: 15 t/ha în bazinul superior, 16,8 t/ha în bazinul mijlociu și 11,1 t/ha în bazinul inferior (figura nr. 91).

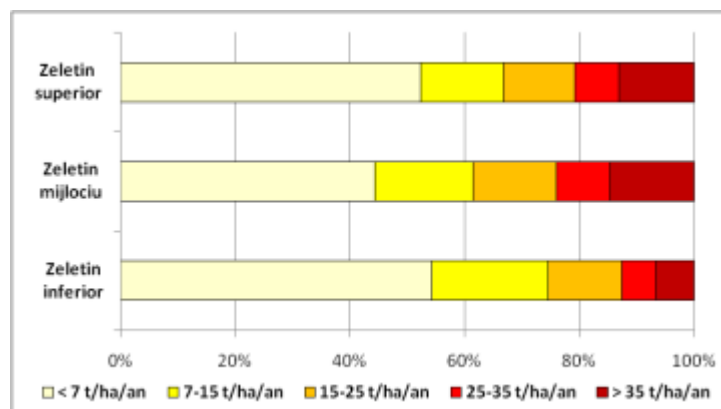


Fig. 91. Suprafața ocupată de clasele pierderilor medii anuale de sol pe sectoare de bazin hidrografic

Figura nr. 92 ne arată diferențierea intensității eroziunii solului pe cele trei decupaje reprezentative luate în considerare.

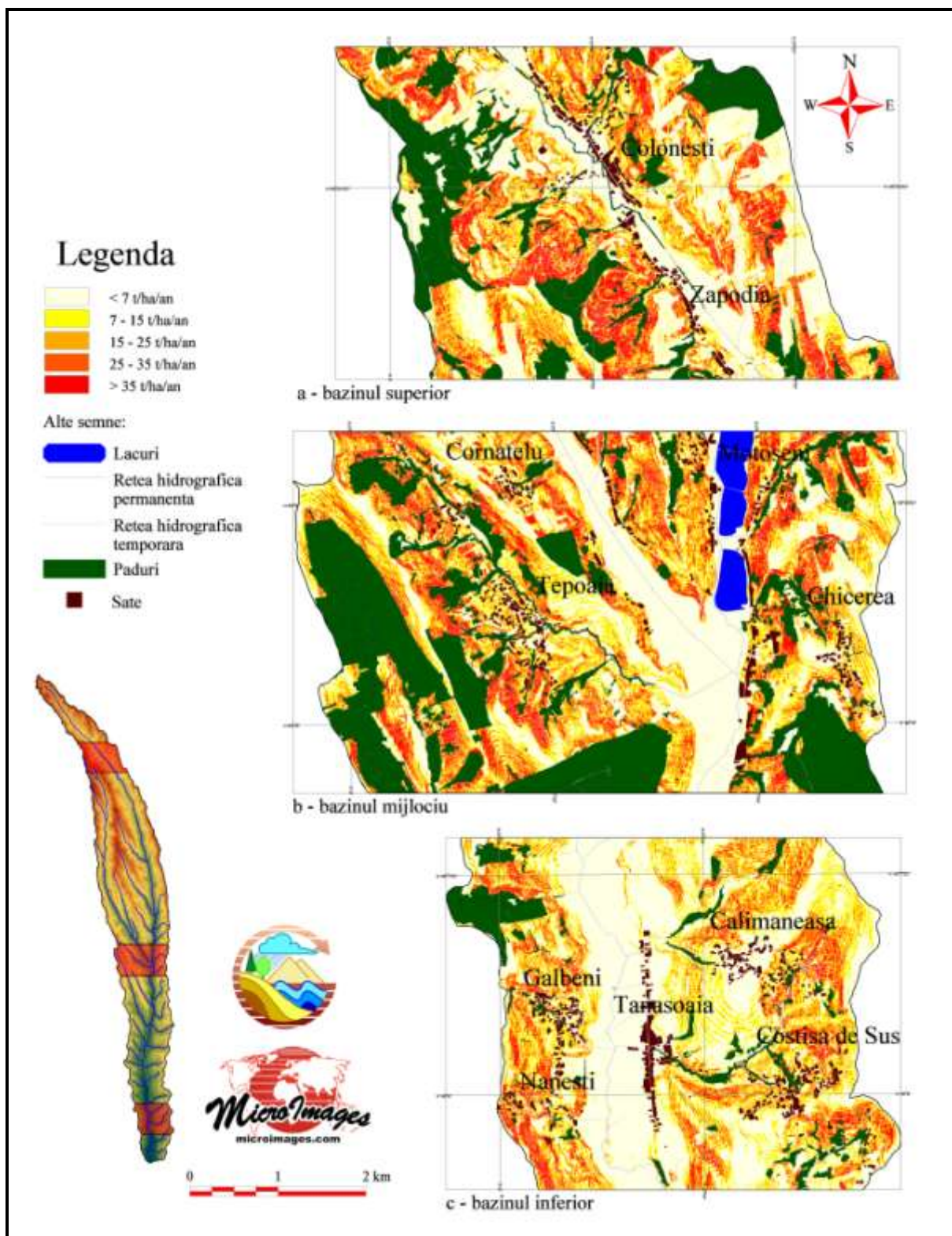


Fig. 92. Harta pierderilor medii anuale de sol erodat în decupaje reprezentative din bazinul Zeletinului

5.2. Eroziunea în adâncime (ravenarea)

Eroziunea în adâncime apare atunci când la suprafața solului scurgerea lichidă se concentrează sub formă de șuvoaie, „în contextul creșterii energiei cinetice a scurgerii lichide și a micșorării rezistenței substratului sau a învelișului vegetal” (Ioniță I., 2000).

Formele rezultate în urma manifestării eroziunii în adâncime au fost împărțite de Moțoc M. (1963, 1975) și Băloiu V. (1975) în trei categorii:

- *rigola mare*, cu adâncimi între 20 - 50 cm;
- *ogașul*, cu adâncimea între 0,5 și 2-3 m;
- *ravena*, cu adâncimi mai mari de 2-3 m.

Deoarece între *rigola mică*, considerată ca formă a eroziunii de suprafață și *rigola mare* nu se poate face o distincție clară, Moțoc M. (1975) consideră că „eroziunea în *rigole* este o formă de tranziție între eroziunea în suprafață și cea în adâncime”. Ogașul fiind o formă incipientă de ravenare, este încadrat în ultima perioadă de timp în clasa ravenelor discontinue.

Considerată drept cea mai dezvoltată formă a eroziunii în adâncime, *ravena* este definită de Băcăuanu et. al. (1974) drept „formă de eroziune torențială, mai avansată decât ogașul, caracterizată printr-un talveg în care apar mici trepte, repezișuri sau marmite. În interiorul său eroziunea conformă este înlocuită, în mare măsură, cu cea regresivă”.

Donisă I. et. al (2009) definesc ravena drept „formă negativă de relief, cu aspect de canal lung și îngust, relativ adânc, recent format prin eroziunea în adâncime, care apare pe versanți sau pe fundul văilor, prin acțiunea scurgerii lichide concentrate, obișnuit intermitentă”.

Din această ultimă definiție desprindem faptul că ravenele pot fi clasificate în funcție de poziția în cadrul bazinelor hidrografice în *ravene de versant* și *ravene de fund de vale*. După prezența pragurilor în profilul longitudinal, Leopold L. B. et. al. (1964) au împărțit ravenele în *continue* și *discontinue*. Din această ultimă categorie dăm ca exemple ravenele discontinue succesive cu fundul aluvionar de la izvoarele Zeletinului (figura nr. 93).



Fig. 93. Ravene discontinue, succesive, cu fundul aluvionar la obârșia Zeletinului (10 iulie 2011)

În general, la o ravenă se pot distinge patru elemente (Băloiu, V. 1975):

- vârful ravenei, numit și „râpă de orbârșie” (în anumite cazuri pot exista mai multe vârfuli);
- fundul ravenei, plat sau în trepte, în funcție de etapa de acumulare și de eroziune;

- malurile ravenei, active sau stabilizate;
- conul aluvial, ca zonă de depunere a materialului solid la ieșirea din ravenă;

Ravenele de versant sunt incizate în sol și mai rar în substrat, și au adesea un caracter discontinuu. Pe fondul unor versanți cu pante foarte accentuate se pot forma ravene paralele de tip „grătar” precum cele din bazinul Valea Boului de la sud-est de satul Crăiești, dezvoltate pe o veche cornișă de alunecare stabilizată (figura nr. 94).



Fig. 94. Ravene discontinue pe versantul stâng al Pojorâtei la est de Crăiești (6 octombrie 2012)

Dacă densitatea ravenelor crește foarte mult, pe mici areale se poate forma un microrelief de tip „badland”, ca pe versantul stâng al Dobrotforului la Benești sau al Zeletinului la Glăvănești (figura nr. 95). În aceste locuri, formarea și dezvoltarea ravenelor a fost determinată de modul de dispunere a terenurilor, respectiv parcele orientate și lucrate pe direcția deal-vale, în prelungirea gospodăriilor.



Fig. 95. Ravene discontinue pe versantul stâng al Zeletinului, la Glăvănești (10 martie 2012)

Cele mai spectaculoase sunt ravenele de fund de vale care, de regulă, apar ca ravene continue. Dezvoltate pe fundul văilor dar cu ramificații și pe versanți, ele au dimensiuni mult

mai mari și scot din circuitul agricol suprafețe considerabile. Chiar dacă sunt împădurite, având în vedere dimensiunile lor, precum și versanții foarte înclinați ele evacuează o mare cantitate de material la topirea zăpezilor sau în timpul ploilor de primăvară-vară. Efectele pot fi și mai mari la ieșirea din ravenele înmănunchiate (figura nr. 96).



Fig. 96. Combinație de ravene discontinue și continue pe versantul stâng al Dobrotforului, la est de Slobozia (13 mai 2012)

Dacă ravenele se dezvoltă pe versanți unde apar și gresiile cineritice de Nuțasca-Ruseni, prin eroziune diferențială în matricea nisipo-argilosă se formează praguri în profil longitudinal al ravenelor. Acolo unde pachetele de roci mai rezistente la eroziune au o grosime consistentă se pot individualiza mici sectoare de chei (figurile 97 și 98).



Fig. 97. Prag litologic, asociat gresiilor cineritice de Nuțasca-Ruseni, pe versantul stâng al Zeletinului, la est de Glăvănești (2 august 2010)



Fig. 98. Sector de chei dezvoltate în gresiile cineritice de Nuțasca Ruseni în ravina Oprișești, la SE de Crăiești (6 octombrie 2012)

Eroziunea în adâncime reprezintă un proces caracteristic Colinelor Tutovei, cu o mare dezvoltare și în bazinul Zeletinului. Apariția și dezvoltarea formațiunilor de eroziune în adâncime între Siret și Prut, rezidă dintr-un complex de factori favorabili, atât naturali cât și antropici. Menționăm aici, substratul geologic friabil, predominant nisipos, relieful colinar, caracterul continental al climei, cu nuanțe de excesivitate, existența drumurilor amplasate pe direcția deal-vale etc.

Prin suprafața ocupată dar și prin efectele asociate, eroziunea în adâncime este considerată unul din cele mai importante procese din partea sudică a Podișului Moldovei, ce contribuie în proporție variabilă (26-75 %) la formarea eroziunii totale.

Semnalată încă din 1965 de către *Hârjoabă I.*, eroziunea în adâncime a început să fie analizată mai detaliat, cu mijloace din ce în ce mai moderne de diferiți cercetători pe areale mai mici din Colinele Tutovei. Răspândirea în suprafață a revenelor din Podișul Moldovei analizată de *Maria Rădoane et. al.* (1992, 1995) scoate în evidență faptul că zona Colinelor Tutovei și, implicit, bazinul Zeletinului aparțin ariei cu cea mai mare susceptibilitate la ravenare.

Ioniță I. (1998, 2000) pe baza măsurătorilor de lungă durată, efectuate pe o serie de ravene reprezentative din Podișul Bârladului, estimează că viteza medie anuală de retragere a unor ravene discontinue oscilează între 0,42 – 1,83 m/an, cu o valoare medie de 0,92 m/an. Factorii principali în inițierea ravenării sunt cel hidrologic, în special modul de organizare a scurgerii lichide sub formă de curenți concentrați și substratul litologic. Același autor a precizat că:

- Regimul anual de ravenare prezintă un *mers pulsatoriu*, adesea cu variații mari în amplitudine;
- Rata medie de înaintare a ravenelor continue este mult mai mare în comparație cu cele discontinue, respectiv de 12,5 m/an;
- Creșterea medie în suprafață a ravenelor continue a fost de 366,8 m²/an;
- Sezonul critic de ravenare este dublu față de cel al eroziunii în suprafață, respectiv între 15-20 martie și 15-20 iulie, cu o pondere mai mare a sezonului rece (57 %) unde cuplul îngheț-dezghet de la sfârșitul iernii joacă un rol hotărâtor;

Pe baza otofotoplanurilor, a planurilor topografice 1: 5 000 precum și a deplasărilor în teren, în bazinul Zeletinului au fost identificate 1.610 de ravene ce ocupă o suprafață totală de 1.297 ha (3,06 % din aria bazinului). Dintre acestea, 95 au fost încadrate în categoria ravenelor de fund de vale ce cuprind 501 ha (38,7 %). Marea majoritate a ravenelor, respectiv 1.515 sunt ravene de versant, frecvent dezvoltate în model „dendritic”, ce se extind pe 795 ha (61,3%). Harta răspândirii ravenelor din bazinul Zeletinului ne sugerează densitatea mai mare a acestora în bazinul Dobrotforului (figura nr. 99).

Suprafața ravenelor variază mult de la câteva zeci de m² până la peste 20 de ha, cu o valoare medie de 0,6 ha. Dintre ravenele de versant se detașează un număr de cinci, fiecare cu suprafața ocupată de peste 10 ha și anume: ravena Analoagele (20,3 ha), ravena Iovoiaia (16,4 ha) de pe versantul stâng al Dobrotforului, Râpa lui Mihăilă (11,2 ha) de pe versantul drept al Dobrotforului la vest de Slobozia, apoi ravena Oprișești (12 ha) și ravena Valea Boului (11,9 ha) din bazinul Pojorâtei. Cu o suprafață ocupată între 5 și 10 ha au fost identificate 26 de ravene de versant, în timp ce 159 de ravene de versant se încadrează între 1 și 5 ha.

Gradul de acoperire păduri, plantații silvice de salcâm sau tufărișuri a ravenelor este ridicat, respectiv de 65,2 % pentru ravenele de versant și 62,3 % pentru cele de fund de vale.

Ținând cont de depozitele geologice, constatăm că toate formațiunile geologice sunt afectate de ravenare, cele mai afectate fiind formațiunile meoțiene superioare.

De altfel, menționăm că formațiunile chersoniene sunt de două ori mai degradate prin acest proces față de cele pontian-daciene, deși ponderea lor în bazinul Zeletinului este aproape egală (figura nr. 100).



Fig. 99. Răspândirea ravenelor în bazinul Zeletinului

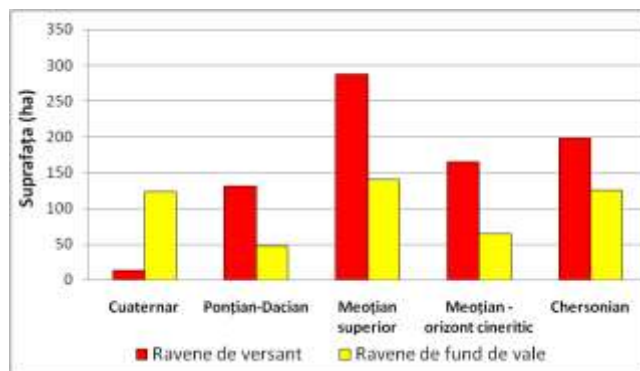


Fig. 100. Histograma suprafețelor afectate de eroziunea în adâncime în raport cu formațiunile geologice

Influența înclinării terenului în ravenare se poate observa și din analiza relației dintre suprafața ocupată de ravene și principalele claselor de pantă (figura nr. 101). Astfel versanții cei mai puternic afectați de ravenare prezintă pante mai mari de 5°. Cele mai multe ravene sunt extinse pe clasele de pante de 15-25°, 10-15° și 5-10°.

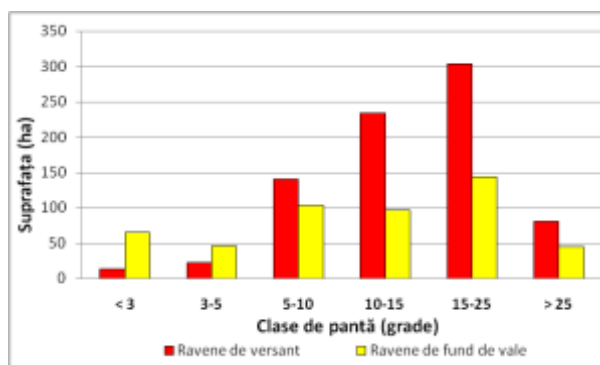


Fig. 101. Histograma suprafețelor ocupate de ravene în raport cu clasele de pantă

Raportând însă suprafața ravenată pe fiecare clasă de pantă la suprafața ocupată de clasa respectivă de pantă, constatăm că versanții cu pantele cele mai mari, peste 25 ° prezintă o susceptibilitate foarte mare la ravenare (figura nr. 102).

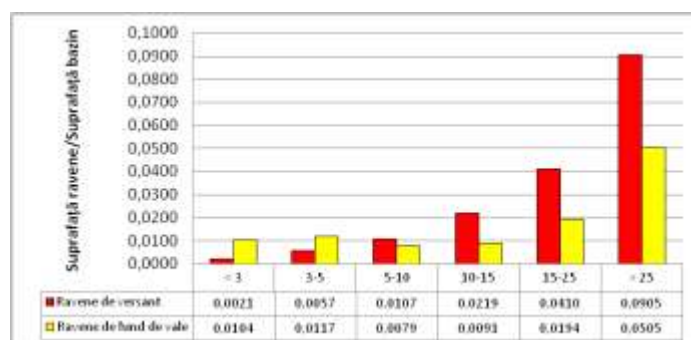


Fig. 102. Relația dintre raportul suprafață ravenată/suprafață bazin și clase de pante, pe tipuri de ravene

Pe forme de relief, figura nr. 103 ne arată că ravenele de versant sunt mai extinse pe frunțile de cuestă (56,2 %) și pe reversuri (40,8 %), în timp ce ierarhizarea ravenelor de fund de vale este următoarea: 44,0 % pe reversuri, 28,3 % pe frunțile de cuestă și 24,2 % pe glacisurile proluvio-coluviale.

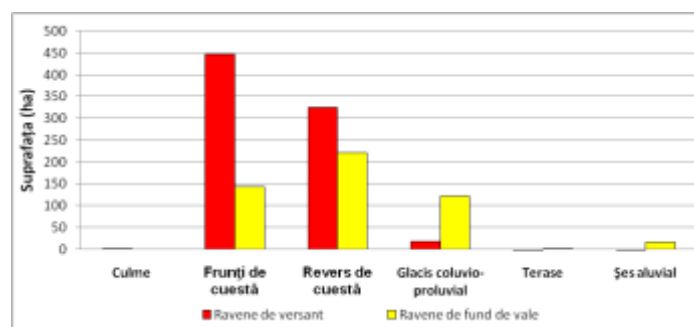


Fig. 103. Histograma suprafețelor ocupate de ravene în funcție de formele de relief

Deși 62,5 % din terenurile degradate prin ravenare sunt acoperite cu tufărișuri, păduri sau plantații silvice, pentru o conservare mai bună a solului și apei se recomandă și împădurirea celor 486 ha (37,5 %) neproductive.

Pentru a scoate în evidență caracteristicile ravenării din ultimii 50 de ani s-au efectuat o serie de măsurători în teren, cu ajutorul GPS-ului Garmin eTrex 30, pe o populație de 10 ravene reprezentative din bazinul superior și mijlociu al Zeletinului. Rezultatele obținute au fost comparate cu informațiile de pe planurile topografice 1: 5 000, ediția 1960, iar datele obținute au fost sintetizate în tabelul nr. 5.

Tabelul nr. 5. Evoluția suprafețelor ravenelor în perioada 1960 – 2012

Nr. crt.	Ravena	Suprafață bazin (ha)	Aria ocupată de ravene (ha)		Ritmul de creștere al suprafeței ocupate de ravene	
			1960	2012	(m ² /an)	(%)
1	Valea Mare	237,2	13,1	15,5	471	18,7
2	Valea lui Matei	202,6	9,7	12,0	433	23,1
3	Piperul	107,0	3,3	4,5	218	33,9
4	Mocanu	106,0	4,3	6,0	340	41,6
5	Budăi	44,3	3,8	4,7	161	22,0
6	Neculai Pascu	79,3	8,5	9,7	225	13,7
7	Burlugu	217,2	9,7	12,5	533	28,6
8	Bogdan	443,6	15,7	17,5	349	11,6
9	Boul	95,3	10,3	11,6	246	12,4
10	După Deal	122,8	4,8	6,6	343	36,8
	Media	165,5	8,3	10,1	332	24,2

Suprafața bazinelor hidrografice ale ravenelor măsurate variază între 44 - 444 ha. Cele mai mari ravene ocupă peste 15 ha fiecare. Astfel ravena Bogdan, în suprafață de 15,7 ha în 1960, a ajuns la 17,5 ha în 2012, mărindu-și astfel suprafața cu 11,6 %, cu o rată medie anuală de 349 m²/an (figura nr. 104).

