

**MINISTERUL EDUCAȚIEI ȘI CERCETĂRII
INSTITUTUL DE ECOLOGIE ȘI GEOGRAFIE**

Tatiana BUNDUC

**RELAȚII PEDO-GEOMORFOLOGICE ÎN BAZINUL
HIDROGRAFIC LARGA
(COLINELE TIGHECIULUI)**

Chișinău 2021

Aprobată pentru publicare de Consiliul Științific al Institutului de Ecologie și Geografie, proces verbal nr. 6 din 12.11.2021

Autor

Tatiana BUNDUC, dr.

Recenzenți

Constantin RUSU, prof. univ. dr. emerit, Facultatea de Geografie și Geologie, Universitatea "Alexandru Ioan Cuza" din Iași, România

Gheorghe JIGĂU, conf. univ. dr., Laboratorul de Cercetări Științifice „Procese pedogenetice”, Universitatea de Stat din Republica Moldova

Monografia a fost realizată în cadrul Programului de Stat (2020-2023) proiect cu cifrul 20.80009.7007.08 "Modelarea spațio-temporală a factorilor abiotici de mediu pentru estimarea stabilității ecologice a peisajelor".

Lucrarea este destinată atât pentru cercetătorii științifici din domeniul geomorfologiei și pedologie, cât și pentru specialiștii din cadrul instituțiilor abilitate, și de ce nu, a publicului larg, preocupat de mediul geografic.

Descrierea CIP a Camerei Naționale a Cărții

Bunduc, Tatiana.

Relații pedo-geomorfologice în bazinul hidrografic Larga :
(Colinele Tigheciului) / Tatiana Bunduc ; Ministerul Educației și Cercetării,
Institutul de Ecologie și Geografie. – Chișinău : Institutul de Ecologie
și Geografie, 2021 (Impressum SRL). – 164 p. : fig.140, fig. color 80, tab. 18.
Referințe bibliogr.: p. 154-159. – 100 ex.

ISBN 978-9975-62-440-4.

551.435.164:556.51(478)

B 92

Coperta: **Iradion Jechiu**

©Tatiana Bunduc, 2021

©Institutul de Ecologie și Geografie

CUPRINS

PREFATĂ	1
1. ASPECTE INTRODUCATIVE	4
1.1. Așezarea geografică.....	4
1.2. Istoricul cercetărilor.....	7
1.3. Metodologia de lucru și baza de date.....	9
2. CONSIDERAȚII GENERALE ASUPRA EVOLUȚIEI RELIEFULUI	13
2.1. Geologia regiunii.....	13
2.2. Aspecte climatice.....	18
2.3. Resursele de apă.....	28
2.4. Aspecte biogeografice.....	30
2.5. Influența activității antropice.....	32
3. GEOMORFOLOGIA	34
3.1. Aspecte morfografice și morfometrice.....	34
3.2. Tipurile și formele principale de relief.....	49
3.3. Procese geomorfologice actuale.....	69
4. ÎNVELIȘUL DE SOL	102
4.1. Factorii pedogenetici.....	102
4.2. Probleme privind încadrarea taxonomică.....	108
4.3. Tipologia, răspândirea și proprietățile solurilor.....	111
4.4. Aspecte privind favorabilitatea solurilor.....	120
5. RELAȚII PEDO-GEOMORFOLOGICE	122
5.1. Relații între trăsăturile morfometrice ale reliefului și învelișul de sol.....	122
5.2. Relații între formele genetice de relief și învelișul de sol.....	126
5.3. Relații între procesele geomorfologice și învelișul de sol.....	130
6. UTILIZAREA TERENURILOR	136
6.1. Utilizarea actuală a terenurilor.....	136
6.1.1. Terenuri cu folosință agricolă.....	137
6.1.2. Terenuri cu folosință neagricolă.....	140
6.1.3. Relații între formele de relief, învelișul de sol și utilizarea terenurilor...	143
6.2. Aspecte privind dinamica utilizării terenurilor.....	145
CONCLUZII	149
BIBLIOGRAFIE	154

PREFAȚĂ

Lucrarea precizată anterior a constituit subiectul unei teze de doctorat privind studiul pedo-geomorfologic al unui bazin hidrografic situat în sud-vestul Republicii Moldova, dar și cu echivalent la vest de Prut, în Dealurile Fălciului. Acest demers a fost încununat de succes, ceea ce denotă temeinicia studiului și valoarea de ansamblu a lucrării.

Practic, lucrarea supusă analizei se înscrie într-o tematică de mare actualitate, relieful caracteristic de podiș reprezentând „fundamentul” oricărui studiu fizico-geografic, iar învelișul de sol generând cea mai importantă resursă naturală a spațiului dintre Prut și Nistru. Realizarea acestui studiu a presupus cunoașterea și însușirea conceptelor de bază și a metodologiei specifice științelor aferente (Geomorfologia și Pedologia), fapt ce a presupus „mixarea” unor noțiuni și concepte specifice atât școlilor rusești/sovietice și din România, dar și cu elemente caracteristice cercetării de specialitate din Republica Moldova. În plus, metodologia de lucru este vastă și adecvată scopului propus, operând atât cu metode clasice, cât și moderne, ceea ce a facilitat și realizarea a numeroase reprezentări cartografice originale.

Conținutul științific este concludent și centrat pe cele două obiective generale: studiul secvențial al celor două componente ale cadrului natural (relieful și învelișul de sol), la care se adaugă relațiile care se stabilesc între acestea. Privită în ansamblu lucrarea este clar structurată, conținutul științific corect și original, cele șase capitole presupunând un demers logic și o tratare echilibrată, cu insistarea pe aspectele relevante ale celor două componente ale cadrului natural.

Materialul realizat și supus propunerii spre publicare se bazează pe o susținută activitate de documentare, dublată de cea de armonizare a conceptelor și teoriilor diferitelor școli pedo-geomorfologice, activitate completată de o susținută activitate de teren și de validare a rezultatelor. Fluxul informațional relevă numeroase aspecte originale și cu elemente de noutate. Opiniile și concluziile stipulate în lucrare sunt pertinente și presupun un evident caracter practico-aplicativ, ceea ce sporește valoarea de ansamblu a acestui demers științific.

Pe cale de consecință, publicarea lucrării poate fi un model de analiză pedo-geomorfologică a unui bazin hidrografic cu extindere limitată, dar care generează similitudini pe ambele părți ale Prutului, ceea ce confirmă caracterul de unitate, la nivel regional, al întregului Podiș al Moldovei, dar care evidențiază și elementele specifice fiecărei subunități în parte, pe care se bazează atât modul de utilizare a terenurilor, cât și stadiul actual de dezvoltare economică.

Prof. univ. dr. emerit Constantin RUSU

Departamentul de Geografie,
Facultatea de Geografie și Geologie, Universitatea „Alexandru Ioan Cuza” din Iași

... Lucrarea vizată reprezintă un studiu complex al cadrului geomorfologic și învelișului de sol din bazinul hidrografic Larga.

Pentru acest areal, studii directe asupra elementelor pedo-geomorfologice sunt foarte puține, majoritatea informațiilor pornind din lucrări de ansamblu care vizează regiuni mult mai extinse, precum Colinele Tigheciului sau întreg teritoriul Moldovei. Menționăm în acest sens că problemele evoluției reliefului din regiunea de studiu nu este pe deplin și implică mai multe puncte de întrebare. Asemenea întrebări implică și structura învelișului de sol. La acest capitol, de abia în ultimii ani se remarcă o serie de lucrări teoretice și metodologice în domeniul pedologiei (Ursu și colab.), dar și în domeniul geomorfologiei. Studii complexe, însă care ar lua în calcul relațiile pedo-geomorfologice, practic nu există. În acest sens lucrarea vizată poartă caracter de pionerat. Elaborarea acesteia a presupus, în primul rând, o argumentare temeinică a studiului efectuat, o evaluare multilaterală, interdisciplinară a realizărilor în domeniu pe plan național și internațional, dar și asigurarea unui cadru metodologic prin documentare bibliografică multidisciplinară, astfel obținându-se o serie de informații importante asupra repartiției spațiale a învelișului de sol, stării acestuia cât și a proceselor geomorfologice contemporane.

Una din cele mai importante și mai responsabile etape la elaborarea studiului a fost activitatea în teren, în cadrul căreia în mod direct s-au realizat studiile generale, cartografierea și analiza aspectelor pedo-geomorfologice.

Parcurgând conținutul lucrării, măsurile și rezultatele prezentate, materialele cartografice și ilustrative, constatăm că autoarei lucrării i-a reușit să le prezinte într-un studiu complex bazat pe abordarea sistemică a relațiilor dintre componentele mediului și a celor pedo-geomorfologice, în particular. Ca urmare,

lucrarea vizată este reușit structurată în șase capitole bine încheiate care conturează succesiv atingerea obiectivelor propuse.

Ținem să menționăm că structura lucrării este adecvată scopului și obiectivelor propuse, capitolele având o dezvoltare integrală, în funcție de problematica descrisă.

Parcurgerea lucrării relevă acuratețea tratării informației științifice, logica procesuală și fenomenologică, și justetea complexului causal. Întregul material factologic este bazat pe un bogat și foarte original cadru ilustrativ, cu multe elemente de noutate și valoroase, ceea ce sporește valoarea per ansamblu a lucrării.

În acest pe parcursul prezentului referat, m-am referit la unele aspecte de pionerat pentru spațiul studiat. În plus, în opinia noastră lucrarea conține un șir de elemente aplicative necesare pentru identificarea stării învelișului de sol și planificarea unei utilizări mai eficiente și durabilă a terenurilor din regiune în cadrul unor tehnologii agricole adaptiv-landșafto-bioremediative.

Cadrul metodologic-aplicativ este reușit fundamentat de autoarea lucrării în capitolele 5 și 6 ale acesteia.

În concluzie, în urma analizei lucrării vizate constatăm că acesta conține, preponderent, realizări notabile în care se regăsesc mai multe elemente și contribuții originale, și apreciem înalt munca depusă de autoare, precum și rezultate obținute în plan științific și aplicativ. Pe întreg conținutul lucrării, spectrul de idei este dens, expunerea este foarte clară și reușită, procesele și fenomenele naturale și geografice sunt analizate logic și conexe, în timp ce materialele ilustrative de calitate înaltă servesc pe deplin scopului urmărit.

Conf.univ.dr. Gheorghe JIGĂU

Șef de LCSȘ "Procese pedogenetice" USM

Președinte al Societății Naționale a Moldovei de Știința Solului

1. ASPECTE INTRODUCATIVE

1.1. Așezarea geografică

Bazinul hidrografic Larga, în suprafață de 146,88 km², reprezentând 0,43% din teritoriul Republicii Moldova, este situat în partea de sud-vest a Colinelor Tigheciului, între punctul extrem nordic (46°19'35''N) situat în Dealul Lărguța și punctul extrem sudic (46°5'00''E) de la confluența cu Prutul. Longitudinal, bazinul Larga se desfășoară între meridianul 28°11'00''E în Dealul Tartaul și 28°22'25''E la est de localitatea Crăciun (fig. 1). Lungimea totală a râului este de 32,3 km, lățimea maximă a bazinului este de 8,8 km, iar cea minimă la gura de vărsare se reduce la 1,5 km.

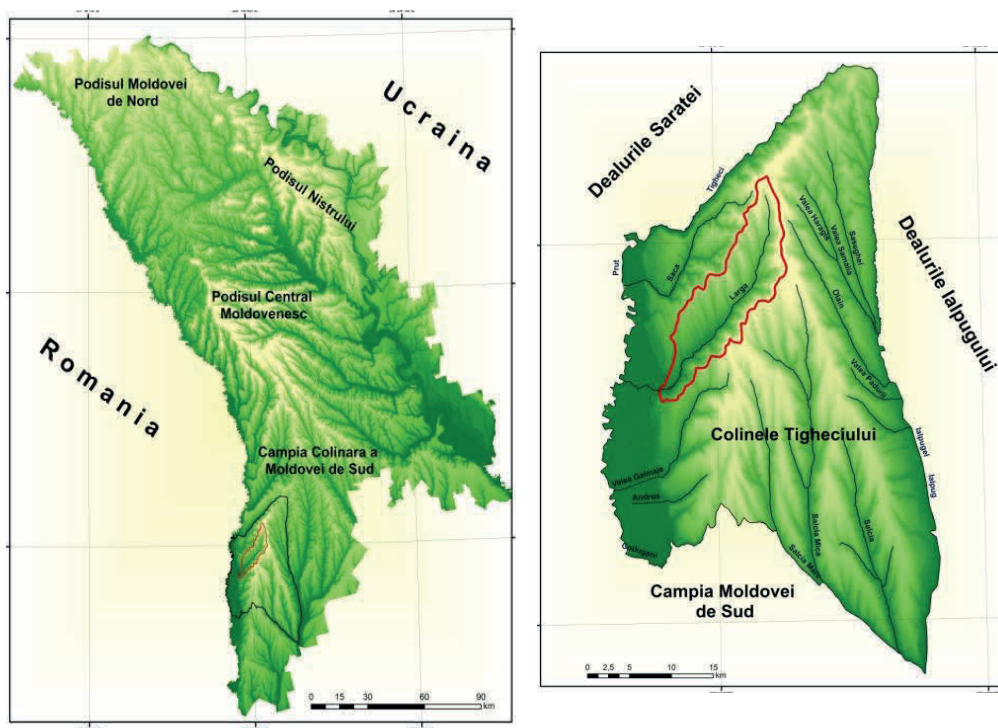


Fig. 1 Poziția geografică a bazinului hidrografic Larga în cadrul țării și al Colinelor Tigheci

Din punct de vedere geografic, bazinul râului Larga, afluent important de stânga al Prutului, se situează în Colinele Tigheciului, din cadrul Câmpiei Colinare a Moldovei de Sud, subunitate bine individualizată a Podișului Moldovenesc (Donisă, Boboc, Petrache, 2009)

Limitele arealului studiat sunt reprezentate de cumpenele de apă ce separă bazinul hidrografic Larga de bazinul Tigheciului în partea de nord, de bazinul Sacă în partea de nord-vest, de afluenții de dreapta ai râului Ialpujel la nord, de afluenții de dreapta ai râului Salcia în partea de est și de bazinul Galmaje în sud-est. Limita nord-vestică a bazinului este franjurată ușor, generând un platou relativ asimetric, datorită prezenței unor mari amfiteatre de alunecare (hârtoape), tributare râului Tigheci (fig. 2). Nord-vestul extrem revine parțial comunei Lărguța, teritoriu în care râul s-a extins din aval spre amonte. În cursul superior, râul are o orientare nord-sud, pentru ca în aval de Tartaul râul să capete o direcție NE-SV, caracterul subsecvent explicând asimetria bazinului. În partea extrem sudică râul Larga își modifică brusc direcția, orientându-se spre vest, înainte de confluența cu Prutul.

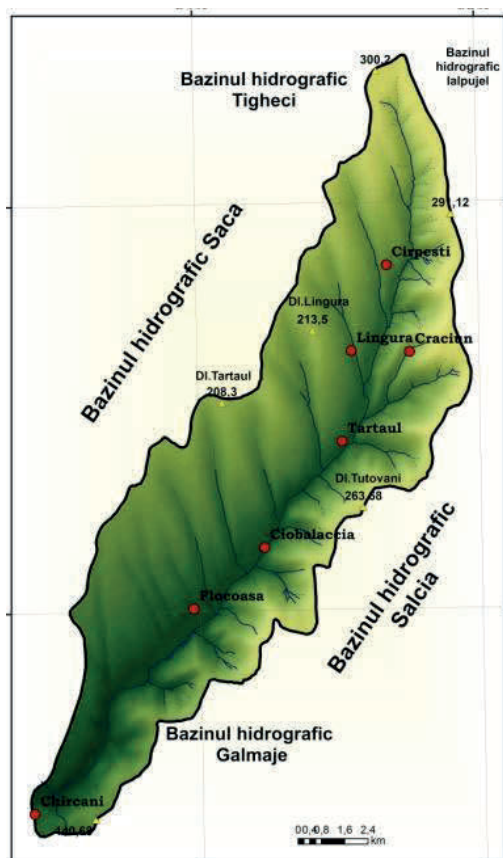


Fig. 2 Limitele hidrografice ale bazinului Larga

Din punct de vedere administrativ, bazinul hidrografic Larga se suprapune pe teritoriul a 14 comune, dintre care 10 aparțin raionului Cantemir, iar alte 4, raionului Cahul (fig. 3 și tabelul nr.1).

Tab. nr. 1 Suprafața bazinului Larga pe unități administrative

Raioane	Comune	Sup-ța (ha)	%
Cahul	Badicul Moldovenesc	254,2	1,73
Cantemir	Baimaclia	36,3	0,25
Cantemir	Ciobalaccia	4339,4	29,54
Cantemir	Cîrpești	1885,1	12,83
Cantemir	Cișla	4,32	0,03
Cahul	Cucoara	275,2	1,87
Cahul	Doina	79,4	0,54
Cantemir	Gotești	1883,9	12,83
Cantemir	Haragiș	317,7	2,16
Cahul	Larga Nouă	61,6	0,42
Cantemir	Lărguța	1041,1	7,09
Cantemir	Lingura	1422,2	9,68
Cantemir	Plopi	624,0	4,25
Cantemir	Tartaul	2464,0	16,78
	Total	14688,4	100,00

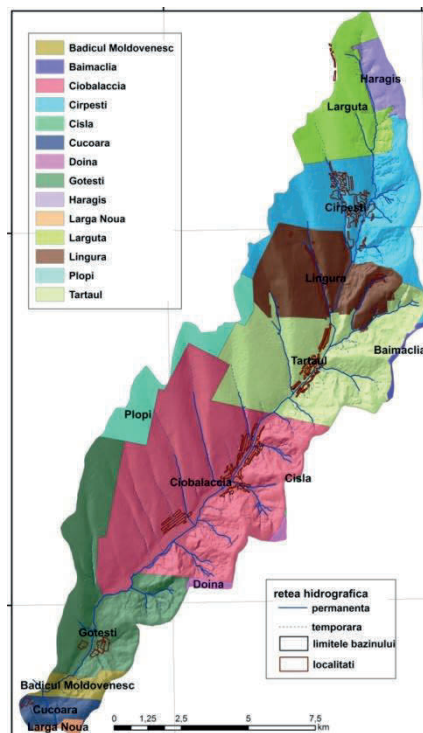


Fig. 3 Harta administrativă a bazinului hidrografic Larga

Regiunea de studiu reprezintă o zonă rurală, cu sate mici și mijlocii, cu o populație predominant îmbătrânită și vulnerabilă la sărăcie, care practică o agricultură de subzistență, fără respectarea cerințelor principale agrotehnice și ecologice privind prelucrarea terenurilor agricole. Pe teritoriul bazinului, o pondere însemnată a exploatațiilor și parcelelor agricole de mici dimensiuni (1 hectar) se situează pe flancul vestic, unde pe lângă factorii naturali (relief, climă, vegetație) un rol important îl dețin activitățile antropice, prin folosirea unor practici agricole inadecvate (îndeosebi aratul în lungul pantei), defrișarea pădurilor situate pe terenurile în pantă, supra-pășunatul etc. ce au condus la producerea degradărilor de teren.

1.2. Istoricul cercetărilor

Studii directe asupra elementelor pedogeomorfoloogice din bazinul Larga sunt destul de puține, majoritatea informațiilor provin din lucrări de ansamblu care vizează regiuni mult mai extinse precum Colinele Tigheciului sau întreg teritoriul Republicii Moldovei.

Primul care face referire la geologia Podișului Moldovei este *Barbot de Marni N.P.* (1869) în lucrarea „*Schiță geologică a regiunii Herson*”, utilizând denumirea de Sarmățian pentru Platforma Moldovenească. În anul 1883 *Sinzov I.* elaborează o lucrare de sinteză asupra depozitelor terțiare din Basarabia, însoțită de harta geologică la scara 1:420 000.

Problema evoluției reliefului nu este pe deplin clarificată, generând numeroase controverse. Printre primele aprecieri asupra reliefului din Moldova, cu referire și la bazinul Larga, au fost făcute de *Porucic T.* (1921) în lucrarea „*Relieful teritoriului dintre Prut și Nistru*”, unde pentru prima dată vorbește despre morfologia, asimetria și modificarea direcției de scurgere a văilor.

La jumătatea secolului trecut formarea reliefului Moldovei a fost interpretată pe baza fenomenelor tectonice, de către *Zamorii P.* (1948) și *Bilinkis G.* (1971) care au stabilit interdependența fragmentării reliefului cu mișcările neotectonice.

O contribuție importantă în studierea științifică a solurilor a lăsat-o creatorul pedologiei genetice *Dokuceaev V.V.* (1900) care a elaborat prima clasificare genetică a solurilor pe teritoriul actual al Republicii Moldova, publicată în lucrarea „*Despre solurile Basarabiei*” (1900). Anii 1918-1940 reprezintă o perioadă productivă în cartarea și analizarea învelișului de sol a Basarabiei în urma unirii cu România. Astfel, se remarcă *Murgoci Gh.* (1911), *Saidel T.*, *Protopopescu-Pache Em.*, *Enculescu P.* (1927), *Florov N.* (1926) prin lucrări și comunicări științifice cu privire la solurile din sudul Basarabiei. După 1950, *Dimo N.* efectuează cartări detaliate ale solului pe terenurile agricole la scara 1:10000, pentru raioanele administrative la scara 1:50000 și pentru întreaga Moldova la scara 1:200000 și la inițiativa sa se înființează Stațiunea antierozională în cadrul Institutului de Pedologie și Agrochimie, condusă de *Zaslavski M.N.* (1950-1967). În 1958, au fost studiate și caracterizate cernoziomurile la nivel regional din partea de sud a țării de către *Krupenicov I.*, iar în 1967 apare monografia „*Cernoziomurile Moldovei*”. Același autor identifică o „invazie pedologică” prin prezența cernoziomurilor calcarice pe terasele inferioare ale râurilor. *Ursu A.* (1959) descrie într-o lucrare

învelișul de sol al Colinelor Tigheci, abordând îndeosebi solurile de pădure din această regiune. În urma colaborării fructuoase cu Krupenicov I., Ursu A. (1969, 1980) realizează o raionare pedologică pentru întreg teritoriul Republicii Moldova, separând 7 districte, 14 raioane, 11 subraioane și 80 micrraioane pedologice.

Până în anii '80 s-au acumulat informații semnificative despre învelișul de sol, intensitatea eroziunii și măsurile antierozionale din Moldova, consemnate lucrarea „*Eroziunea solului și prelucrarea acestuia în contextul unui sol erodat*” (1966) și trei monografii științifice „*Solurile Moldovei*” (1984-1986).

În aceeași perioadă, cercetările privind evaluarea proceselor geomorfologice au luat amploare. În acest context, *Levadniuc A.*, promotorul geomorfologiei aplicate, a pus bazele unui prestigios colectiv de cercetători (*Gherasi A.*-1982), *Mițul E.*, *Ignatiev L.*-1984 etc.) în cadrul Institutului de Geografie. Aceștia au elaborat împreună numeroase studii de geomorfologie aplicată și hărți tematice (harta pantelor, energiei reliefului, densității fragmentării, hipsometrică, geomorfologică etc.). *Orlov S.* și *Ustinova T.* (1969) realizează studii geomorfologice în vederea soluționării problemelor legate de morfodinamica și vulnerabilitatea versanților din Republica Moldova.

O serie de date privind distribuția, morfometria și intensitatea ravenelor, au fost publicate de către *Rojkov A.* (1971, 1981), *Voloșciuc M.* (1972, 1975) și *Djemelinski A.* (1975). *Voloșciuc M.* (1970) a publicat singura lucrare de sinteză privind relația eroziunii în adâncime cu morfometria reliefului din bazinul hidrografic Larga.

În cadrul Agenției de Stat pentru Geologie, *Tcaci V.* și colaboratorii (1983) au efectuat cercetări referitoare la evoluția proceselor de alunecare și a eroziunii liniare din Colinele Tigheciului. În acest context, s-au delimitat terenurile afectate și s-a monitorizat fiecare alunecare de teren, în scopul evaluării și recomandării perspectivelor de valorificare a acestora. *Capcelea A.* și colaboratorii (2001) s-au remarcat prin cercetarea factorilor tehnogeni și impactul lor asupra unor așezări umane, precum Cahul, Comrat, Cantemir etc.

În ultimii ani se observă o nouă abordare în domeniul cercetării atât în pedologie, cât și în geomorfologie. Astfel se menționează o serie de lucrări teoretice și metodologice în domeniul pedologiei (*Ursu A.*, 1999, 2001, 2006, 2011; *Cerbari V.*, 2001, 2007, 2008, 2010; *Andrieș S.*, 1999, 2007; *Jigău Gh.*, 2000) și geomorfologiei (*Capcelea A.*, 1992; *Sîrdoev G.*, 2003, 2006, 2009; *Zagarovschi V.*, *Voloșciuc M.*, 2004; *Boboc N.*, 2009; *Iacovlev V.*, 2012).

1.3. Metodologia de lucru și baza de date

Din punct de vedere metodologic, lucrarea a fost elaborată în mai multe etape, combinate pe parcursul întregului stagi de doctorat, respectând următoarea ordine: etapa documentară, etapa de teren și etapa de laborator (cartografiere, analiză și interpretare a datelor).

Etapa documentară a inclus o serie de acțiuni ce au avut drept scop pregătirea cercetării directe în teren. Astfel, a fost necesar în primul rând de o documentare bibliografică pentru punerea la curent cu ceea ce s-a scris despre bazinul studiat (rapoarte, teze, articole etc.). Pentru aceasta s-a întocmit o listă bibliografică în care s-au evidențiat lucrările cu caracter geomorfologic, geologic, pedologic etc., cu sublinierea contribuțiilor utile la caracterizarea aspectelor pedo-geomorfologice. De asemenea, au fost achiziționate hărți topografice în scara 1:25 000 și planuri topografice la scara 1:5000, hărți pedologice la scara 1:10000, hărți geologice la scara 1:50000, precum și ortofotoplanurile din ediția 2007 cu rezoluția 0,5 m. Analiza amănunțită a harților topografice și a harților tematice întocmite anterior a oferit o serie de informații importante asupra repartiției spațiale învelișului edafic, cât și a proceselor geomorfologice actuale.

Etapa de teren a constituit unul din momentele cele mai importante ale cercetării și a constat în observarea, cartarea și identificarea particularităților pedo-geomorfologice locale.

Un aspect foarte important al cercetării în teren a fost culegerea datelor statistice și de informații de la localnici privind declanșarea alunecărilor, defrișarea sau înființarea de plantații silvice etc. O deosebită însemnătate a prezentat realizarea fotografiilor în teren, servind drept material ilustrativ, prin care se pot evalua procesele de eroziune, tipurile de relief etc.).

În urma cercetărilor și observațiilor efectuate în teren, însoțite cu hărțile geologice, au fost semnalate trei terase principale ale Prutului, a treia fiind pusă sub semnul întrebării din cauza poziționării la o altitudine foarte mare. Dar prezența prundișului carpatic pe aceste altitudini au confirmat existența terasei (T_{225-245 m}) (fig. 4).

Etapa de laborator s-a bazat, în principal, pe activitățile de cartografiere, interpretare și analizare a rezultatelor. Toate datele colectate au fost reorganizate, procesate prin metode statistico-matematice și analizate cu ajutorul Sistemelor Informaționale Geografice, realizându-se suporturile cartografice și hărțile tematice.

În vederea unei analize digitale pedo-geomorfologice au fost extrase curbele de nivel de pe planurile topografice la scara 1:5000. Rasterul care a stat la baza tuturor hărților tematice a reprezentat Modelul Numeric al Terenului (MNT) cu o rezoluție de 5x5 m.

În mod succesiv, au fost scanate și georeferențiate hărțile geologice în scara 1:50.000, elaborate de Agenția pentru Geologie și Resurse Minerale din Republica Moldova, iar legenda a fost prelucrată și corelată în sistemul românesc.

În urma cercetărilor efectuate în teren, dar și a suportului de hărți tematice prelucrate în laborator, au fost vectorizate formele de relief și procesele geomorfologice și pe această bază s-a întocmit harta geomorfologică a bazinului Larga (fig. 5).

În condiții geografice asemănătoare cu afluenții de dreapta ai Prutului, pentru regiunea studiată s-a încercat o adaptare a relației de calcul a eroziunii în suprafață, elaborată de Moțoc și colab. (1975-1979) privind estimarea pierderilor medii anuale de sol.



Fig. 4 Pietrișuri carpatice pe terasa superioară (Dl. Cîrpeștilor) din bazinul Larga



Fig. 5 Măsurarea și cartarea ravenei în bazinul hidrografic Larga

Datele climatice (temperatura aerului și solului, umezeala relativă a aerului, precipitațiile, vânt etc.) pentru stațiile meteorologice Leova, Comrat și Cahul au fost preluate de la Serviciul Hidrometeorologic de Stat (SHS). Cu ajutorul lor și aplicarea prin ecuației gradientului termic și pluviometric s-au realizat hărțile climatice.

Informațiile directe privind debitele din bazinul hidrografic Larga lipsesc. În cadrul expediției Prut-2013, pe data de 18.09.2013, au fost efectuate măsurători ale debitului râului.

Pentru identificarea tipurilor de sol din bazinul Larga au fost utilizate hărțile pedologice la scara 1:10000 și studiile pedologice întocmite de Institutul de Pedologie, Agrochimie și Protecție a Solurilor "N. Dimo" (IPAPS) din Chișinău. După vectorizarea poligoanelor de sol, efectuate cu ajutorul programelor ArcGis 9.3 și MapInfo 9, a fost realizată baza de date și cea cartografică a învelișului de sol din bazinul Larga. Apoi, au fost realizate trei profile de sol, iar probele recoltate au fost analizate în cadrul Facultății de Geografie și Geologie, Universitatea Al.I.Cuza, Iași. Ulterior s-au analizat o serie de parametri fizici și chimici, precum textura, pH(H₂O), pH(KCl), SB etc. De menționat că au fost translate unitățile de sol realizate în Sistemul Rusesc de Clasificare a Solurilor (1987) în Sistemul de Clasificare a solurilor Republicii Moldova (1999), ulterior corelate Sistemului Român de Taxonomie a Solurilor (2012). Legenda hărții solurilor a fost adaptată conform Atlasului culorilor și semnelor convenționale (Secu și colab., 2007). De asemenea, au fost corelate limitele unităților de sol cu topografia, litologia și hidrografia. Harta unităților învelișului de sol a fost completată informațiile din teren.



Fig. 6 Profil de sol (Dealul Lărguța)

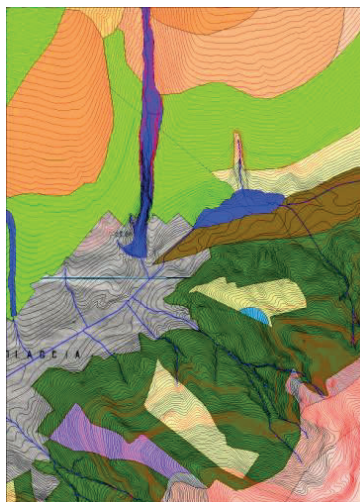


Fig. 7 Vectorizarea poligoanelor de sol

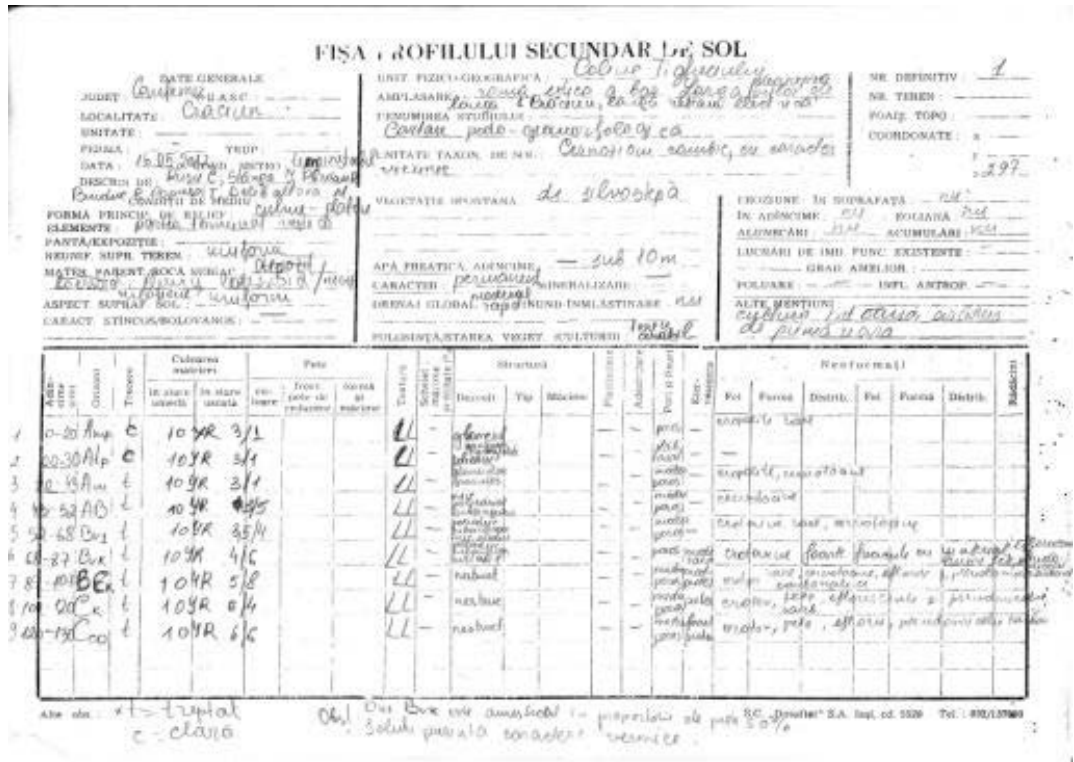


Fig. 8 Fișa profilului de sol

Pentru caracterizarea modului de utilizare a terenurilor s-a recurs la cartarea principalelor categorii și subcategorii de utilizare de pe ortofotoplanurile (rezoluția 0,5) și planurile topografice în scara 1:5000. Nomenclatura utilizată a fost completată conform metodologiei LCCS, din care s-au preluat nouă categorii de terenuri cu folosință agricolă și neagricolă. Acest sistem de clasificare poate fi aplicat pentru orice tip de acoperire a terenurilor și la realizarea hărților la diferite scări (Di Gregorio, Jansen, 1998).

2. CONSIDERAȚII GENERALE ASUPRA EVOLUȚIEI RELIEFULUI

2.1. Geologia regiunii

Din punct de vedere tectono-structural, teritoriul bazinului hidrografic Larga corespunde în totalitate Depresiunii Predobrogene. Aceasta este situată între două falii importante Leova-Palanca, în partea de nord și Cahul-Vulcănești în partea de sud. Fundamentul are formă de graben îngust, orientat pe direcția NV-SE, structură complicată, reprezentând o rețea deasă de fracturi și compartimente mai ridicate.

Conform hărții geologice din stiva de sedimente de diferite vârste (paleozoice, mezozoice și neozoice), eroziunea a scos la zi doar depozite miocene și pliocene, la care se adaugă formațiuni recente cuaternare (eluvii, deluvii, coluvii, proluvii, aluviuni).

Cele mai vechi depozite care apar la suprafață în bazinul Larga aparțin Miocenului superior, respectiv Chersonianului (Sarmațianul superior), Meoțianului și Ponțianului.

Depozitele chersoniene dețin o pondere de 6,15 % (902,7 ha) iar cele meoțiene sunt predominante, 57,85 % (8497,4 ha). Apoi urmează formațiuni ponțiene și daciene cu o suprafață de 1202,6 ha (8,19 %), respectiv 897,7 ha (6,11 %), romaniene cu 2804,6 ha (19,09 %) și pleistocene cu o pondere de numai 2,61 % (383,4 ha) din teritoriu cercetat (fig. 9).

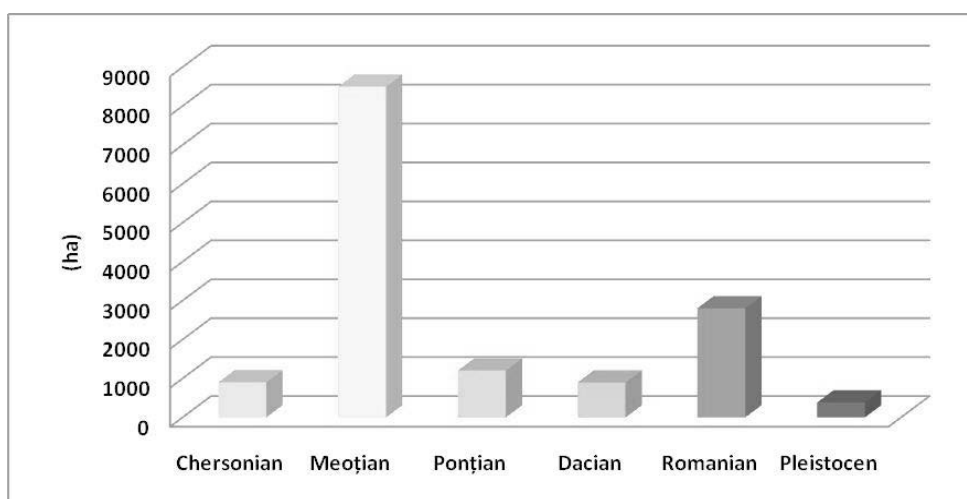


Fig. 9 Histograma depozitelor geologice în bazinul Larga

Chersonianul aflorează doar în bazinul inferior al Largăi, în partea inferioară a versanților, în aval de localitatea Ciobalaccia fiind reprezentat prin faciesuri marine de mică adâncime, predeltaice și continentale (Sîrodoev, Mițul, 2005).

Depozitele marine sunt compuse din argile, aleurite și nisipuri, cu strate subordonate de calcare detritice. Sedimentele predeltaice sunt alcătuite preponderent din nisipuri, adesea cu stratificație oblică și conțin moluște marine, fosile de apă dulce și terestre. Cele continentale, reprezentate prin depozite lagunare și lacustre, sunt constituite din argile cu textură omogenă și concrețiuni carbonatice.

Depozitele atribuite *Meoșianului* ocupă cea mai mare suprafață din teritoriu (8497,4 ha) în componența căruia se găsesc argile și aleurite cu faună marină de moluște. Acestui subetaj îi corespunde „*formațiunea de Cahul*”, formată din argile lagunare și lacustre masive, neomogene, cu concrețiuni carbonatice și strate subordonate de aleurite și nisipuri. În aceste depozite au fost întâlnite cochilii de moluște de apă dulce și terestre, precum și resturi de mamifere.

Ponțianului și Dacianului le sunt atribuite două pachete de depozite. Fiecare pachet începe cu sedimente marine și se finalizează cu sedimente lacustro-lagunare. Aceste depozite aflorează pe versantul stâng al văii Larga și sunt compuse din argile, nisipuri și aleurite. Convențional, *Dacianului* îi este atribuită „*formațiunea de Tvardița*”, compusă din argile de culoare roșie și brun-roșiatică ce conțin concrețiuni carbonatice. Asemenea depozite au fost identificate în apropiere de Cîrpești, pe versantul stâng al văii Larga, având o grosime totală de 1-2 m (fig. 10). Se presupune că ele s-au format în condițiile unei clime calde, aride și alcătuiesc așa-numita scoarță pliocenă de alterare.

Romanianul, adaptat și echivalat în sistemul stratigrafic român, conform hărților geologice a Moldovei SSR din 1971 reprezintă de fapt etajul Akceagălian. Acest etaj se caracterizează prin ritmicitatea a stivei aluviale compuse în special din pietrișuri, argile, marne și nisipuri, faună de unionide cu cochilii sculptate și *tericomplexul de Haprovski*.



Fig. 10 Argile de “ Tvardița”, la est de Cîrpești

Din Cuaternar se evidențiază Pleistocenul mediu-superior, reprezentat prin *tericomplexul de Tamansk*, compus în mare parte din nisipuri, pietrișuri și argile. Grosimea totală a acestor depozite este cuprinsă între 11-37 m și sunt răspândite pe culmile principale în aval de Flocoasa (fig.11).

Holocenului îi sunt atribuite aluviunile luncii actuale a văii Larga și ale afluenților, dar și depozitele eluviale, deluviale, coluviale și terasele fluviale (fig. 12). Formarea lor a fost condiționată de regimul continental îndelungat care s-a stabilit pe o mare parte a teritoriului la sfârșitul Pliocenului inferior (Sîrodoev, Mițul, 2005).

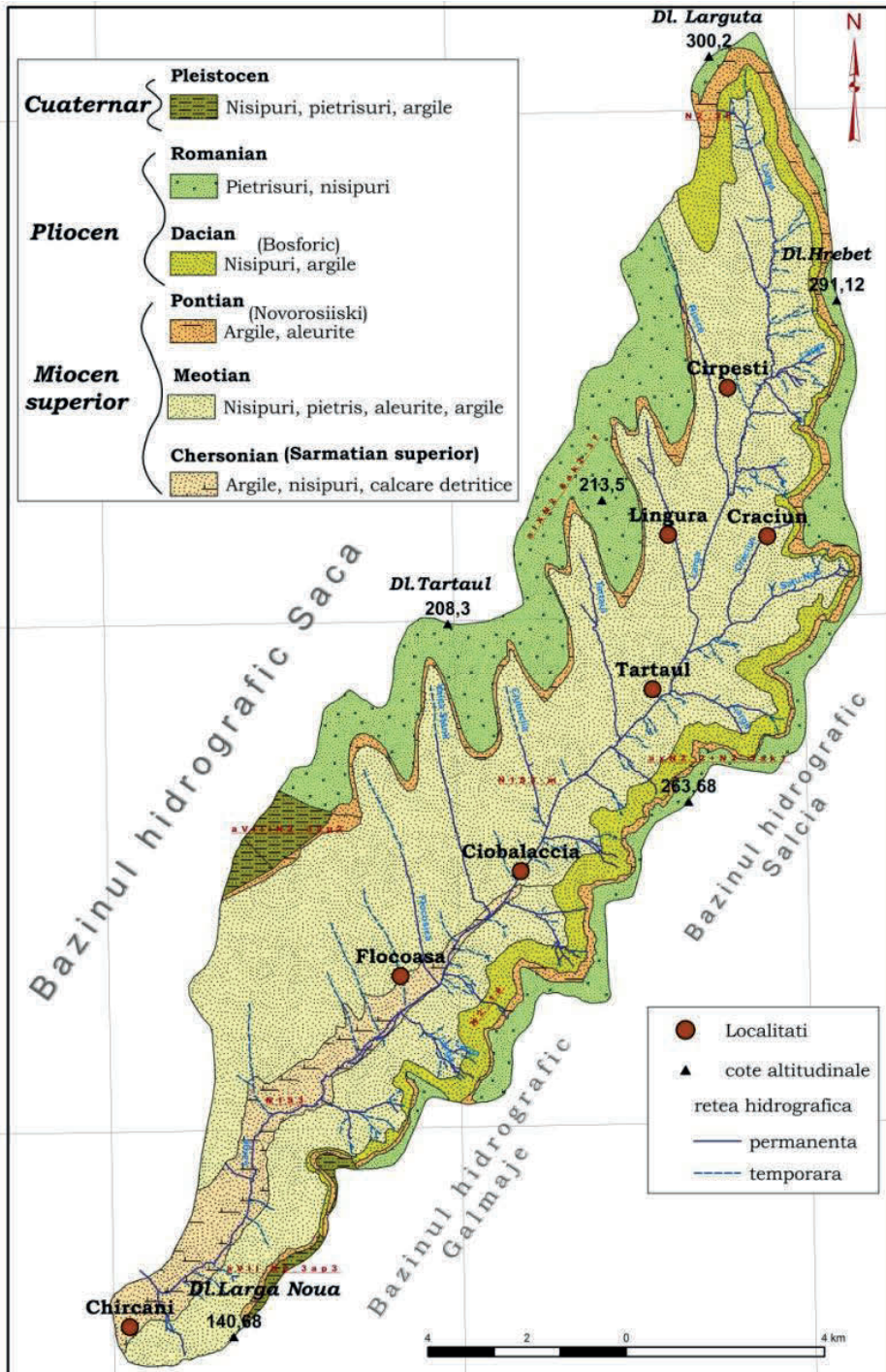


Fig. 11 Harta geologică a bazinului hidrografic Larga (prelucrare după Harta geologică a Moldovei SSR, ed. 1971)

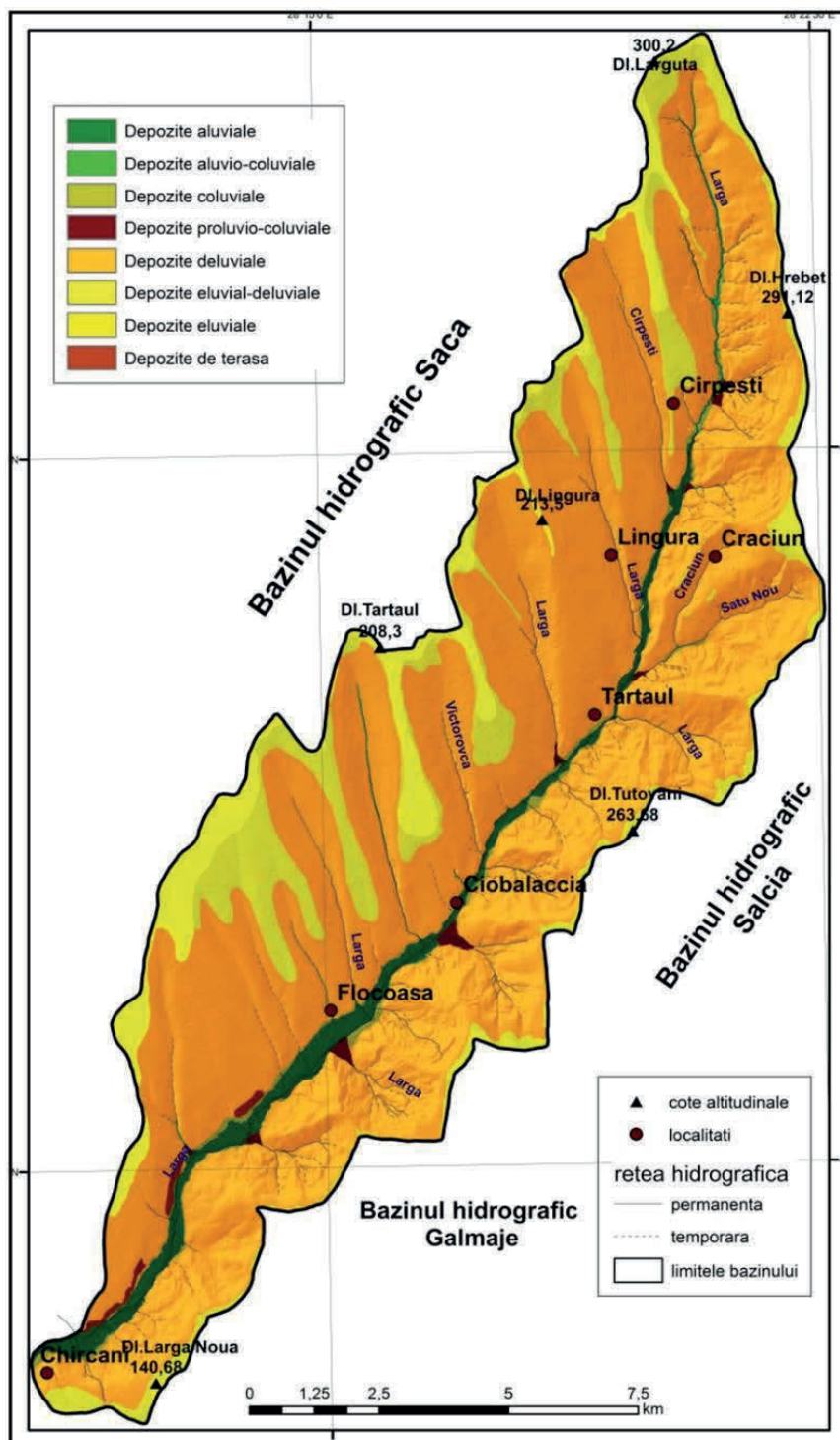


Fig. 12 Harta depozitelor cuaternare a bazinului hidrografic Larga (prelucrare după Harta depozitelor cuaternare a Moldovei SSSR, ed. 1985)

Prin urmare, depozitele eluviale ocupă suprafețe de circa 2481,3 ha (16,89 %). Acestea se formează ”in situ”, în urma proceselor de dezagregare și alterare a rocilor subiacente. Se găsesc pe culmile interfluviale sau pe versanții slab înclinați.

Deluviile ocupă cea mai mare suprafață din teritoriu circa 10623,6 ha (72,33 %) și sunt formate din materiale aflate în echilibru instabil la nivelul versanților. Aceste materiale sunt transportate din partea superioară spre baza versanților, sub acțiunea proceselor geomorfologice, precum alunecările de teren, eroziune în suprafață și în adâncime.

Depozitele coluvio-proluviale reprezintă formațiuni recente depuse la baza versanților, având în componență texturi relativ fine în cazul coluviilor și ceva mai grosiere la proluvii. Aceste depozite ocupă 793,63 ha (5,40 %) din întreg teritoriu, din care coluviilor le revin 4,1 %.

Depozitele aluviale ocupă 495,3 ha (3,37 %) în lunca Largăi, dar și în șesurile aluviale ale afluenților, în urma acțiunii de transport și depunere a sedimentelor.

Depozite de terase fluviale, caracteristice pentru terasele văii Larga, dar și pe cele două terase ale Prutului, se extind pe 294,6 ha (2,01 % din teritoriu) și au în componență materiale cu textură mijlocie (60 %) și fină (35 %).

2.2. Aspecte climatice

Caracterizarea climatică a unui areal geografic, indiferent de extinderea acestuia, presupune analiza mai multor parametri pe o perioadă îndelungată de timp.

Având în vedere faptul că în arealul cercetat nu există stații meteorologice, pentru a evidenția câteva din trăsăturile climei locale au fost luate în considerație datele înregistrate la stațiile meteorologice din imediata proximitate, respectiv de la Leova (din nord-vestul bazinului Larga), Comrat (la est de bazinul Ialpujel) și Cahul, la sud de bazinul Larga (tabelul nr. 2).

Tabelul nr. 2 Posturile meteorologice din apropierea bazinului Larga

Stația	Latitudinea	Longitudinea	Altitudinea
Leova	46 ⁰ 29'	28 ⁰ 17'	157 m
Comrat	46 ⁰ 18'	28 ⁰ 37'	144 m
Cahul	45 ⁰ 53'	28 ⁰ 14'	113 m

Radiația solară globală variază între 100 kcal/cm² pe versanții cu expoziție nordică, nord-vestică și nord-estică și 130 kcal/cm² pe cei sudici, sud-estici și sud-vestici, calculați pentru anii 1960-2012 (fig. 13).

Durata de strălucire a soarelui este influențată de poziția matematică a stației de observație, de altitudine, de tipul de circulație a maselor, de perioada din an etc. (Condurache, 2006). Valoarea medie a indicatorului, calculată pentru perioada 1960-2012 la stația meteorologică Cahul, este de 2230,6 ore (fig. 14). Cea mai mică valoare lunară multianuală este specifică lunii decembrie (69,82 ore), consecință a duratei reduse a zilei și nebulozității ridicate, în timp ce valoarea maximă se înregistrează în iulie (309 ore).