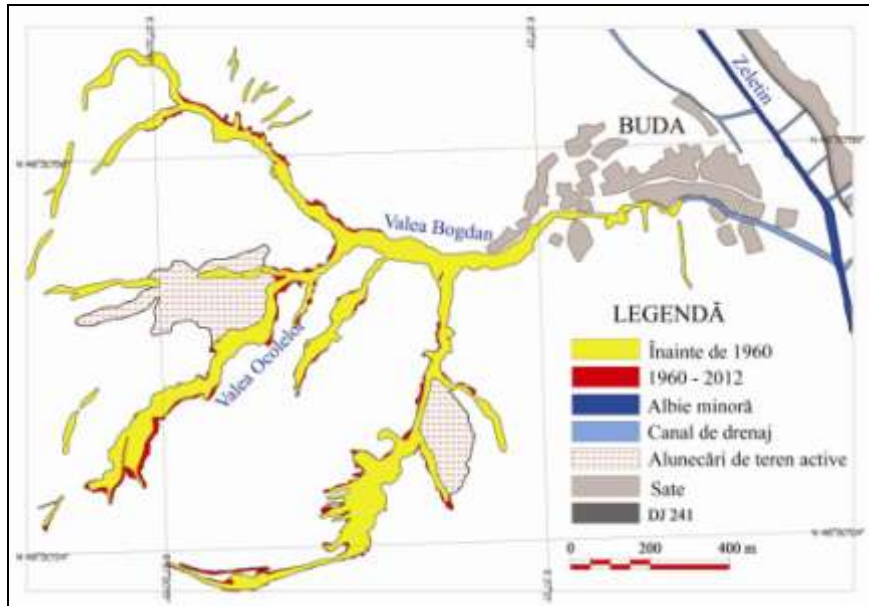


Fig. 104. Evoluția ravenei Bogdan de pe versantul drept al Zeletinului în perioada 1960-2012

Din punct de vedere morfologic, una dintre cele mai complexe ravene, dacă luăm în calcul toate ramificațiile, este ravena Valea Boului situată pe versantul stâng al Pojorâtei (figura nr. 105). Suprafața sa din 1960 a fost de 10,3 ha, iar după o perioadă de 52 de ani, în 2012, ocupă 11,6 ha, având astfel o creștere relativă de 12,4 % (Pădurariu B., Ioniță I., 2013).

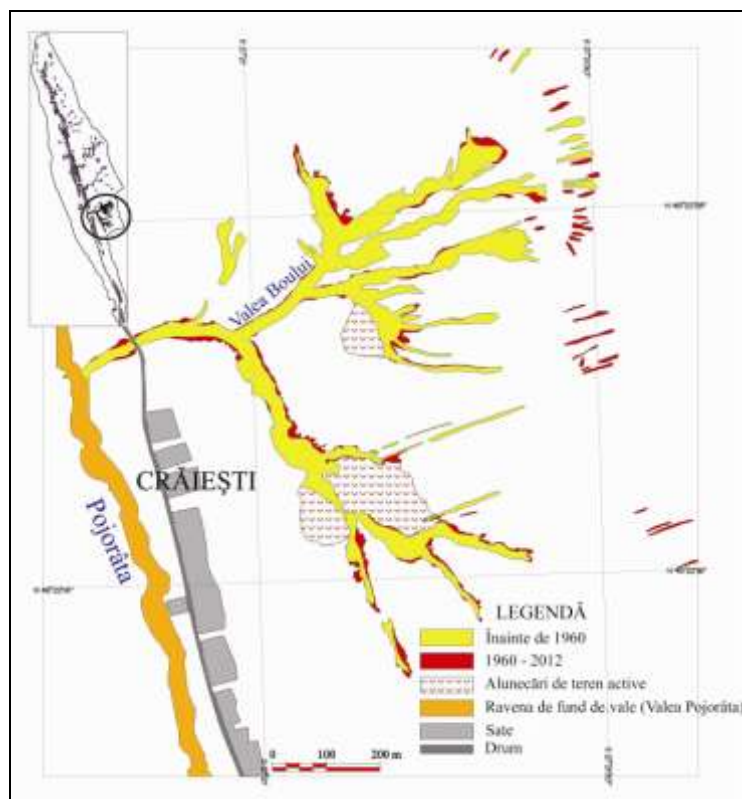


Fig. 105. Evoluția ravenei Valea Boului de pe versantul stâng al Văii Pojorâta

Ravenele Budăi și Neculai Pascu de pe versantul drept al Zeletinului, cu rol de frunte de cueștă cu expoziție nord-estică, sunt ravene de versant tipice pentru bazinul superior, adâncite în depozite chersoniene și meoțiene, cu praguri în profil longitudinal la nivelul cineritelor andezitice și cu maluri înalte de zeci de metri (figura nr. 106). În perioada 1960-2012 ravena Neculai Pascu și-a mărit suprafața cu 13,7 %, în timp ce ravena Budăi cu 22 %.

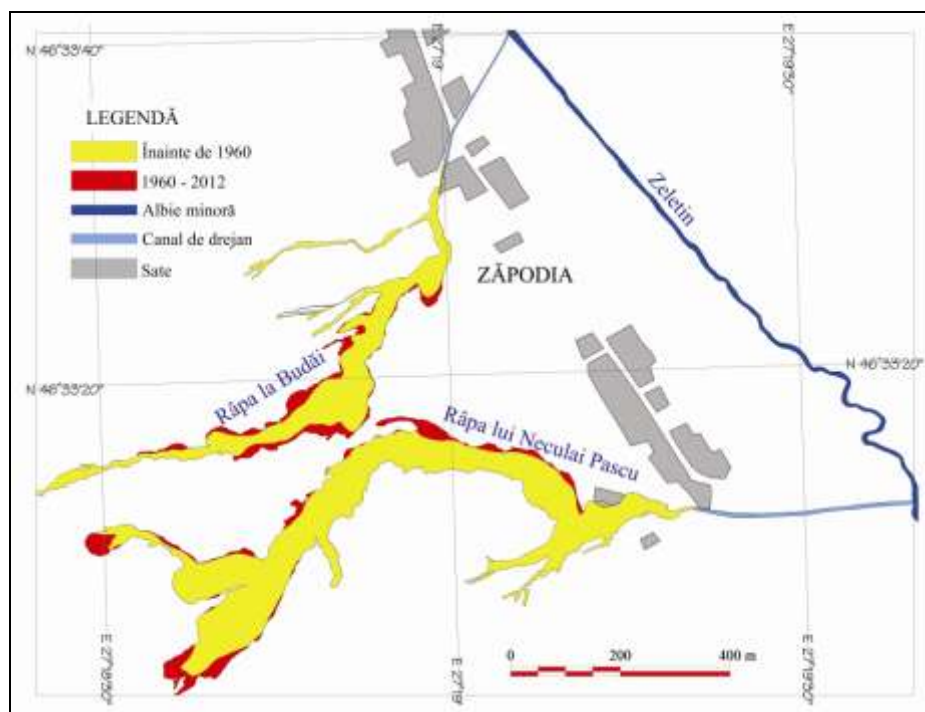


Fig. 106. Evoluția ravenelor Budăi și Neculai Pascu situate pe versantul drept al Zeletinului, în perioada 1960-2012

Dintre ravenele de funde de vale menționăm ravenele Valea lui Matei, Valea Mare, Valea Piperului, Burlugu, dezvoltate pe versantul stâng al Zeletinului în bazine hidrografice mari de peste 100 de ha. Primele trei sunt alungite pe direcția generală nord-sud, iar ultima pe un traseu est-vest (figurile 107 și 108). Ravena Piperul, deși a crescut în suprafață cu o rată de 218 m²/an, mai redusă decât valoarea medie a ravenelor analizate (332 m²/an), s-a extins cu o treime în decurs de 52 de ani. În aceeași perioadă, celelalte trei s-au extins cu peste 400 mp/an, valoarea maximă 533 m²/an consemnându-se la ravena Burlugu.

Din cele menționate mai sus constatăm că pe o perioadă de 52 de ani, 1960-2012, cele 10 ravene analizate au prezentat un ritm mediu de creștere în suprafață de 332 m²/an, deci în valori relative ele și-au mărit aria cu un sfert din valoarea totală. Ținând cont de intervalul 1968 – 1973, mai bogat în precipitații, dar și de plantațiile silvice realizate după 1970, putem deduce că ratele cele mai mari de creștere în suprafață s-au înregistrat înainte de 1982, deoarece ulterior a urmat o vizibilă perioadă de aridizare climatică.

În ceea ce privește indicatorul de „creștere în lungime” al ravenelor se subliniază că ravenele continue de fund de vale au prezentat valori reduse comparativ cu cele semnalate de Ioniță I. (1998, 2000) în Podișul Bârladului deoarece aria de drenaj a ravenelor din bazinul Zeletinului a fost mult mai mică, iar influența lucrărilor de amenajare antierozională a fost mult mai mare (îndeosebi a plantațiilor silvice).

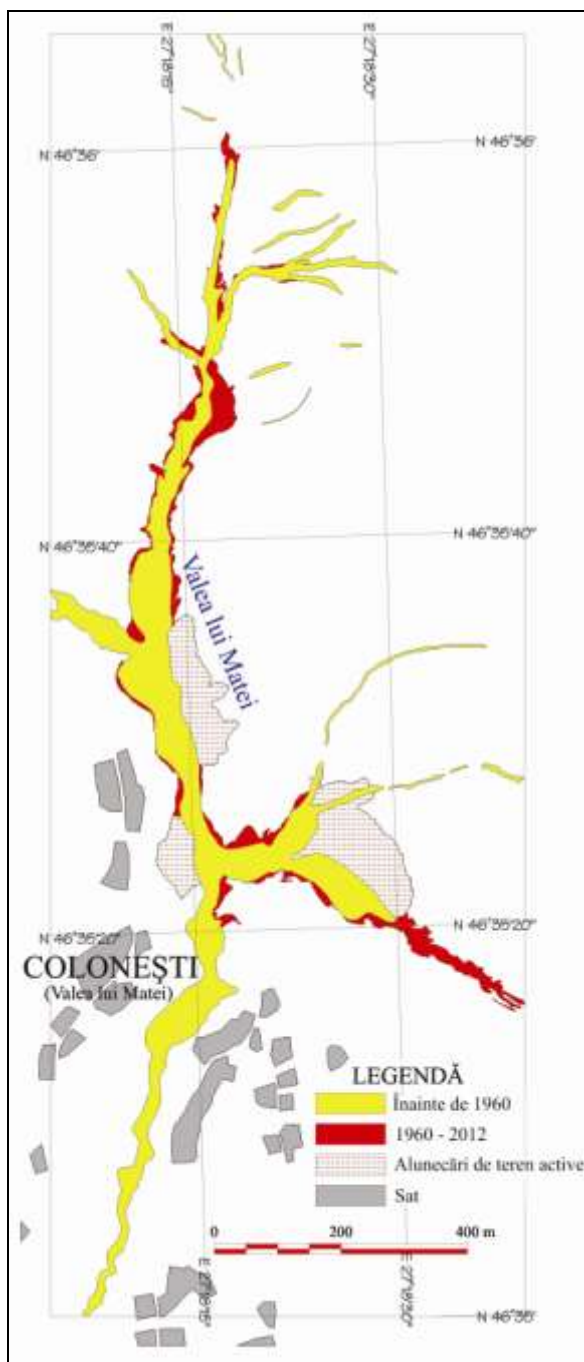


Fig. 107. Evoluția ravenei Valea lui Matei în perioada 1960-2012

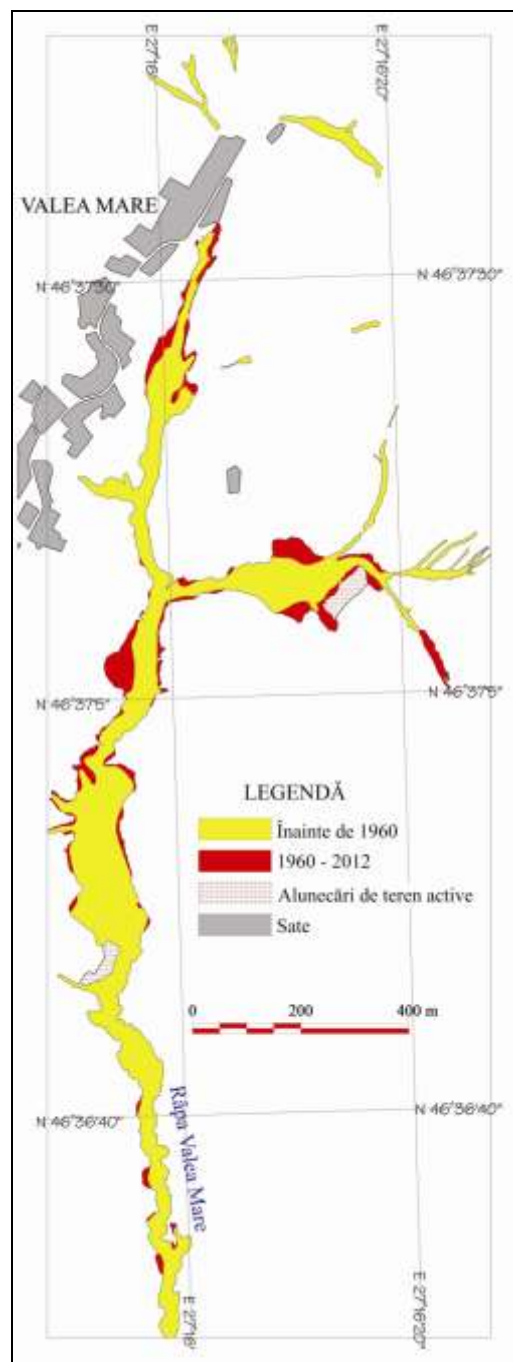


Fig. 108. Evoluția ravenei Valea Mare în perioada 1960-2012

5.3. Deplasările de teren

Deplasările de teren sunt fenomene geodinamice de rupere și restabilire a echilibrului natural al unor mase de roci din cuprinsul versanților, prin transferul lor variabil (mai lent sau mai rapid) din sectoarele înalte către cele mai joase. Punerea în mișcare a formațiunilor acoperitoare de pe versanți este condiționată în primul rând de forța de gravitație terestră. De aceea, deplasările de teren au mai fost numite procese gravitaționale (*Băcăuanu V.*, 1989).

Larga răspândire a proceselor și formelor de deplasare în masă de pe versanți a condus la apariția unei terminologii bogate, precum: procese și forme de versant, procese și forme deluviale (deluviul fiind cuvertura detritică ce îmbracă versanții, provenită din alunecări, surpări, creep etc.), deplasări în masă (deplasarea unor mase de roci mobile sau a unor pachete de roci dislocate de pe versanți, sub acțiunea directă a gravitației) pornituri etc. Aceste procese se încadrează în domeniul degradărilor de teren, care în afară de rolul lor morfogenetic au și importante implicații economico-sociale.

Primele clasificări ale deplasărilor de teren s-au făcut la mijlocul secolului al XIX-lea și, de atunci, numărul lor a crescut continuu, încât după anul 1970 se foloseau peste o sută de clasificări (*Florea M. N.*, 1979). În 1910 italianul Roberto Almagia a denumit frana toate procesele de versant, condiționate de agenții de transport în masă. Dintre preocupările românești menționăm câteva, și anume:

- *Vâlsan G.*, care în cursul său de „Morfologie terestră” (1933) face primele mențiuni privind „procesele elementare în modelarea scoarței terestre”;

- *Mihăilescu V.* (1939) cu prima clasificare originală a deplasărilor de teren în lucrarea „Porniturile de teren și clasificarea lor”;

- *Dragoș V.* (1957) care, în lucrarea „Deplasările de teren”, face o sinteză a tuturor tipurilor cunoscute;

- *Tufescu V.* (1966) cu lucrarea de referință „Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată”;

- *Martiniuc C. și Băcăuanu V.* (1961, 1968);

- *Posea și colab.* (1970, 1976) care, pe baza criteriului viteza de deplasare, au deosebit: deplasări bruște și deplasări lente;

- *Bally R., Stănescu P.* (1977), *Florea M.N.* (1979), *Bălțeanu D.* (1983) etc.

De asemenea, prezintă interes clasificarea în funcție de procese și formele de relief rezultate, clasificare adoptată de *Tufescu V.* (1966) prin preluarea unei scheme elaborate de *William D. Thornbury* (1960). Această clasificare cuprinde două categorii mari, și anume:

- Deplasările generate de distrugerea suportului sau a unității masei, generate de cauze mecanice, în care apa joacă un rol secundar: rostogolirile, surpările (ambele cu dezvoltare bruscă), sufoziunea, creep-ul, încovoierea capetelor de strate (ultimele trei au dezvoltare lentă).

- Deplasările umede, la care intervenția apei are un rol hotărâtor: solifluxiunile, curgerile noroioase și alunecările de teren.

În Colinele Tutovei cele mai reprezentative procese de deplasare în masă sunt surpările și alunecările de teren (*Hârjoabă I.*, 1968).

5.3.1. Surpările sunt procese gravitaționale, de desprindere și deplasarea în plan aproape vertical a unor pachete de roci de la partea superioară a unor abrupturi datorită slăbirii sau distrugerii suportului. Acest proces se manifestă adesea brusc fiind provocat de eroziunea laterală a râurilor, de variațiile repetate ale nivelului freatic sau ciclurile de îngheț-dezghet (*Donisă I. et. al.*, 2009). Deseori, în bazinul mijlociu și superior al Zeletinului, surpările de teren se produc în zona cornișelor de alunecare, în malurile concave ale ravenelor sau râurilor

datorită subminării bazei acestora. În bazinul inferior al Zeletinului, surpările de maluri sunt strâns legate de dezvoltarea ravenelor pe văile afluenților subsecvenți.

5.3.2. Alunecările de teren

Alunecările reprezintă unul dintre cele mai importante și spectaculoase procese morfogenetice din cuprinsul versanților din țara noastră și din alte regiuni cu condiții geologice, morfologice și climatice asemănătoare. Numele care li se atribuie definește, în egală măsură, atât procesul modelator cât și forma de relief rezultată (Băcăuanu V., 1989).

Alunecările de teren sunt deplasări în masă a terenurilor superficiale de pe suprafețele înclinate, condiționate în principal de acțiunea forței de gravitație, combinată cu cea a apelor subterane. Ele sunt procese de modelare a terenurilor în pantă, care se produc pe o suprafață de demarcație (suprafață de alunecare, plan de alunecare, oglindă de fricțiune) între partea mobilă și cea stabilă.

Ca noțiune de definire a unor procese de mișcare în masă, alunecările de teren reprezintă un termen livresc (Tufescu V., 1966). După cum remarca Surdeanu V. (1998), la noi în țară, termenul de alunecare de teren coexistă cu o serie de sinonime care îi definesc, în limbaj popular, mecanismul (fugitură, pornitură, ruptură) sau formele rezultate (glimee, gruieti, iuzi, copârșai, țiglăi, etc.). Larga răspândire a alunecărilor justifică bogata terminologie populară, dar aceasta se referă la anumite tipuri de alunecări. Mai mult, unii autori încearcă, în mod nedorit, să lărgescă sfera acestei noțiuni și să o folosească pentru toate deplasările în masă (Băcăuanu V., 1989).

Cauzele naturale care contribuie la pregătirea, declanșarea și evoluția alunecărilor de teren constau în relieful preexistent (pantă, fragmentare), alcătuirea geologică (alternanță de roci friabile, permeabile sau impermeabile), regimul precipitațiilor, tipul de vegetație, precum și cauzele induse de factorul antropic.

Ținând cont de condițiile locale de pe teritoriul României Tufescu V. (1966), realizează o hartă a condițiilor potențiale ale repartiției teritoriale a porniturilor. Conform acesteia bazinul Zeletinului se încadrează în *zona cu pornituri de mari proporții*, cu alunecări maxime și curgeri de noroi.

În 1998, Surdeanu V. schițează o hartă a amplasărilor alunecărilor de teren pe baza informațiilor publicate de Bălțeanu D. (1997), Ielenicz M. (1970), Rădulescu N. Al. (1959), în care bazinul Zeletinului se încadrează în sectorul IIIb, respectiv arii de podiș și de depresiuni cu frecvență ridicată a alunecărilor de teren.