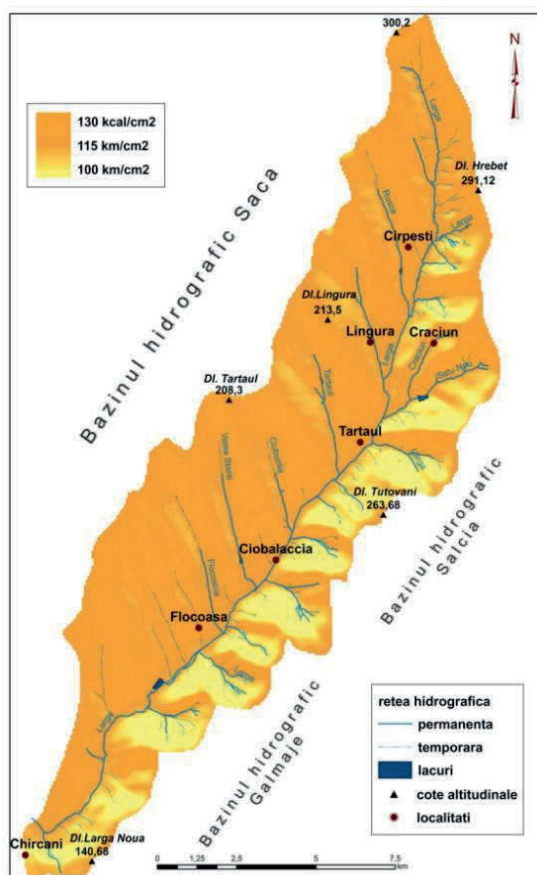


Fig. 13 Harta radiației solare globale medii multianuale în perioada 1960-2012 (după date SHS)

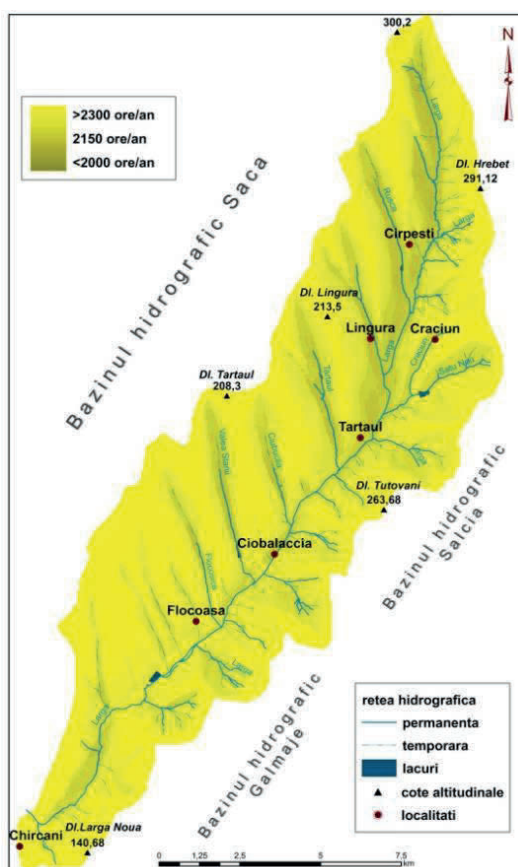


Fig. 14 Harta duratei de strălucire a soarelui medii multianuale în perioada 1960-2012 (după date SHS)

Circulația generală a atmosferei în partea de sud a Republicii Moldova determină anumite stări de vreme. *Circulația vestică* are ca rezultat moderarea valorilor termice iarna, pentru ca vara să accentueze instabilitatea vremii. *Circulația polară* este însoțită, doar iarna, de scăderea temperaturii și apariția de ninsori însoțite de viscol, consecință a circulației maselor de aer dinspre latitudini mari, prin extinderea spre Islanda a anticlonului Azore. *Circulația tropicală* determină precipitații reduse cu fenomene frecvente de secetă, pe fondul unei circulații sud-estice, când depresiunea barică este dispusă în estul Mării Mediterane. *Circulația de blocare* se produce în condițiile existenței unui câmp de presiune ridicată deasupra Europei, ce impune o deviație a perturbațiilor ciclonice în Oceanul Atlantic, spre nordul și nord-estul continentului. Acesta determină o vreme frumoasă, uneori secetoasă vara, pentru ca iarna să se caracterizeze printr-un aspect închis.

Condițiile climatice reprezintă un factor important în modelarea reliefului. Dintre elementele climatice esențiale care contribuie la modelarea reliefului și declanșarea proceselor geomorfologice sunt: temperatura, precipitațiile și vântul.

Temperatura medie multianuală are valori în jur de 10°C și este influențată doar de altitudine: Leova + 9,9° C (157 m), Comrat + 10,2° C (147 m) și Cahul +10,2° C (113m).

În zona studiată valorile termice devin negative începând cu luna decembrie și durează până în luna februarie. Valoarea lunară cea mai scăzută se înregistrează în luna ianuarie la stația Leova(-3,0°C), iar la stațiile Comrat și Cahul valorile sunt asemănătoare, dar ușor mai ridicate (-2,4°C). Cele mai ridicate valori medii termice se înregistrează în luna iulie, la stația meteorologică Comrat + 22,0°C, Cahul + 21,8°C și Leova +21, 4°C (figura 15 și 16).

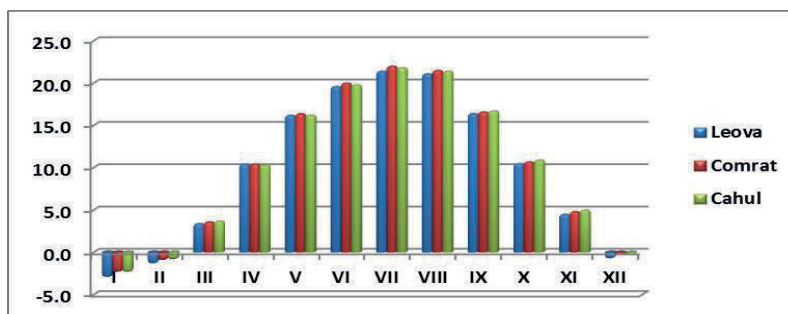


Fig. 15 Temperatura medie lunară multianuală, 1960-2012 (°C, prelucrare după date SHS)

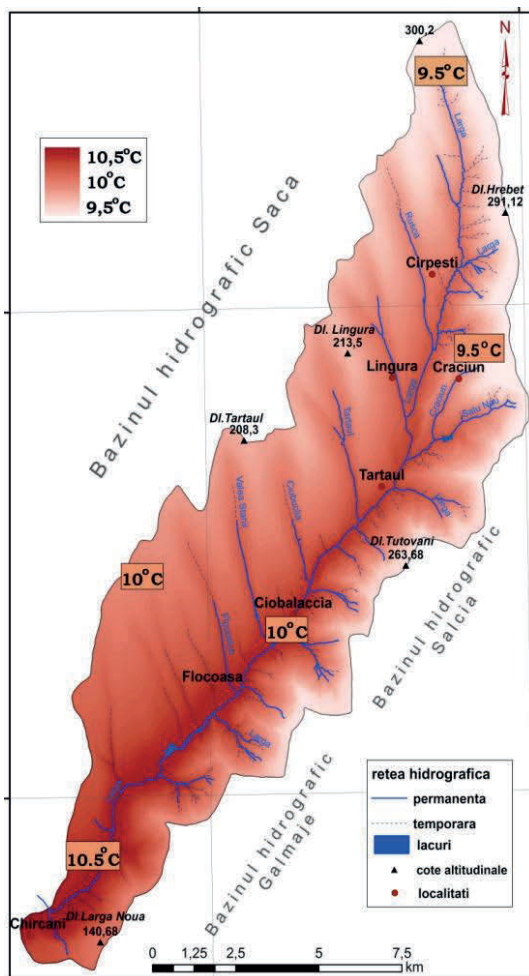


Fig. 16 Harta medie multianuală a temperaturilor în perioada 1960-2012 (după SHS)

Amplitudinea termică a aerului cuprinde valori aproximativ egale la toate stațiile meteorologice, deosebindu-se doar cu 0,2°C față de stația meteorologică Cahul (Leova - 24,4°C, Comrat - 24,4°C, Cahul - 24,2°C).

Precipitațiile atmosferice

Pe spațiul relativ restrâns a zonei studiate, cantitatea precipitațiilor nu înregistrează variații teritoriale semnificative (fig. 17). Totuși, stația meteorologică Cahul înregistrează cele mai mari valori medii multianuale de 535,1 mm/an, față de stația Leova și Comrat, unde se înregistrează 530,8 mm/an, respectiv 512,2 mm/an. Acest fapt este rezultatul ciclonilor retrograzi ce vin dinspre Marea Mediterană, unde odată ce înaintează spre interiorul uscatului, își pierd din intensificare. În cursul

anului, în sudul Moldovei, se înregistrează un maxim și două minime de precipitații. Maximul de precipitații este localizat în luna iunie cu o medie multianuală de circa 68, 8 mm. Minimul principal al precipitațiilor se înregistrează la începutul primăverii, îndeosebi în luna martie, când regimul de mare presiune este generat de dorsala anticiclonei eurasiatic, cantitatea medie a precipitațiilor, rareori depășește 30 mm. Minimul secundar al precipitațiilor este localizat în luna octombrie, ca rezultat al frecvenței regimului anticiclonic, iar cantitatea de precipitații înregistrează valori de circa 32 mm (fig. 18).

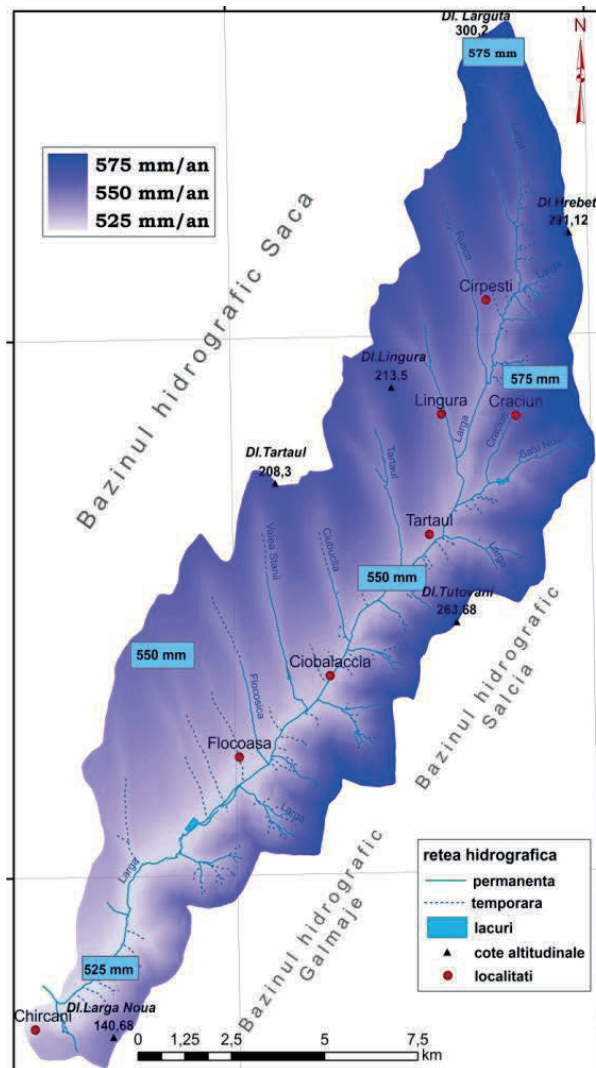


Fig. 17 Harta medie multianuală a precipitațiilor în perioada 1960-2012 (după SHS)

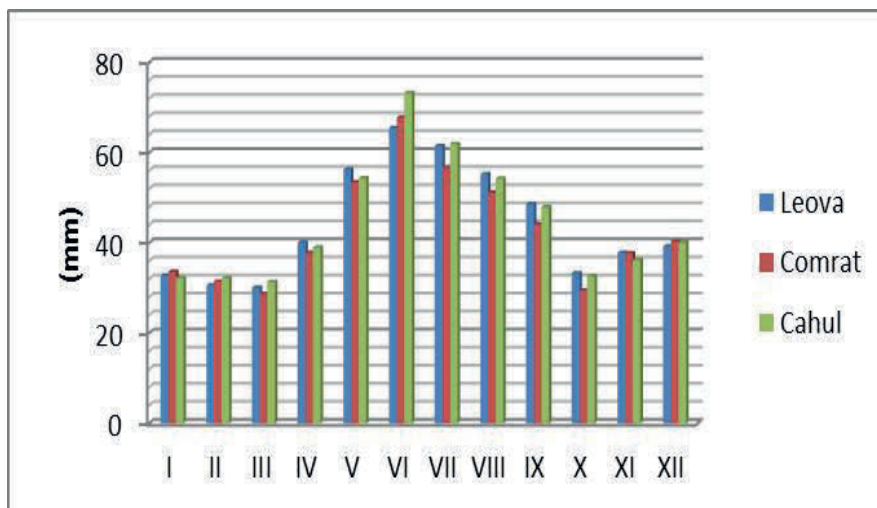


Fig. 18 Precipitațiile medii lunare multianuale în perioada 1960-2012 (după SHS)

Abaterea față de medie reprezintă un parametru ce pune în evidență existența unor ani sau succesiuni de ani ploioși și secetoși, fiind responsabili direct în declanșarea unor procese pedo-geomorfologice. Pentru stația meteorologică Leova, din șirul de ani analizat, 27 de ani au fost ani ploioși și 25 secetoși (fig. 19), cu variații până la 150 -160 mm, excepție făcând anii ploioși 1991 (+242,2 mm), respectiv 2010 (+220,2 mm), dar și anii secetoși 1973 (-219,8 mm), respectiv 1994 (-201,8 mm). La Comrat, s-au înregistrat 25 ani ploioși și 27 ani secetoși (fig. 20), și prezintă variații mai modeste, dar în același interval cu câteva excepții remarcabile cum sunt anii 1968 (+243,58 mm), respectiv 1980 (+257,8 mm) și ani consecutivi cu deficit consistent, 1987 - 1990 (- 195,2 mm, -203,2 mm). La stația meteorologică Cahul, s-au înregistrat 25 ani secetoși și 27 ani ploioși (fig. 21), cu abateri pozitive sau negative mari (160-180 mm), remarcabili fiind anii 1966, 1972, 1997 (ani ploioși), precum și anii 1992, 2003, 2011(ani secetoși).

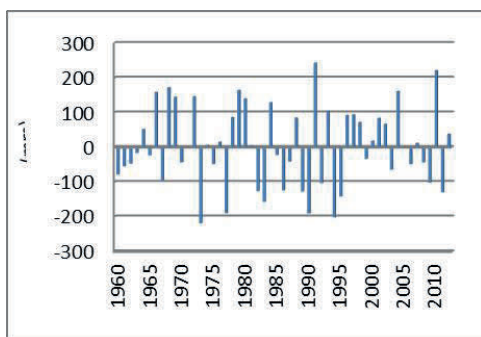


Fig. 19 Abaterea față de medie a precipitațiilor medii multianuale (mm/an) la Leova

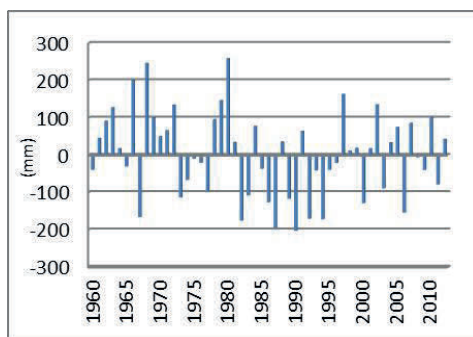


Fig. 20 Abaterea față de medie a precipitațiilor medii multianuale (mm/an) la Comrat

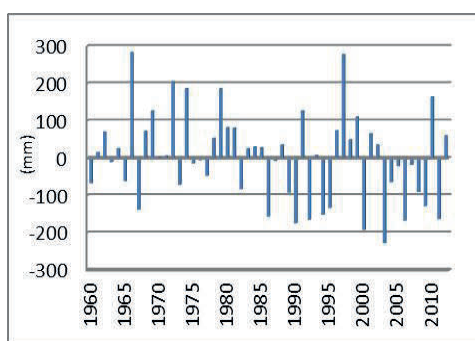


Fig. 21 Abaterea față de medie a precipitațiilor medii multianuale (mm/an) Cahul

Pentru bazinul hidrografic Larga este relevantă o caracterizare pluviometrică anuală ce reprezintă raportul dintre cantitatea de precipitații dintr-un an (P_i) și cantitatea medie multianuală (P_m), conform criteriului Hellman (Stângă, 2012):

Tabelul nr. 3 Calificativele criteriul Hellman

Ponderea anilor conform ierarhizării criteriului Hellman (% , după date de la SHS)

	Stația	ES	FS	MS	N	MP	FP	EP
- ani extrem de secetoși (ES) ($P_i/P_m \leq 0,70$)	Leova	7,7	15,0	13,2	30,1	15,0	13,2	5,8
- ani foarte secetoși (FS) ($P_i/P_m = 0,71-0,80$)								
- ani moderat secetoși (MS) ($P_i/P_m = 0,81-0,90$)	Comrat	13,1	11,3	5,7	37,7	16,9	7,8	7,5
- ani normali (N) ($P_i/P_m = 0,91-1,10$)	Cahul	13,2	7,5	13,2	35,8	15,0	5,9	9,4
- ani moderat ploioși (MP) ($P_i/P_m = 1,11-1,20$)								
- ani foarte ploioși (FP) ($P_i/P_m = 1,21-- 1,30$)	Media	11,3	11,3	10,7	34,5	15,6	9	7,6
- ani extrem de ploioși (EP) ($P_i/P_m \geq 1,30$)								

Analizând datele din tabelul nr. 3, se constată că 33,3% din ani sunt secetoși, 34,5% corespund anilor normali, iar celor ploioși le revin 32,2% din ani.

Clima are o mare influență asupra proceselor de eroziune eoliană și hidrică a solurilor prin principalele sale componente, vântul și apa. Impactul erozional al precipitațiilor este dependent de energia cinetică a ploii, respectiv de intensitatea și durata acesteia. Așadar, capacitatea unei ploi de a determina un anumit impact erozional este exprimată prin așa numita agresivitate pluvială (Stănescu, 1979).

Pentru determinarea agresivității pluviale în regiunea de studiu s-a decurs la varianta modificată a indicelui Fournier și propusă de către Arnoldus (1980) pentru valorile lunare (tabelul nr. 4):

$$IFM=12*P_i^2/P_a, unde:$$

unde:

IFM este Indicele Fournier Modificat;

P_i reprezintă precipitațiile lunare;

P_a reprezintă precipitațiile medii multianuale

Tabelul nr. 4 Valorile medii ale indicelui Fournier Modificat (IFM)

Stația	P_i^2 (mm)	P_a (mm)	IFM
Leova	44 ² (1936)	530,8	43,27
Comrat	42,68 ² (1821,5)	512,2	42,67
Cahul	44,59 ² (1988,2)	535,1	44,5

Astfel, pentru bazinul hidrografic Larga, care se situează în zona climatică temperat - continentală, valorile analizate la cele trei stații au aceeași semnificație, de agresivitate pluvială moderată, valorile încadrându-se între 40-80.

În strânsă legătură cu manifestările climatice, Ioniță (2000) a stabilit sezonul critic de ravenare, care începe pe 15-20 martie și se termină pe 15-20 iulie. Pentru

această perioadă este caracteristică alternanța îngheț-dezgheț și aversele torențiale, având o deosebită importanță asupra desfășurării unor procese precum surparea terenurilor și eroziunea în adâncime (fig. 22).



Fig. 22 Surpare în malul drept al ravenei Ciubuclia

Cantitățile de precipitații în perioadele ploioase ale anului, cât și aversele torențiale de scurtă durată și cu intensitate mare pot duce la declanșarea proceselor geomorfologice importante. În ceea ce privește distribuția anuală a acestor ploi torențiale, majoritatea s-au înregistrat în intervalul mai - septembrie. Din cauza dificultății de a obține date exacte despre producerea ploilor torențiale, s-a apelat la un exemplu relevant, publicat în monografia *Eroziunea solului*, (2004). Pe data de 16.07.1982, în raionul Cantemir, timp de 171 min a căzut o cantitate de precipitații de aproximativ 35 mm, rezultând pierderi de sol prin eroziune de 7,4 t/ha.

Particularitățile *vântului* sunt determinate în mare parte de circulația maselor de aer în partea de sud a Moldovei. Pentru bazinul hidrografic Larga este caracteristic vântul ce are o frecvență dominantă pe direcțiile nordică și nord-vestică, însumând circa 50% din cazuri, urmată de componenta sudică cu peste 15% din cazuri, la toate stațiile meteorologice existente (fig. 23).

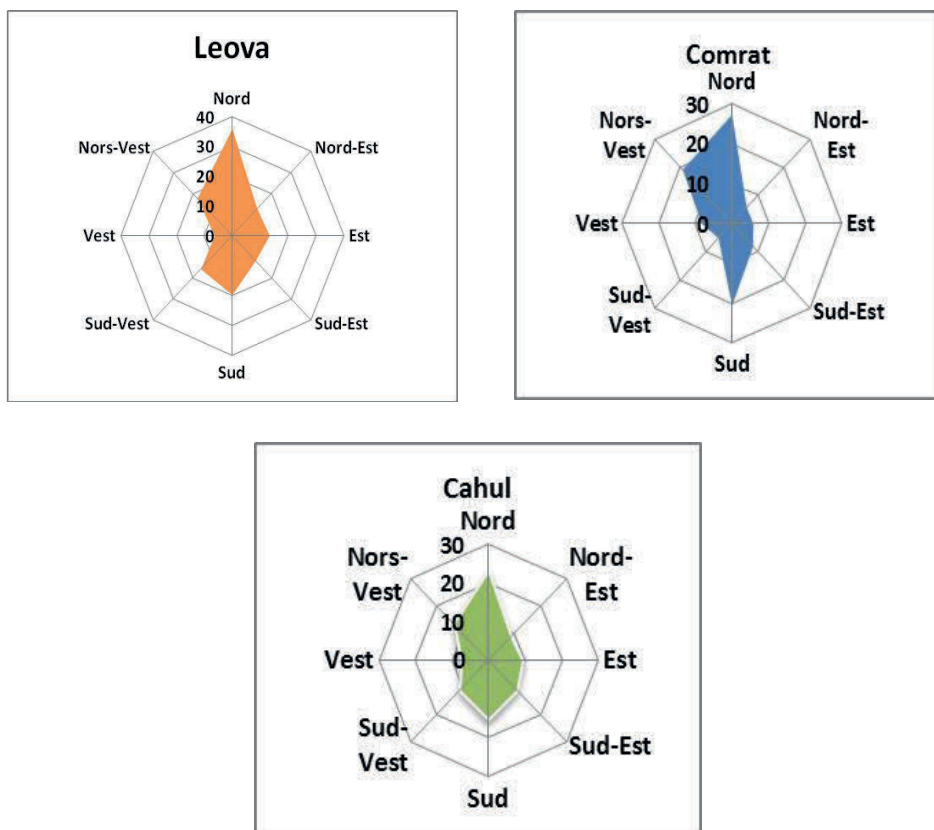


Fig. 23 Frecvența vântului pe direcții la Leova, Comrat și Cahul, în perioada 1980-2012 (după SHS)

Aceste direcții predominante ale vântului se datorează în special configurației rețelei hidrografice, dar și a culmilor interfluviale, prezentând o importanță majoră în canalizarea aerului la suprafața topografică.

Viteza vântului reprezintă un factor relativ important în pedo-morfogeneză și eroziunea solului, atunci când viteza vântului depășește 10 m/s (Hârjoabă, 1968). Totuși, în arealul de cercetare, această viteză se înregistrează doar în anumite perioade ale anului și sunt destul de rare. La nivel de medie multianuală, viteza vântului în bazinul de cercetare, calculată pentru perioada 1960-2012, oscilează de la 2,7 m/s (Comrat) la 3,8 m/s (Cahul). Pe terenurile arabile, unde vegetația ierboasă practic lipsește, vânturile puternice joacă un rol hotărâtor în uscarea mai rapidă a orizonturilor superioare de sol, în antrenarea și transportarea particulelor fine la distanțe variabile (Niacșu, 2012).

2.3. Resursele de apă

Particularitățile pe care le au principalele elemente ale condițiilor naturale precum structura geologică general monoclinală, cu înclinarea moderată a stratelor spre sud-sud-est, compoziția petrografică a depozitelor în care complexul argilo-nisipos predomină în configurația reliefului, climatul temperat - continental și răspândirea neuniformă a pădurilor, au determinat și determină regimul hidrografic al râurilor precum și al hidrostructurilor cantonate în cuprinsul arealului studiat.

Râul Larga, colectorul principal, izvorăște la altitudinea de 252 m și se varsă în Prut la o altitudine de 10 m, pe o lungime totală de 32,3 km (fig. 24, 25 și 26). Conform clasificării Horton -Strahler, devine un segment de râu de ordin 4 la altitudinea de 150 m, în amonte de localitatea Cârpești, unde colectează apele unui afluent principal de stânga.

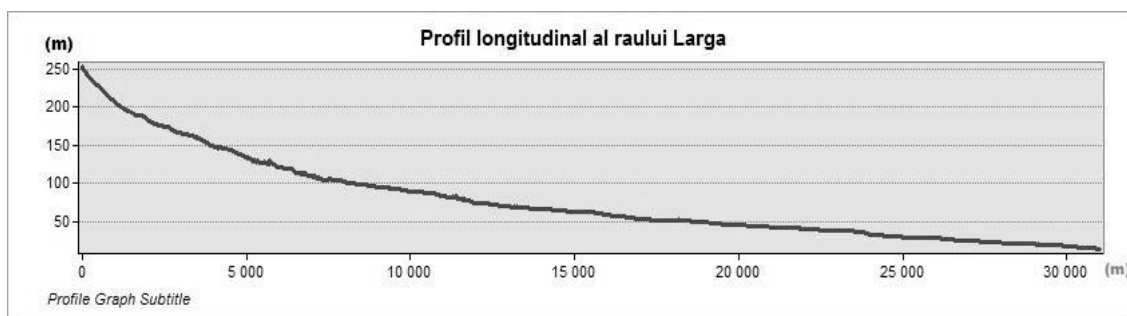


Fig. 24 Profilul longitudinal al râului Larga

Aplicând ierarhizarea sistemului Horton – Strahler, pentru rețeaua hidrografică din cadrul bazinului Larga, au fost identificate 4 ordini de mărime ale râurilor. Conform datelor din tabelul nr. 5, se observă faptul că rețeaua hidrografică de ordinul I cuprinde cea mai mare lungime de 82,71 km, ceea ce demonstrează că peste 50% din bazin reprezintă segmente de râuri foarte tinere. Ordinul IV cuprinde doar 63 de segmente, cu o lungime de 26,2 km, prezent din amonte de localitatea Cârpești până la gura de vărsare în râul Prut.

Tabelul nr. 5 Rețeaua hidrografică clasificată în sistemul Horton-Sthraler

	1	2	3	4	Total
Nr. Segmente	209	95	41	63	408
Lungimea totală	82,71	34,90	12,86	26,62	



Fig. 26 Confluența râului Larga cu râul Prut

În bazinul hidrografic Larga nu este amplasată nici o stație hidrometrică, de aceea debitul râului nu este cunoscut. Pe data de 18.09.2013, în cadrul Expediției Prut-2013, a fost măsurat debitul râului în amonte de gura de vărsare de $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$ și s-au prelevat probe de apă, care ulterior au fost analizate din punct de vedere biologic și fizico-chimic în laboratorul de Calitatea Mediului al Serviciului Hidrometeorologic de Stat (tabelul nr. 6).

Tabelul nr. 6 Indicatori fizico-chimici ai apei râului Larga (după date SHS)

Proba	T°C	pH	O ₂ (mgO ₂ /l)	Turbiditatea (mg/l)	Conductivitatea electrică (μSm/cm)
Larga (amonte de confluența cu Prutul)	17,8	8,08	7,40	363	457

Factorul hidrologic deține un important rol în evoluția proceselor de modelare a reliefului din bazinul hidrografic Larga. Debitele mari provenite din timpul ploilor torențiale sau la topirea zăpezii asociate cu ploile de primăvară dislocă și transportă o cantitate mare de material de pe versanți modelând intens relieful. Totuși, se constată faptul că deși uneori rețeaua hidrografică are o capacitate mare de transport pe distanțe scurte nu reușește să evacueze tot materialul de pe versanți, o mare parte fiind depus în șesurile aluviale, determinând „îmbătrânirea prematură a acestora”(Filipescu, 1950).

2.4. Aspecte biogeografice

Vegetația naturală a bazinului este în prezent puternic modificată antropic, însă se mențin câteva elemente ale florei spontane specifice stepei și silvostepii. Bazinul hidrografic Larga reprezintă o zonă de tranziție naturală dintre silvostepă și stepă. Vegetația de **stepă** este restrânsă doar în partea sudică a regiunii. Pe interfluvii domină ierburile de înțelenire deasă: pănușița (*Stipa capillata*), negara (*Stipa lessingiana*), negara frumoasă (*Stipa pulcherrima*) și înțelenire rară: păiușul (*Festuca valesiaca*) care ocupă partea mediană a pantelor. În locurile cu altitudini mai joase predomină speciile cu rizomi: firuța (*Poa angustifolia*), pirul-târâtor (*Elytrigia repens*). Pe pantele mai abrupte, cu pecădere pe cele cu expoziție sudică, predomină asociațiile dominante de bărboasă (*Bothriochloa ischaemum*).

Silvostepa este specifică bazinului superior și mijlociu, unde la altitudini de 100-150 m se individualizează prezența speciilor ierboase mezoxerofile, ca firuța (*Poa bulbosa*) și pir (*Agropyrum repens*), la care se adaugă areale forestiere de mică întindere.

Vegetația forestieră (de pădure și plantații silvice), cu o suprafață de 1852 ha, ocupă versanții cu altitudini ce variază între 150 și peste 300 m. Extinderea culturilor agricole și pomi-viticole a creat discontinuități în aria pădurilor, care pe alocuri au rămas sub forma unor fâșii ce acoperă cu precădere culmile dealurilor,

unele frunți de cuestă și partea superioară a versanților. La altitudini mai joase, îndeosebi pe versanții cu expoziție nordică și vestică, s-au format comunități monodominante cu preponderența stejarului comun. Pe versanții cu expoziție sudică și sud-vestică s-au format comunități de stejar pufos.

Etajul stejarului este asociat cu soluri de tip cernoziom și constituit, preponderent, din diferite asociații forestiere în care domină stejarul penduculat. În arborete se constată amestecuri variate (Postolache, 1995) cu specii de frasin (*Fraxinus excelsior*), cireș (*Cerasus avium*), tei (*Tilia cordata*), arțar tătăresc (*Acer tataricum*), ulm (*Ulmus carpiniifolia*), păr de pădure (*Pyrus pyraeaster*).

Subarboretul este bine dezvoltat. În compoziția acestuia un grad mare de frecvență au porumbarul (*Prunus spinosa*), scumpia (*Cotinus coggygria*), spinul cerbului (*Rhamnus cathartica*), precum și sângerul (*Cornus sanguinea*), păducelul (*Crataegus monogyna*), salba moale (*Euonymus europaea*), lemnul câinesc (*Ligustrum vulgare*).

Învelișul ierbos prezintă aspecte variate. Sub arboretul încheiat acoperământul protector al ierburilor constituie 40-70%. Una din cauzele slabei dezvoltări a vegetației ierboase este litiera, care împiedică creșterea multor specii; în același timp, litiera contribuie la păstrarea umidității solului. Vegetația ierboasă este reprezentată de multe specii mediteraneene de pajiște și de stepă (Gheideman și colab., 1964): mărgelușa de câmp (*Buglossoides arvensis*), jugărelul (*Teucrium chamaedrys*), obsiga pinata (*Brachypodium pinnatum*), firuța (*Poa angustifolia*), pecetea lui Solomon (*Polygonatum latifolium*) (fig. 27).



Fig. 27 Vegetație ierboasă de silvostepă pe versantul stâng al Largăi, în amonte de Tartaul



Fig. 28 Vegetație hidrofilă la confluența Largăi cu Prutul

Vegetația azonală și intrazonală are o răspândire redusă. Ocupă doar șesurile aluviale ce sunt reprezentate îndeosebi de pajiștile de luncă, la care se adaugă într-

un număr mai mic exemplare de salcie. La acestea se adaugă vegetația hidrofilă prezentă atât în cursul inferior al râului, cât și pe corpul deluvial al unor alunecări de teren (fig. 28).

Învelișul vegetal exercită un rol protector pentru solul expus mecanismelor de denudație. Altfel spus, acesta frânează scurgerea de suprafață, încetinind procesul de eroziune. În timp ce tulpinile arborilor dispersează scurgerea de suprafață, distribuția rădăcinilor din sol mărește permeabilitatea acestuia.

2.5. Influența activității antropice

Modificările antropice, ca urmare a extinderii așezărilor umane, au afectat semnificativ relieful deoarece nevoia de pășuni, fânețe și terenuri de cultură a impus defrișările, iar prin acestea, procesele de spălare, șiroire și torențialitate au găsit un teren neprotejat în fața eroziunii accelerate ce a dus în final la degradarea și la extinderea arealelor afectate.

Presiunea antropică în arealul cercetat s-a exercitat prin defrișarea pădurilor și înlocuirea lor cu suprafețe cultivate sau pășuni începând cu secolul al XIX-lea. Populația totală a bazinului hidrografic Larga, în 2004, depășea cifra de 8000 locuitori, iar densitatea populației era de 59 loc/km², mult sub media națională (121 loc/km²). Cele mai mari sate sunt situate de regulă în luncă sau pe versantul drept cu rol de revers de cuestă, precum Cîrpești (2537 loc.), Lingura (1284 loc.), Tartaul (1975 loc.), Ciobalaccia (1008 loc.).

Bazinul hidrografic Larga se caracterizează printr-o extindere mare a plantațiilor pomi-viticole. Acestea, favorizate de condițiile geomorfologice, de climă însorită și soluri prielnice, au fost înființate îndeosebi în anii '70-80. Acum persistă tendința de extindere a terenurilor ocupate de viță de vie, îndeosebi în comunele Lingura și Tartaul, dar și a plantațiilor pomicele în comunele Ciobalaccia și Chircani.

Intervenția antropică a constat și în plantațiile forestiere făcute cu scopul de a proteja versanții pentru a combate sau reduce procesele de eroziune. Astfel, au fost realizate plantații silvice cu salcâm (*Robinia pseudoacacia*), salcie (*Elaeagnus angustifolia*) și pin (*Pinaceae*). Aceste plantații s-au realizat pe versanții cu rol de frunte de cuestă, pe suprafețele afectate de alunecări de teren și eroziune. O mențiune aparte revine perdelelor de protecție rămase din anii '80, precum cele din comunele Lingura și Tartaul.

La construirea drumurilor pe versanți se observă concentrarea apelor de șiroire și formarea rigolelor și chiar a ravenelor (ex. pe rama stângă a bazinului, drumul de la Crăciun spre Haragiș, ori traseul de la Ciobalaccia spre Baimaclia (fig.29).



Fig. 29 Rigole și ogașe formate în zona drumurilor pe versanții vestici ai bazinului Larga

Activitățile antropice, deși pot avea un impact pozitiv, din păcate de cele mai multe ori au un efect negativ, care se manifestă prin modul tradițional de efectuare a lucrărilor agricole pe direcția deal-vale, deșteleniri și defrișări, constituind cauze principale ale accelerării degradărilor de teren.

3. GEOMORFOLOGIA

3.1. Aspecte morfografice și morfometrice

Morfografic, bazinul hidrografic Larga se încadrează în unitatea geomorfologică Colinele Tigheci unde se remarcă o evidentă asimetrie a reliefului. Dacă partea dreaptă a bazinului este reprezentată de versanți sub formă de revers de cuestă, domoli și cu altitudini ce nu depășesc 220 m, versanții din partea stângă a bazinului reprezintă frunți de cuestă, puternic fragmentați, cu altitudinea de până la 300 m (fig. 30).

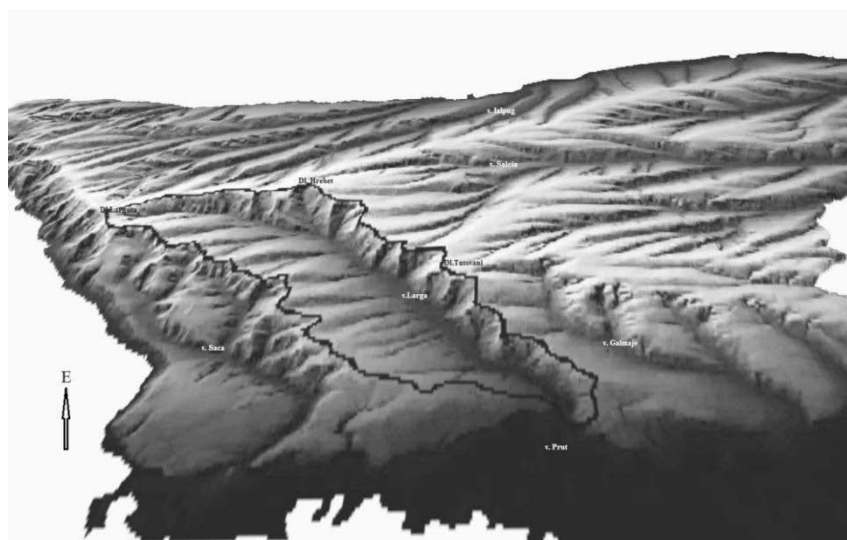


Fig. 30 Imagine perspectivă asupra bazinului hidrografic Larga

Evoluția reliefului prin adâncirea rețelei hidrografice și prin apariția a numeroase bazine torențiale a contribuit la secționarea culmilor și la detașarea unor interfluvii secundare cu aspect diferit (Stângă, 2012). Astfel, în partea nord-vestică se remarcă culmea interfluvială Cârpești cu peste 5 km lungime și altitudinea cuprinsă între 262,6 m – 99,4 m, orientată pe direcția NNV-SSE, culmea interfluvială Lingura (230 m – 97,95 m), culmea interfluvială Tartaul (208,6 m-92,4 m), culmea Ciobalacciei (205,4 m – 87,2 m) și culmea interfluvială Flocoasa (177,2 m – 72,6 m).

În partea estică a bazinului Larga rețeaua hidrografică a secționat practic o frunte de cuestă detașându-se culmi scurte, dispuse pe direcția E-V și NNV, cu pante mari la nivelul versanților și frecvent fragmentate de organisme torențiale.

Bazinul hidrografic Larga poate fi divizat în trei sectoare: bazinul superior, de la izvoare până la confluența cu râul Tartaul; bazinul mijlociu, între râul Tartaul și râul Gotești; bazinul inferior, de la confluența cu Gotești până la confluența cu Prutul. De la obârșie, până la confluența cu Crăciun, evoluția rețelei hidrografice a fost una normală și regresivă, evidențiindu-se asimetria de ordinul al II-lea (Ioniță, 2000). Direcția generală de orientare a văii principale este nord-sud, iar nota specifică este dată de apariția cuestelor cu fruntea vestică. Totuși, în multe cazuri ambii versanți sunt puternic degradați, iar văile capătă un aspect simetric (fig. 31). Tipice pentru acest tip de asimetrie sunt văile reconsecvente din bazinul superior și mediu al Largăi.

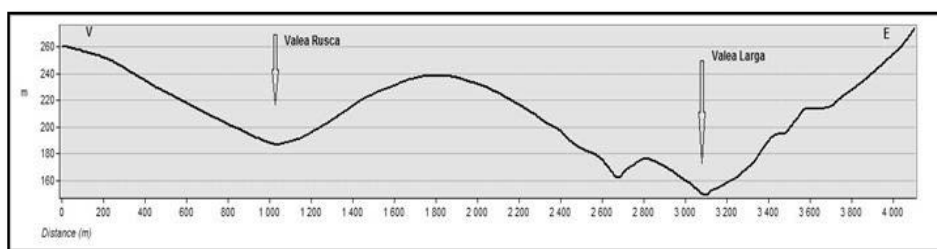


Fig. 31 Profil transversal pe direcție V-E în bazinul superior al Largăi

După confluența cu râul Crăciun până la ultimul afluent de dreapta din bazinul inferior, cursul râului Larga își schimbă direcția din nord-est spre sud-vest. Pe acest tronson cu o lungime de 16 km, orientarea văii face un unghi de circa 60° față de direcția nordului geografic și de aici a fost posibilă formarea unei „cueste reprezentative” (ideale) cu fruntea spre nord-nord-vest și reversul spre sud-sud-est, deci valea este perpendiculară față de rezultanta monoclină (Ioniță, 2000) (fig. 32).

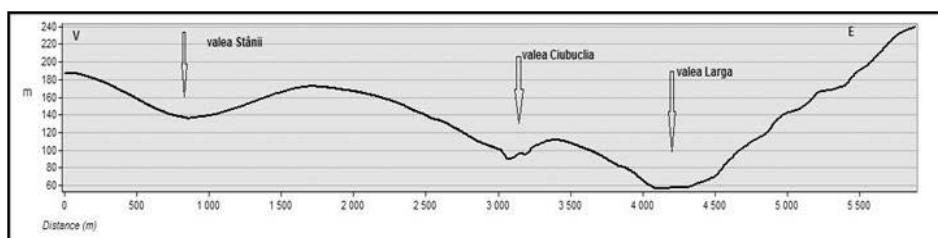


Fig. 32 Profil transversal pe direcție V-E în bazinul mijlociu al Largăi

În aval de confluența ultimului afluent de dreapta, pe o distanță de numai 4 km, reapare asimetria de ordinul al doilea, cu fruntea orientată spre vest, acoperită cu deluvii de alunecare, relativ stabilizate (fig.33).

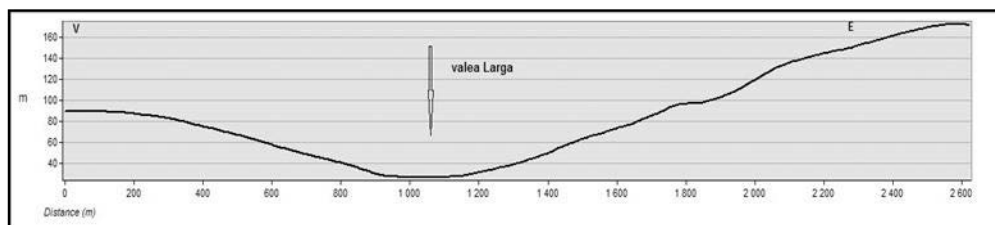


Fig. 33 Profil transversal pe direcție V-E în bazinul inferior al Largăi

Evoluția regresivă a rețelei hidrografice a dus la secționarea reversului principal și atenuarea asimetriei structurale. Prin urmare, cercetările de teren efectuate în partea de vest a bazinului ne-au condus la constatarea faptului că bazinele afluenților de dreapta din cursul mijlociu și inferior, reprezintă văi reconsecvente cu profil transversal simetric și fundul acoperit cu coluvii (fig. 34). Conform lui Martiniuc C. (1954) aceste văi nu mențin un canal de scurgere satisfăcător și poartă numele de *văi coluviale*.

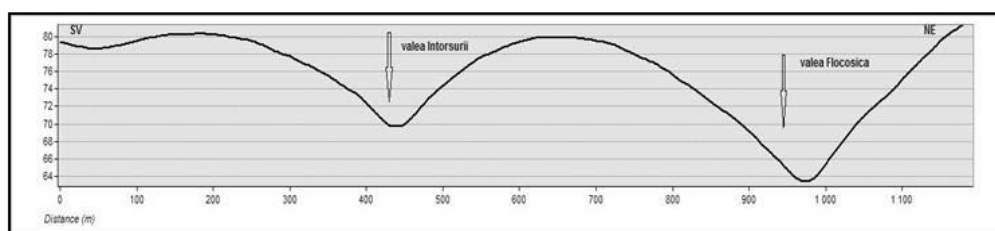


Fig. 34 Văi „coluviale” pe reversul sud-estic al Largăi, la în aval de Flocoasa

Porucic (1921) distinge două tipuri de văi din punct de vedere morfologic: văi cu forme terminate și văi în fază de formare sau neterminate. În concepția autorului, valea Larga este considerată o vale în fază de formare, caracterizându-se prin lipsa teraselor, lipsa luncii dezvoltate și versanți cu forme variate fragmentați de văi torențiale. Datorită modificării dese ale direcției de scurgere, lunca văii este ori prea largă (în aval de localitatea Ciobalaccia) ori prea îngustă (tronsonul din amonte de localitatea Constantinești).

Analiza morfometrică a bazinului studiat s-a bazat în mare parte pe modelul numeric al terenului, realizat cu ajutorul programului ArcGis 9.3., permițând efectuarea automată a unor operații complexe. Astfel, au fost calculați o serie de parametri morfohidrografici care pot servi ca suport informațional în plan pedo-geomorfologic.

Perimetrul bazinului hidrografic Larga, de 75,91 km, este dat de cumpăna apelor prin care se delimitează față de bazinele vecine: Sacă la vest, Tigheci la nord-vest, Ialpujel la est, Salcia la sud-est și Galmaje la sud.

Suprafața bazinală este 146,88 km², versantul stâng având 61,54 km², iar versantul drept 85,34 km² (tabelul nr. 7). În componența sa intră 39 de subbazine, dintre care doar 7 afluenți (6 de dreapta și 1 de stânga) prezintă cele mai mari suprafețe și au scurgere permanentă și anume: Valea Rusca (6,9 km²), Valea Lingura (7,3 km²), Valea Tartaul (8,8 km²), Valea Ciubuclia (5,1 km²), Valea Stâniei (5,3 km²), Valea Flocoșica (5,9 km²) și Valea Craciunului (8,7 km²).

Lungimea totală a râului este de 32,3 km și datorită formei alungite a bazinului diferența între lungimea maximă și cea medie este nesemnificativă. Lățimea maximă este de 8,8 km, iar cea medie este de 4,53 km.

Panta medie a râului este de 4‰, însă pe diferite sectoare, în funcție de poziția acestora, valorile pot varia. În zona de obârșie, Larga are o pantă medie de 12‰ însă scade treptat până 0,54‰ la gura de vărsare.

Asimetria bazinului este deosebit de evidentă. Coeficientul de asimetrie calculat reprezintă -0,32 rezultat din faptul că cei mai mulți și mai mari afluenți ai colectorului principal sunt dispuși pe partea dreaptă, situându-se în categoria bazinelor hidrografice asimetrice dezvoltate pe partea dreaptă (tabelul nr. 7).

Tabelul nr. 7 Indicatori morfometrici pentru bazinul Larga

Baz.	<u>F</u>(km²) (Supr-ța totală)	<u>L</u> (km) (Lun. totală)	<u>B</u> (km) (Lăț. medie)	<u>a_m</u> ‰ (Pant a med)	<u>d</u> (Coef. de dezvolt. al cumpenei de ape)	<u>Φ</u> (Coef. de dezvolt. al baz. hidr.)	<u>F_s</u> (km²) (sup-ța baz. pe stânga)	<u>F_d</u> (km²) (sup-ța baz. pe dreapta)	<u>a</u> (coef. de asim)
Larga	146, 88	32,3	4,53	4,1	3,48	0,14	61,54	85,34	-0,32

Bazinul hidrografic Larga are formă alungită pe direcția nord-nord-vest – sud-vest. Aceasta a fost determinată prin aplicarea *coeficientul de dezvoltare al cumpenei de ape*, iar valoarea calculată reprezintă 3,48. Aspectul alungit, dar și distanța

aproximativ egală între afluenții principali ai râului mențin într-o măsură oarecare stabilitatea debitului de apă (Zăvoianu, 2006).

Hipsometria

Relieful bazinului hidrografic Larga se caracterizează prin altitudinea joasă (100-300m), cu o valoare medie de 145 m și un ecart maxim de variație de 314,5 m, între valoarea minimă, de 10 m la confluența cu râul Prut și valoarea maximă, de 303 m în Dealul Lărguța.

Harta hipsometrică pune în evidență 7 trepte altimetrice (fig. 35). Pe ansamblu, treapta dominată, cuprinsă între 100-150 m (28,68% din suprafață), este reprezentată de versanții dealurilor joase și de treimea inferioară a unor dealuri mai înalte din partea nordică a teritoriului. Clasa altitudinală de 150-200 m (24,37%) ocupă partea mediană și chiar treimea superioară a versanților. În schimb, clasele hipsometrice cu valori de 200-250 m și 250-300 m se rezumă la culmile interfluviale din partea de nord și est a bazinului (ex. Dealul Tutovani – 263 m), având ponderea de 12,96% și respectiv 7,39 %. Arealul de peste 300 m altitudine ocupă doar 0,07%, fiind situat doar în partea de nord a bazinului, pe culmile interfluviale și frunțile de cuestă.

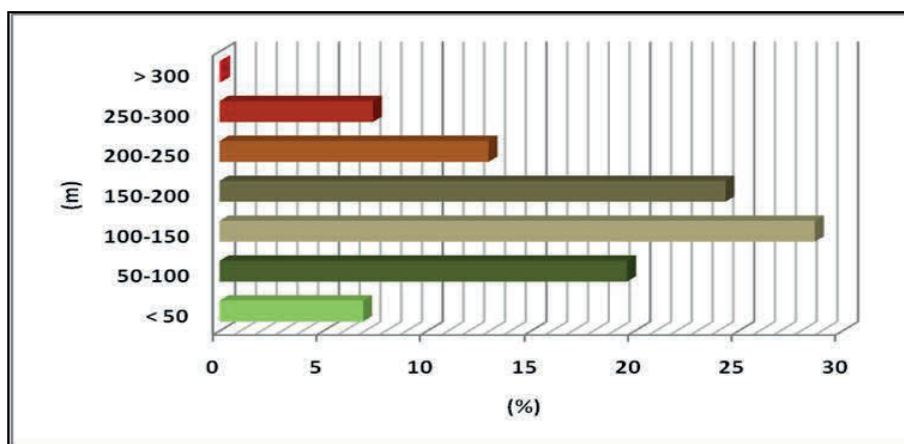


Fig. 35 Histograma reliefului pe clase hipsometrice

Treapta cuprinsă între 50-100 m este bine reprezentată (19,63%) pe cea mai mare parte a treimii inferioare a versanților revers de cuestă, glacișurile de contact dintre lunci și versanți, dar și albia majoră din cursul mijlociu al râului Larga. În schimb,

altitudinile de sub 50 m dețin o pondere de numai 6,90% și se regăesc doar în cursul inferior, în albia majoră și pe terasele din sudul teritoriului studiat (fig.36). În ansamblu, altitudinea cuprinsă între 50 și 200 m deține circa 73 % din întreg teritoriul, ceea ce se corelează direct cu stadiul evolutiv al cernisolurilor (cernoziomuri tipice și calcarice).