Vasiliniuc I. și Ursu A., (2008) analizează susceptibilitatea terenurilor la alunecări în bazinul Bârladului utilizând tehnici GIS și ajung la concluzia că depozitele chersoniene prezintă o susceptibilitate foarte ridicată la alunecările de teren, urmate de cele basarabiene și meoțiene. Pentru arealul nostru, cele mai mari valori ale susceptibilității la alunecări sunt specifice bazinului superior al Zeletinului, iar spre aval valorile scad treptat.

Hârjoabă I. (1968), pornind de la constatarea că alunecările sunt situate cel mai adesea pe flancurile văii, consideră că în Colinele Tutovei „*incizia prin ravenare reprezintă factorul principal al mecanismului declanșării alunecărilor de teren*”. În anumite condiții factorul climatic este foarte important. Conform lui Pujină D. (1997), până la valori de 590 - 600 mm/an predomină surpările, reactivările parțiale și alunecările superficiale, în timp ce la valori de peste 600 mm/an se constată o generalizare a reactivărilor și declanșarea alunecărilor de profunzime mare. Perioada 1968 - 1973 a fost foarte bogată în precipitații în Podișul Moldovei, cu valori anuale de 700 - 800 mm (887,3 mm la Oncești și 712,8 mm la Plopana în 1972), care au condus la declanșarea/reactivarea alunecărilor de teren pe suprafețe considerabile.

Incidența actuală, mică a reactivărilor în bazinului Zeletinului, ca de altfel și pentru întreaga parte de sud a Podișului Moldovei, se datorează aridizării climatice, înregistrată începând din vara anului 1982.

Cutremurele de pământ pot fi un factor declanșator important, însă, în condițiile Podișului Bârladului, probabilitate reactivărilor sau de apariție a alunecărilor de teren este mai mare la magnitudini de peste 6,1 ° pe scara Richter (*Pujină D.*, 1997).

Alunecările de teren sunt clasificate pe diferite criterii, mai frecvente fiind cele care iau în considerare tipul de mișcare și tipul de material deplasat.

După grosimea deluviului și adâncimea suprafeței de alunecare, *Băcăuanu V.* (1988) împarte alunecările în: superficiale (sub 1m), puțin adânci (1-5 m), adânci (5-20 m), foarte adânci (peste 20 m).

Conform lui *Tufescu V.* (1966) și *Florea M. N.* (1979) geologul rus *Pavlov A. P.* (1898) clasifică alunecările în raport cu direcția de deplasare a deluviului de alunecare în:

- alunecări delapsive (glisante sau regresive) care încep de la piciorul versantului și se extind către partea superioară;

- alunecări detrusive (împingătoare sau progresive) care își au originea în partea superioară a versantului și se extind treptat spre zonele mai joase.

Dacă după caracterul mișcării au fost identificate alunecări rotaționale sau de translație, după criteriul vârstei mișcării pot fi alunecări actuale (de regulă active) și alunecări vechi. Ținând cont că dinamica alunecărilor de teren se raportează de regulă la momentul cartării, acestea pot fi active sau stabilizate (inactive, fixate) la care unii autori mai adaugă o categorie de tranziție între cele două, respectiv semistabilizate.

Hârjoabă I. (1965) consideră ca alunecările din Colinele Tutovei se pretează a fi clasificate după:

- elementul determinant în declanșarea alunecării;
- modul de fragmentare a suprafeței deluviului de alunecare;
- după stadiul de evoluție a alunecării.

Pe baza genezei și a microreliefului deluviului, *Martiniuc C.* și *Băcăuanu V.* (1961), clasifică alunecările de teren din Podișul Moldovei în:

- alunecări cu predominarea fragmentării sub formă de monticuli;
- alunecări în trepte;
- alunecări cu predominarea fragmentării sub formă de valuri;
- alunecări cu fragmentare mixtă (complexă);
- alunecări sub formă de cuiburi;
- alunecări de tip hârtop (circuri de alunecare);
- alunecări carstificante (de tip „ponoare”),
- curgeri de gloduri.

Deși în bazinul Zeletinului nu au fost întâlnite toate tipurile de alunecări stabilite de autorii mai sus citați, merită se menționăm câteva dintre aceste exemple.

Alunecările în trepte apar, de obicei, pe frunțile de cuestă, precum pe versantul drept al Zeletinului superior la vest de satul Spria unde, deși morfologia inițială de trepte bine conturate a fost estompată, ea este încă bine conservată la baza vechii cornișe de alunecare (figura nr. 109). Mai mult decât atât, prima treaptă de alunecare prezintă o ușoară contrapantă pe care datorită topirii zăpezilor și a ploilor s-a format un lac semipermanent (bulhac) cu o suprafață de 511 m² (figura nr. 110).

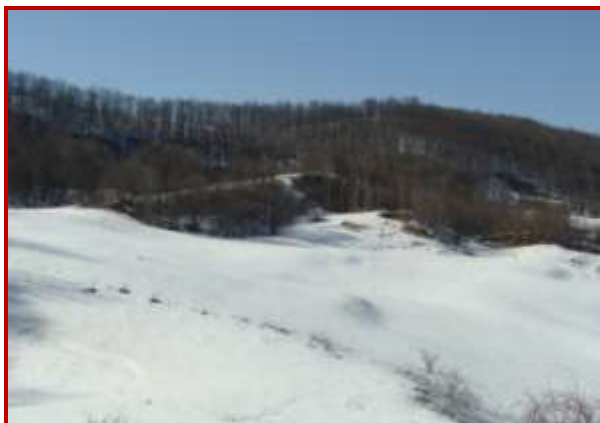


Fig. 109. Trepte de alunecare pe versatul drept al Zeletinului la vest de satul Spria (17 martie 2012)



Fig. nr. 110. Bulhacul format pe o treaptă de alunecare pe versantul drept al Zeletinului, la vest de Spria (18 mai 2013)

Alunecări în trepte sunt și pe unii versanți ai Dobrotforului însă treptele nu mai prezintă contrapante, ci sunt înclinate spre axul văii (figura nr. 111).



Fig. 111. Trepte de alunecare pe versantul drept al Dobrotforului la vest de Slobozia (31 mai 2012)

Prezența unor trepte de alunecare de mari dimensiuni este determinată în primul rând de predominarea formațiunilor nisipoase, care conservă noua configurație a versantului pe o perioadă mai îndelungată de timp. Formarea lor se explică prin existența, în trecut, a unor perioade de timp mult mai bogate în precipitații (Atlantic, 8000-5000 ani BP).

Alunecări cu fragmentare mixtă (complexă, obișnuit de trepte și valuri) apar pe versanții cu o energie mare de relief, cu o alcătuire geologică mai variată, pe care s-au format ravene de versant ce favorizează reactivarea deluviului de alunecare caracterizat adesea prin grosimi mari, de peste 10 m (figura nr. 112).



Fig. 112. Alunecare de teren cu fragmentare mixta, de valuri și monticuli, pe versantul stâng al Dobrotforului, la est de Slobozia (foto Ioniță I., 21 aprilie 2011)

Alunecările de tip hârtop (circuri de alunecare) au forma de amfiteatru și se suprapun în mare parte peste mici bazine torențiale. Cornișele de desprindere sunt semicirculare, în trepte, adesea de mari dimensiuni și cu o ușoară convergență spre partea axială unde se dezvoltă adesea o ravenă. Pe vechile deluvii de alunecare apar reactivări cauzate de deschiderea unor strate acvifere subterane, combinată cu eroziunea în adâncime exercitată de scurgerea apelor torențiale (Martiniuc C., Băcăuanu V., 1961). În această categorie pot fi încadrate alunecările de teren de pe versantul drept al Zeletinului, frunte de cuestă cu expoziție generală NE, de la Colonești până la Dănăila, pe o distanță de 5,7 km.

Pentru a evidenția trăsăturile acestor alunecări de teren a fost selectat un decupaj reprezentativ, situat la sud de Satu-Nou, unde direcția văii Zeletinului face un unghi de 41° față de nordul geografic. Această orientare se menține pe 9 km până la sud de satul Zăpodia.

În amonte de Satu-Nou unghiul dintre orientarea văii Zeletinului și nordul geografic este de 37° , iar profilul transversal este relativ simetric, cu ambii versanți puternic degradați, pe fondul adâncirii puternice a rețelei hidrografice într-un timp mai scurt. Deși aparent minoră, schimbarea direcției văii cu cca. 4° induce modificări notabile în peisajul local, la sud de Satu-Nou, îndeosebi în configurația versanților, prin conturarea mai clară a caracterului de vale subsecventă. Harta geomorfologică din figura nr. 113 evidențiază faptul că versanții văii sunt asimetrice, fragmentați diferit de către afluenții Zeletinului, respectiv cei de stânga sunt reconvexi (orientați N-S), iar cei de dreapta obsecvenți, orientați SW-NE.

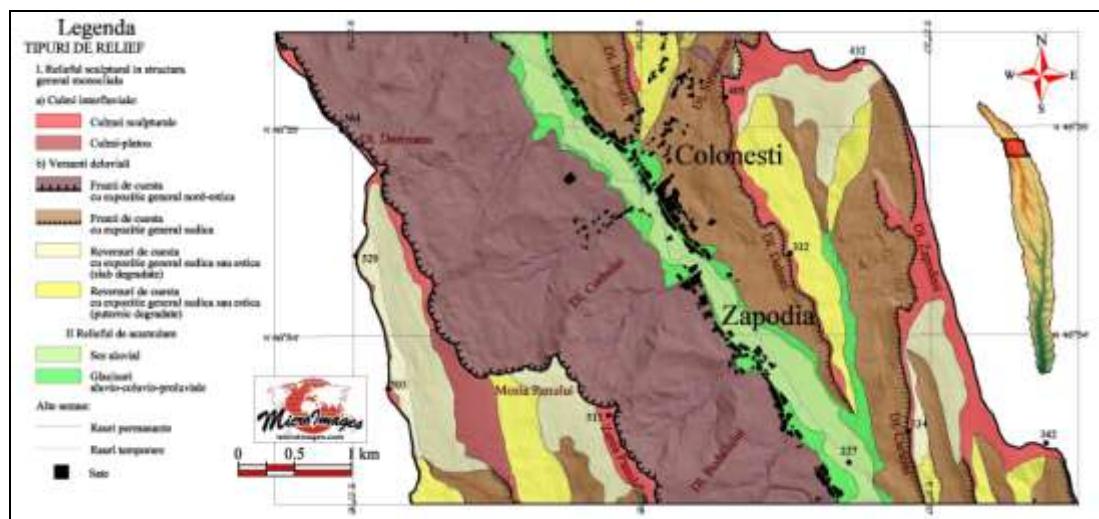


Fig. 113. Bazinul Zeletinului superior la Colonești - harta geomorfologică

Mai mult, aici se pune în evidență asimetria structurală de relief de ordinul al II-lea specifică Colinelor Tutovei, semnalată de *Ioniță I.* (1997, 2000), unde văile afluenților de stânga (V. Danciu, V. Spria de Sus, Valea Mare, V. Cotini, Valea lui Matei, Valea Piperului și Valea Putini) sculptează bazine asimetriche. Deoarece aici Valea Zeletinului nu are un caracter subsecvent tipic, ci subsecvent diagonal (pieziș), versantul său drept reprezintă o frunte de coastă cu expoziție NE pe care s-a dezvoltat, probabil începând din Pleistocenul superior, mari „circuri” de alunecare, cunoscute în arealul Podișului Moldovei sub numele de *hârtoap*.

Ghirlanda de hârtoape (amfiteatre de alunecare) este separată de mici pineni (contraforturi), care în mod obișnuit nu au fost afectați de procese de alunecare. Către jumătatea lor inferioară pinenii sunt bifurcați și separă mici areale de alunecare formate în urma subminării bazei versanților prin meandrarea canalului de scurgere al Zeletinului (figura nr. 114).

Amploarea alunecărilor din acest decupaj se explică prin energia mare de relief, unde diferența de nivel dintre Dealul Doroșanu (564 m) sau Zarea Panului (511) și șesul Zeletinului se menține la 250 - 300 m.

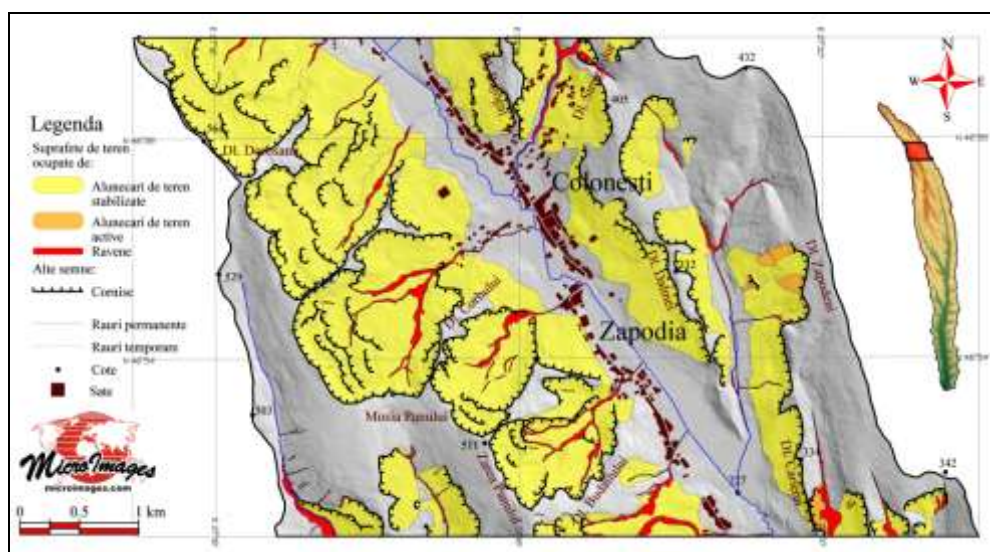


Fig. 114. Hârtoape de alunecare în bazinul superior al Zeletinului la Colonești

Cel mai reprezentativ amfiteatru de alunecare din bazinul superior al Zeletinului este hârtopul Corbu, de la vest de satul Colonești, extins pe 173,9 ha. Acest hârtop impresionant prezintă în partea superioară o cornișă principală, semicirculară cu amplitudinea de 40 - 50 m, bine împădurită cu esențe de stejar, carpen, gorun sau fag (figura nr. 115). La baza cornișei principale se conturează o serie de trepte de alunecare, separate de 3-4 cornișe secundare, de mai mică amploare, fragmentate de ravene discontinue sau de mici reactivări ale vechiului deluviu.



Fig. 115. Hârtopul Corbul dezvoltat pe versantul drept al Zeletinului, cu trepte de alunecare relativ stabilizate, la vest de Colonești (21 iulie 2012)

Cornișa principală de desprindere de cca. 50 m este vizibilă foarte bine și în profilul din figura nr. 116 ca de altfel și cornișele secundare, treptele de pe corpul alunecării sau micile valuri de alunecare.

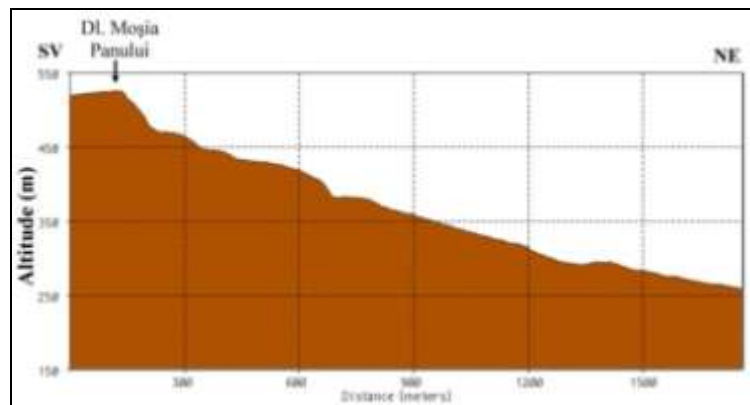


Fig. 116. Profil topografic transversal prin alunecarea de tip hârtop – Corbul, la vest de Colonești.

În arealul studiat se constată că alunecările de teren afectează 17.333 ha (40,1 % din suprafața bazinului) din care majoritatea, de 17.287 ha (99,7 %) sunt alunecări stabilizate. Ponderea actuală, redusă a alunecărilor active se datorează în special influenței condițiilor climatice, mai precis perioadei secetoase din ultimii 30 de ani. În prezent alunecările active sunt de mici dimensiuni, apar punctual și, deseori, reprezintă reactivări ale vechilor deluvii de alunecare. Un exemplu concludent este alunecarea activă de teren, de tip rotațional, de pe

versantul drept al Zeletinului de la vest de Motoșeni cu o suprafață de 1,6 ha și cu o cornișă de desprindere de peste 8 m (figura nr. 117).



Fig. 117. Reluarea unei alunecări de teren rotaționale pe versantul drept al Zeletinului, la sud de Motoșeni (23 mai 2010)

Uneori, izolat, se întâlnesc alunecări de teren active, *de tip clepsidră*, cu deluviul mult îngustat în partea de mijloc, precum pe versantul drept al văii Măzănarului, care are 230 m lungime și suprafața de 1,4 ha (figura nr. 118).



Fig. 118. Alunecare de teren activă pe versantul drept al Văii Măzănarului la sud de Zăpodia (21 mai 2013)

Repartiția spațială a versanților afectați de alunecări de teren din bazinul Zeletinului scoate în evidență extinderea acestora pe suprafețe mari în bazinul mijlociu și superior și mai redusă în bazinul inferior (figura nr. 119). Dacă ne referim la bazinul superior, se observă o ușoară asimetrie în distribuția acestora, cu o predominare alunecărilor pe versantul drept, frunte de cuestă cu expoziție nord-estică.



Fig. 119. Răspândirea alunecărilor de teren în bazinul Zeletinului

La nord de Satul Nou deluviile de alunecare obturează valea Zeletinului, încât albia majoră, dezvoltată în amonte dispare în acest sector puternic degradat. Cauza principală a alunecărilor de teren din acest sector este adâncirea puternică a văii într-un timp scurt și, de aici, subminarea bazei ambilor versanți.

În bazinul Dobrotforului, alunecările de teren se extind pe jumătate din suprafața acestuia (51,6 %), deci peste media ariei noastre de studiu (*Pădurariu B., Ioniță I., 2012*). Gradul de stabilitate al acestora este ridicat, alunecările active/reactivări având o incidență redusă pe numai 12,8 ha (0,28 % din totalul terenurilor afectate a alunecări). Adâncirea relativ rapidă a Dobrotforului în depozitele predominant nisipoase și crearea unui relief cu amplitudinea de peste 200 m, cu versanți puternic înclinați, adesea de peste 10°, sunt cauzele principale ale degradărilor de teren din acest bazin.

De subliniat că gradul de împădurire a terenurile afectate de alunecări din bazinul Zeletinului este unul moderat, de 34,2 %, dar cu variații apreciabile în diferite sectoare.

Pentru a sublinia mai bine diferențierea alunecărilor de teren din bazinul Zeletinului s-au selectat trei decupaje reprezentative, similare cu cele de la eroziunea în suprafață, și anume: Colonești în bazinul superior, Motoșeni în bazinul mijlociu și Tănăsoaia în bazinul inferior. În toate decupajele alunecările de teren suntacompaniate și controlate de prezența ravenelor, ceea ce confirmă ideea lui *Hârjoabă I. (1968)*, conform căreia „incizia prin ravenare reprezintă factorul principal” în declanșarea alunecărilor de teren (figura nr. 120).