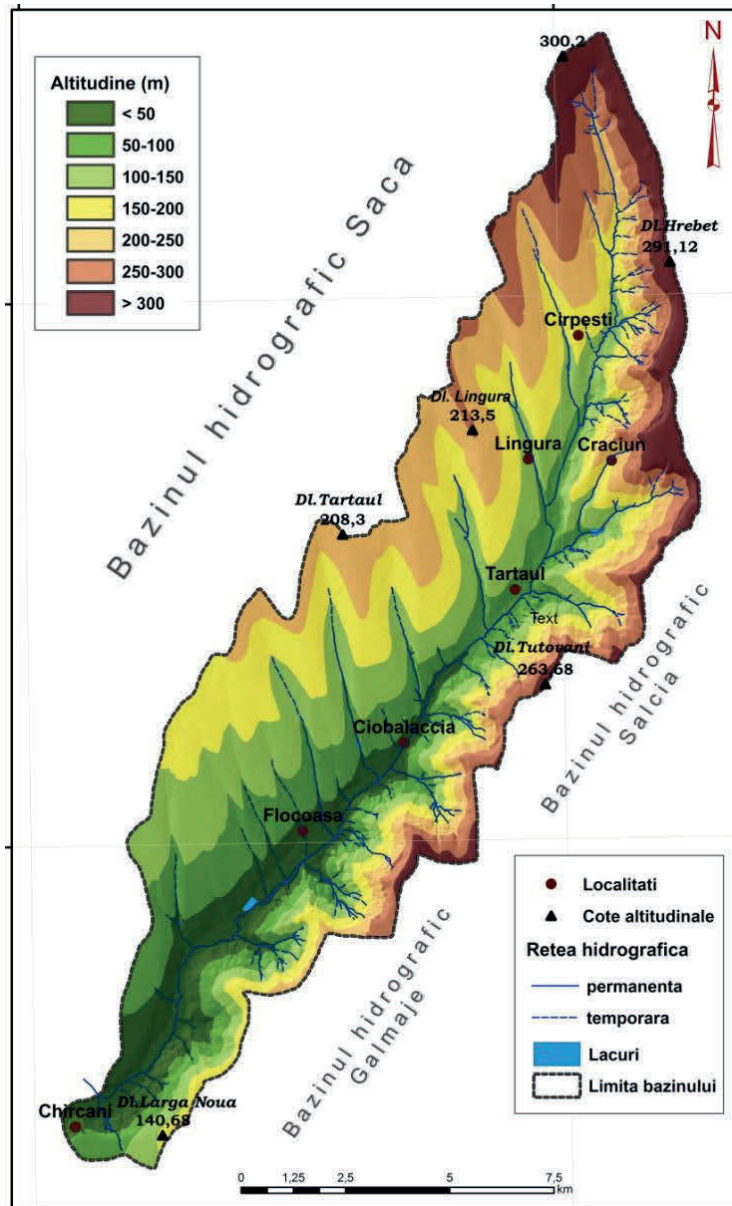


Fig. 36 Harta hipsometrică din bazinul hidrografic Larga

Geodeclivitatea

Geodeclivitatea reprezintă una din cele mai complexe și esențiale caracteristici cantitative ale reliefului. Ea însumează atât efectele structurii cât și ale morfogenezei, constituind în același timp un factor esențial al potențialului morfogenetic actual (Ungureanu, 1988).

Harta pantelor reliefului a fost realizată pe baza aceleiași metodologii ca și harta hipsometrică, având ca punct de plecare modelul numeric al terenului (MNT). În bazinul hidrografic Larga valorile declivității oscilează între 0° și $35,23^\circ$, cu valoarea medie de $4,94^\circ$ și deviația standard de $3,70^\circ$. Aceste valori pot fi clasificate pe intervale de pantă care pot varia foarte mult, de la sub 1° la peste 25° (fig. 37, 38).

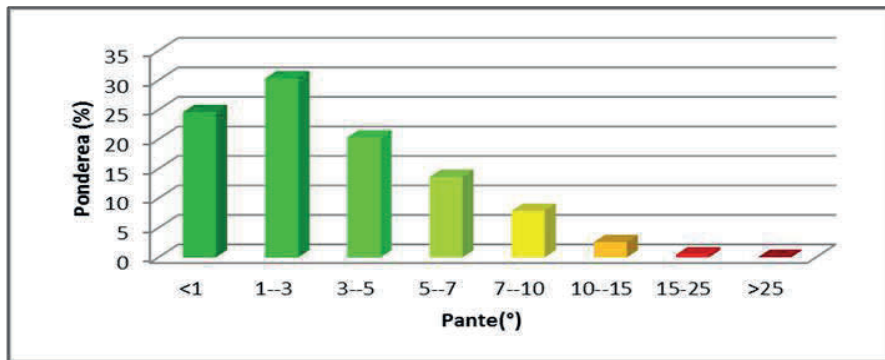


Fig. 37 Histograma reliefului pe clase de pantă în bazinul Larga

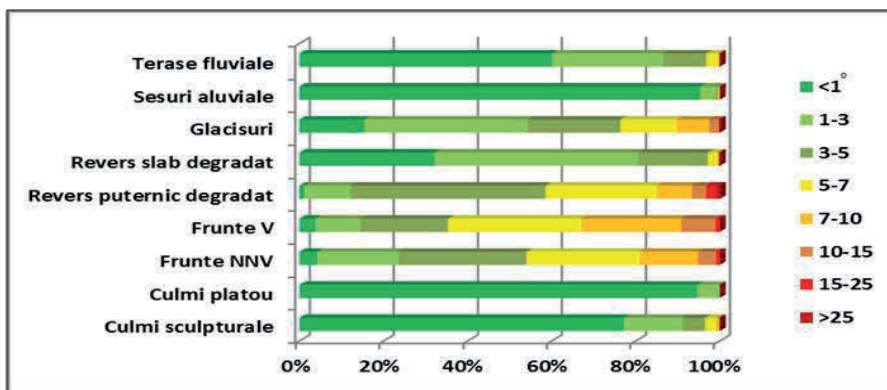


Fig. 38 Ponderea claselor de pantă pe forme de relief în bazinul hidrografic Larga

Analizând harta declivității terenului se observă că pantele mici sub 1° (24,6 % din teritoriu) se regăsesc în cuprinsul principalelor lunci, foarte bine reprezentate mai ales în cursul inferior al bazinului și pe văile reconsecvente ale afluenților de dreapta a râului (fig. 39). Aceeași declivitate redusă se menține pe culmile interfluviale slab degradate sub formă de platouri sculpturale.

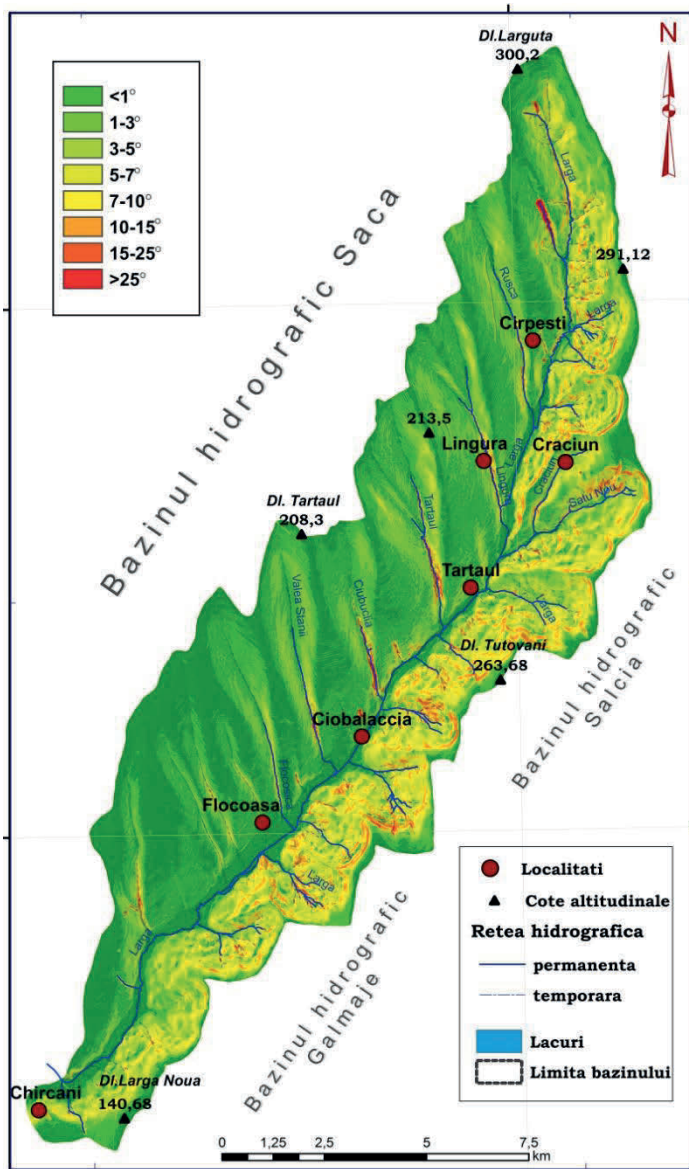


Fig. 39 Harta pantelor din bazinul Larga

Ponderea cea mai mare o dețin terenurile cu valoarea înclinării cuprinsă între 1-3°, ce însumează 30,27 % din suprafață. Această categorie include suprafețe de la periferia luncii râului Larga și a afluenților, racordul culmilor interfluviale cu versanții și porțiuni de terase ale Prutului.

Declivitățile de 3-5° reprezintă 20,1 % din suprafața bazinului Larga și se grupează în arealele de racord dintre versanți și lunci, în cazul glacisurilor, dar și pe versanții slab înclinați sub formă de reversuri de cuestă.

În consecință, circa 75 % din teritoriu se caracterizează prin valoarea redusă a înclinării terenurilor sub 5°, cu implicații în dinamica unor procese geomorfologice actuale și particularitățile învelișului de sol.

Terenurile cu panta de 3°-10° dețin 38,36 % din suprafața totală și ocupă mai cu seamă partea dreaptă a bazinului și treimea inferioară a versanților de pe rama stângă a văii Larga. Această clasă de pantă se recomandă a fi luată în calcul pentru amenajările antierozionale, îndeosebi pentru folosirea terenurilor ca arabil.

Majoritatea versanților deluviali propriu-ziși au pante cuprinse între 5 și 25° (24,6 % din total) ceea ce denotă un potențial ridicat la degradare. Astfel, suprafețele cu o înclinare de 5-15° au ponderea 24,07 % din total, înglobând frecvent frunțile de cuestă și versanții afectați de eroziunea în adâncime sau alunecări de teren.

Valori de peste 15° sunt prezente în zona cornișelor de alunecare, pe malurile active ale ravenelor și chiar pe unele frunțe de cuestă unde apar depozitele daciene. Acestea ocupă doar 0,4% din suprafața totală.

Circa 25 % din suprafața bazinului prezintă valori mai mari 5° unde se poate afirma de existența unui potențial ridicat la eroziune, îndeosebi pe partea stângă a bazinului Larga.

Expoziția terenurilor

Altă caracteristică morfometrică o constituie orientarea sau expoziția terenurilor sub aspect cantitativ, adică mărimea arealelor aflate sub diferite orientări. Importanța acestei caracteristici constă în faptul că evoluția și dinamica diferitelor procese geomorfologice este influențată de expoziția terenurilor, care se comportă diferit în contextul termohidric zonal (versanții mai umbriți sunt mai umezi și mai reci, iar cei însoriți mai calzi și mai uscați), dar și de alcătuirea geologică a substratului. De aici rezultă diferențieri ale ratei unor procese geomorfologice (alunecări de teren, eroziune areolară, eroziune în adâncime, deflație, tasare etc).

Analizând în detaliu harta expoziției, se observă faptul că terenurile cu expoziție nord-estică, sud-vestică și estică domină net în bazin în detrimentul celor cu expunere nordică, nord-vestică și sudică (fig. 40). Privită în ansamblu partea dreaptă a văii Larga are expoziție generală estică în bazinul superior și sud-sud-estică în aval de Tartaul, iar partea stângă este opusă, respectiv vestică în bazinul superior și nord-nord-vestică în aval de Tartaul.

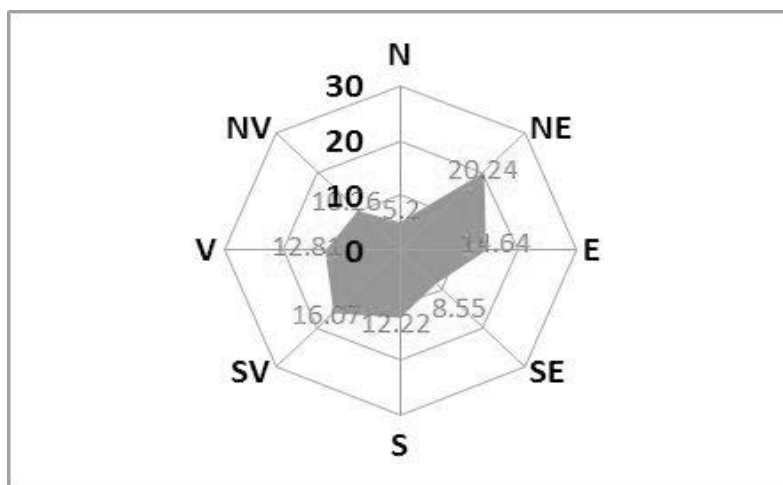


Fig. 40 Orientarea versanților în bazinul Larga

Terenurile cu expoziție nord-estică sunt cele mai răspândite (20,24 % din întreg teritoriul) și ocupă de regulă suprafețele prelungi și domoale sub formă de revers, de pe partea dreaptă a afluenților râului Larga

Suprafețele cu orientare sud-vestică sunt îndeosebi frunțile de cuestă, însă au o pondere mai redusă, de circa 16,07 %.

Terenurile ce au orientare vestică se asociază frecvent cu versanții cu rol de frunte de cuestă, mai cu seamă pe partea stângă a bazinului și ocupă aproximativ 12,81 % din suprafață. Glacisurile, ca zonă de racord între versanți și șesuri aluviale, prezintă aceeași orientare cu versanții pe care îi acompaniază, unde ponderea claselor este uniformă, cu o predominare a orientării vestice și nord-vestice (18,82 %) și estice (14,64 %) impusă de văile reconstituite (fig. 41).

Valoarea minimă, de numai 5,20 % este reprezentată de suprafețele cu orientare nordică. Aceasta se explică prin faptul că văile subsecvente care generează terenurile cu orientare nordică sunt de regulă foarte scurte. Arealele cu expoziție sudică ocupă o suprafață dublă față de cei nordici (12,22 % din suprafață), fapt ce

se datorează prezenței văilor subsecvente cu lungimi mai mari pe partea stângă a bazinului. În zona cercetată se remarcă o strânsă legătură între principalele forme de relief și clasele de orientare a versanților.

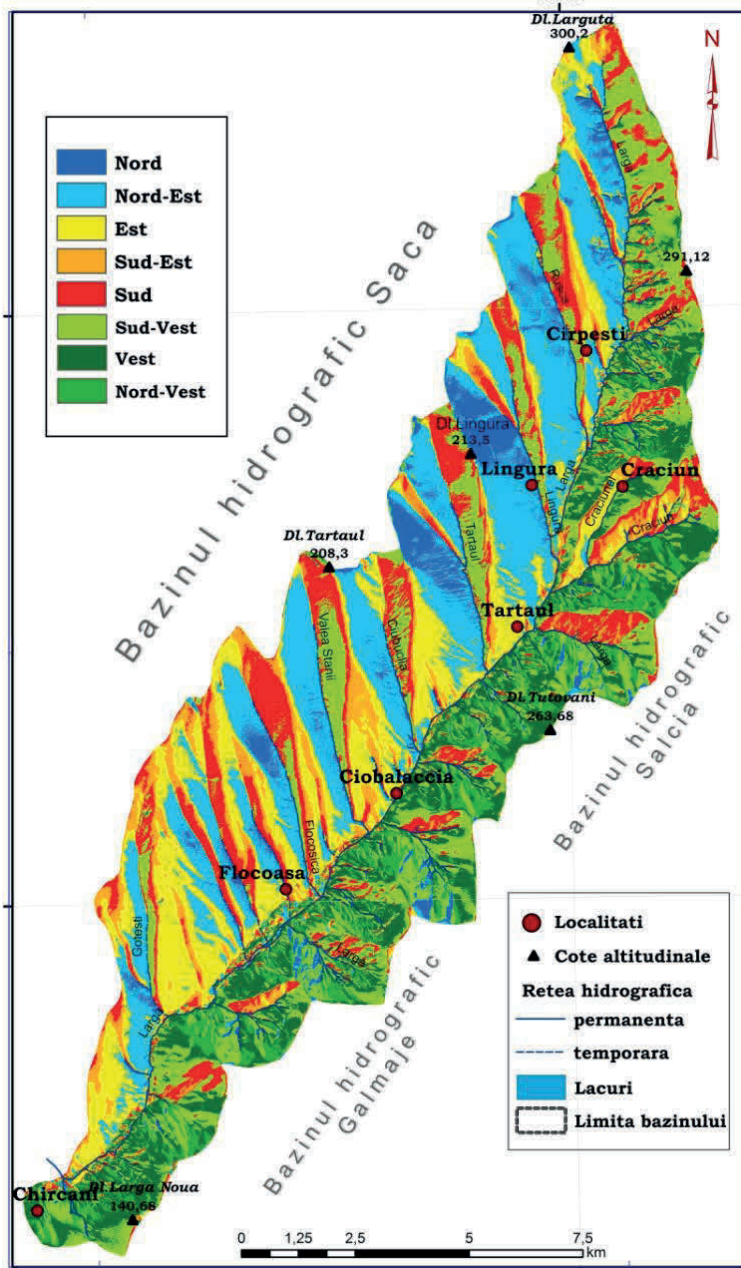


Fig. 41 Harta expoziției terenurilor din bazinul hidrografic Larga

Densitatea și adâncimea fragmentării reliefului

Densitatea și adâncimea fragmentării reliefului reprezintă alți doi indicatori importanți în morfometria reliefului.

Densitatea fragmentării reliefului se definește ca fiind lungimea totală a rețelei hidrografice într-o regiune dată, raportată la unitatea de suprafață (km/km^2). Harta densității fragmentării a fost realizată prin metoda caroiajului cu latura de 0,5 km, utilizând programul ArcGis (fig. 42).

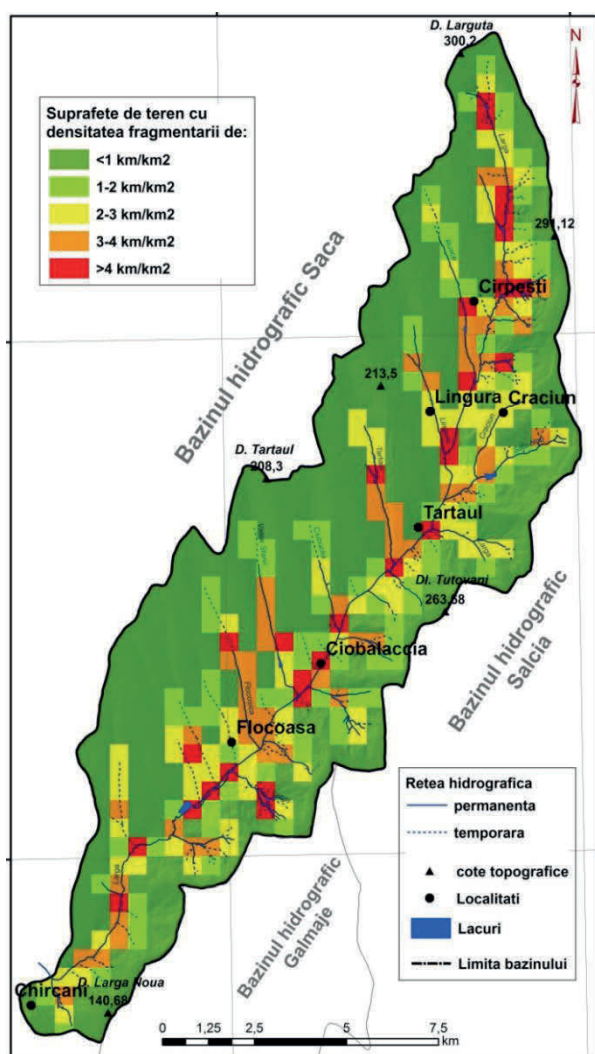


Fig. 42 Harta densității fragmentării reliefului

S-a constatat faptul că suprafețele cu densitatea fragmentării de sub 1 km/km² dețin cea mai ridicată pondere, de 69,5 % și sunt caracteristice culmilor și platourilor interfluviale, dar și versanților, în special, revers de cuestă. Valorile medii de 1-2 km/km² au ponderea de 17,9 % și sunt specifice de-a lungul afluenților râului Larga, în timp ce valorile mai mari de 2 km/km² nu depășesc frecvența de 12,6 % și sunt caracteristice ariilor din jurul punctelor de confluență (fig. 43).

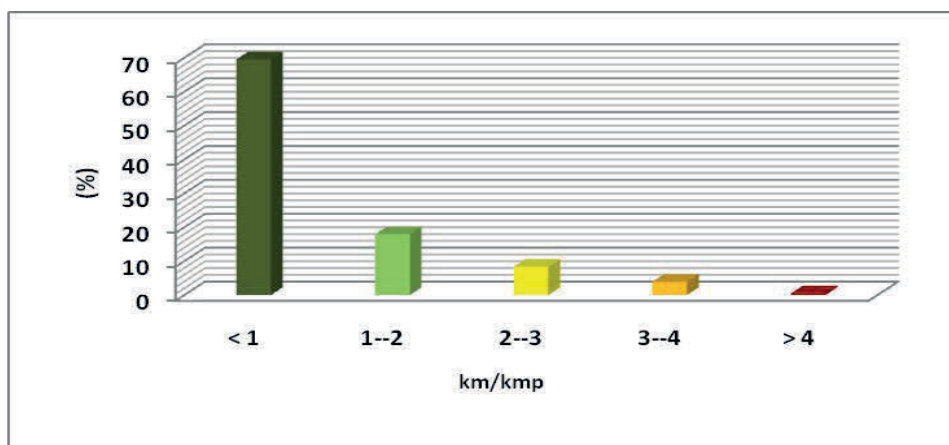


Fig. 43 Histograma densității fragmentării reliefului

Adâncimea fragmentării reliefului a fost calculată pentru bazinul hidrografic Larga prin determinarea diferenței de nivel dintre altitudinea maximă și cea minimă, utilizând metoda izoliniilor. Pentru arealul cercetat adâncimea fragmentării reliefului cuprinde valori de la sub 20 m până la peste 100 m. Figurile 44 și 45 ne arată că valorile mari, de peste 100 m dețin 3,32 % din teritoriu și se suprapun versanților frunte de cuestă puternic degradați, dar și culmilor sculpturale din bazinul mijlociu, mărginite de cornișele de desprindere.

Valorile cuprinse între 50 m și 100 m (37,92 %) sunt caracteristice versanților deluviali, culmilor sculpturale (23 % din total) și glacisurilor aluvio-coluvio-proluviale (25 %). Cea mai ridicată pondere de 30,37 % este reprezentată de valorile cuprinse între 20-50 m ceea ce denotă că regiunea studiată prezintă o energie relativ ridicată, fapt pentru care se pot desfășura diferite procese geomorfologice. Cele mai reduse valori de sub 20 m au ponderea de 28,39 %, caracterizând în mare parte șesurile aluviale, terasele fluviale și culmile interfluviale ale bazinului hidrografic Larga (fig. 46).

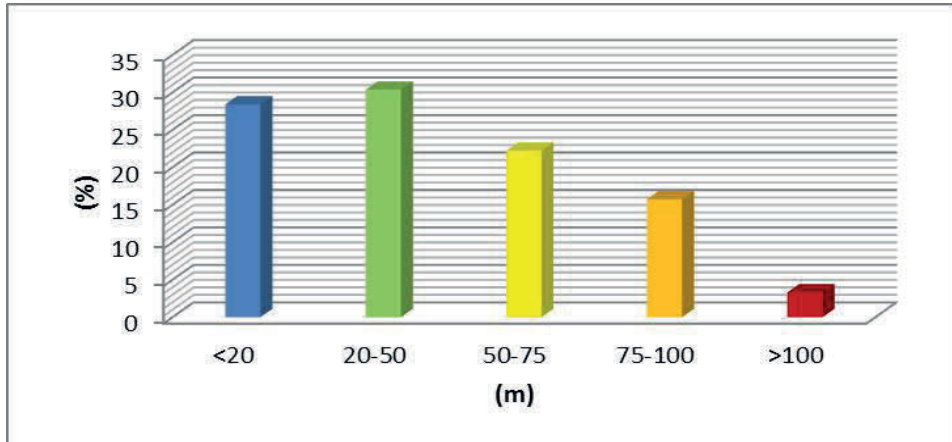


Fig. 44 Histograma claselor de fragmentare pe verticală a reliefului

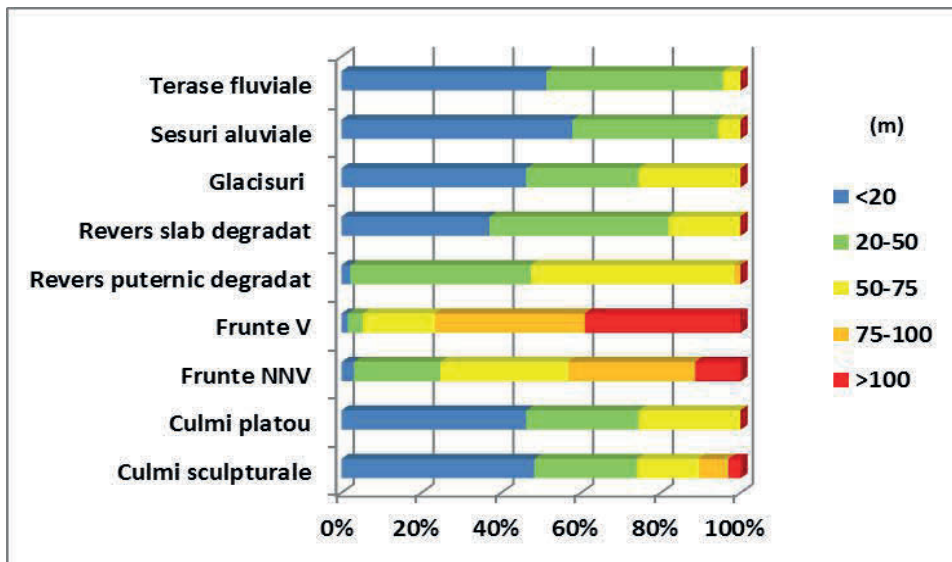


Fig. 45 Ponderele claselor de fragmentare pe verticală a reliefului pe forme de relief

Pe ansamblu, se constată o clară asimetrie în cadrul bazinului, valorile de peste 100 m fiind caracteristice părții de pe stânga râului, iar cele modeste (sub 50 m) concentrându-se pe dreapta văii.