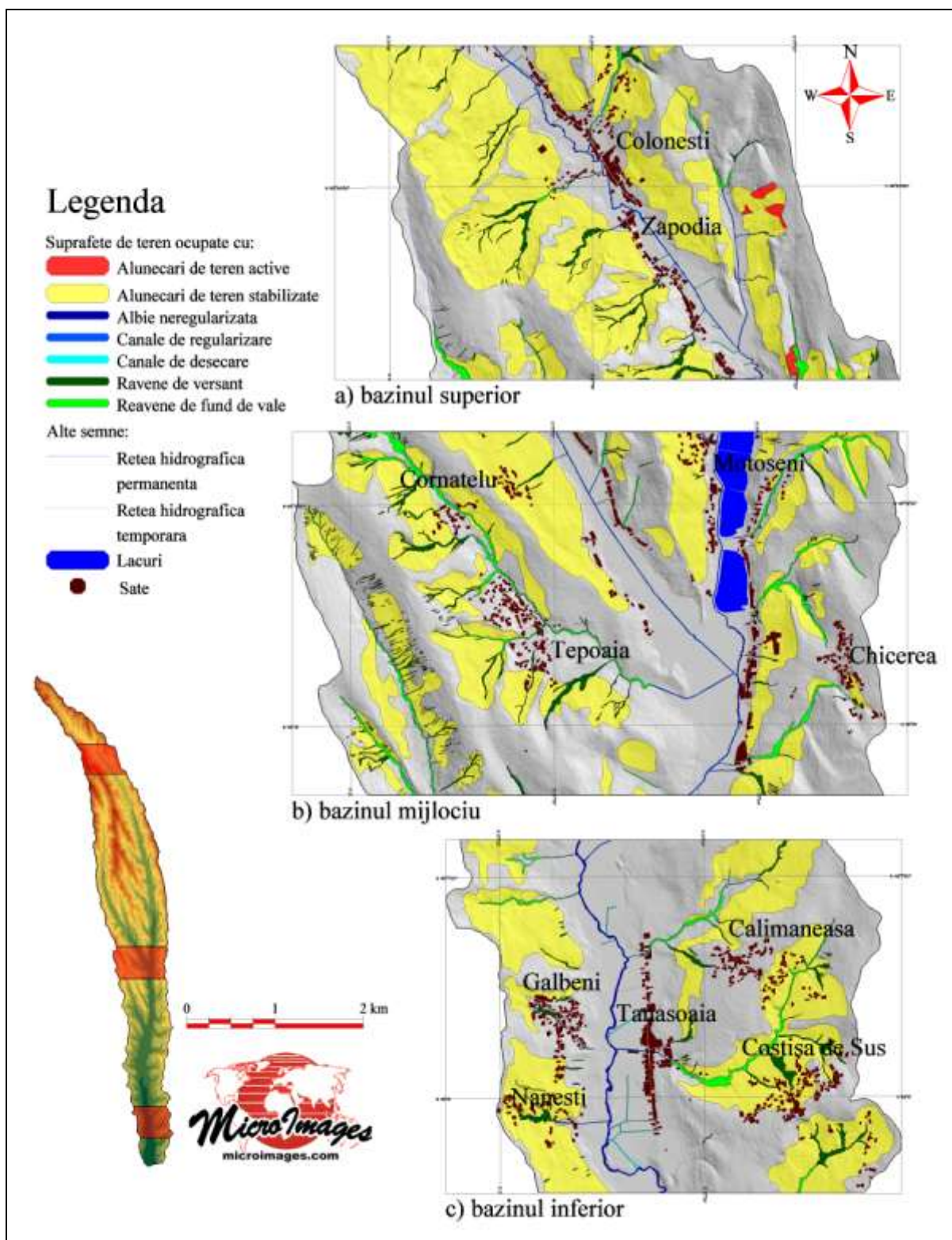


Fig. 120. Răspândirea alunecărilor de teren și ravenelor în decupajele Colonești, Motoșeni și Tănăsoaia

Pornind de la harta răspândirii alunecărilor de teren din bazinul Zeletinului, precum și de la unele hărți tematice derivate din MNT, s-a încercat evidențierea unor conexiuni (corelații).

Deoarece tipurilor de depozite geologice ocupă suprafețe diferite rezultă că alunecările de teren vor avea o răspândire mai mare pe anumite formațiuni geologice. Analiza graficului din figura nr. 121 ne arată că cele mai afectate depozite de alunecări de teren sunt cele ale Meoțianului superior (38,65 % din alunecări sunt pe astfel de depozite) și Chersonianului (26,44 %). Pe depozitele Meoțiene inferioare și Pontian-Daciane alunecările de teren se extind pe suprafețe aproximativ egale (3000 ha) însă ținând cont de răspândirea lor în suprafață primele sunt afectate în proporție de peste 57 % iar ultimele, cele Pontian-Daciane doar de 35%.

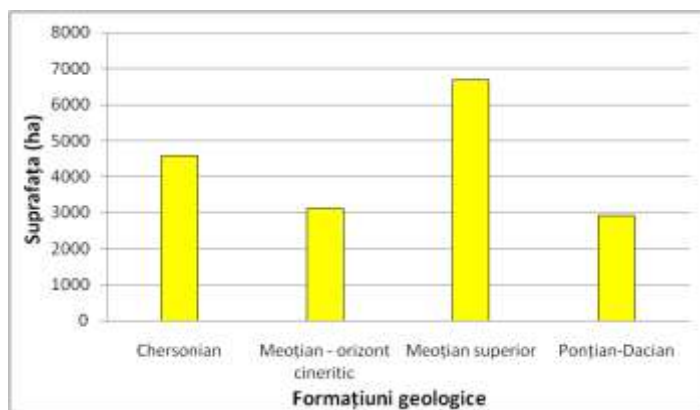


Fig. 121. Histograma suprafețelor afectate de alunecări de teren în raport cu depozitele geologice din bazinul Zeletinului

Dacă asociem suprafața alunecărilor de teren cu declivitatea reliefului, observăm că 95,7 % (16.579 ha) dintre alunecări apar pe terenuri cu înclinare de peste 5°. Clasa de pante de 10-25° prezintă favorabilitatea maximă, pe 11.221 ha, care deși deține 43,6 % din suprafața totală a bazinului, cuprinde 64,7 % din terenurile afectate de alunecări (figura nr. 122).

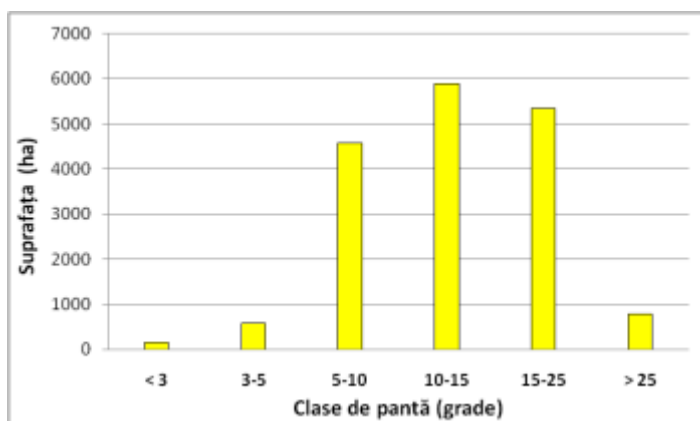


Fig. 122. Histograma suprafețelor afectate de alunecări de teren în raport cu înclinarea versanților

Pe considerentul că versanții cu diferite clasele de pante nu au o răspândire proporțională, considerăm că prezintă relevanță ponderea fiecărei clase de pantă ocupate de alunecări de teren. Constatăm că susceptibilitatea crește pe măsură ce panta versanților se mărește, astfel încât versanții cu pante cuprinse între 15-25° sunt afectați în proporție de peste 70 % iar ponderea versanților cu pante mai mari de 25° afectați de alunecări de teren se apropie de 90 % (figura nr. 123).

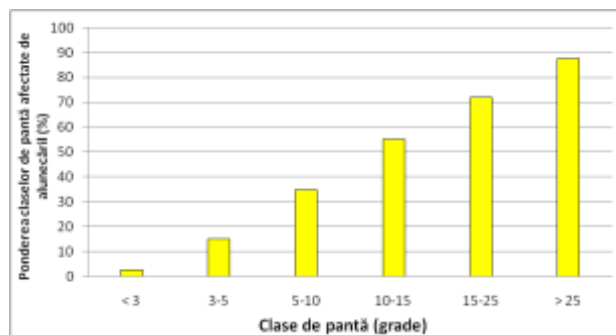


Fig. 123. Ponderea claselor de pantă ocupate cu alunecări

Relația versanților afectați de alunecări de teren în raport cu expoziția evidențiază faptul că valorile maxime caracterizează versanții nordici, nord-estici și nord-vestici, în timp ce valorile minime apar pe versanții cu expoziție sud-vestică și sudică cu pante de regulă mai mici (figura nr. 124).

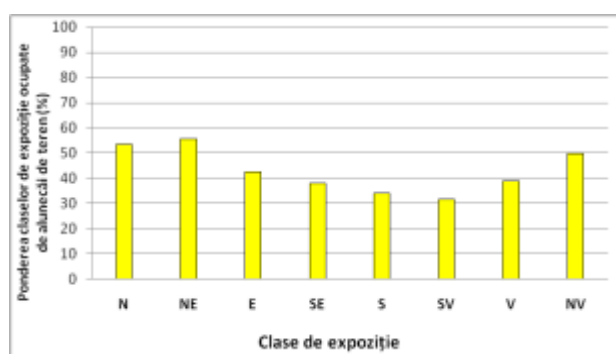


Fig. 124. Ponderea claselor de expoziție ocupate de alunecări de teren

Deși în acest grafic se observă că versanții cu expoziții mai însorite sunt mai puțin afectați de alunecări de teren față de cei cu expoziții mai umbrite, în condițiile climatice actuale, reactivările de pe vechile deluvii de alunecare au loc acolo unde sunt cumulate și alte caracteristici, cum ar fi lipsa vegetației datorită suprapășunatului, panta accentuată a versanților, structura geologică, etc.

În cazul reliefului dezvoltat pe o structură monoclinală, formele de relief reflectă în bună parte repartiția spațială a alunecărilor de teren, prin faptul că teoretic majoritatea alunecărilor sunt întâlnite pe frunțile de cuestă. Situația însă se modifică atunci când vorbim de un stadiu de evoluție al văilor relativ avansat, de adâncirea accentuată a acestora, sau de existența, pe lângă planul principal de înclinare a stratelor geologice, a unui plan secundar de înclinare, specific Podișului Moldovei. În bazinul studiat se constată că 56 % din terenurile afectate de alunecări se întâlnesc pe frunțile de cuestă și 43,3 % pe reversurile de cuestă puternic și excesiv degradate.

5.3.3. Sufoziunea și tasarea

Sufoziunea este un proces întâlnit pe terenurile plane sau slab înclinate și constă în dislocarea și îndepărtarea unor particule din rocile substratului unde circulă apele de infiltrație și subterane. Prin urmare, se realizează o afânare a depozitelor și crearea sau mărirea unor goluri subterane cu implicații în diminuarea stabilității rocilor de deasupra și apariția tasărilor sufozionale. *Băcăuanu V.* (1988), consideră că sufoziunea poate fi de natură hidrodinamică

dacă apa doar antrenează particulele nisipoase fine, sau de natură chimică, atunci când apa dizolvă elementele solubile din roci.

Tasarea reprezintă fenomenul de lăsare ușoară a unor terenuri constituite din roci afânate, poroase, precum loessul, depozitele loessoide, aluviuni nisipoase, ca urmare a rearanjării particulelor elementare, sub presiunea exercitată de stratele de deasupra, în arealele afectate de sufoziune. În urma desfășurării acestor două procese la suprafața terenurilor apar forme negative de relief, precum crovurile sau pâniile de sufoziune.

Analizând harta răspândirii formațiunilor loessoide la sud și est de Carpați, realizată de *Litenau E.*, 1960, bazinul Zeletinului se încadrează în aria Podișului Moldovei unde depozitele loessoide au o origine discutabilă (Riss sau Mindel).

Prezența crovurilor în Colinele Tutovei a fost este semnalată de *Niacșu L.* (2009, 2012) în bazinului Pereschivului și de *Niacșu Loredana* (2011) în bazinul Similei. Ele apar pe culmile interfluviale mai largi, unde predomină roci cu porozitate ridicată și o textură fină, de tipul luturilor loessoide.

Pe unii versanți cu înclinare mare, prin bătătorirea solului datorită circulației animalelor se produce așa numita *tasare biogenă*. Astfel se formează un microrelief cu aspectul unor trepte care sunt înierbate și separate între ele prin cărările bătătorite de animale.

5.4. Agradarea șesurilor aluviale

Agradarea este un proces specific de înălțare prin aluvionare a luncilor inundabile. Viiturile produse în urma topirii zăpezilor, ploilor torențiale sau unele ploi de lungă durată sunt responsabile de depunerea materialelor pe șesurile aluviale, de multe ori cu efecte dramatice. Față de valoarea debitului mediu multianual al Zeletinului, de $0,661 \text{ m}^3/\text{s}$, în timpul celor mai spectaculoase viituri s-au înregistrat debite maxime de $122 \text{ m}^3/\text{s}$ în 1972 și $110 \text{ m}^3/\text{s}$ în 2007.

Efectele unor astfel de viituri constau în aluvionarea intensă a luncilor și colmatarea accentuată a lacurilor de acumulare. Ca exemplu menționăm agradarea produsă pe șesul Zeletinului la Glăvănești în timpul averșelor excepționale din 5-7 septembrie 2007. Materialul solid a fost furnizat aproape integral de ravenele situate pe versantul stâng, formate pe loturile dispuse deal-vale, în prelungirea gospodăriilor (figura nr. 125).



Fig. 125. Agradarea semnificativă, recentă în lunca Zeletinului la Glăvănești (foto Ioniță I., 7 septembrie 2007)

Analiza procesului de sedimentare se poate realiza prin mai multe metode, dintre care foarte utilă este tehnica utilizării izotopului Cesium-137. Folosită pentru prima dată în România de către Ioniță I. et. al. (1996) această metodă constă în măsurarea concentrației de Cs-137 pe profilul de sol, în sedimentele recente depuse în lacurile de acumulare sau în regim natural, în lunci. Proveniența acestui izotop radioactiv în mediul înconjurător se datorează pe de o parte testelor cu bombe termonucleare efectuate după 1954 (îndeosebi în 1959 și 1963) și pe de altă parte, accidentelor de la centralele nucleare, precum cel din 26 aprilie 1986 de la Cernobîl – Ucraina. Odată deșus la suprafața terenului, Cesium-137 rămâne stabil pe profil și de aceea joacă rol de excelent reper stratigrafic.

Pentru estimarea cantitativă a ritmului de agardare a șesului Zeletinului, în anul 2012 s-au executat două profile la Glăvănești, în bazinul inferior și la sud de Salahoru-Colonești, în bazinul superior (figura nr. 126). Măsurarea conținutului de Cesium-137 s-a realizat la Institutul de Fizică și Inginerie Nucleară „Horia Hulubei” Măgurele – București.



Fig. 126. Aluviuni recente depuse pe șesul Zeletinului la Glăvănești (2 august 2012)

Analiza graficului din figura nr. 127 scoate în evidență următoarele aspecte ale agardării luncii Zeletinului inferior:

- Ritmul mediu de sedimentare pentru perioada 1986-2012 (26 ani) este de 2,1 cm/an, valoare ridicată dacă ținem seama de mărimea bazinului de 13.072 ha, de gradul de împădurire de 63,8%, de morfometria luncii și volumul mare de aluviuni depuse;

- Ritmul mediu de sedimentare pe perioada 1963-1986 (23 ani) este cel puțin dublu (>4,0 cm/an), ținând cont de contextul precipitațiilor mult mai bogate, îndeosebi din intervalul 1968-1973, dar și de gradul mult mai redus de împădurire al ravenelor de versant.

În bazinul superior, la Colonești, valoarea ritmului mediu de agardare a luncii Zeletinului a fost de 1,7 cm/an după accidentul nuclear de la Cernobîl, valoare care poate fi considerată moderată în contextul unei arii de drenaj mai mici, respectiv, de 5.317 ha și a unui grad de împădurire de 23,8 %.

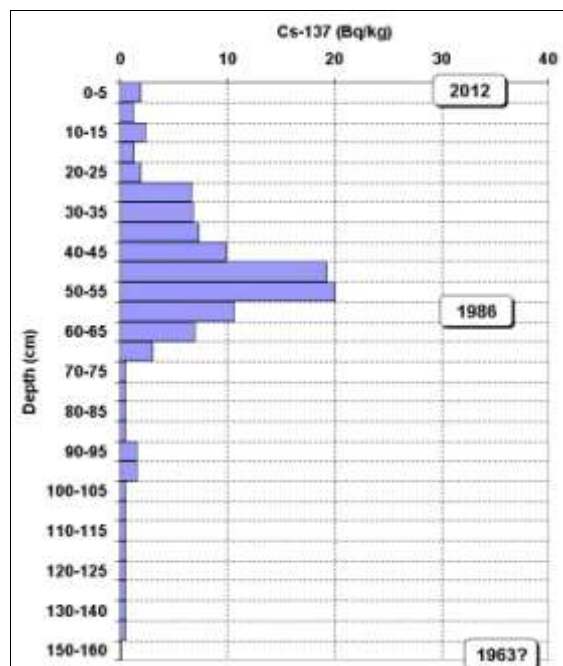


Fig. 127. Distribuția pe profil a Cesiului – 137 în aluviunile recente din șesul Zeletinului la Glăvănești (2 august 2012).

Pentru bazinul Pereschivului Mic situat imediat la est de aria noastră de studiu, *Ioniță I. et. al.* (2006) calculează o rată medie de agradare la Coroiești de 9,3 cm/an, cu valori medii în jur de 12 cm/an în perioada 1963-1986 și de 6,1 cm/an după 1986.

Studiile lui *Ioniță I. et al* (2000, 2007) asupra sedimentelor din acumularea Antohești, din bazinul superior al Berheciului, situat imediat la vest de aria noastră de studiu, pun în evidență un ritm mediu de sedimentare este de 6,5 cm/an, iar variația concentrației de Cs-137, în aluviunile de deasupra maximului din 1986, rezultă din combinarea surselor de sedimente, respectiv eroziune în suprafață și ravenare.

Același autor ajunge la concluzia că ritmul mediu de sedimentare în lacurile de acumulare în Colinele Tutovei este unul foarte ridicat, respectiv de 7,5 cm/an, valoare care este strâns legată de mărirea ariei de drenaj, de substratul litologic și intensitate mare a eroziunii, în special a ravenării.

Un indicator important al degradărilor de teren este efluența aluvionară. Conform lui *Pujină D.* (1998) care a analizat alunecările de teren din bazinul Bârladului, scurgerea de aluviuni are valorile cele mai mari în partea de nord-est a Colinelor Tutovei, iar categoriile de folosință cu ponderea cea mai mare în formarea materialului aluvionar sunt terenurile agricole (61 %) și pășunile (28 %). Bazinul superior al Zeletinului aparține arealului cu valorile cele mai mari ale acestui parametru (>6 t/ha/an), în timp ce în bazinul inferior valorile sunt mai reduse, între 4 și 6 t/ha/an. În timpul marilor viituri, turbiditatea apelor pe afluenții secundari variază între 100 și 200 g/l.

6. Utilizarea terenurilor

6.1. Utilizarea actuală a terenurilor în bazinul Zeletinului

Modul de utilizare a terenurilor reprezintă un factor foarte important în evoluția proceselor geomorfologice precum și a celor pedogenetice, fiind totodată o componentă de bază a peisajului geografic.

Vegetația naturală spontană a suferit modificări în structura și compoziția floristică de-a lungul timpului, însă cele mai mari schimbări din timpurile istorice considerăm că s-au produs în ultimele două secole. Astfel, utilizarea neadecvată a terenurilor, pe fondul unor „condiții favorabile de structură geologică, tectonice, bioclimatice și mai ales despăduririi și deștelenirii unor însemnate suprafețe care au fost preluate în agricultură ” a dus la apariția accelerarea degradării terenurilor (*Hârjoabă I.*, 1968).

Analiza modului de utilizare actuală a terenurilor din bazinul Zeletinului s-a bazat pe utilizare ortofotoplanurilor în scara 1:5.000, realizate în urma zborului din 2005, achiziționate de la A.N.C.P.I. Scara mare de lucru rezultă nu numai din utilizarea acestor mijloace cartografice, ci și din numărul de 18.550 de poligoane obținute în urma delimitării categoriilor și subcategoriilor de folosință, cărora le-au fost date individual câte un atribut, în funcție de modul de utilizare.

Nomenclatura folosită în delimitarea modului de utilizare a terenurilor a fost cea menționată în *Cadastrul funciar general* (Legea nr. 7/1996) cu cele 10 categorii generale de folosință agricolă și neagricolă. Având în vedere poziția geografică a bazinului hidrografic, la nivelul inferior, nu au fost identificate toate subcategoriile de folosință. Unele au fost comasate iar la altele, prin luarea în considerare a stării de degradare a terenurilor sau a culturilor, s-a optat pentru separarea de subcategorii noi (vii degradate, pășuni și fânețe degradate etc.) ținând cont de sugestiile făcute de *Niacșu L.* (2012).

Din suprafața totală a bazinului hidrografic al Zeletinului de 42.289 ha, terenurilor agricole dețin o pondere de 70 %, iar cele neagricole restul de 30 % (tabelul nr. 6). Situația actuală este rezultatul unei transformări continue a covorului vegetal, prin înlocuirea pădurilor sau pajiștilor naturale, silvostepice cu terenuri cultivate. Accentuată mai ales în ultimele două secole, această schimbare s-a datorat nevoii de extindere a terenurilor agricole, soldată însă de cele mai multe ori cu perturbarea echilibrul ecologic prin degradare a terenurilor.

6.1.1. Terenuri cu folosință agricolă

Terenurile agricole din bazinul Zeletinului se extindeau în anul 2005 pe 29.824 ha, ceea ce reprezintă peste 70 % din total.

Terenurile arabile reprezintă cea mai importantă categorie de folosință în suprafața de 18.711 ha (44,25 %). Acestea au fost grupate în două categorii: *arabilul propriu-zis*, prin care înțelegem terenurile cultivate anual, cu o suprafață de 17.500 ha (41,4 %) și *arabilul complex* unde s-au inclus terenurile arabile situate cel mai adesea în intravilan, cu o folosință foarte eterogenă, inclusiv mici suprafețe viticole sau livezi.