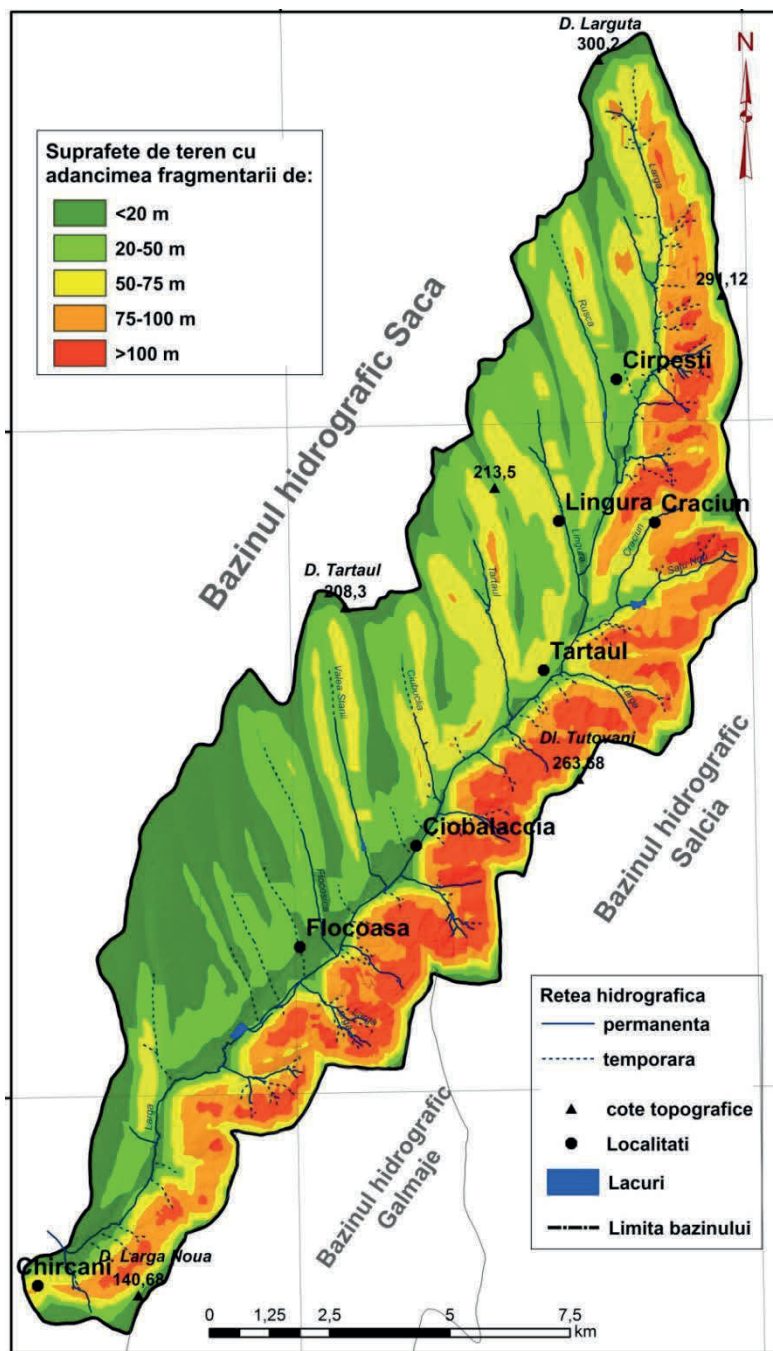


Fig. 46 Harta adâncimii fragmentării reliefului

3.2. Tipurile și formele principale de relief

În urma analizei calitative și cantitative a reliefului se pot separa categorii, tipuri și forme de relief reprezentând o treaptă superioară în analiza geomorfologică (Martiniuc C, 1975).

Unul din aspectele remarcabile ale arealului cercetat a fost abordarea concepției geomorfologice ale școlii geografice ieșene prin terminologia aplicată tipurilor și formelor principale de relief din cadrul bazinului Larga.

Fizionomia Colinelor Tigheci, implicit și a bazinului Larga, este dată de fragmentarea reliefului sub forma unor culmi prelungi, orientate pe direcția nord-sud și separate de văi dominant reconstituite. În arealul de cercetare nu putem discuta de prezența unui relief structural, modelarea prin acțiunea factorilor externi, punând în evidență îndeosebi forme ale reliefului sculptural în structură general monoclinală (88,50% din total), cât și de acumulare fluvială (11,50% din total) Cu toate acestea, în areale restrânse (în special pe rama estică) apar culmile platou de tip pseudostructural (tabelul nr. 8).

Tab. 8 Suprafețele ocupate de principalele forme de relief din bazinul Larga

Nr.crt.	Tipuri de relief	Forme de relief	Suprafața (ha)	%(din total)
1.	Relief sculptural în structură general monoclinală	Culmi interfluviale, din care:	576,26	3,92
		-culmi sculpturale	486,02	3,30
		-culmi-platou	90,24	0,62
		Versanți deluviali, din care:	12423,12	84,58
		-frunte de cuestă	5454,94	37,14
		-revers de cuestă	6968,18	47,44
		Total	12999,38	88,50
2.	Relief de acumulare fluvială	Șesuri aluviale	642,03	4,38
		Glacisuri aluvio-coluvio-proluviale	752,53	5,12
		Terase fluviale	294,49	2,00
		Total	1689,05	11,50
	Total bazin		14688,43	100

În urma observațiilor din teren, dar și pe baza analizei hărților tematice derivate din Modelul Numeric al Terenului, s-a întocmit harta geomorfologică generală a bazinului hidrografic Larga (fig. 46).

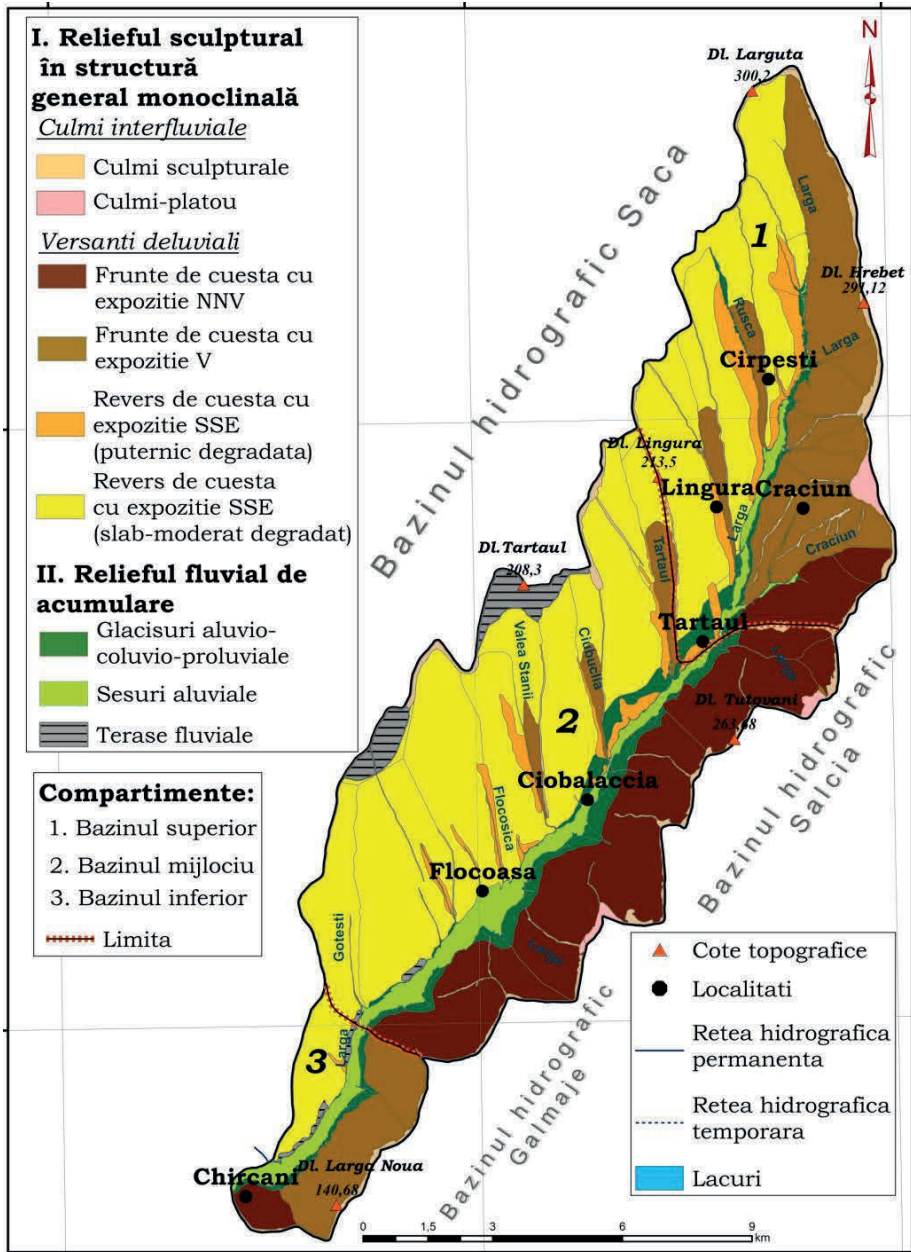


Fig. 46 Harta geomorfologică a bazinului Larga

Astfel, se observă că cea mai mare parte a bazinului este deținută de forme ale reliefului sculptural, unde versanții deluviali au o pondere covârșitoare, ocupând o suprafață de 12423,12 ha (84,58 %), la mare distanță situându-se culmile interfluviale, cu suprafața de 576,26 ha (3,92 %).

Relieful de acumulare fluvială deține doar 11,50 % din suprafața totală, fiind reprezentat prin ansamblul formelor cu caracter acumulativ: șesuri aluviale (642,03 ha, respectiv 4,38 % din suprafață), glacisuri aluvio-coluvio-proluviale (752,53 ha, 5,12 %) și terase fluviale (294,49 ha, 2,00 %) ocupând zonele cele mai joase ale regiunii (fig. 47).

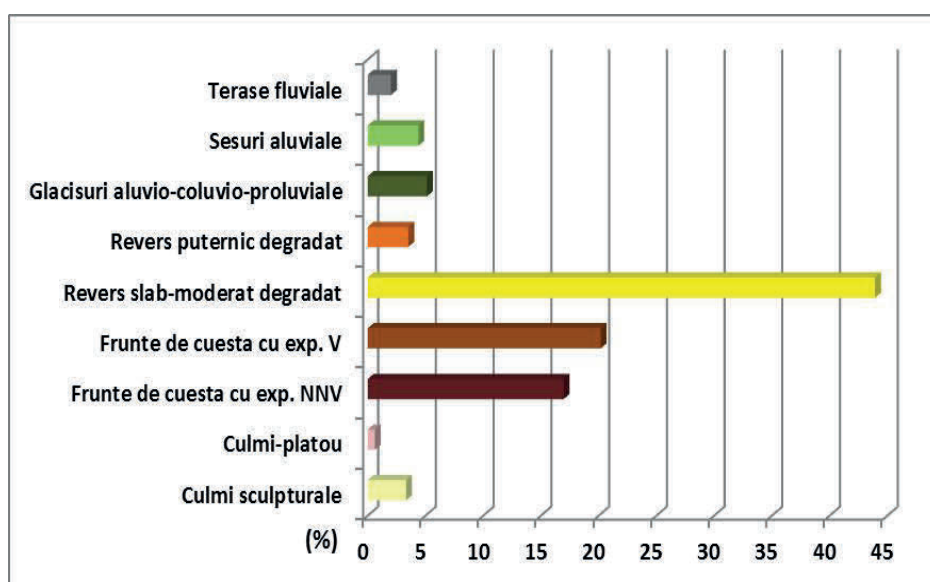


Fig. 47 Ponderea formelor de relief în bazinul Larga

Evoluția intensă și rapidă a rețelei hidrografice din bazin a distrus morfologia inițială a formelor de relief sculptural în structură general monoclinală. Pentru o analiză mai detaliată, bazinul hidrografic Larga a fost divizat în trei sectoare specifice, respectiv, bazinul superior, mijlociu și inferior.

Bazinul superior, cu o direcție generală de scurgere orientată nord-sud, deține o suprafață de 5191,86 ha (35,35 % din total), iar valea se înscrie predominant în categoria văilor reconstituite. Micile văi reconstituite ale afluenților de dreaptă (Rusca și Lingura) scot în evidență asimetria structurală de ordinul al II-lea, unde nota specifică este relevată de apariția cuestelor cu fruntea vestică și revers estic.

Adâncirea puternică și densitatea rețelei hidrografice în acest sector a dus la degradarea intensă a frontului de cuestă cu expoziție vestică și chiar reversul estic, secționat de afluenții reconsecvenți.

Bazinul mijlociu, dezvoltat de la confluența râului Tartaul până la confluența cu Gotești, este cel mai extins, pe 8209,77 ha (55,89 % din total), cu o direcție generală de scurgere orientată NNE-SSV. Schimbarea direcției de scurgere a râurilor atrage după sine modificări geomorfologice. Ioniță (2000) consideră că acest tronson este situat la 60° est față de direcția nordului geografic, perpendicular față de rezultanta monoclinală și îl încadrează în categoria „cuestelor reprezentative” sau „ideale”. Pe versantul drept, inițial revers uniform și domol, cu expoziție sudică și estică, s-au dezvoltat afluenți reconsecvenți (v. Tartaul, v. Ciubuclia, Valea Stâniei) care au distrus aspectul inițial al acestuia. Versantul stâng sub forma unei frunți de cuestă cu privire NNV este slab fragmentat de o serie de afluenți mici de stânga ale căror bazine nu reprezintă altceva decât amfiteatre de alunecare (hârtoape), slab conturate.

Bazinul inferior ocupă doar 1286,80 ha (8,76 %) din suprafața totală. Versantul drept al văii ar fi trebuit să aibă o dezvoltare mai largă, însă din cauza modificării direcției de scurgere a văii și deplasării mai spre est, reversul cu expoziție sud-estică ajunge să fie ”consumat” de bazinele limitrofe. Versantul stâng al bazinului hidrografic Larga, cu rol inițial de frunte de cuestă cu expoziție vestică este mai larg dezvoltat decât cel drept, care reprezintă acum un revers restrâns și slab fragmentat. Schimbarea bruscă a văii pe ultimii 2 km, pe o direcție est-vest, determină apariția unei cuate nordice pe versantul stâng, iar această schimbare poate fi asociată „*devierii pe conul de dejecție*” de la nivelul unei terase mai înalte a Prutului (Ioniță, 2000).

În acest context evolutiv, considerăm că fondul de ansamblu al bazinului hidrografic Larga este specific asimetriei de ordinul al doilea, însă segmentat în tronsoane distincte. Frunțile de cuestă ample sunt deseori acoperite cu deluvii de alunecare cu grosimi moderate și relativ stabilizate. În cele mai multe cazuri, la baza reversurilor apare o bordură cu amplitudini de cel mult 20 m, strâns legată de adâncirea rapidă a văii într-un timp scurt și deseori afectată de procese geomorfologice similare cu cele de pe fruntea cuestelor.

Văile condiționate de structură monoclinală

După cum s-a precizat deja, în regiunea de studiu nu putem discuta despre forme vizibile ale reliefului structural, însă structura general monoclinală a favorizat dezvoltarea unor tipuri de văi cu morfologie specifică, respectiv: văi reconsecvente, văi subsecvente și văi obsecvente.

Văile reconsecvente caracterizează cursurile de apă care au o direcție generală conformă cu înclinarea formațiunilor geologice, prezentând un profil transversal simetric. Cu toate acestea, deseori aceste văi se impun printr-un profil transversal asimetric, fapt demonstrat de Ioniță (1985, 2000). Autorul recomandă luarea în calcul a unui dublu sistem de pante stratigrafice, respectiv: unul major, de 6-7 m/km pe direcția nord-sud, responsabil de asimetria de ordinul I și unul secundar de 3 m/km orientat pe direcția vest-est, responsabil de asimetria structurală de ordinul II. Ioniță (2000) consideră că aceste văi ar trebui să adopte dubla subordonare: *”ele sunt consecvente cu înclinare majoră nord-sud, care le-a impus direcția principală de scurgere și subsecvente în raport cu căderea secundară a stratelor spre răsărit”*.

Valea Larga, de la izvoare și până la confluența cu primul afluent principal de stânga (r. Crăciun) are o direcție generală reconsecventă, de la NNV la SSE, după care își modifică cursul până la confluența cu Crăciun, pe o direcție orientată N-SSV. Valea, tipic reconsecventă, scoate în evidență asimetria structurală de ordinul II (fig.48 și fig. 49).

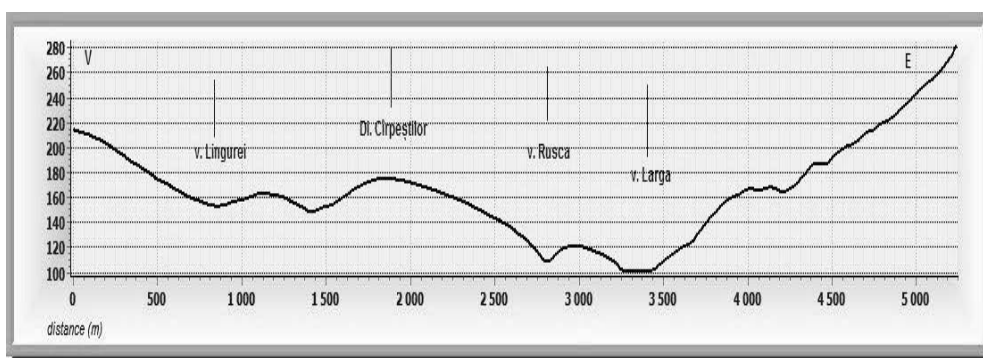


Fig. 48 Profil transversal asimetric în bazinul superior al văii Larga (asimetrie de ordinul II)



Fig. 49 Asimetria de ordinul II în aval de Cîrpești

Datorită adâncirii puternice a văii spre obârșie, într-un timp foarte scurt, profilul transversal asimetric tinde spre unul simetric datorită ”consumării” reversului de pe versantul drept (Ioniță, 2000, Niacșu, 2012). Aceeași asimetrie de ordinul al doilea o întâlnim în amonte de localitatea Constantinești până la confluența cu Gotești (fig. 50 și fig. 51). Pe acest tronson, asimetria devine mult mai accentuată, în timp ce versantul drept este mai prelung și mai domol, versantul stâng este mai scurt și mai abrupt.

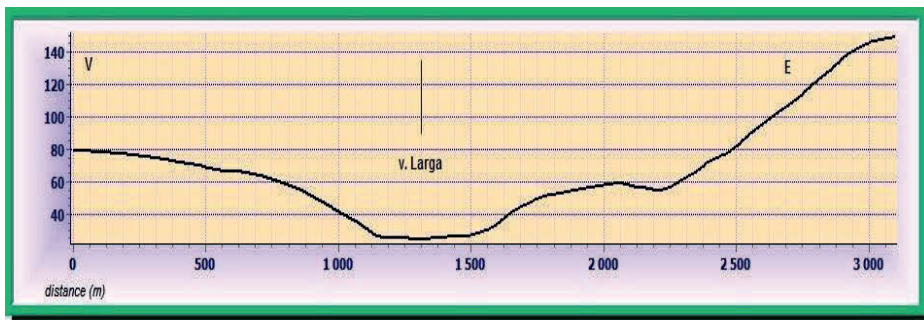


Fig. 50 Profil transversal asimetric în bazinul inferior al văii Larga (asimetrie de ordinul II)



Fig. 51 Asimetrie de ordinul II în bazinul inferior al Largăii

Văile *subsecvente* sunt orientate pe direcția est-vest, perpendicular față de înclinarea generală a stratelor. Aceste văi scot în evidență asimetria de ordinul I, care în bazinul Larga se întâlnește la o serie de afluenți de stânga, dar și pe ultimii 2 km din sectorul inferior. Asimetria de ordinul I, pe tronsonul dintre ultimul afluent de stânga și gura de vărsare, apare datorită deviației de curs spre vest, pe conul de dejecție format la vărsarea în râul Prut. Nota caracteristică a văilor subsecvente o reprezintă fruntea de cuestă cu expoziție nordică, iar în categoria acestora se încadrează întreg sectorul mijlociu al văii Larga. Devierea estică de circa 60° (Ioniță, 2000) față de direcția nordului geografic a condus la formarea unei cueste “ideale”, având fruntea amplă cu expoziția nord-nord-vestică și reversul larg extins, cu orientare sud-sud-est (fig. 52 și fig. 53).

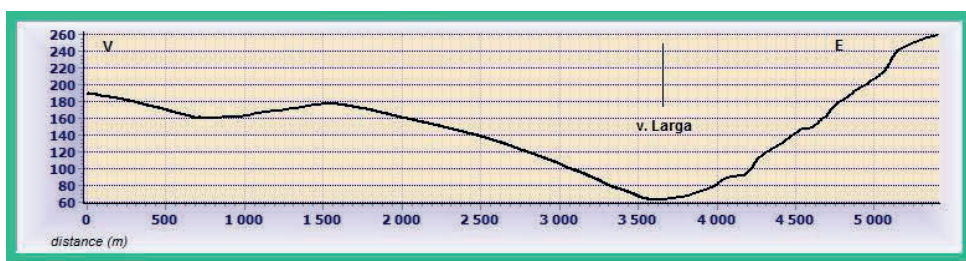


Fig. 52 Profil transversal asimetric în bazinul mijlociu al Largăi (“cuestă reprezentativă”)

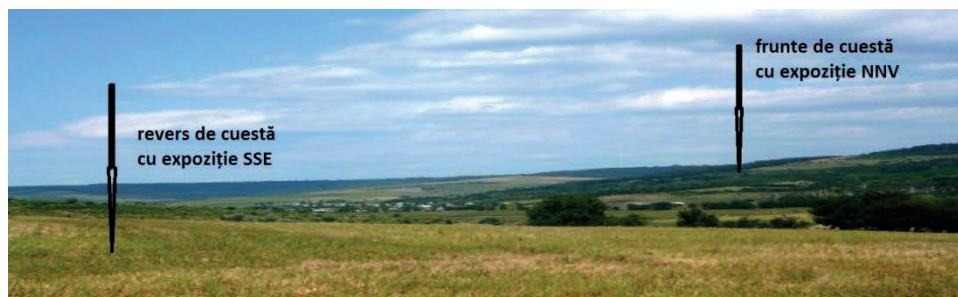


Fig. 53 “Cuesta reprezentativă” în bazinul mijlociu al Largăi

Asimetria structurală de ordinul al doilea înglobează mici văi *reconsecvente*, și anume: V. Rusca (690 ha), Lingura (730 ha), Tartaul (880 ha), Ciubuclia (510 ha), V. Stânei (530 ha), Flocoșica (590 ha), Întorsura (320 ha) situate de dreapta a bazinului Larga și valea Crăciunului (870 ha) pe stânga. Aceste văi sunt conforme cu înclinarea generală a stratelor precum cele consecvente care secționează

suprafața unei câmpii primare. În cazul nostru, ele sunt văi reconstituite deoarece se dezvoltă pe o suprafață derivată din relieful inițial (fig. 54).

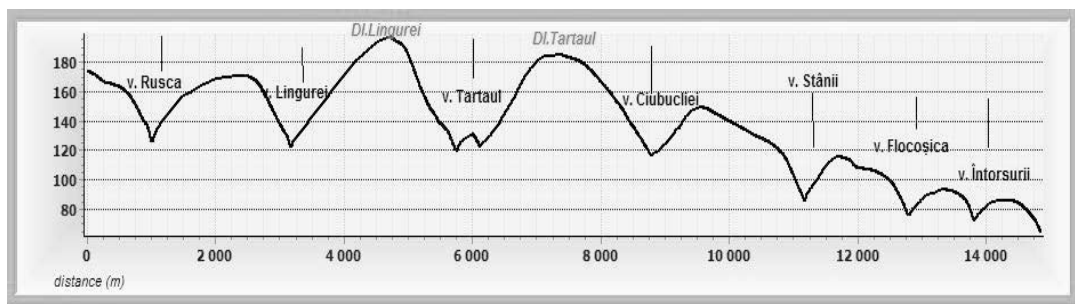


Fig. 54 Profil transversal pe direcție NE-SV prin partea dreaptă a bazinului Larga

Văile obsecvente sunt slab conturate în arealul nostru de cercetare. Majoritatea au direcție generală SSE-NNV, deci invers înclinării generale a stratelor și se caracterizează printr-un profil simetric, fragmentând deseori frunțile de cuestă.

Relieful sculptural (fluvio-denudațional) în structură general monoclinală

Morfologia reliefului Colinelor Tigheciului, implicit al bazinului hidrografic Larga, se datorează în primul rând acțiunii factorilor externi, cei interni jucând un rol subordonat. Din acest motiv, relieful fluvio-denudațional, reprezentat prin culmi interfluviale și versanți deluviali, acoperă aproape 90 % din suprafața totală (tabelul nr. 8).

Culmi interfluviale

Culmile interfluviale ocupă 576,26 ha (3,92 % din teritoriu), iar în funcție de caracteristicile morfometrice și morfologice s-au separat în: culmi-platou și culmi sculpturale.

Culmile-platou apar pe areale extrem de restrânse (90,24 ha, 0,62 % din suprafața regiunii studiate), sub forma unor suprafețe orizontale sau slab înclinate spre sud-sud-vest. Prezența acestor platouri presupune o anumită influență a unui orizont dur aflat la adâncime ori suprapunerea acestuia pe un vechi pod de terasă al Prutului.

Cele mai reprezentative culmi-platou se găsesc pe versantul stâng al bazinului cu altitudini ce depășesc ușor 250 m (fig. 55). Pe interfluviul estic, din bazinul superior al văii Larga, apare cel mai extins platou sculptural din regiune, cu o suprafață de peste 40 ha, acoperit de un strat luto-loessoid consistent. În bazinul mijlociu au fost identificate încă două culmi-platouri, însă cu suprafețe mult mai reduse de 17,11 ha, respectiv 19,75 ha.



Fig. 55 Culme-platou pe la sud-est de Ciobalaccia

Culmile sculpturale (486,02 ha, 3,30%) sunt ceva mai extinse, mai înguste și mai prelungi. Ele prezintă numeroase ramificații atât în partea estică, cât și în partea vestică, acolo unde versanții au fost incizați de o serie de văi. Culmea sculpturală estică a bazinului Larga, cu lățimi mai mari, are o lungime de peste 34 km și o suprafață de 217,22 ha. În schimb, culmea vestică este mult mai îngustă și mai scurtă, având lungimi de aproximativ 24 km și cu o suprafață de doar 83,83 ha. De menționat că partea vestică, sub formă de revers de cuștă cu expoziție estică, ajunge să fie ”consumată”, datorită adâncirii treptate spre obârșii a râurilor aflate în imediata vecinătate. În acest fel partea de nord-vest este captată de bazinul hidrografic Tigheci, iar partea de sud-sud-vest de către bazinul hidrografic Saca.

Versanții deluviali

Versanții constituie forma de relief cea mai reprezentativă din bazin, acoperind o suprafață de 12423,12 ha (84,58% din arealul cercetat). Din punct de vedere morfografic versanții sunt constituiți dintr-o succesiune de „*segmente drepte, concave și convexe despărțite de discontinuități morfologice*” (Mac, 1986). Evoluția acestora se face în anumite condiții morfoclimatice prin eroziune în suprafață și deplasări de teren, dar și în funcție de gradul de înclinare (Rădoane și colab., 2001). Având în vedere caracteristicile generale ale versanților (morfografie, morfometrie, substratul litologic și modul de utilizare ale acestora) putem spune că în regiunea de studiu diferențierea acestora este strâns legată de rețeaua de văi care a dus la apariția dublei asimetrii structurale.

Asimetria structurală de ordinul I este datorată acțiunii rețelei hidrografice orientate subsecvent față de rezultanta monoclinală. Este caracterizată printr-un profil transversal asimetric, unde un versant joacă rol de frunte de cueștă cu expoziție nordică, iar celălalt reprezintă un revers de cueștă cu expoziție sudică. Acest tip de asimetrie apare, de regulă, în cursul mijlociu al bazinului, pe versantul stâng, puternic fragmentat de văi torențiale care realizează mici frunți de cueștă cu expoziție nordică. În bazinul inferior, pe ultimul tronson, cu lungimea de până la 2 km și până la gura de vărsare, este dezvoltat cel mai reprezentativ areal cu asemenea asimetrie, unde versantul stâng, scurt și mai abrupt reprezintă frunte de cueștă cu expoziție nordică, iar cel drept, revers de cueștă, mult mai domol și mai prelung.

Asimetria structurală de ordinul II cuprinde majoritatea văilor consecvente/reconsecvente caracterizându-le printr-un profil transversal asimetric, versantul stâng – frunte de cueștă cu expunerea general vestică, iar cel drept – revers de cueștă cu expoziția estică. Cea mai impunătoare frunte de cueștă se dezvoltă în bazinul superior de la obârșie până la confluența cu Crăciun, coasta Cîrpeștiului, pe o lungime de aproximativ 13 km. Acest tip de asimetrie se mai întâlnește în sectorul inferior, pe o distanță de 4 km, dar și pe văile reconsecvente de pe flancul drept al bazinului Larga.

Un caz aparte îl formează cursul mijlociu al văii Larga, unde are o deviere de circa 60° spre est față de direcția nordului geografic (fig. 56), ceea ce a permis formarea unei “*cuește reprezentative*” (Ioniță, 2000). În concepția aceluiași autor, această deviere este prezentă pe tronsoanele bazinelor hidrografice limitrofe (Tigheci, Saca,

Galmaje), creând imaginea dispunerii “în oglindă” a acestor cueste ideale, dacă avem în vedere și cuestele din Câmpia Colinară a Elanului.

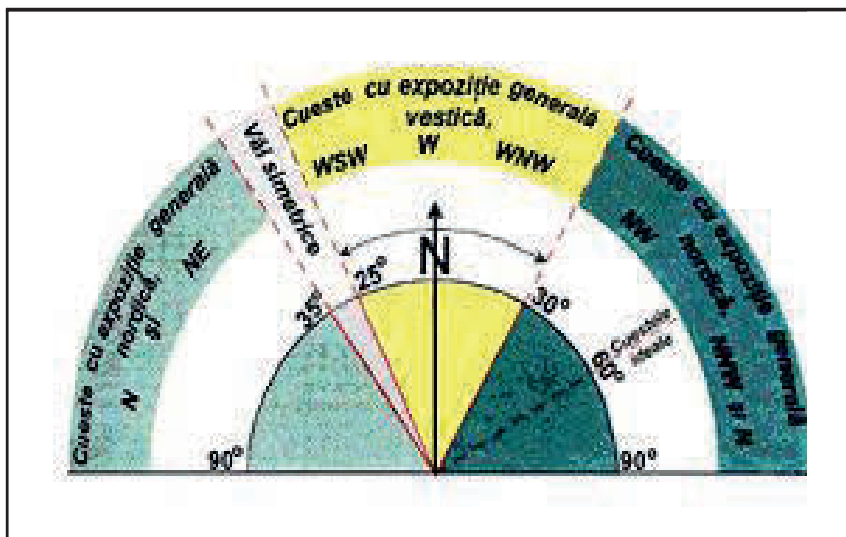


Fig. 56. Schema domeniilor potențiale de răspândire a cuestelor
(Ioniță, 1998)

Cuesta reprezintă „ o formă de relief asimetrică, foarte frecvent în regiunile cu structură monoclină, reprezentată printr-un abrupt, fruntea ce retează capetele de strate și care este orientată contrar înclinării stratelor și un versant mai domol, reversul orientat conform înclinării stratelor” (Donisă, Boboc, Ioniță, 2009). A fost introdus în geomorfologie de W.M. Davis (din toponomia mexicană), pentru a defini o formă de relief alcătuită din două elemente principale: *fruntea cuestei* - sau frontul cuestei, care este abruptul ce retează stratele în cap), și *reversul cuestei* - sau spinarea cuestei, suprafață mai lină și netedă suprapusă unui strat dur).

Pentru relieful teritoriului de la est de Prut acest termen de cuestă nu este utilizat, deoarece geomorfologia a rămas, încă o disciplină patronată de influențele Școlii Ruse. Conform, Dicționarului Rusesc de Geomorfologie (Ahromeev, 2002) cuesta reprezintă o formă de relief asimetrică ce se formează în regiunile cu structuri monoclinale (cu înclinare de la 2-3° la 15-20°) constituite din strate de roci doar dure, identificate de fapt cu platformele structurale (ex. relief de cueste din Crimeea, nordul Caucazului etc.).

Conform hărții geomorfologice, realizată cu ajutorul cercetărilor de teren, a bazei de date din laborator și a sistemelor geografice informaționale, versanții au fost grupați în două categorii:

- versanții cu rol de *frunte de cuestă*
- versanții cu rol de *revers de cuestă*.

Versanții cu rol de frunte de cuestă ocupă 5454,94 ha (37,14%) din suprafața totală a bazinului, diferențiați în funcție de expoziție în:

Fruntea de cuestă cu expoziție nord-nord-vestică (NNV) este tipică tronsonului mijlociu subsecvent, având o pondere de 16,96 % din suprafața bazinului (fig. 57). Această frunte este secționată de afluenți mici obsecvenți de stânga. Datorită pantei ridicate de peste 15°, a energiei reliefului de peste 50 m și a substratului luto-argilos, fruntea de cuestă este afectată de alunecări de teren,acompaniate de eroziunea solului și ravenare.



Fig. 57 Cuestă reprezentativă în tronsonul mijlociu al văii Larga

Frunțile de cuestă cu expoziție vestică (V) sunt predominante pe cursul superior și inferior al bazinului Larga, ocupând o suprafață de 2963,19 ha (20,18 % din teritoriu). Cea mai impunătoare frunte vestică este coasta Cîrpeștiului (din Larga superioară), însă datorită evoluției progresive a văii spre izvoare atât versantul stâng (frunte vestică), cât și cel drept (revers estic) capătă un aspect simetric. De amploare mult mai mică sunt frunțile de cuestă ale văilor

reconsecvente de pe dreapta văii Larga, cum ar fi versantul stâng al bazinelor Rusca, Lingura, Tartaul, Ciubuclia, Valea Stâinii.

Versanții cu rol de revers de cuestă sunt întâlniți în partea de vest a bazinului și ocupă o suprafață de 6968,18 ha (47,44 % din suprafață). Acești versanți au trăsături diferite față de versanții cu rol de frunte de cuestă, sunt prelungi și domoli, cu pante mai reduse, cuprinse între 2° și 10° , orientate spre est în cazul văilor reconsecvente/consecvente și spre sud în cele subsecvente. Uneori, la baza versanților apare o bordură mai puternic înclinată, a cărei geneză este strâns legată de adâncirea rapidă a văii într-un interval de timp scurt. În unele situații această bordură ajunge să fie acoperită aproape integral de alunecări de teren. Astfel, în urma evaluării gradului de degradare, reversurile au fost diferențiate în reversuri slab-moderat degradate și reversuri puternic degradate.

Reversurile slab-moderat degradate sunt extinse pe o suprafață de 6453,69 ha, de altfel dețin cea mai mare pondere (peste 43,93 %) din suprafața totală a bazinului Larga. Acest tip de revers se deosebește categoric de celelalte forme de relief, îndeosebi prin lungimea versanților de peste 5 km, înclinări de $1-3^{\circ}$ și modul de folosință predominant arabil. Cele mai caracteristice procese geomorfologice sunt eroziunea solului și ravenarea, îndeosebi unde substratul litologic este mai nisipos, dar cu intensități reduse.

Reversurile puternic degradate ocupă 514,49 ha (peste 3,51 % din teritoriu) și sunt caracteristice versanților de stânga al văilor reconsecvente, unde datorită subminării bazei versantului și prin adâncirea puternică a văii către izvoare, se produc frecvent deplasările de teren (fig. 58).



Fig. 58 Revers cu expoziție estică puternic degradat în cursul superior al văii Lingura

După precizările făcute anterior, majoritatea afluenților de dreapta sunt resecvenți (Rusca, Lingura, Ciubuclia, Valea Stâniei etc.) caracteristici asimetriei de ordinul al II-lea, obișnuit cu profil transversal asimetric, însă din cauza degradării puternice a terenului pe ambii versanți, profilul devine frecvent simetric.

Relieful de acumulare fluvială

Rețeaua hidrologică are un rol esențial în sculptarea și fragmentarea regiunii de studiu. Relieful de acumulare este reprezentat de șesuri aluviale, terase fluviale, glacisuri și conuri de dejecție, ocupând cele mai joase zone ale bazinului (fig. 59 și fig. 60). Acest tip de relief se extinde pe o suprafață de 1689,05 ha (peste 11,5 % din suprafața arealului cercetat), din care doar glacisurilor le revin peste 5 %.

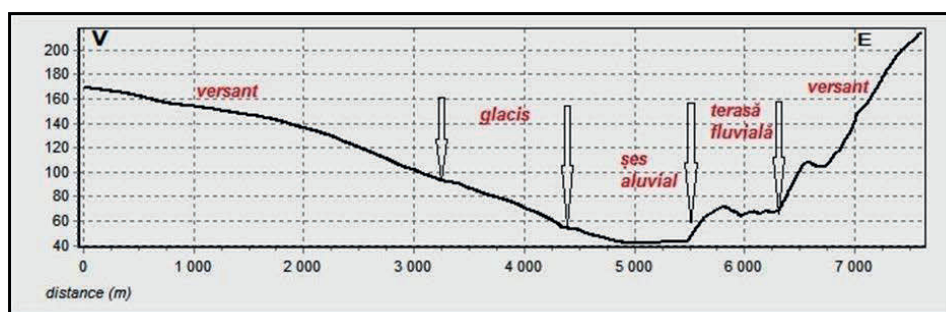


Fig. 59 Profil transversal pe direcție V-E prin bazinul inferior al văii Larga

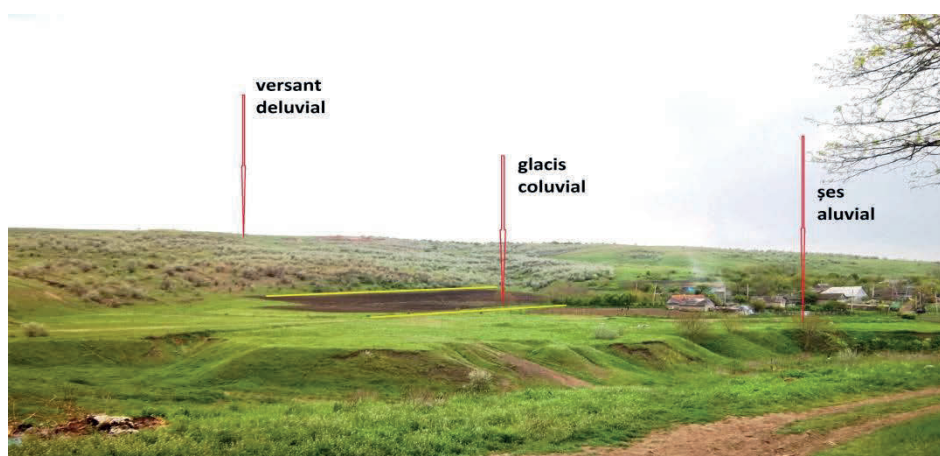


Fig. 60 Forme de relief de acumulare la nord de Cîrpești

Şesuri aluviale

Luncile reprezintă cele mai joase și tinere forme de relief de acumulare fluvială și prezintă o pondere de 4,38 % (642,03 ha) din suprafața totală. În arealul cercetat, cea mai reprezentativă luncă este cea a văii Larga, cu lărgiri semnificative în sectorul mijlociu și inferior, constituită dintr-o serie de depozite sedimentare. Lățimea medie este cuprinsă între 200 și 300 m, însă variază de la un sector la altul. Valorile cele mai ridicate, de până la 500 m, se întâlnesc la confluența cu afluenții de stânga, iar cele mai mici de până la 50 m se înregistrează pe tronsonul superior al bazinului. Pe afluenții secundari, șesurile aluviale au o extindere mai redusă, precum cele de pe Rusca, Lingura sau Tartaul.

Şesurile aluviale din regiune sunt de natură mixtă, aluvio-coluviale. Cele cu caracter aluvial propriu-zis se dezvoltă în aval cu confluența văii Rusca, unde lățimea maximă a albiei majore ajunge la 280 m. În jumătatea vestică a bazinului, la sud-vest de localitatea Flocoasa, au fost semnalate o serie de „văi coluviale”, denumite astfel de Martiniuc (1954) pentru teritoriul din partea dreaptă a Prutului.

Evoluția albiilor minore este dată de climatul secetos, cu regim torențial al precipitațiilor, care pot duce la modificări locale ale fundului văii, depuneri relativ bruște de aluviuni, cu evoluția rapidă a profilului longitudinal și apariția fenomenului de îmbătrânire prematură a albiilor (Filipescu, 1950). Fenomenul de supraînălțare a albiei majore a fost identificat la sud-est de localitatea Flocoasa determinat în mare parte și de modul de utilizare a terenurilor (fig. 61).

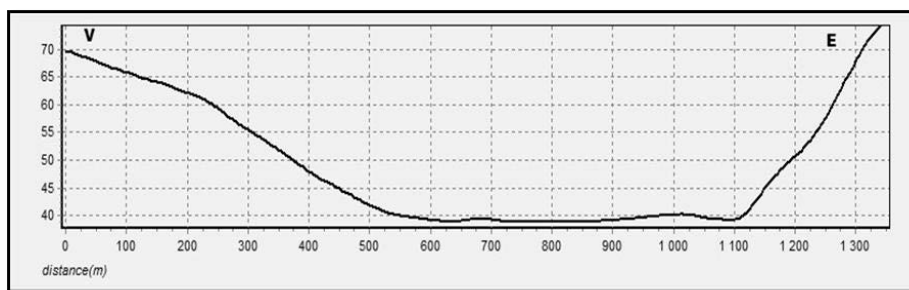


Fig. 61 Profil transversal prin valea Larga la sud-est de Flocoasa

Modificarea direcției de scurgere a râurilor, chiar și cu valori mici, este foarte importantă deoarece atrage după sine modificări geomorfologice însemnate. Cele mai reprezentative și mai tipice exemple de modificare a direcției de a gurii de

vărsare se întâlnesc la văile Lăpușna, Sărata, Tigheci și Larga (fig. 62). După un studiu mai avansat, privind acest fenomen, Porucic, (1921) observă că în amonte de gura de vărsare a acestor văi se găsesc poduri vechi de terasă, sub formă de platouri cu altitudini de 140 - 160 m. La gura de vărsare a văii Larga, lunca Prutului are 10 m altitudine, iar platoul din amonte are cota de 150 m, care nu reprezintă altceva decât o veche terasă ce se ridică deasupra luncii cu 135 m (fig. 63 și fig. 64).

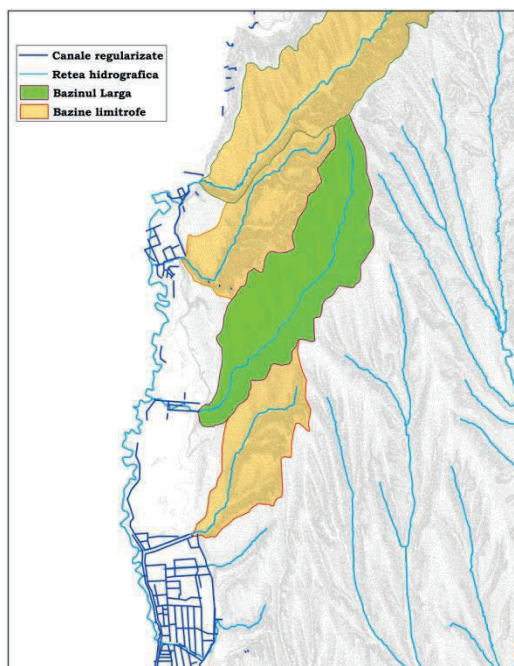


Fig. 62 Modificarea direcției de scurgere pe conurile de dejecție ale unor afluenți de stânga ai Prutului



Fig. 63 Modificarea direcției de scurgere a cursului inferior al râului Larga spre gura de vărsare

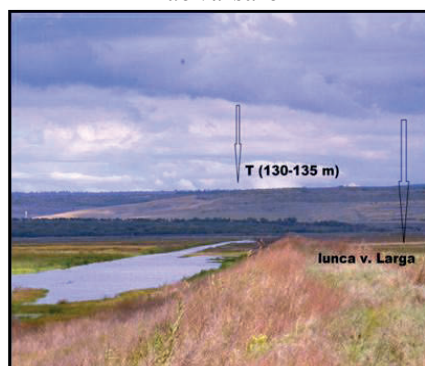


Fig. 64 Terasă a Prutului ($T_{130-135m}$) la confluența cu Larga (18.09.2013)

Totuși, considerăm că schimbarea bruscă, spre vest, a orientării văilor din cursul inferior nu este datorată prezenței unor poduri vechi de terase ale Prutului ci devierii spre dreapta pe conul lor de dejecție din zona de confluență. Aluvionarea și coluvionarea intensă, dar și intervenția antropică au mascat vechea albie a văii Larga, care nu a fost îndeajuns adâncă pentru a se putea regăsi în relief.

Pe partea dreaptă a bazinului Prut (la aceeași latitudine cu bazinul hidrografic Larga) se observă același fenomen, de modificare a direcției de scurgere, pe văile Elan și Chineja.

Glacisurile

Formațiunile de racord reprezintă forme relativ recente de relief și sunt redată prin glacisuri și conuri de dejecție. Glacisurile s-au format fie în urma dislocării materialului erodat de pe versanți și depus la baza acestora, fie prin conjugarea mai multor conuri de dejecție provenite ca urmare a manifestării proceselor de eroziune. Dintre formele reliefului de acumulare fluvială, acestora le revine cea mai mare suprafață de 752,53 ha (5,12 %)

Cele mai bine reprezentate sunt glacisurile situate în treimea inferioară a versanților, la contactul dintre reversuri și lunci, iar în funcție de geneză aceste depuneri pot fi de natură coluvială, aluvială sau proluvială (fig. 65).

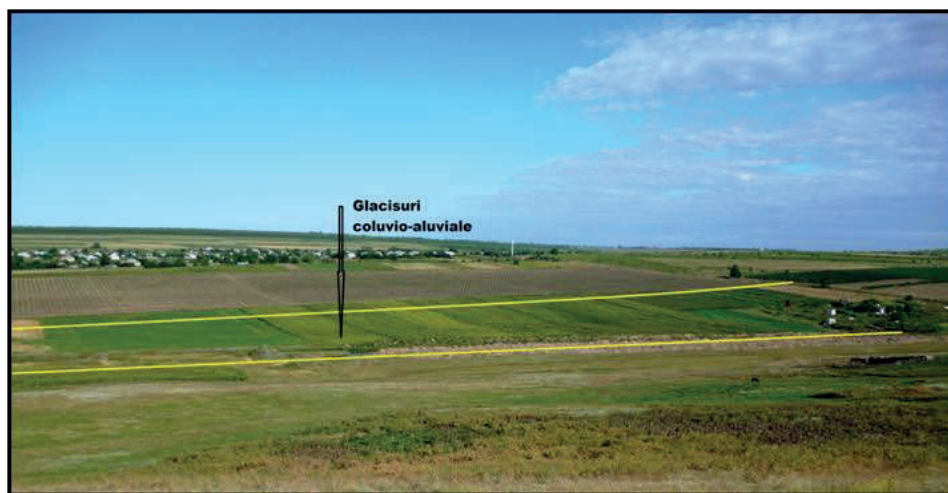


Fig. 65 Glacisuri coluvio-aluviale pe valea Larga la sud-est de localitatea Lingura

Zonele de debușeu ale ravenelor și ale văilor cu caracter torențial, prin unirea unor conuri de dejecție, intensifică formarea glacisurilor proluviale sau coluvio-proluviale, alcătuite din material mai grosier (nisipuri, rar pietrișuri etc.).

În bazinul inferior al văii Larga au fost identificate văi tinere cu lățimi reduse și fără un canal de scurgere continuu. În concepția lui Martiniuc (1954), coluvionarea intensă a talvegului capătă forme avansate, atribuindu-le denumirea de văi coluviale (fig. 66).

Glacisurile aluvio-coluvio-proluviale reprezintă spații favorabile amenajărilor agricole, datorită solurilor cu o fertilitate mai bună, construcțiilor sau căilor de comunicație.



Fig. 66 Vale coluvială la sud-vest de Flocoasa

Terasele fluviale

Terasele fluviale în bazinul Larga au o prezență izolată, semnalându-se doar câteva fragmente în sectorul inferior. În aval de localitatea Flocoasa apar câteva nivele de terasă cu altitudini ce nu depășesc de 5-7 m. Cele mai reprezentative terase sunt cele ale Prutului. În urma cercetărilor și observațiilor efectuate în teren, dar și după hărțile geologice, au fost semnalate trei terase principale, a treia fiind pusă sub semnul întrebării din cauza poziționării la o altitudine foarte mare. Prima terasă se situează la 125-135 m altitudine relativă, a doua ($T_{170-180}$ m) și a treia ($T_{225-245}$ m). Aceste terase au fost identificate și în bazinele hidrografice (la nord – vest, bazinele Tigheci și Sacă, la sud-est, bazinul Galmaje) din vecinătatea imediată a bazinului Larga (fig. 67).

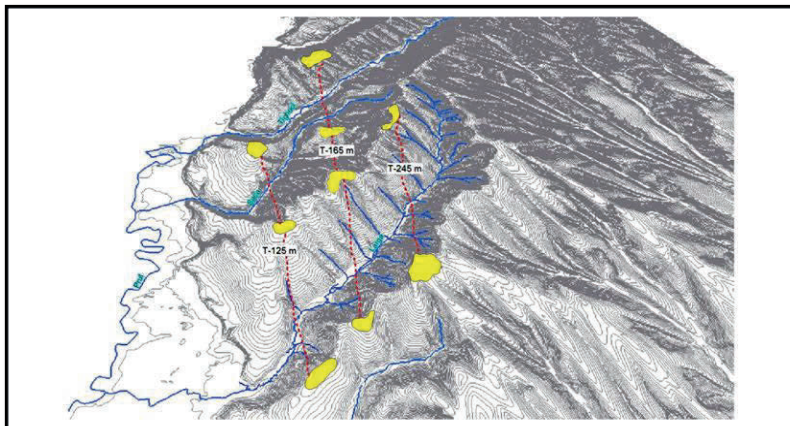


Fig. 67 Terasale Prutului semnalate după hărțile topografice (scara 1:25000) și hărțile geologice (scara 1:50000)

Terasa I – corespunde în totalitate cu terasa a VIII-a din Pleistocenul mediu-superior (după harta geologică a Moldovei (1971). Altitudinea absolută este de 140-150 m, iar cea relativă de 125-135 m și poate fi identificată pe reversul estic al bazinului inferior, la nord-vest de localitatea Flocoasa. Această terasă este constituită din nisipuri, pietrișuri și argile, iar sub aspect morfologic se pune în evidență mult mai greu.

Terasa II – a fost identificată atât pe versantul drept, cât și pe cel stâng al bazinului Larga. Dacă pe cel drept se impune în relief pe reversul estic slab degradat, pe versantul stâng se suprapune peste fruntea de cuestă vestică afectată de alunecări de teren, iar structura acesteia este măscată de depozite deluviale. Altitudinea absolută este de 180-190 m, iar cea relativă de 170-180 m fiind alcătuită preponderent din pietrișuri și nisipuri. După harta geologică a Moldovei SSR (1971), coincide cu terasa a IX-a, din Pliocenul superior.