Analiza hărții utilizării terenurilor ca arabil din figura nr. 128 evidențiază predominarea acestora în bazinul inferior, la sud de confluența Dobrotfor - Zeletin, răspândirea lor moderată în bazinul Dobrotforului și una mai redusă în bazinul superior al Zeletinului.

Pășunile și fânețele au fost grupate în aceeași categorie deoarece se disting greu unele de altele pe ortofotoplan, iar fânețele propriu-zise sunt mai rar întâlnite. Aici au fost încadrate terenurile înierbate sau înțelenite, cel mai adesea natural, folosite atât pentru pășunatul animalelor cât și pentru obținerea fânului. Astfel, această categorie ocupă 9.668 ha (22,9 %)

fiind a doua ca suprafață din totalul terenurilor agricole, dar a treia din totalul categoriilor de folosință. Răspândirea pășunilor și fânețelor în bazinul Zeletinului este inversă față de cea a terenurilor arabile, respectiv sunt predominante în bazinul superior și mai redusă în cel inferior (figura nr. 129).

Tabelul nr. 6. Categoriile și subcategoriile de utilizare a terenurilor în bazinul Zeletinului (2005)

Categoriile și subcategoriile	Suprafața (ha)	% din categorie	% din total
01_Arabil	18711,41		44,25
Arabil propriu-zis	17500,47	93,53	41,38
Arabil complex	1210,94	6,47	2,86
02-03_Pășuni și fânețe	9668,29		22,86
Pășuni și fânețe curate	3942,35	40,78	9,32
Pășuni și fânețe cu tufărișuri	313,57	3,24	0,74
Pășuni și fânețe degradate	5412,37	55,98	12,80
04_Vii	1069,35		2,53
Vii	828,70	77,50	1,96
Vii degradate	240,66	22,50	0,57
05_Livezi	375,03		0,89
Livezi	134,39	35,83	0,32
Livezi degradate	240,64	64,17	0,57
TOTAL AGRICOL	29824,09	70,52	70,52
06_Păduri	10136,59		23,97
Păduri	7419,36	73,19	17,54
Perdele de protecție	1674,26	16,52	3,96
Tufărișuri și mărăcinișuri	1042,97	10,29	2,47
07_Terenuri cu ape	208,34		0,49
Lacuri și bălți	125,01	60,00	0,30
Terenuri înmlăștinite	83,33	40,00	0,20
08_Drumuri	826,98		1,96
Drumuri principale amenajate	147,01	17,78	0,35
Drumuri de exploatare	526,29	63,64	1,24
Drumuri în intravilan	153,68	18,58	0,36
09_Terenuri cu construcții	1119,47		2,65
Construcții și curți	1066,89	95,30	2,52
Construcții și curți industriale	52,58	4,70	0,12
10_Terenuri neproductive	173,58	100,00	0,41
TOTAL NEAGRICOL	12464,95	29,48	29,48
TOTAL BAZIN	42289,04	100,00	100,00

Folosind modelul *Niacșu L.* (2012), pășunile și fânețele au fost separate în trei categorii, ținând seama de randamentul și productivitate a acestora, respectiv pășuni și fânețe curate pe 3.942 ha (9,3 %), pășuni și fânețe cu tufărișuri pe 314 ha (0,74 %) și pășuni și fânețe degradate pe 5.412 ha (12,8 %).

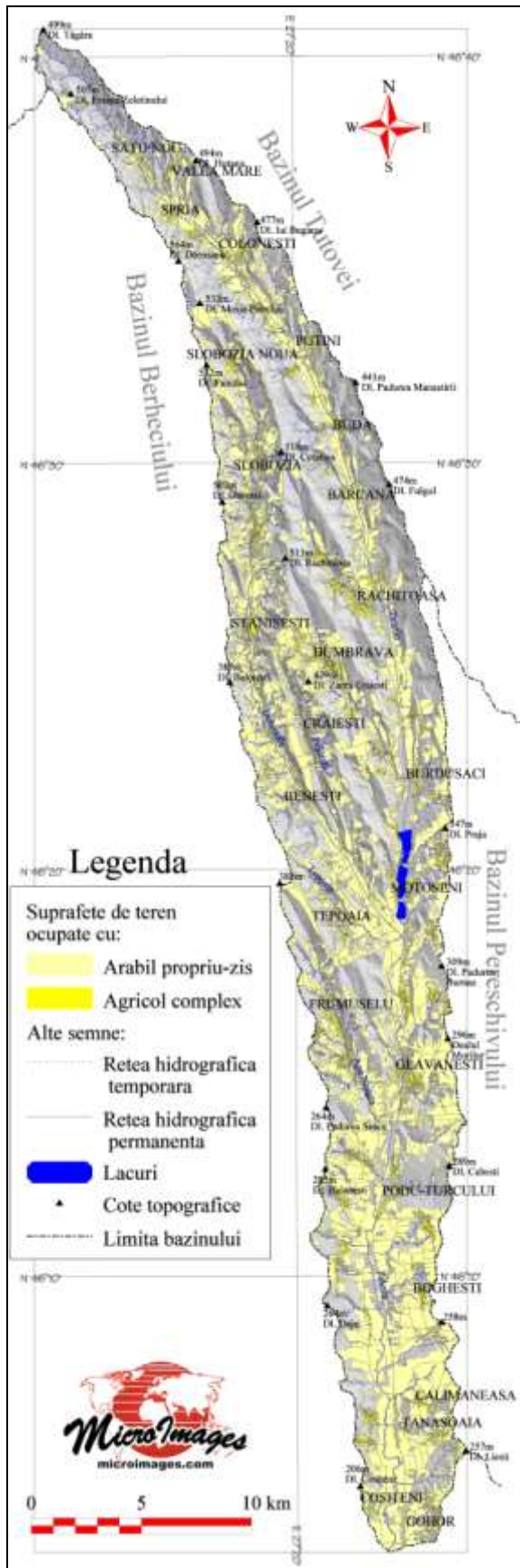


Fig. 128. Harta terenurilor arabile

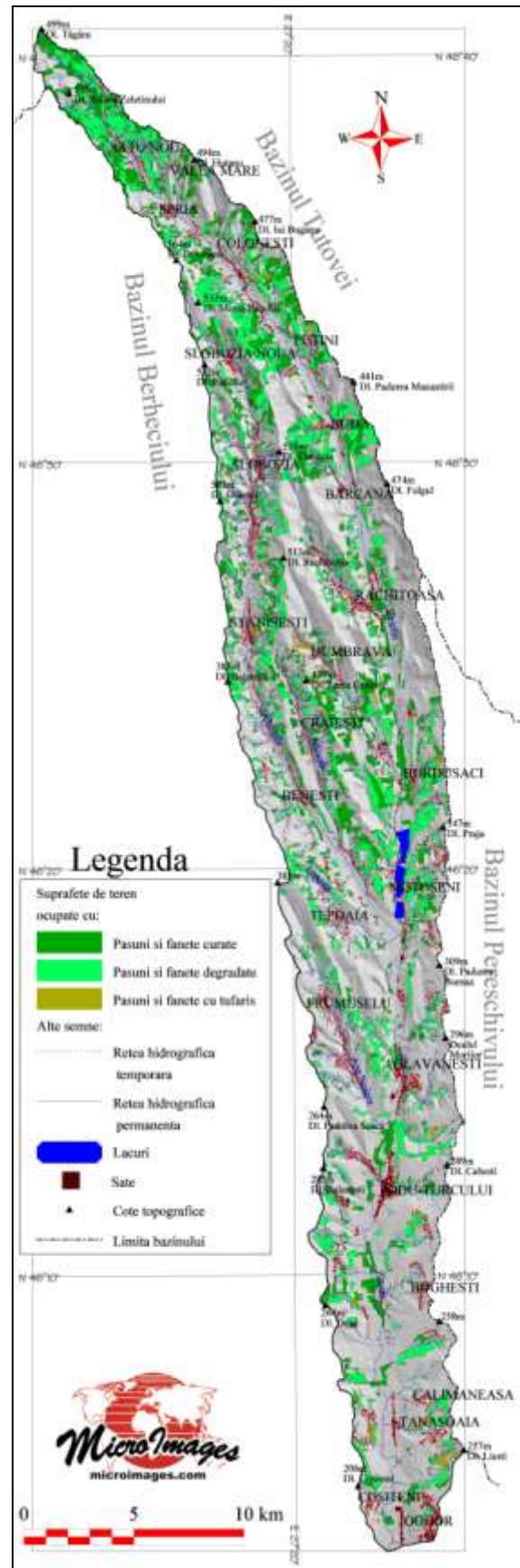


Fig. 129. Harta pășunilor și fânețelor

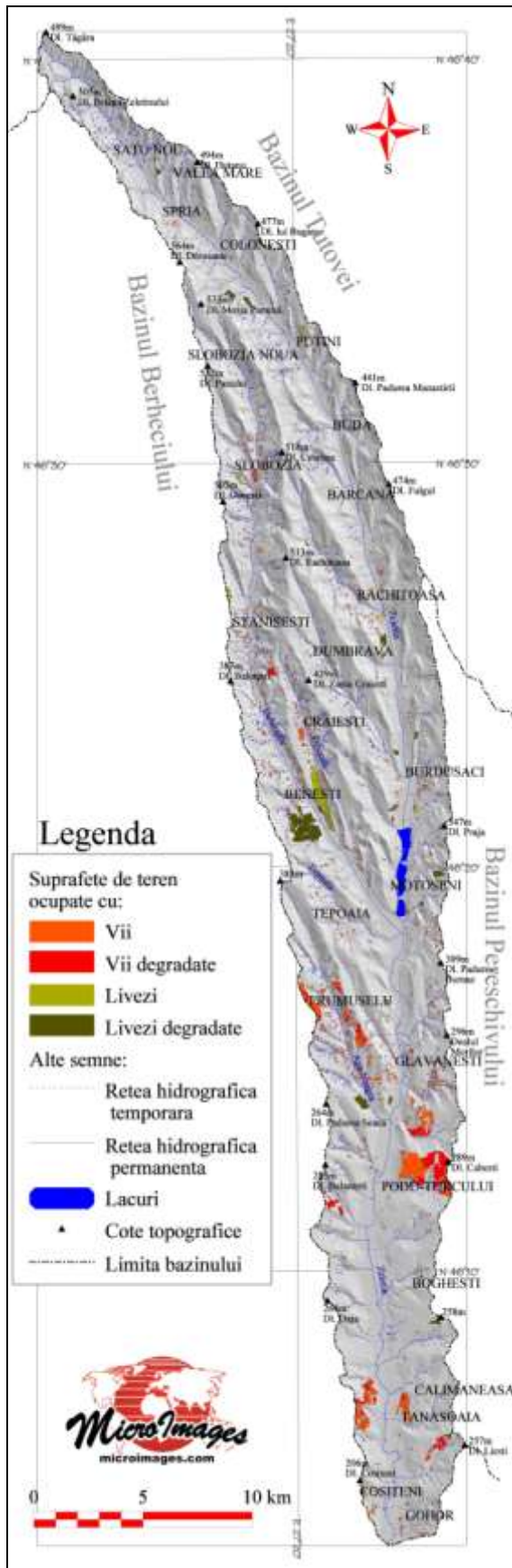


Fig. 130. Harta terenurilor cu plantații viti-pomicole

Terenurile ocupate cu **plantații viticole** au o suprafață de 1.069 ha (2,5 %) și au fost grupate în două subcategorii, *vii degradate* și *vii propriu-zise*, lucrate corespunzător (figura nr. 130). Înainte de 1990, suprafața acestora era mult mai extinsă, respectiv 2.626 ha (6,2 %), cu o concentrare mai mare în zona Podu-Turcului, Frumușelu, Tănăsoaia, Gohor și mai puțin la Crăiești sau Slobozia. În prezent, o parte din plantațiile viticole se află într-o stare avansată de degradare și transformate în pășuni sau terenuri arabile, pe terenurile respective fiind încă vizibile terasele banchetă specifice.

Făcând excepție de suprafețele foarte mici ale parcelelor cu viță de vie hibridă din intravilan sau din apropierea satelor, suprafețe ceva mai extinse, din fostele vii nobile se mai păstrează în jurul Podu-Turcului (figura nr. 131).

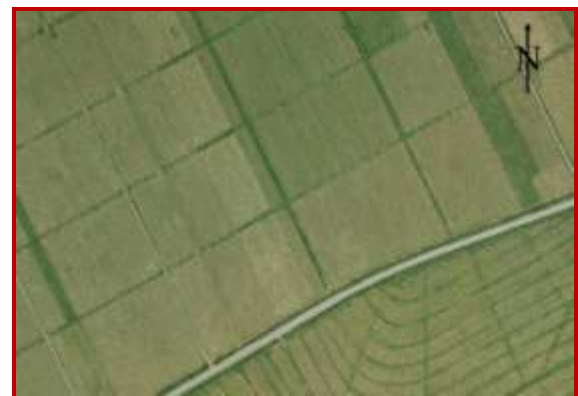


Fig. 131. Plantație viticolă la est de Podu-Turcului pe Dealul Rădăcini (ortofotoplan 2005)

Livezile ocupă acum 357 ha (0,9 %) din care numai 134 ha (0,32 %) sunt bine întreținute, restul de 241 ha (0,57 %) fiind într-o stare de degradare foarte avansată. La fel ca și viile, plantațiile pomicole erau mult mai extinse înainte de 1990 și ocupau 928 ha (2,2 %).

Singurul areal unde livezile extinse pe zeci de hectare sunt exploatate corespunzător este cel de pe versantul drept al Pojorâței, de la sud de Crăiești (figura nr. 132).



Fig. 132. Livada de pe versantul drept al Pojorâtei la sud de Crăiești (6 august 2012)

6.1.2. Terenuri cu folosință neagrăcolă

Această categorie de terenuri se extinde pe o suprafață de 12.465 ha ceea ce reprezintă 29,5 % din aria bazinului studiat. Pe categorii de folosință, cele mai mari suprafețe sunt deținute de *păduri*, de 10.137 ha (24,0 %), urmate de *terenurile cu ape* pe 208 ha (0,5 %), *drumuri* pe 827 ha (2,0 %), *terenuri cu construcții* pe 1.119 ha (2,65 %) și *terenurile neproductive* pe 174 ha (0,4 %).

Dacă în 1832 *pădurile* se întindeau pe 53 % din bazinul Zeletinului (*Poghirc P.*, 1972), suprafețele forestiere s-au diminuat foarte mult până în 1893, ajungând la 19,7 % și doar 13,9 % dacă luăm în considerare doar pădurile fără tufărișuri. Indiferent de valoarea luată în calcul observăm o reducere de peste 63-74 % a suprafețelor forestiere în mai puțin de un secol. Așa cum menționa *Poghirc P.* (1972), una din cauzele defrișării de timpurii a pădurilor din Colinele Tutovei a fost sistemul vechi de organizare sătească, respectiv răzășia, cu utilizarea „devălmașă” a pădurilor, însă cu o intensificare mai mare după 1829, adică după abolirea monopolului turcesc asupra comerțului Principatelor Române.

În prezent pădurile, precum și celelalte terenuri cu vegetație forestieră reprezintă a doua categorie de folosință după terenurile arabile. Din totalul celor 10.136 ha (24,0 % din total), *subcategoria pădure* se întinde pe 7.419 ha (17,54 %), *perdelele de protecție* pe 1.674 ha (4,0 %) iar *tufărișurile și mărăcinișurile* pe 1.043 ha (2,5 %). Cele mai extinse suprafețe împădurite se găsesc în bazinul superior al Zeletinului, respectiv pe teritoriul administrativ al comunei Răchitoasa (figura nr. 133).

Drumurile dețin o suprafață totală de 827 ha (2,0 %) și au fost grupate în trei subcategorii: drumuri principale, drumuri de exploatare și drumuri în intravilan. În *drumurile principale* au fost incluse șoselele și drumurile modernizate prin asfaltare sau pietruire care asigură legătura între reședința de comună și principalele sate, iar suprafața lor este 147 ha (0,35 %). Ca importanță, pe primul loc se află DN 11A care asigură legătura dintre Bârlad și Adjud trecând prin Podu-Turcului. Dintre drumurile județene cel mai important este DJ 241 ce străbate bazinul Zeletinului de la nord la sud între localitățile Spria și Gohor (figura nr. 134).

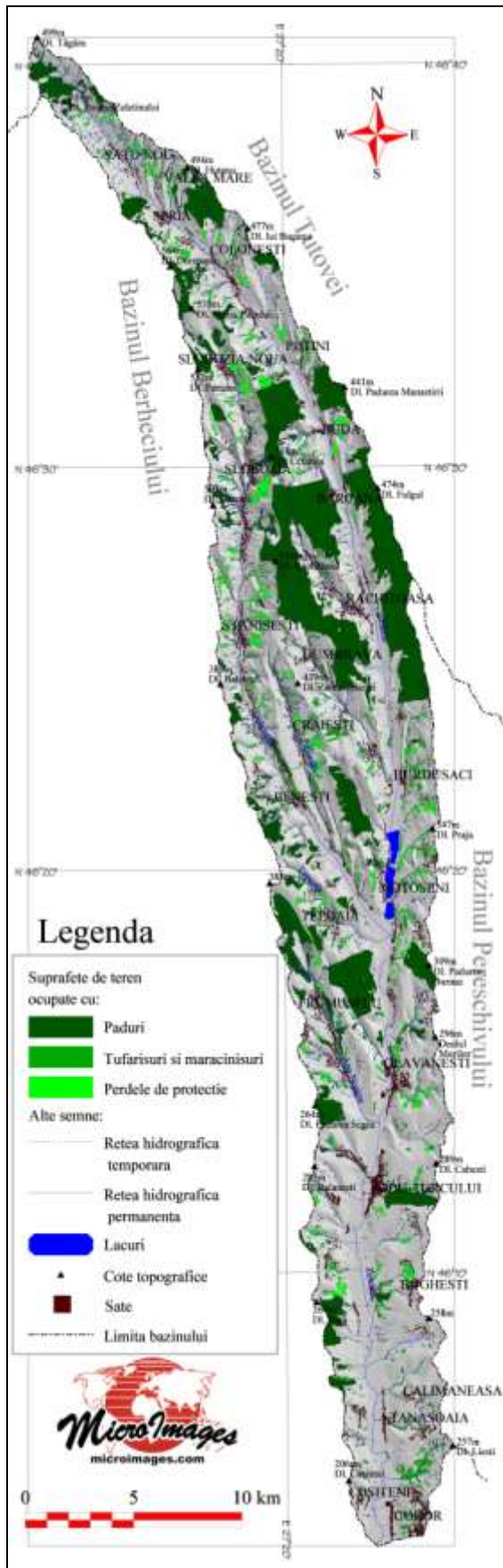


Fig. 133. Harta raspândirii pădurilor



Fig. 134. Harta rețelei de drumuri

Drumurile de exploatare ocupă 526 ha (1,3 %) și cuprind toate drumurile nemodernizate care asigură legătura între vatra satelor, drumurile principale și parcelele de teren. Tot aici au fost incluse și drumurile forestiere extrase de pe planurile topografice în scara 1: 5 000. Dintre acestea, cele care își pun amprenta asupra proceselor geomorfologice, în special asupra ravenării, sunt cele orientate deal-vale. De fapt, aceste drumuri orientate deal-vale și întrebuințate perioade mai îndelungate au condus la formarea mării majorității a ravenelor de versant și uneori a ravenelor de fund de vale. Cea de-a treia categorie, cea a *drumurilor în intravilan*, ocupă o suprafață de 154 ha (0,36 %).

Terenurile *utilizate cu ape* ocupă 208 ha (0,5 % din total), din care 125 ha sunt *lacuri și bălți* și 83,3 ha *terenuri înmlăștinite*.

Din documentele vechi cartografice și istorice rezultă că în Colinele Tutovei au existat numeroase iazuri, heleștee sau râmnice de mici dimensiuni folosite deseori pentru acționarea morilor de apă. Dacă pe harta lui Bawr, din 1768-1774, care nu este foarte detaliată pe Zeletin figurează un singur iaz, la nord de Răchitoasa, la sfârșitul secolului al XIX-lea sunt menționate cinci astfel de acumulări și respectiv patru mori de apă. Reducerea zonelor umede s-a înregistrat după 1960 când în urma lucrărilor hidrotehnice s-au realizat atât canale de regularizare a râurilor cât și de desecare sau drenaj. Astfel, dacă la sfârșitul sec. al XIX-lea zonele umede dețineau 2.410 ha (cf. *Atlasului Moldovei*, 1894 și a *Planurilor Directoare de Tragere* 1: 20 000), ceea ce reprezintă 5,7 %, dispuse pe șesul Zeletinului sau al Dobrotforului, în prezent acestea au o pondere modestă, de sub 0,5 %.

Acumularea piscicolă de la Motoșeni, cu o suprafață inițială de 140 ha s-a restrâns la 124 ha datorită colmatării parțiale.

În categoria *terenurilor cu construcții* au fost grupate suprafețele ocupate de *construcții și curții*, inclusiv cimitirele și *construcții și curți industriale*, iar suprafața lor este de 1.119 ha (2,65%).

Terenurile neproductive au o suprafață de 173,56 ha, aici fiind incluse reveneleneîmpădurite, albiile minore ale Zeletinului și Dobrotforului lipsite de o vegetație specifică.

6.2. Aspecte ale dinamicii utilizării terenurilor în perioada 1894 – 2005

Pentru analiza dinamicii utilizării terenurilor este necesară obținerea unor informații extrase de pe materiale cartografice diacronice, comparabile ca detaliere. Reamintim că pentru analiza modului actual de utilizare a terenurilor s-au folosit ortofotoplanurile din anul 2005, în scara 1: 5000 (0,5x0,5 m). Pentru perioadele mai vechi se pot utiliza hărțile din *Atlasul topografic al Moldovei* (1894) în scara 1: 50 000 sau planurile directe de tragere în scara 1: 20 000, ridicate în aceeași perioadă dar editate eșalonat în prima jumătate a sec. al XX-lea. Ambele surse cartografice permit însă diferențierea pe ele numai a anumitor categorii de folosință (figurile 131).

În figura 135 se observă că pe același areal din bazinul superior al Zeletinului, de la Spria, modul de utilizare a terenurilor a suferit schimbări considerabile.

În 1984 pădurea era mult mai extinsă pe versantul stâng al Zeletinului la est de satul Spria, drumurile erau dispuse pe direcția deal-vale, existau suprafețe înmlăștinite etc. (figura 136 a). În 1960 se observă în special diminuarea suprafețelor împădurite și extinderea intravilanului, în timp ce în 1981 apar modificări substanțiale, respectiv plantații viticole, plantații silvice cu salcâmi, rectificarea albiei minore sau trasarea unor tronsoane de drumuri în serpentine (figura 136 b, c). Schimbări importante sunt vizibile și în 2005 în sensul că pe același decupaj se observă cum plantațiile viticole au fost desființate, terenurile respective fiind utilizate ca arabil, plantațiile silvice de protecție au fost defrișate și nu în ultimul rând fărâmițarea suprafețelor agricole în parcele foarte mici dispuse deal-vale (figura 136 d).

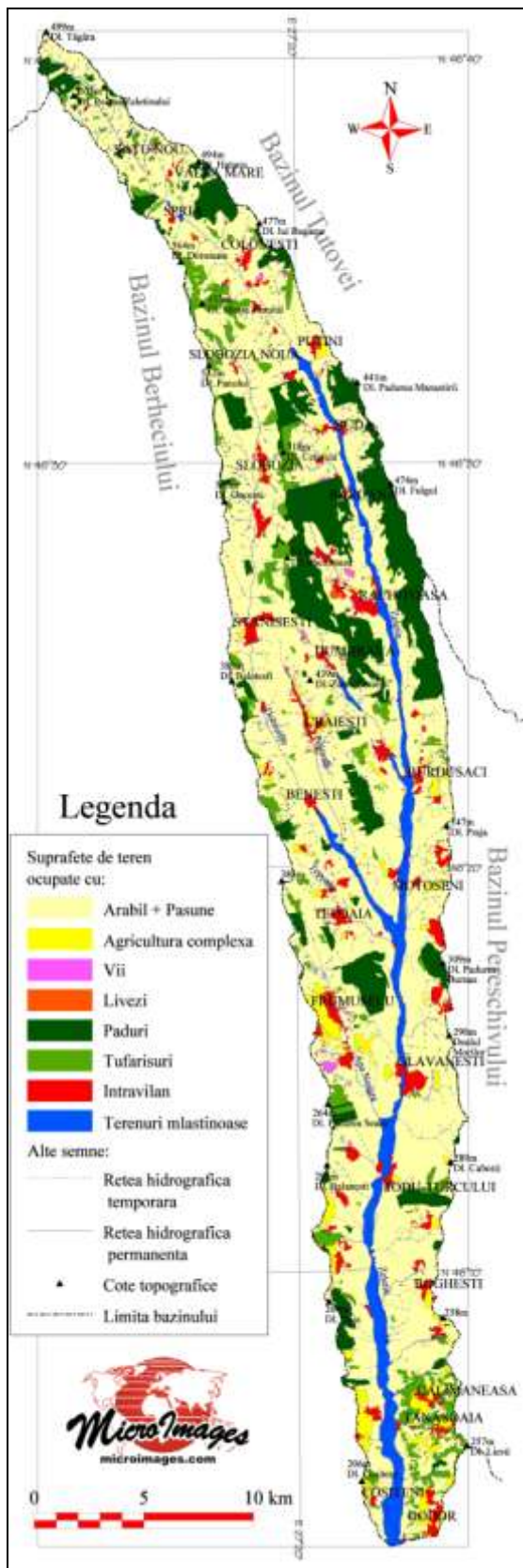
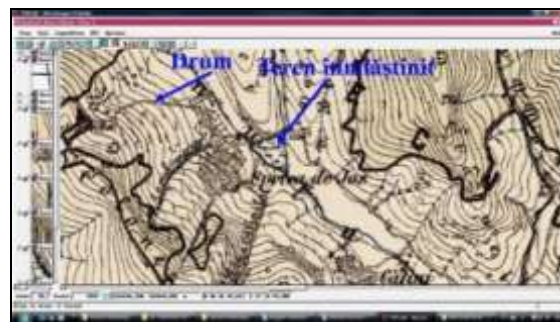
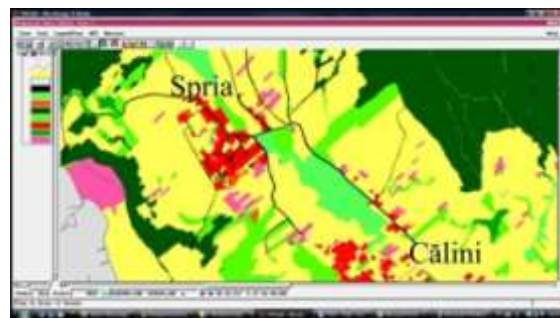


Fig. 135. Harta utilizării terenurilor în anul 1894 (după *Atlasul Topografic al Moldovei*, 1: 50 000 și *Planurile Directoare de Tragere*, 1: 20 000)



a. extras – Harta Moldovei, 1:50 000, 1894



b. prelucrare plan topo, 1:5 000, 1960



c. extras hartă topografică, 1: 25 000, 1981



d. extras ortofotoplan, 1:5 000, 2005

Fig. 136 (a, b, c, d). Schimbarea utilizării terenurilor la Spria, între 1894 – 2005

În demersul științific întreprins s-a încercat compararea modului de utilizare a terenurilor de la sfârșitul sec. al XIX-lea (1894) cu cel de la începutul sec. al XXI-lea (2005). Analizând graficul din figura nr. 137 constatăm o serie de diferențieri. Astfel, aria pădurilor a crescut de la 5.875 ha (14 %) la sfârșitul sec. al XIX-lea la 8.571 ha (20,3 %) în 1981 și la 9.094 ha (21,5 %) în 2005. Această creștere se explică parțial prin trecerea unor suprafețe ocupate de tufărișuri în categoria pădurilor, dar mai ales prin plantațiile silvice, în special cu salcâm (*Robinia pseudoacacia*), înființate între 1973-1990. Cele mai evidente modificări se constată la terenurile ocupate cu ape/zone umede, care de la o pondere de 5,8 % în anul 1893 ajung la mai puțin de 0,5 % în 2005). Modificările apărute la nivelul intravilanului se datorează atât diferențelor de scară dintre cele trei materiale cartografice, cât și sistematizării așezărilor rurale de după 1960.

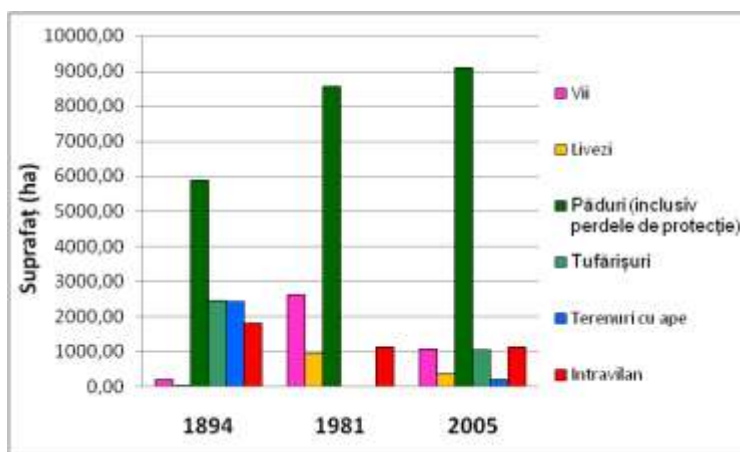
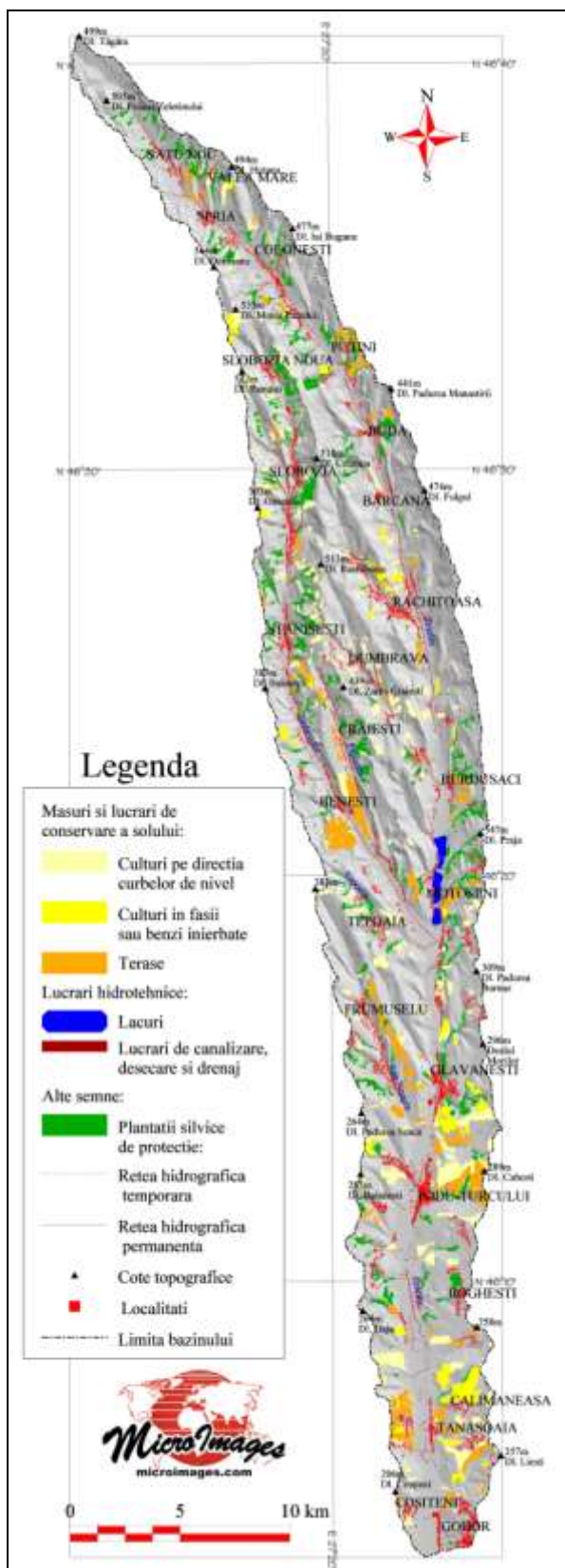


Fig. 137. Dinamica principalele categorii de folosință ale terenului între 1894 și 2005

6.3. Măsuri de conservare a solului și a apei în bazinul Zeletinului

Cele mai importante lucrări de îmbunătățiri funciare (combaterea eroziunii solului, drenaj și desecări, irigații) s-au realizat înainte de anul 1990, în special de către IEELIF Bacău. Un rol important în modificările survenite în evoluția ulterioară a acestor lucrări și preocupări l-a avut aplicarea prevederilor Legii nr. 18/1991 a Fondului Funciar. Această lege conține două prevederi care nu sunt de natură să favorizeze prevenirea și combaterea eroziunii solului, de exemplu. Conform primei prevederi, punerea în posesie sau reîmproprietărirea trebuie să se facă „de regulă” pe vechile amplasamente, adică în parcele orientate pe direcția deal-vale. A doua prevedere stipulează că dreptul la proprietate este valabil până la gradul al IV-lea de rudenie, ceea ce a condus și conduce la fărâmițarea excesivă a terenurilor. De aceea, într-un interval scurt de timp s-a revenit pe suprafețe mari la sistemul nerațional de agricultură, de lucrat în parcele mici pe direcția deal-vale. În plus, nu s-au mai făcut investii guvernamentale pentru lucrări noi de amenajare antierozională, iar lucrările vechi au fost frecvent deteriorate sau scoase din funcțiune.

Pe baza ortofotoplanurilor din anul 2005, în bazinul Zeletinului au fost identificate doar 3.866 ha de terenuri agricole amenajate conform cerințelor de combatere a eroziunii solurilor, ceea ce reprezintă aproape 13 % din terenurile agricole (figura nr. 138). Din această suprafață, terenurile arabile exploatate în sistemul antierozional de cultură pe **direcția curbilor de nivel (contur)** ocupă 1.885 ha (10 % din terenurile arabile), iar sistemul de cultură **în fâșii sau benzi înierbate** se regăsește doar pe 636 ha (3,4 % din arabil).



Terasele banchetă realizate mai ales în plantațiile viti-pomicole, dar și pe unele terenuri arabile, dețin o suprafață de 1.344 ha (4,5% din suprafața totală a bazinului) și se întâlnesc pe areale apreciabile în jurul localităților Benești, Podu-Turcului, Frumușelu, Tănăsoaia (tabelul nr. 7).

Tabelul nr. 7 - Măsuri de conservare a solului și a apei prezente în bazinul Zeletinului în anul 2005

Tipul de lucrări		Suprafața deservită (ha)	% (din total)
Sisteme antierozionale de cultură = CES	Culturi pe curbe de nivel	1885,23	4,46
	Culturi în fasii sau benzi înierbate	636,39	1,50
	Terase agricole	1344,46	3,18
Total CES		3866,08	9,14
Plantații silvice		1674,26	3,96
Canale regularizate		105,80	0,25
Canale de desecare și drenaj		19,56	0,05
Lacuri		125,01	0,30
Total		1924,64	4,55
Total bazin		5790,72	13,69

Pe terenurile foarte puternic degradate, înainte de 1990, s-au realizat plantații silvice care se extind în prezent pe o suprafață de 1.674 ha (3,9 % din total).

Pentru a evidenția investițiile majore făcute înainte de 1990 în agricultură, sugestive sunt tabelele 8 și 9, cu principalele lucrări de îmbunătățiri funciare din bazinul Zeletinului executate de către IEELIF Bacău.

Fig. 138. Harta măsurilor și lucrărilor de conservare a solului și apei din bazinul Zeletinului în anul 2005

Tabelul nr. 8. Principalele lucrări tehnice de îmbunătățiri funciare din bazinul Zeletinului, județul Bacău
(după *Monografia lucrărilor de îmbunătățirilor funciare din județul Bacău*, 1992)

Denumirea lucrărilor	Dobrotfor	Apa Neagră	Zeletin	Total Zeletin (jud. Bacău)
Terase (ha)	1600	79	1891	3570
*	186	9	220	415
**	78	4	92	174
Canale dirijare scurgere (km)	59	16	104	179
Debușee înierbate (km)	3	7	82	92
Drenuri (km)	1,5	0,4	27,3	29,2
Drumuri (km)	122	22	338	482
Podete (nr.)	364	72	246	682
Căderi din beton (nr.)	125	0	139	264
Baraje din beton (nr.)	22	39	65	126
Baraje de pământ (nr.)	11	2	26	39
Plantații silvice (ha)	593	170	952	1715
Lacuri (ha)	0	0	140	140
Total hectare cu lucrări (ha)	2393	466	3453	6312

Tabelul nr. 9. Suprafața amenajărilor pentru combaterea eroziunii solului din bazinul Zeletinului la 31 decembrie 1989 (județul Bacău)
(după *Monografia lucrărilor de îmbunătățirilor funciare din județul Bacău*, 1992)

Denumire bazin hidrografic		Dobrotfor	Apa Neagra (Frumușelu)	Zeletin	Total
Anul punerii în funcțiune		1968-1973	1972-1973	1974-1976	
Suprafața totală amenajată (ha)		6913	2479	15226	24618
Folosințe agricole	arabil	4675	1657	9956	16288
	pășune	244	383	2618	3245
	fâneață	435	26	594	1055
	livezi	111	0	145	256
	vii	101	56	203	360
Total agricol		5566	2122	13516	21203
Total neagricol		1347	357	1711	3415
Plantații silvice		596	170	952	1718

Se constată că din suprafața totală agricolă de 25.457 ha din județul Bacău aferentă bazinului Zeletinului, 20.203 ha (83,2 %) erau cultivate în lungul curbelor de nivel (pe contur) sau erau echipate cu lucrări agrotehnice moderne, precum culturi în fâșii, benzi înierbate și terase agricole.

Terenuri exploatate antierozional, conform cerințelor de combatere a eroziunii solului (CES) se mai păstrează pe suprafețe foarte reduse, precum pe versantul drept al Zeletinului la nord de Dănăila (figura nr. 139). Alte suprafețe cultivate corespunzător mai apar pe versantul stâng al Zeletinului la est de Glăvănești, Podu-Turcului, Călimăneasa, pe versantul drept al Dobrotforului la Balotești etc.



Fig. 139. Terase banchetă pe versantul drept al Zeletinului, la nord de Dănăila (29 octombrie 2011)

Dintre lucrările hidrotehnice de pe fundul văilor realizate înainte de 1990, pot fi menționate canalele de dirijare a scurgerii, baraje, podețe etc. O parte dintre acestea au fost afectate de evoluția ravenelor, dar altele sunt surprinzător într-o stare bună de funcționare, precum cele de pe Valea Gerului, la SE de satul Buda (figura nr. 140).



Fig. 140. Baraje din beton pe Valea Gerului (26 noiembrie 2011)

6.4. Amenajarea antierozională a terenurilor. Studiu de caz: Bazinul Oarzelor

Pârâului Oarzelor, afluent de stânga al pârâului Drobotfor, are 3,5 km lungime și suprafața de 360 ha. Cu un bazin hidrografic asimetric, Valea Oarzelor se încadrează în același tipar specific asimetriei de ordinul al II-lea ca în Valea Pojorâta. Asimetria se menține

și în cadrul altitudinilor, cele mai mari fiind în partea estică a bazinului, în Dealul Crăiești (365 m).

Învelișul pedologic este dominat de preluvosoluri, întâlnite în general pe terenurile mai domoale, iar pe versanții cu pante accentuate sunt prezente antrosolurile erodice și regosolurile.

Modul actual de organizare a terenurilor agricole este impropriu dezvoltării durabile, respectiv terenuri agricole cultivate pe direcția deal-vale. Terenurile arabile au cea mai mare răspândire, peste 50 %, concentrate în jumătatea nordică și de vest a bazinului, iar pădurile sunt extins pe versantul stâng (figura nr. 141).

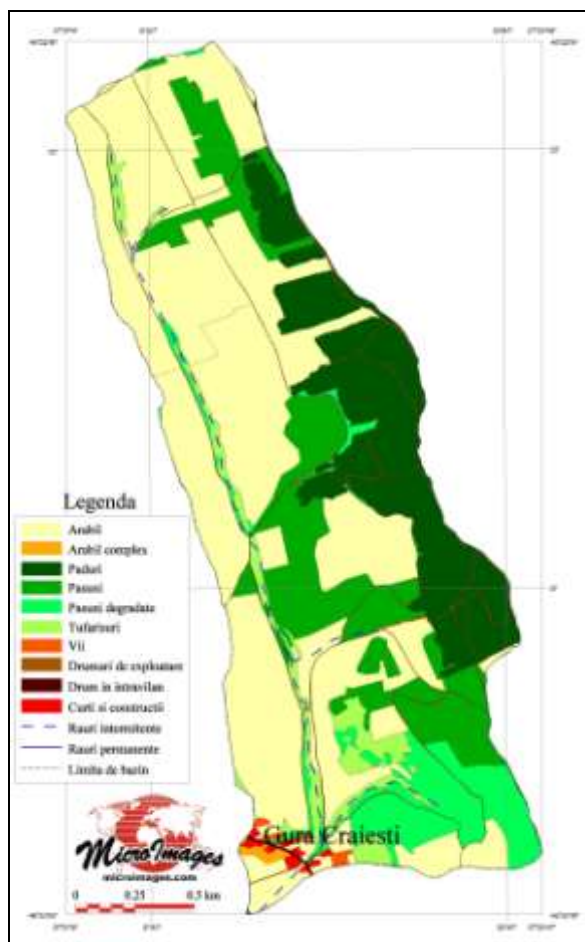


Fig. 141. Harta utilizării actuale a terenurilor din bazinul Valea Oarzelor (după ortofotoplanul din anul 2005)

Dintre sistemele antierozionale de cultură, considerăm că cele mai adecvate pentru arealul studiat, este combinația sistemelor de cultură în fâșii și cu benzi înierbate (figura nr. 142). Odată stabilit modul optim de folosință a terenului și sistemele de cultură utilizate, s-au trasat drumurile de exploatare secundare (pe direcția generală a curbelor de nivel) iar apoi drumurile în serpentină sau oblice (amenajate ca drumuri principale), care îndeplinesc și rolul de zone de întoarcere a agregatelor. Pentru echiparea corespunzătoare a terenurilor arabile, lățimea fâșiilor sau a distanței dintre benzile înierbate a fost stabilită după metoda de calcul logaritmică propusă de *Stănescu P.* (1975):

- soluri rezistente la eroziune $\log. L = 2,22 - 0,03 i$
- soluri mijlociu rezistente la eroziune $\log. L = 2,15 - 0,03 i$
- soluri slab rezistente la eroziune $\log. L = 2,05 - 0,03 i$

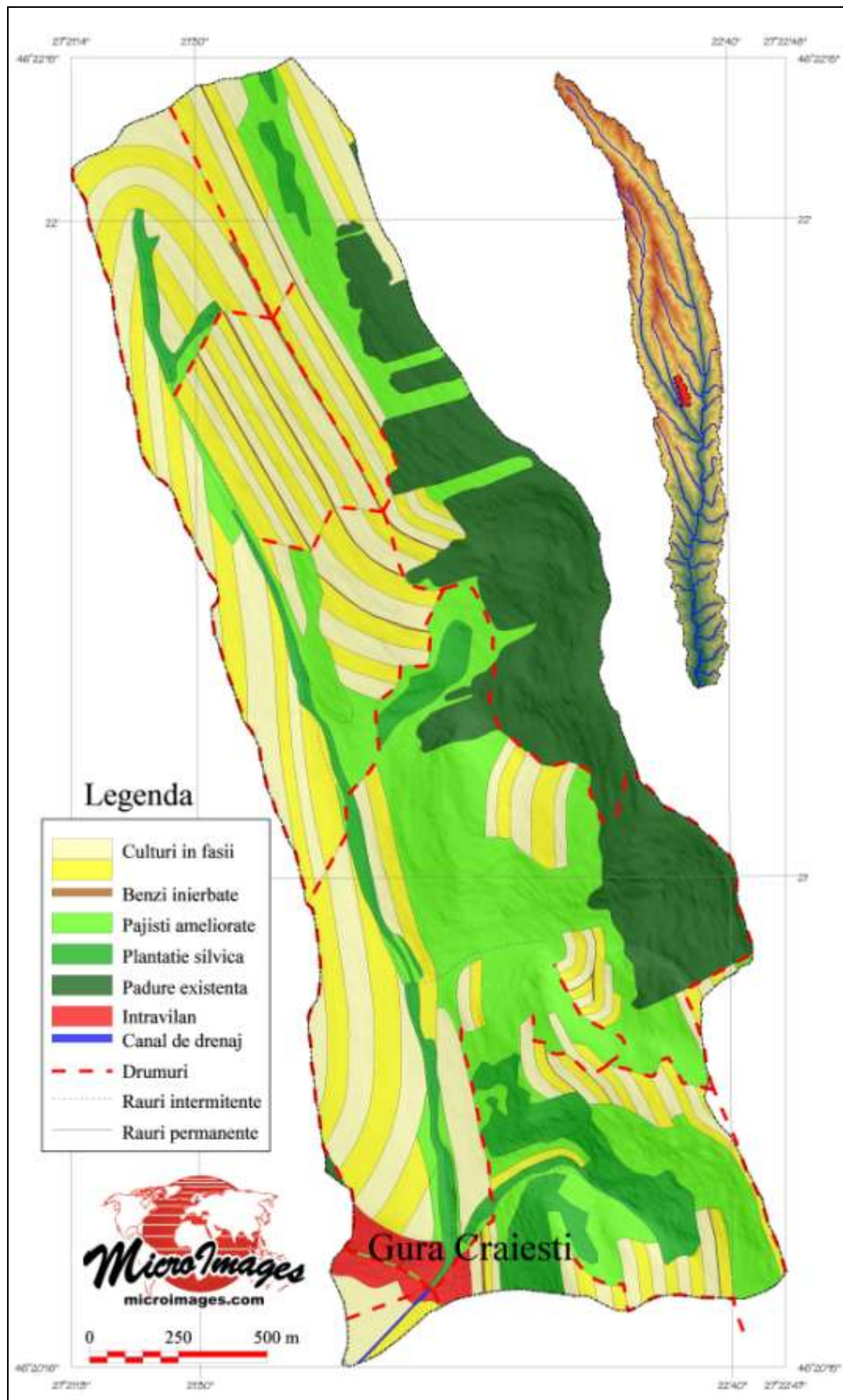
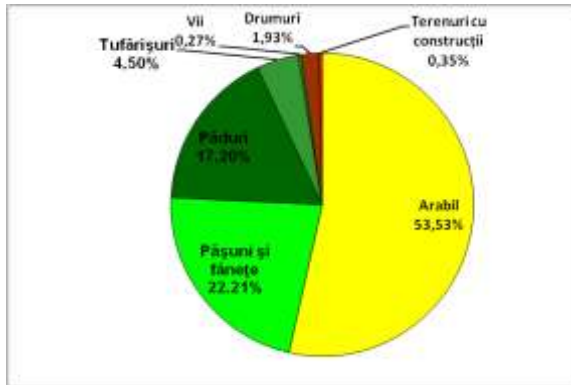
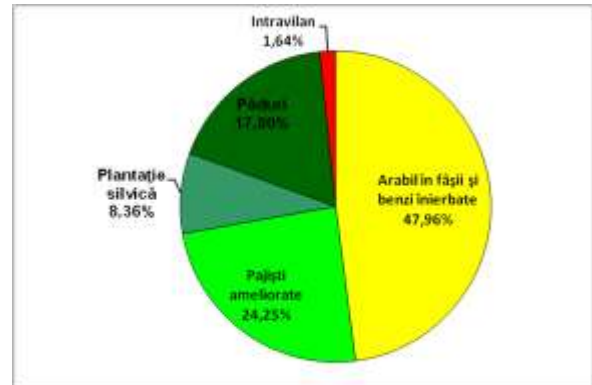


Fig. 142. Amenajarea antierozională a bazinului Văii Oarzelor

Dacă acum terenurile arabile se extind pe 192 ha (53,5 %), în urma amenajării antierozionale, terenurile cultivate în sistemul antierozional propus anterior se pretează pe o suprafață de 172 ha (48 %), deci se recomandă micșorarea arabilului în favoarea pășiștilor ameliorate sau plantații silvice. În acest context, vegetația forestieră își va mări aria de la 63 ha (17,2 %) la 93 ha (26,2 %, păduri și plantații silvice), iar pășunile cu o suprafață actuală de 79 ha vor intra în categoria pășiștilor ameliorate extinse pe 87 ha (figura nr. 143 a și b).



a. utilizare actuală



b. amenajare antierozională

Fig. 143. Ponderea claselor de utilizare actuală și de perspectivă rațională a terenurilor

Concluzii

Bazinul Zeletinului este situat în partea centrală a Colinelor Tutovei, în care în urma evoluției rețelei hidrografice s-a ajuns la o fragmentare colinară și colinar-deluroasă a reliefului, cu interfluvii orientate pe direcție generală nord-sud. Reliefului actual este rezultatul interacțiunii a două categorii de factori, respectiv *factori interni* (litologici, structurali, tectonici) și *factori externi*, fizico-geografici (climatici, hidrologici, biotici) dar și antropici.

Geologia locală pare relativ simplă, la partea superioară, dar mai greu de precizat exact în adâncime, fie datorită faptului că fundamentul Platformei Bârladului nu a fost interceptat încă în foraje, fie datorită opiniilor diferite privind limitele și apartenența acestei platforme. Formațiunile geologice scoase la zi de către agenții modelatori aparțin predominant Chersonianului și Meoțianului în bazinul superior și mijlociu și Pontian-Dacianului în bazinul inferior. La acestea se adaugă formațiunile recente, de vârstă cuaternară (eluvii, deluvii, coluvii, proluvii, aluvii).

Caracteristicile actuale ale reliefului din bazinul Zeletinului sunt influențate în general de factorii fizico-geografici.

Climatul temperat continental cu nuanțe de excesivitate se impune atât prin regimul termic (8 – 10°C) cât și prin cel pluviometric (530 – 600 mm). Mărturie a acestui tip de climat sunt amplitudinile termice absolute de peste 60 °C precum și neuniformitatea regimul anual și lunar al precipitațiilor atmosferice.

Factorul hidrologic joacă un rol primordial, zona cercetată fiind în special opera râurilor. Debitul mediu multianual al Zeletinului este relativ mic (0,661 m³/s), însă în situații excepționale, precum în 11 octombrie 1972, acesta a ajuns la 122 m³/s. Vegetația forestieră ocupă în prezent 10.136 ha (24% din aria totală) și are o răspândire mai mare în bazinul mijlociu și superior al Zeletinului.

Structura general monoclinală, pe direcția NNV-SSE, generată de înălțarea neotectonică, predominarea nisipurilor în depozitele geologice și condițiile climatice au determinat fragmentarea mai accentuată a reliefului în bazinul mijlociu și superior prin adâncirea rapidă și mai pronunțată a rețelei hidrografice.

Relieful structural-litologic este slab reprezentat, fie sub forma unor culmi-platouri, dezvoltate pe o combinație de gresii cineritice și nisipuri meoțiene (de exemplu, platoul din Dealul Moșia Panului), fie sub forma unor umeri locali, greșați pe gresii cineritice, conturați pe contraforturile dintre hârtoapele de alunecare, precum pe versantul drept al Zeletinului superior la vest de Colonești.

Dintre tipurile genetice de relief cel mai extins este relieful sculptural în structură general monoclinală, sub formă de culmi interfluviale și versanți deluviali, care ocupă peste 85 % din arealul studiat. Pe fondul dispunerii interfluviiilor pe direcția nord – sud, versanții prezintă o expoziție dominant vestică și estică. În majoritatea cazurilor ei joacă rol de frunți sau reversuri de cuestă și pun în evidență asimetriei morfologice, controlate structural. În acest context, prezintă interes diferențierea a trei areale cu trăsături distincte, respectiv:

- Bazinul superior, cu o suprafață de 6.966 ha (16,5 % din total), unde valea Zeletinului se înscrie predominant în categoria văilor subsecvente diagonale (piezișe), ceea ce a condus la individualizarea reliefului de cueste, specific asimetriei structurale de ordinul I (frunte de cuestă cu expoziție generală nord-estică și revers sud-vestic). Micile văi reconvolute ale afluenților de stânga scot în evidență asimetria structurală de ordinul al II-lea (frunte de cuestă cu expoziție vestică și revers estic);

- Bazinul mijlociu, larg extins pe 20.904 ha (49,4 % din total), în care, pe fondul orientării nord-sud a văii principale, iese în relief în primul rând asimetria structurală de ordinul al doilea (77 % din aria decupajului se situează pe partea dreaptă a bazinului și 23 %

pe partea stângă a bazinului). Această asimetrie este foarte bine conservată pe unele văi tinere, resecvente, precum Valea Pojorâței din bazinul Dobrotforului. Subordonat, asimetria de ordinul I se conturează pe văile subsecvente piezișe ale unor mici afluenți de dreapta ai Zeletinului sau pe văile subsecvente ale afluenților de stânga.

- Bazinul inferior, inițial mult mai extins, s-a restrâns treptat prin deplasarea spre est a Berheciului inferior și ocupă acum 14.418 ha (34,1% din total). În acest context, deși valea Zeletinului este orientată tot pe direcție consecventă, nord-sud, asimetria de ordinul al II-lea s-a estompat, iar cea de ordinul I se remarcă pe văile afluenților.

Procesele geomorfologice cele mai importante care contribuie la degradarea terenurilor din bazinul Zeletinului sunt specifice întregii zone colinare dintre Siret și Bârlad, și constau în eroziunea solului, eroziunea în adâncime, alunecările de teren și sedimentarea.

Eroziunea în suprafață are o răspândire generalizată, fiind influențată de substratul geologic, caracteristicile reliefului, condițiile climatice și hidrologice și de intervențiile antropice. Cele mai degradate tipuri de soluri de pe terenurile agricole sunt Antrosolurile erodice (15,3 %) și Preluvosolurile (83,5 %). În bazinul Zeletinului, solurile puternic erodate se extind pe 8.925 ha (29 %), iar cele foarte puternic și excesiv erodate pe 3.979 ha (13 %).

Pierderile medii anuale de sol pentru terenurile agricole estimate după metoda Moțoc sunt de 14,4 t/ha/an cu diferențieri semnificate pe cele trei sectoare de bazin hidrografic. Valorile mai mari ale pierderilor medii anuale de sol din bazinul superior (15 t/ha/an) și mijlociu (16,7 t/ha/an) în comparație cu cele din bazinul inferior (11,1 t/ha/an) se explică prin predominarea versanților cu pante mai ridicate în bazinul mijlociu și superior și a interfluviilor mai domoale, cu versanți slab-moderat înclinați în bazinul inferior.

Eroziunea în adâncime este întâlnită pe 1297 de ha (3 %) cu o predominare a ravenelor de versant, frecvent dezvoltate în model „dendritic”, atât ca număr (1515), cât și în suprafață (795 ha). Cele mai mari ravene ajung la dimensiuni considerabile de ordinul zecilor de hectare. Chiar dacă gradul de împădurire al ravenelor este moderat, ținând cont de substratul geologic predominant nisipos și de condițiile climatice, acestea reprezintă o sursă majoră de material solid care este depus în mare parte sub formă de conuri proluviale și/sau aluviuni.

Măsurătorile efectuate pe zece ravene reprezentative, atât de versant cât și de fund de vale cu ajutorul GPS-ului Garmin eTrex 30 și compararea datelor cu informațiile de pe planurile topografice 1: 5 000, ediția 1960, relevă faptul că în perioada de 52 de ani, 1960-2012, ravenele s-au extins cu peste 24 %, rata medie de creștere a lor în suprafață fiind de 332 m²/an.

Alunecările de teren reprezintă a treia categorie, dar probabil cea mai importantă, de procese geomorfologice ce contribuie la degradarea terenurilor. Ele se extind pe o suprafață apreciabilă de 17.333 ha (40,1 % din aria totală a bazinului) și sunt în majoritatea cazurilor stabilizate. Distribuția spațială a alunecărilor de teren relevă predominarea lor mai mare în bazinul superior și mijlociu și mai redusă în bazinul inferior. De cele mai multe ori, alunecările de teren sunt determinate de evoluția ravenelor, ceea ce reconfirmă ideea lui *Hârjoabă I.* (1968). Peste 95 % din suprafața alunecărilor se află cantonată pe versanți cu pante mai mari de 5° și se extind atât pe frunțile de cuestă cât și pe reversurile puternic-excesiv degradate.

Ritmul mediu de sedimentare din bazinul inferior al Zeletinului, la Glăvănești, a fost estimat la 2,1 cm/an, pentru perioada 1986 - 2012 și cel puțin dublu între 1963 – 1986, ținând seama de contextul climatic din 1968-1973 și de gradul mult mai redus de împădurire al ravenelor.

Utilizarea actuală a terenurilor este diferită la nivel de bazin, evidențiindu-se o situație inversă între terenurile arabile și terenurile utilizate ca pășune. Astfel, în bazinul inferior unde versanții au înclinarea mai redusă, predominante sunt terenurile arabile, iar în bazinul superior pășunile ocupă primul loc. Plantațiile viticole, mult mai extinse înainte de 1990, sunt reduse în

prezent la 1.069 ha, din care 240 ha (23 %) sunt puternic degradate. Ponderea terenurilor ocupate cu livezi s-a redus la o treime față de situația anterioară anului 1990, iar dintre cele existente aproape 2/3 sunt într-o stare de degradare avansată.

Condițiile fizico-geografice și social-economice din bazinul Zeletinului impun luarea de măsuri corespunzătoare în vederea prevenirii și combaterii eroziunii solurilor, prin reintroducerea lucrărilor de organizare și amenajare antierozională a terenurilor agricole și înființarea de plantații silvice pe terenurile ocupate de ravene și/sau afectate de alunecări.

Bibliografie

- Andreescu I., Codrea V., Enache C., Lubenescu Victoria, Munteanu T., Petculescu Al., Stiuca E., Terzea Elena** (2011) - *Reassessment of the Pliocene/Pleistocene (Neogene / Quaternary) boundary in the Dacian basin (eastern Paratethys), Romania*. Muzeul Olteniei Craiova. *Oltenia. Studii și comunicări. Științele Naturii*. Tom. 27, No. 1/2011 ISSN 1454-6914.
- Atanasiu I., Macarovici N.** (1950) - *Les sédiments miocènes de la partie septentrionale de la Moldavie*, Ann. Com. géol., t. XXIII, București.
- Bally R. J., Stănescu P.** (1977) - *Alunecările și stabilitatea versanților agricoli*, Editura Ceres, București.
- Băcăuanu V.** (1973) - *Evoluția văilor din Podișul Moldovenesc*, Realizări în Geografia României, Culegere de Studii, Ed. Șt., București.
- Băcăuanu V.** (1978) - *Terasele fluviatile din Podișul Moldovenesc*, An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, s II, t. XXIV.
- Băcăuanu V.** (1989) - *Geomorfologie*, curs litografiat, Editura Univ. „Al. I. Cuza”, Iași.
- Băcăuanu V., Donisă I., Hârjoabă I.** (1974) - *Dicționar geomorfologic*, Ed. Științifică, București.
- Băcăuanu V., Barbu N., Pantazică M., Ungureanu Al., Chiriac D.** (1980) – *Podișul Moldovei. Natură. Om. Economie*, Ed. Științifică și enciclopedică, București;
- Băloiu V.** (1975) - *Amenajarea ravenelor. În „Eroziunea solului și metode de combatere”*, Editura Ceres, București.
- Bălțeanu D.** (1983) - *Experimentul de teren în geomorfologie*, Editura Academiei R.S.R., București.
- Bălțeanu D., Chendeș V., Sima Mihaela, Enciu P.** (2010) - *A country-wide spatial assessment of landslide susceptibility in Romania*, *Geomorphology* 124.
- Bârcă C.** (1973) - *Flora vegetației Colinelor Tutovei (între Tutova și Siret)*, Rezumatul Tezei de doctorat, Cluj-Napoca.
- Bradu Tatiana** (2004) – *Clima Colinelor Tutovei*, Teză de doctorat, Iași.
- Burduja C., Barbu N.** (1955) – *Contribuții la fitogeografia Colinelor Tutovei*, Probl. Geogr., t. II, București.
- Chelcea Silvia, Vlăducu A., Preda A.** (2006) – *Fenomene hidrologice extreme în bazinul hidrografic Bârlad*, An. Univ. Spiru Haret, s. Geogr., nr. 9.
- Ciocârdel, R., Esca, A.** (1966) - *Încercare de sinteză cu privire la mișcările verticale ale scoarței terestre în România*, Rev. Roum., G.G.G., s. Géophys., t. IV, f.1.
- Cirimpei Claudia** (2009) – *Studiul litostratigrafic al depozitelor de vârstă Jurassic și Cretacic din Depresiunea Bârladului*, Rezumatul tezei de doctorat, București.
- Cobălcescu Gr.** (1883) – *Studii geologice și paleontologice asupra unor târâmuri terțiare din unele părți ale României*, Memoriile geologice ale Școlii Militare, Iași.
- Cornea I.** (1964) – *Contribuții geofizice la studiul structurii geologice a Depresiunii Bârladului*, St. și cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofizică, 2.
- David Mihai** (1921) – *O schiță morfologică a Podișului Sarmatic din Moldova*, BSRRG, t. XXXIX.
- David Mihai** (1922) – *Cercetări geologice în Podișul Moldovenesc*, AIGR, IX (1915-1920).
- Donisă I., Boboc N. Ioniță I.** (2009) – *Dicționar geomorfologic*, Editura Univ. „Al. I. Cuza”, Iași.
- Dragoș V.** (1957) – *Deplasări de teren*, Editura Științifică, București.
- Dumitrescu I., et colab.** (1962) – *Memoire de la carte tectonique de la Roumanie*, An. Com. geol. Inst. Geol., XXXII.

- Filipescu M.** (1944) – *Problema vulcanismului extracarpatic*, Rev. Muz. mineralog.-geol., Univ. Cluj, VIII.
- Filipescu M.** (1950) – *Îmbătrânirea prematură a rețelei hidrografice din partea sudică a Moldovei dintre Siret și Prut și consecințele acestui fenomen*, Natura, anul II, 5.
- Florea M. N.** (1979) – *Alunecări de teren și taluze*, Ed. Tehnică, București.
- Florea N., Munteanu I.** (coord.) (2012) – *Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor*, Ed. Sitech, Craiova.
- Gugiuman I.** (1970) – *Câteva observații privind durata de strălucire a Soarelui pe cer în partea de est a R. S. România*, An. șt. Ale Univ. „Al. I. Cuza” Iași, sect. IIC, tom XVI.
- Hârjoabă I.** (1962) – *Contribuții la studiul teraselor din Colinele Tutovei*, ASUCI-GG, VIII.
- Hârjoabă I.** (1965) – *Procese geomorfologice care contribuie la degradarea terenurilor din Colinele Tutovei*, An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, s II, t. IX.
- Hârjoabă I.** (1968) – *Relieful Colinelor Tutovei*, Editura Academiei R.S. România, București.
- Hohan, Simona Daniela** (2001) – *Diferențieri climatice în partea de sud-vest a Moldovei*, Teză de doctorat, Univ. „Al. I. Cuza”, Iași.
- Hurjui C.** (2008) – *Rolul rocilor sedimentare în morfologia și dinamica ravenelor – Studii de caz din Podișul Moldovenesc*, Edit. ALFA, Iași.
- Hurjui C., Nistor D., Petrovici G.** (2008) – *Degradarea terenurilor agricole prin ravenare și alunecări de teren*, Edit. ALFA, Iași.
- Ielenicz M.** (1970) – *Zonele cu alunecări din țara noastră*, Rev. Terra, XXII, nr. 1, București;
- Ionesi L.** (1989) – *Geologia României* (volumul I), Ed. Univ. „Al. I. Cuza”, Iași.
- Ionesi L.** (1994) – *Geologia unităților de Platformă și Orogenul Nord-Dobrogean*, Ed. Tehnică, București.
- Ionesi L., Ionesi Bica, Roșca V., Lungu Al., Ionesi V.** (2005) – *Sarmațianul mediu și superior de pe Platforma Moldovenească*, Ed. Academiei Române, București.
- Ioniță I.** (1985) – *Eroziunea solului și amenajarea terenurilor în Podișul Moldovei*, Vol. Cercetări geomorfologice pentru lucrări de îmbunătățiri funciare, București.
- Ioniță I.** (1997) – *Studiu geomorfologic al degradărilor de teren din bazinul mijlociu al Bârladului*, Teză de doctorat, Iași.
- Ioniță I.** (2000a) – *Relieful de custe din Podișul Moldovei*, Editura CORSON, Iași.
- Ioniță I.** (2000b) – *Formarea și evoluția ravenelor din bazinul Bârladului*, Ed. „Corson” Iași.
- Ioniță I.** (2000c) – *Geomorfologie aplicată. Procese de degradare a regiunilor deluroase*, Ed. Univ. „Al. I. Cuza”, Iași.
- Ioniță I.** (2006) – *Gully development in the Moldavian Plateau of Romania*. Elsevier-Catena, Special Issue „Soil Erosion Research in Europe”, Edited by Katharina Helming, J. L. Rubio and J. Boardman, Vol. 68, Issue 2-3.
- Ioniță I.** (2007) – *Sezonul critic de eroziune în Podișul Bârladului*, în Workshopul “Impactul riscurilor hidro-climatice și pedo-geomorfologice asupra mediului în bazinul Bârladului”, Editura Univ. “Al. I. Cuza” Iași, ISBN 978- 973-703-294-2, 147-160 pp.
- Ioniță I.** (2008a) – *Impactul ambiental al averselor din 5-6 septembrie 2007 în Podișul Bârladului*, în Raportul de cercetare “Impactul riscurilor hidro-climatice și pedo-geomorfologice asupra mediului în bazinul Bârladului”, Editura Performantic, ISBN 978- 973-703-294-2, 223-230 pp.
- Ioniță I.** (2008b) - *Sezonul critic de eroziune în Podișul Bârladului*, în Raportul de cercetare “Impactul riscurilor hidro-climatice și pedo-geomorfologice asupra mediului în bazinul Bârladului”, Editura Performantica Iași, ISBN 978- 978-973-730-514-5, 322-332 pp.

- Ioniță I.** (2008c) - *Ritmul de sedimentare în acumulările din Podișul Bârladului*, în Raportul de cercetare "Impactul riscurilor hidro-climatice și pedo-geomorfologice asupra mediului în bazinul Bârladului", Editura Performantic, ISBN 978- 973-703-294-2, 370-380 pp.
- Ioniță I., Ioniță Violeta** (1992) – *Contribuții la studiul geomorfologic al bazinului văii Tutovei*, Lucrările Seminarului Geografic „Dimitrie Cantemir”, Nr. 10/1990, Univ. „Al. I. Cuza”, Iași.
- Ioniță I., Mărgineanu R.**, (2005) – *Considerații privind sedimentarea în acumulările din partea central-sudică a Podișului Moldovei*, Lucrările științifice – seria Agronomie, vol. 48, Ed. „Ion Ionescu de la Brad”, Iași.
- Ioniță I., Mărgineanu R.** (2007) - *Considerații privind ritmul de sedimentare în acumulările din Podișul Bârladului*, în Workshopul "Impactul riscurilor hidro-climatice și pedo-geomorfologice asupra mediului în bazinul Bârladului", Editura Univ. "Al. I. Cuza" Iași, ISBN 978-973-703-294-2, 7-18 pp.
- Ioniță I., Niacșu L.** (2010) – *Land degradation and soil conservation within the Pereschivul Mic catchment – Tutova Rolling Hills*, Lucrările științifice – vol. 53, seria Agronomie, Ed. „Ion Ionescu de la Brad”, Iași.
- Ioniță I., Ouatu O.** (1985) - *Contribuții la studiul eroziunii solurilor din Colinele Tutovei*, Rev. Cercet. Agronomice din Moldova, vol. III, (71), Iași.
- Ioniță I., Ouatu O.** (1990) *Sezonul critic de eroziune în Colinele Tutovei*, An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza”, t. XXXVI, s. II C, Iași.
- Ioniță I., Văsui V.** (2008) – *Utilizarea rațională a terenurilor agricole erodate – ghid practic*, O.J.C.A. Vaslui.
- Ioniță I., Mărgineanu R. M., Hurjui C.** (2000) - *Assessment of the reservoir sedimentation rates from 137-Cs measurements in the Moldavian Plateau*, Acta Geologica Hispanica, Volum 35, No. 3-4, Special issue „Assessment of soli erosion and sedimentation through the use of the 137-Cs and related techniques”, Edited by Queralt I., Zapata F. and Garcia Agudo, Barcelona, Spain.
- Ioniță I., Rădoane M., Mircea S.** (2006) – „1.13. Romania”, In „Soil Erosion in Europe”, Editors John Boardman and Jean Posen, Publisher John Wiley, Chichester, England;
- Iordan I.** (1963) – *Toponimia românească*, Editura Acad. Rep. Pop. Române, București;
- Jeanrenaud, P.** (1961) - *Contribuții la cunoașterea geologiei Podișului Central Moldovenesc*, An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, t. XII.
- Jeanrenaud, P.** (1966) - *Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii dintre valea Siretului și valea Bîrladului*, An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, t. XII.
- Jeanrenaud, P.** (1971a) - *Harta geologică a Moldovei Centrale dintre Siret și Prut*, An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza”, secț. II, tom XVII, Iași.
- Jeanrenaud, P.** (1971b) - *Geologia Moldovei centrale dintre Siret și Prut*, Rez. Tezei de doctorat, Iași.
- Jeanrenaud, P., Saraiman, A.** (1995) - *Geologia Moldovei centrale dintre Siret și Prut*, Ed. Univ. "Al. I. Cuza", Iași.
- Leopold L. B., Wolman G. M., Miller J. P.** (1964) – *Fluvial Processes in Geomorphology*, W. H. Freeman and Co., San Francisco.
- Liteanu E., Marosi P., Rotman S, Pricăjan A., Brandabur T,** (1959) – *Raionarea hidrogeologică a teritoriului R. P. R.*, Probleme de geografie, Vol. VI, București.
- Liteanu E.** (1960) - *Harta Cuaternarului în partea de extracarpatică a R. P. R.*, An. Rom.sov., Ser. geol.-geogr., Nr. 1.
- Luca Al.** (1970) – *Cercetări privind stabilirea unor indici fizici și chimici de caracterizare a solurilor erodate din Dobrogea*, Rezumatul tezei de doctorat, București.

- Macarovici N.** (1960) – *Contribuții la cunoașterea geologiei Moldovei Meridionale*, An. St. Univ. Iași, s. Științe naturale, t. VI, fascic. 4, supliment.
- Martiniuc C.** (1954) – *Geomorfologia degradărilor de teren din bazinul mijlociu și superior al Tutovei*, Dări de seamă, Com. Geol. (1950-1951).
- Martiniuc C.** (1954) – *Pantele deluviale. Contribuții la studiul degradărilor de teren*, Probl. Geogr. 1, București.
- Martiniuc C.** (1955) – *Podișul Moldovei*, în vol. Geografia R. P. Române, București.
- Martiniuc C., Băcăuanu V.** (1961) - *Porniturile de teren și modul cum pot fi prevenite sau stabilizate*, Natura. Seria geogr.-geol., Nr. 4, București.
- Mihăilescu V.** (1939) – *Porniturile de teren și clasificarea lor*, Rev. Geogr., Rom., an II, f. II-III, București.
- Moțoc M.** (1963) – *Eroziunea solului pe terenurile agricole și combaterea ei*, Ed. Agrosilvică, București.
- Moțoc M.** (1983) *Ritmul mediu de degradare erozională a solurilor în R.S. România*, Bul. Inf. ASAS, Nr. 2, București.
- Moțoc M., Munteanu S., Băloiu V., Stănescu P., Mihai Gh.** (1975) - *Eroziunea solului și metode de combatere*, Ed. Ceres, București.
- Moțoc M., Stănescu P., Taloescu I.** (1979) – *Contribuții actuale cu privire la fenomenul erozional și la controlul acestuia*, Bibl. Agric. A.S.A.S., București.
- Mustățea A.** (2006) – *Viiturile și inundațiile din România*, Editura Ceres, București;
- Mutihac V., Ionesi L.** (1974) – *Geologia României*, Ed. Tehnică, București.
- Mutihac V.,** (1990) – *Structura geologică a teritoriului României*, Editura Tehnică, București.
- Nicașu L.** (2012) - *Bazinul Pereschivului (Colinele Tutovei). Studiu de geomorfologie și pedogeografie cu privire specială asupra utilizării terenurilor*, Edit. Univ. „Al. I. Cuza” Iași.
- Niacșu (căs. Stoian) Loredana** (2011) – *Bazinul Similei. Studiu de geomorfologie aplicată*, Teză de doctorat, Iași.
- Panaiteșcu V. P.** (2008) – *Acviferul freatic și de adâncime din bazinul hidrografic Bârlad*, Casa editorială Demiurg, Iași.
- Pădurariu B., Ioniță I.** (2012) - *Geomorphologic consideration on the Dobrotfor catchment*, Revista de geomorfologie, Vol. 14, București.
- Pădurariu B., Ioniță I., Niacșu L.** (2013) - *Land degradation within the Zeletin Catchment, Eastern Romania (abstract)*, în 6th International Symposium on Gully Erosion in a Changing World (6th ISGE), Book of Abstracts, Iași.
- Pădurariu B., Ioniță I.** (2013) - *Land degradation within the Pojorata catchment (Tutova Rolling Hills)*, Lucrările Seminarului Geografic „Dimitrie Cantemir”, Nr. 36/2013, Editura Univ. „Al. I. Cuza”, Iași (in press).
- Petea (Patko) Camelia** (2007) – *Valea Bârladului – studiu de ecologie și hidrologie*, Rezumatul tezei de doctorat, București.
- Popa A.** (1973) - *Caracterizarea erodabilității solurilor din Podișul Bârladului și măsuri agrotehnice de sporire a producției plantelor agricole cultivate*, Rez. tezei de doctorat, Institut. Agronomic „N. Bălcescu”, București.
- Popa A.** (1977) – *Cercetări privind eroziunea și măsurile de combatere a acesteia pe terenurile arabile din Podișul Moldovei*, M.A.I.A., București.
- Popa A., Stoian Gh., Popa Greta, Ouatu O.** (1984) - *Combaterea eroziunii solului pe terenurile arabile*, Din experiența Stațiunii Centrale de Cercetări pentru Combaterea Eroziunii Solului-Perieni, Editura Ceres, București.
- Posea Gr. Ilie I., Grigore M., Popescu N.** (1970) – *Geomorfologie generală*, E.D.P., București.

- Posea Gr. Grigore M., Popescu N., Ielenicz M.** (1976) – *Geomorfologie*, E.D.P., București.
- Posea Gr.** (coord) (1986) – *Geografia de la A la Z*, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
- Posea Gr.** (2004) – *Geomorfologia României*, Ed. Fund. „Romania de Măine”, București.
- Pujină D.** (1997) - *Cercetări asupra unor procese de alunecare de pe terenurile agricole din Podișul Bârladului și contribuții privind tehnica de amenajare a acestora*, Teză de doctorat, Univ. Tehnică „G. Asachi” Iași.
- Pujină Liliana** (1998) - *Cercetări privind efluența aluvionară de pe terenurile agricole afectate de procese complexe de alunecare din Podișul Bârladului și valorificarea economică superioară a acestora*, Teza de doctorat, Univ. Tehnic. „Gh. Asachi”, Iași.
- Rădoane M., Rădoane N.** (1992) – *Areal distribution of gullies by the grid square method. Case study: Siret and Prut interfluves*, Rev. Roum. Geogr., 36, București.
- Rădoane Maria, Ichim I., Rădoane N.** (1995) - *Gully distribution and development in Moldavia, Romania*, Catena 24: 127 – 146.
- Rădoane Maria, Rădoane N., Surdeanu V., Ichim I.** (1999) – *Ravenele. Forme, procese, evoluție*, Editura Presa Universitară Clujeană.
- Rădoane Maria, Rădoane N.** (2005) - *Dams, sediment sources and reservoir silting in Romania*, Geomorphology, Nr. 71.
- Rădulescu N. A.** (1959) – *Răspândirea alunecărilor de teren în R.P.R.*, Probl. De Geogr., tom. VI, București.
- Rădulescu C., Samson P. M.** (1989) - *Contributions to the knowledge of the mammalian faunas from Mălușteni and Berești (Romania). Order Rodentia, Family Arvicolidae*. Travaux de l’Institute de Spéléologie „Émile Racovitza”. Bucarest. 28: 43-56.
- Rusu C.** (coord.) (2008) - *Impactul riscurilor hidro-climatice și pedo-geomorfologice asupra mediului în Bazinul Bârladului*, Raport de cercetare, Edit. Performantica, Iași.
- Sava G. M.** (2011) – *Studiul geologic și paleontologic al Meoșianului dintre Valea Bârladului și Valea Tutovei*, Teză de doctorat, Iași.
- Secu C., Neacșu L., Roșca B., Vasiliniuc I., Pârnău R.** (2007) – *Atlasul culorilor și semnelor convenționale pentru legenda hărții solurilor. Propunere pentru utilizatorii SIG*, Editura Terra Nostra, Iași.
- Sevastos R.** (1922) – *Limita sarmațianului, meoșianului și a ponțianului între Siret și Prut*, An. Inst. Geol. Rom., t. IX, (1915-1920).
- Simionescu I.** (1903) – *Contribuții la geologia Moldovei dintre Siret și Prut*, Acad. Rom. Rev. V. Adamachi, t. IX, București.
- Socolescu M.** și colab. (1975) – *Fizica și structura scoarței terestre din Romania*, Ed. Tehnică, București.
- Stănescu P.** (1975) - *Eroziunea solului, în Eroziunea solului și metode de combatere*, Edit. Ceres, București.
- Stănescu P.** (1979) – *Estimarea eroziunii potențiale pe terenurile agricole*, Rezumatul tezei de doctorat, București.
- Stângă I. C.** (2009) – *Bazinul Tutovei. Riscurile naturale și vulnerabilitatea teritoriului*, Teză de doctorat, Iași.
- Surdeanu V.** (1998) – *Geografia terenurilor degradate. Alunecări de teren*, Presa Unic. Clujeană, Cluj-Napoca.
- Teaci D.** (1970) – *Bonitarea terenurilor agricole*, Editura Ceres, București.
- Tufescu V.** (1940) – *Fundamentul Podișului Moldovenesc*, Rev. Geogr. Rom., t. III, 1.
- Tufescu V.** (1957) – *Vârsta reliefului Podișului Moldovenesc*, Com. Acad. R.P.R., VIII, 1.
- Tufescu V.** (1966) - *Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată*, Editura. Acad. R. S. R.

- Ungureanu Al.** (1993) - *Geografia podișurilor și câmpiilor României*, Universitatea „Al. I. Cuza” Iași.
- Vasiliniuc I., Ursu A.** (2008) - *Studiul alunecărilor de teren ca factor de risc cu ajutorul SIG. II. Susceptibilitatea la alunecări de teren în bazinul Bârladului*, în Raportul de cercetare „Impactul riscurilor hidro-climatice și pedo-geomorfologice asupra mediului în bazinul Bârladului”, Edit. Performantica, Iași, p. 298-321.
- Vâlsan G.** (1915) – *Câmpia Română*, Bul. Soc. Rom. Geogr., t. XXXIV, București.
- *** (1894) – *Atlasul topografic al Moldovei*.
- *** (1975) - *Documenta Romaniae Historica*, A. Moldova, Vol. I, Edit. Acad. R.S.R, București;
- *** (1983) – *Geografia României. Geografie fizică*, Vol. I, Ed. Acad., București.
- *** (1992) – *Geografia României. Geografie regională*, Vol. IV, Ed. Acad., București.
- *** (1985) – *Studiu pedologic. Teritoriul comunei Stănișești* (Sc. 1: 10 000), jud. Bacău, întocmit – Ivancea Gh., verificat – Mară M.
- *** (1986) – *Studiu pedologic pentru teritoriul comunei Izvoru-Berheciului* (Sc. 1: 10 000), județul Bacău, întocmit de Bejenaru Corneliu, Neculcea Alecu, verificat Mară Marin.
- *** (1987) – *Studiu pedologic. Comuna Colonești* (Sc. 1: 10 000), județul Bacău, întocmit de Bejenaru Corneliu și Neculcea Alecu, verificat Mară Marin.
- *** (1990) – *Studiu pedologic. Teritoriul comunei Plopana* (Sc. 1: 10 000), județul Bacău, întocmit de Cazacu Vasile, Gălățeanu Mihai, verificat de Mară Marin.
- *** (1990) – *Raport pedologic. Teritoriul comunei Secueni* (Sc. 1: 10 000), județul Bacău, întocmit de Lupu Alexandru, verificat Mară Marin.
- *** (1991) – *Studiu pedologic privind cartarea solurilor. Teritoriul comunei Răchitoasa* (Sc. 1: 10 000), județul Bacău, întocmit de Gălățeanu Mihai, Gherasim Vasile, verificat Mară Marin.
- *** (1992) – *Studiu pedologic privind cartarea solurilor. Teritoriul comunei Glăvănești* (Sc. 1: 10 000), județul Bacău, întocmit de Mară Marin, Gălățeanu Mihai, verificat de Lupu Alexandru.
- *** (1992) – *Studiu pedologic privind calitatea solurilor. Teritoriul comunei Motoșeni* (Sc. 1: 10 000), jud. Bacău, întocmit de Mară M., Gălățeanu M., verificat – Lupu Alexandru.
- *** (1993) – *Studiu pedologic. Teritoriul comunei Podu-Turcului* (Sc. 1: 10 000), județul Bacău, întocmit de Gălățeanu Mihai, verificat de Mară Marin.
- *** (1995) – *Studiu pedologic complex. Teritoriul comunal Brăhășești* (Sc. 1: 10 000), județul Galați, întocmit de Manea Nelu Viorel, Lupu Magdalena, Carp Ana Maria, Petru Ruxandra.
- *** (1996) – *Studiu pedologic complex. Teritoriul cadastral Gohor* (Sc. 1: 10 000), județul Galați, întocmit Murariu Maria.
- *** (2004) – *Studiu pedologic în vederea realizării sistemului de monitorizare sol-teren pentru agricultură. Teritoriul administrativ Tănăsoaia* (Sc. 1: 5 000), județul Vrancea, întocmit de Manea Mihaela, Stănciulescu Severina, verificat Crudu Constantin.
- *** (2009) – *Studiu pedologic. Teritoriu administrativ al comunei Boghești* (Sc. 1: 10 000), județul Vrancea, întocmit de Borosu Ionel, verificat – Crudu Constantin.
- *** (1992) – *Monografia lucrărilor de îmbunătățiri funciare din județul Bacău*, Societatea Comercială de Exploatare a Lucrărilor de Îmbunătățiri Funciare S. A., Bacău.
- *** (1986) - *Metodologia elaborării studiilor pedologice*, ICPA, partea a II-a, București.
- *** (1987) - *Metodologia elaborării studiilor pedologice*, ICPA, partea a III-a, București.