Terasa III – este reprezentată pe culmea principală a versantului drept din bazinul superior, îndeosebi pe dealurile Cîrpeștilor și Lingurii. Are o răspândire mult mai mare față de primele două, iar suprafața sa este supusă unor variații altitudinale datorate eroziunii exercitate de apele care se scurg atât în bazinul Larga cât și în Saca și Tigheci. Dacă la nord-est, altitudinea absolută este 260 m și cea relativă de 245 m, spre sud-vest coboară la 240 m altitudine absolută și 225 m cea relativă. Aceasta corespunde cu terasa a X-a, din Pliocenul superior, însă prin comparație cu terasele din partea dreaptă a Prutului, care au altitudini mult mai mici, nu putem

afirma cu certitudine că reprezintă o terasă. Cu toate acestea, la partea superioară au fost identificate pietrișuri bine rulate, nisipuri și luturi loessoide (fig. 68).



Fig. 68 Terasa superioară la vest de Cârpești

Deoarece litologia în care s-a sculptat relieful este ușor modelabilă de agenții externi, structura teraselor este slab evidențiată și mascată de depozite coluviale, iar racordul dintre terasă și versant se face prin astfel de depozite (Condurache, 2006).

Relieful antropic

Omul, prin activitatea sa, și-a adus contribuția la modificarea reliefului existent și la apariția unor forme noi, de dimensiuni mai reduse, impuse în peisaj prin aspecte geomorfologice specifice acțiunii antropice. Modificările de natură antropică s-au datorat în primul rând despăduririlor, deșțelenirii și terasărilor (fig. 69).



Fig. 69 Amenajare antierozională cu terase banchetă, scoasă din funcțiune la est de localitatea Tartaul

În perioada sovietică, mai ales după anii 1970, au fost aplicate și executate o serie de măsuri și lucrări de amenajare antierozională pe suprafețele intens erodate, care s-au concretizat prin introducerea sistemelor de cultură pe direcția curbilor de nivel, în fâșii cu benzi înierbate, cât și prin amenajarea teraselor-banchetă pe versanții cu înclinare ridicată.

În anii 1970-1980 s-au efectuat numeroase lucrări hidroameliorative, îndeosebi canale de irigații în lunca inferioară a văii Larga și diguri la principalele lacuri de acumulare. Realizarea infrastructurii de transport a determinat construirea rambleelor, cu înălțimi cuprinse între 1-3 m, pentru șoselele principale amplasate în zona de luncă (ex. la sud-vest de localitatea Flocoasa, tronsonul dintre localitățile Lingura și Tartaul).

După 1990, multe lucrări au fost distruse, majoritatea plantațiilor pomicole au fost defrișate, iar terenurile folosite pentru pășunat. Deseori, în urma unor averse torențiale, traseele de drum executate pe direcția deal-vale s-au transformat în ravene, precum pe versantul dealului Tutovani, iar o serie de terase-banchetă au fost abandonate, degradându-se prin suprapășunat, alunecări și ravene.

3.3. Procese geomorfologice actuale

Procesele geomorfologice sunt definite ca forme concrete de manifestare a agenților modelatori (litologie, relief, climă, hidrografie, vegetație și în mod special de intervenția antropică) și duc la degradarea solului pe suprafețe extrem de extinse.

Eroziunea în suprafață

Eroziunea în suprafață este considerată un proces pedo-geomorfologic și se dezvoltă pe toate terenurile în care există o pantă cât de mică care să poată permite o scurgere difuză a apelor, fiind provocată de scurgerea dispersată (Niacșu, 2012). Condițiile prielnice pentru eroziunea în suprafață reprezintă în primul rând friabilitatea păturii superioare a solului, lipsa covorului vegetal, panta și torențialitatea ploii.

Ioniță (2000) definește eroziunea solului ca 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 prin picături de ploaie are un impact redus asupra modificărilor directe ale reliefului, deoarece particulele dislocate sunt transportate la distanțe mici, însă este foarte importantă prin faptul că pregătește materialul care poate fi ușor preluat de scurgerea de suprafață. Eroziunea provocată de scurgerea în suprafață implică două aspecte. Conform lui Moțoc (1963), aceasta poate fi dispersată și/sau concentrată.

Eroziunea provocată de scurgerea dispersată se caracterizează prin apariția unor microcurenți împrăștiați, cu caracter pulsatoriu ca urmare a fenomenelor de antrenare - depunere a materialului solid. Acest tip de eroziune se caracterizează prin apariția și dezvoltarea unor șiroaie elementare repartizate oarecum uniform în suprafață și au adâncimi de până la 2-3 cm (Ioniță, 2000).

Eroziunea produsă de scurgerea concentrată se manifestă prin apariția unor șanțulețe mici de 3-20 cm, denumite rigole mici, formându-se în urma ploilor torențiale sau la topirea zăpezilor. Aceasta reprezintă o formă mai avansată a eroziunii în suprafață și constituie începutul formării șiroaielor propriu-zise.

Eroziunea solului din bazinul hidrografic Larga a fost estimată prin prelucrarea datelor din studiile pedologice efectuate de către Institutul de Pedologie, Agrochimie și Protecție a solurilor „N. Dimo” I.P.A.P.S. din Chișinău, pentru comunele Lărguța, Haragîș, Cîrpești, Lingura, Tartaul, Plopi, Ciobalaccia, Cucoară, Chircani, Rumeanțev și Gotești. Criteriile de clasificare au fost corelate cu cele ale I.C.P.A. (MESP, 1987).

Din analiza efectuată de pe studiile pedologice reiese faptul că în arealul cercetat de noi, circa 4114,97 ha de teren (335,16 % din suprafața terenurilor agricole) sunt afectate de eroziunea moderată, pe 3421,32 ha (29,23 %) predomină eroziunea slabă, iar 2595,15 ha (22,18 %) sunt puternic erodate (fig. 70 și fig. 71). Terenurile cu o eroziune foarte puternică și excesivă au o răspândire mai mare pe versantul stâng cu rol de frunte de cuestă, având o pondere de 5,94 % (694,91 ha) din arealul agricol, iar cele considerate neapreciabile (terenuri cu eroziune absentă, caracteristicile luncilor) dețin o suprafață totală de 876,65 ha (7,49 %).



Fig. 70 Sol moderat erodat pe reversul cu expoziție sud-estică, la sud de Flocoasa

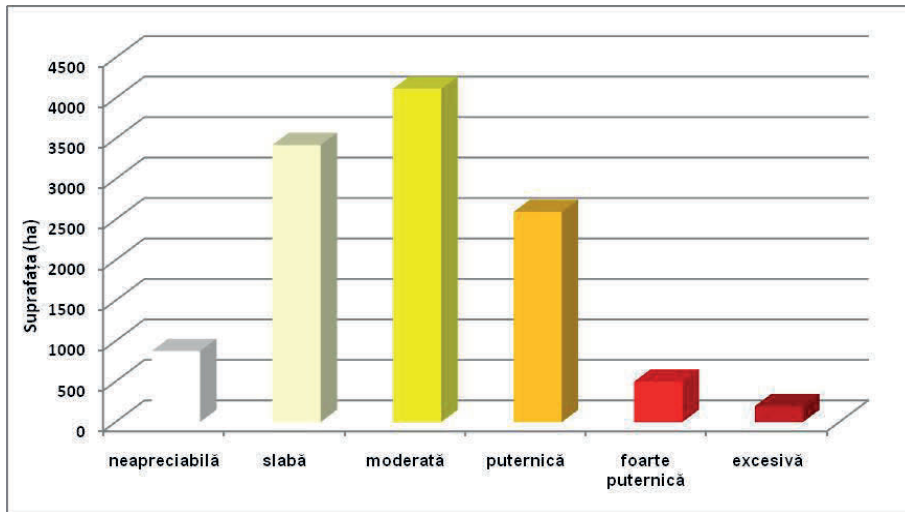


Fig. 71 Suprafața solurilor erodate pe clase de intensitate (prelucrare după studiile pedologice în scara 1:10000, realizate de către IPAPS)

Conform hărții eroziunii solurilor se observă că terenurile slab erodate se găsesc pe versanții cu rol de revers de cuestă, care în general sunt cu înclinări reduse și uniforme (fig. 72).

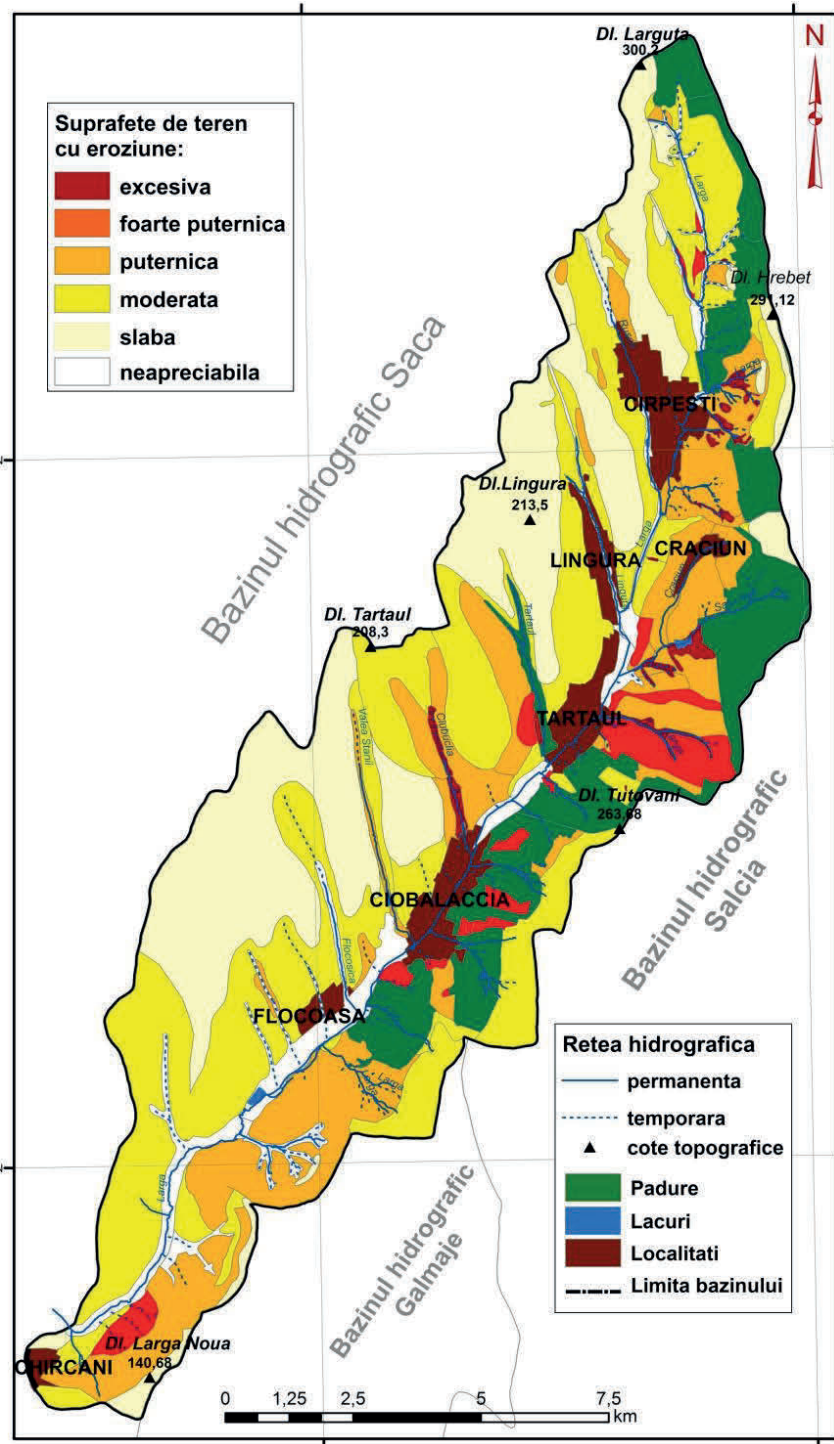


Fig. 72 Harta eroziunii solurilor din bazinul Larga (prelucrare după studiile pedologice în scara 1:10000, realizate de către IPAPS)

Procesul de eroziune are o eficiență ridicată în special în treimea superioară și mijlocie a versanților, iar materialele dislocate sunt redistribuite în treimea inferioară a acestora. Acest lucru se poate observa și morfologic prin crearea, uneori, a unei ușoare convexități sau, mai clar, prin evidențierea în cadrul culturilor existente mult mai bine dezvoltate, viguroase, care contrastează uneori net față de culturile care se dezvoltă în treimea mijlocie a versanților, lucru datorat aportului suplimentar de humus translocat de pe versanți. Pe versanții utilizați pentru pășunat, acoperiți cu vegetație ierboasă, procesul este mai redus ca intensitate în detrimentul frunților de cuestă unde se practică suprapășunatul, iar lipsa covorului vegetal poate determina o eroziune puternică spre excesivă.

Evaluarea cantitativă a eroziunii necesită o abordare științifică cât mai exactă și cât mai corectă. În acest fel, începând cu anii cincizeci apar o serie de ecuații bazate pe o serie de factori ce determină eroziunea solului, precum ecuația Wischmeier W., Smith D., (1958), Stănescu P. (1975), Slastihin V., (1964), Mirțhuleava Ț., (1978), Moțoc M. (1975-1979), deja complete și practicabile.

În condiții geografice asemănătoare cu afluenții de dreapta ai Prutului, pentru regiunea studiată s-a încercat o adaptare a relației de calcul a eroziunii în suprafață, elaborată de Moțoc și colab. (1975-1979) privind estimarea pierderilor medii anuale de sol.

Astfel, a fost aplicată formula:

$$E = K \times L^{0,3} \times (1,36 + 0,97 \times I + 0,138 \times I^2) \times S \times C \times Cs$$

în care:

E = rata medie multianuală a eroziunii (t/ha)

K = coeficientul de agresivitate pluvială

L = lungimea versantului (m)

I = panta terenului (%)

S = coeficientul de corecție pentru erodabilitatea solului

C = coeficientul de corecție pentru efectul vegetației

Cs = coeficientul pentru efectul lucrărilor antierozionale

Aplicarea ecuației universale a eroziunii (Moțoc și colab., 1975-1979) pentru bazinul Larga s-a realizat prin integrarea unor date de intrare, reprezentate prin modelul numeric al terenului cu rezoluție de 5x5, obținut pe baza planurilor topografice la scara 1:5000; harta solurilor la scara 1:10000; harta utilizării terenurilor prelucrată după ortofotoplanuri cu rezoluția de 0,5 m. Erozivitatea pluvială a fost considerată constantă, caracteristică pentru sudul Podișului Moldovei, având valoarea de 0,13. Erodabilitatea solurilor s-a determinat în funcție de tipul de sol, textura și gradul de eroziune în suprafață. Influența vegetației s-a cuantificat pe baza hărții utilizării terenurilor prin înregistrarea coeficienților erozionali în tabela de atribute. De asemenea, a fost testată utilitatea imaginilor satelitare LANDSAT pentru cuantificarea acestui parametru. Toți factorii de control ai eroziunii au fost derivați în format raster, din combinarea lor rezultând eroziunea potențială și eroziunea efectivă.

Făcând abstracție de la influența vegetației și lucrările de combatere a eroziunii s-a cuantificat eroziunea determinată doar de factorii pedologici și geomorfologici, definită ca *eroziunea potențială*. Pe baza calculelor, în arealul cercetat, media eroziunii potențiale este de **10,4 t/ha/an**, valoare ce se încadrează într-un grad erozional moderat.

Din analiza figurilor 73 și 74, terenurile cu o eroziune potențială slabă (< 8 t/ha/an) totalizează 43,15 % din suprafața totală a terenurilor agricole și ocupă areale cu pante reduse (platouri sculpturale, reversuri domoale, lunci). Suprafețele cu valori cuprinse între 8-15 t/ha/an corespund unui risc erozional moderat și se suprapun reversurilor de cuestă, caracterizate prin pante de 5-10°.

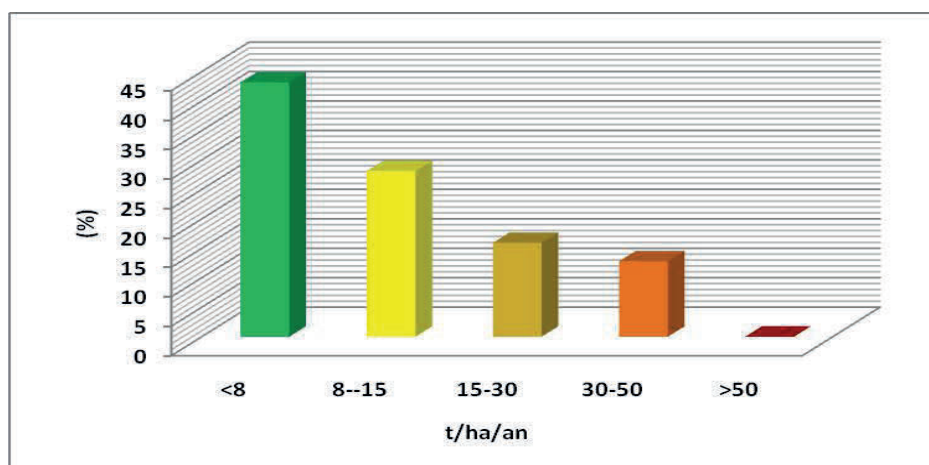


Fig. 73 Ponderea claselor de eroziune potențială în bazinul Larga

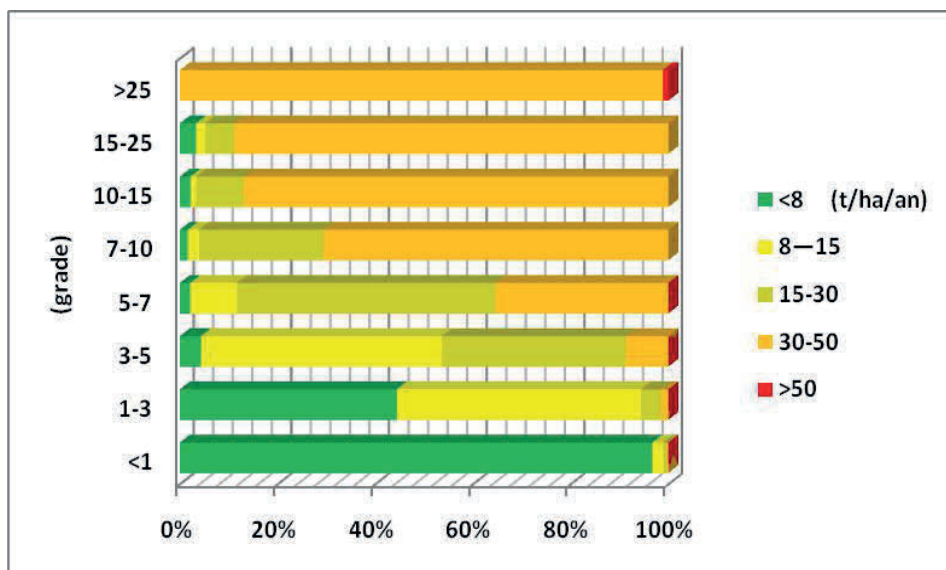


Fig. 74 Ponderea claselor de eroziune potențială pe categorii de pante în bazinul Larga

Eroziunea potențială puternică (15-30 t/ha/an) caracterizează frunțile de cuestă, mai ales cele de pe flancul stâng al bazinului. O pondere de 12,8 %, destul de ridicată pentru arealul cercetat, dețin terenurile cu o eroziune foarte puternică și excesivă (peste 30 t/ha/an) și se suprapun cornișelor de desprindere și malurilor abrupte ale ravenelor (fig. 75).

Derivată direct din ecuația universală a eroziunii (Moțoc și colab. 1975), cu integrarea învelișului vegetal, a fost obținută *eroziunea efectivă* a bazinului hidrografic Larga. Lipsa informațiilor asupra măsurilor antierozionale din regiunea de studiu nu ne-a permis să o integram în ecuație. Totuși această lipsă nu afectează în mod deosebit rezultatul, datorită ponderii reduse ale amenajărilor antierozionale.

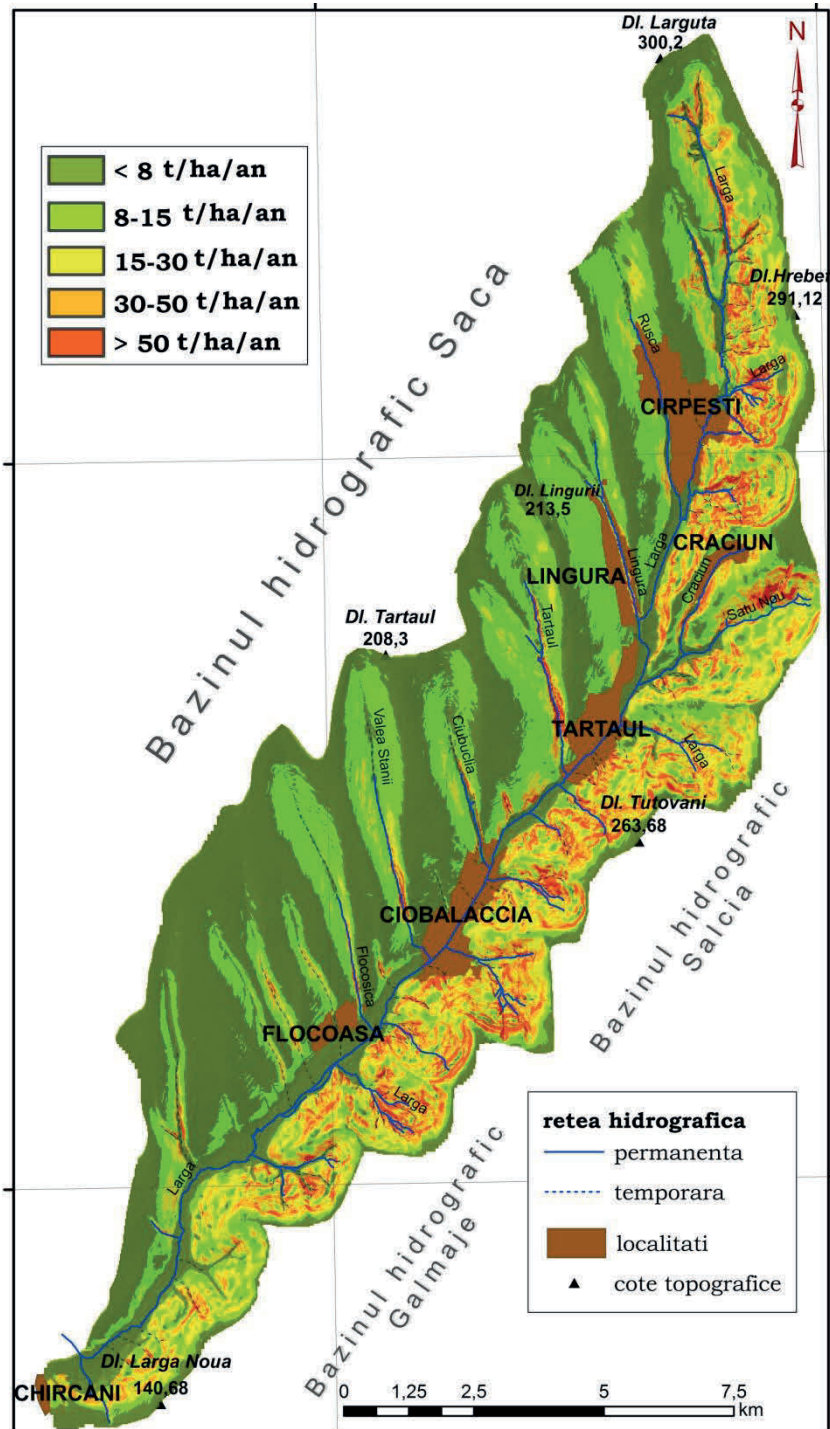


Fig. 75 Harta eroziunii potențiale în bazinul Larga

În urma procesării acestor informații s-a ajuns la concluzia că, pentru regiunea studiată, pierderile medii anuale de sol datorate eroziunii efective sunt **de 6,7 t/ha/an**, valoare mult mai redusă față de eroziunea potențială, datorată efectului de vegetație care frânează și uniformizează eroziunea în suprafață. Astfel, cea mai mare frecvență (42,74 %) o au terenurile cu rate ale eroziunii efective cuprinse sub 5 t/ha/an, ce caracterizează culmile sculpturale, culmile-platou, șesurile aluviale și reversurile de cuestă slab înclinate (fig. 76,77 și 78).

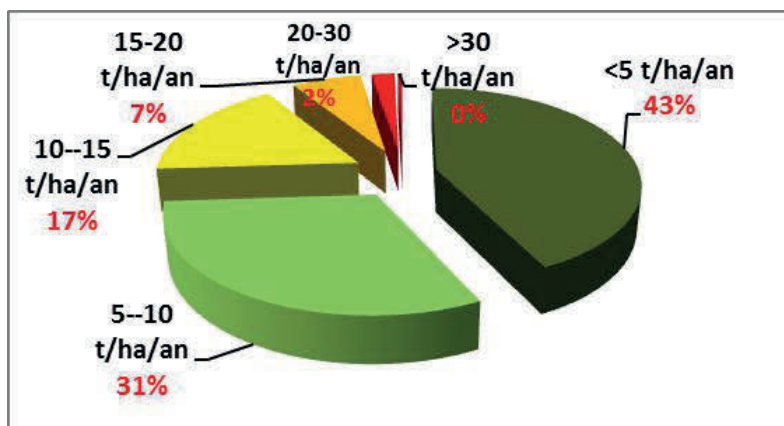


Fig. 76 Ponderea claselor pierderilor medii anuale de sol

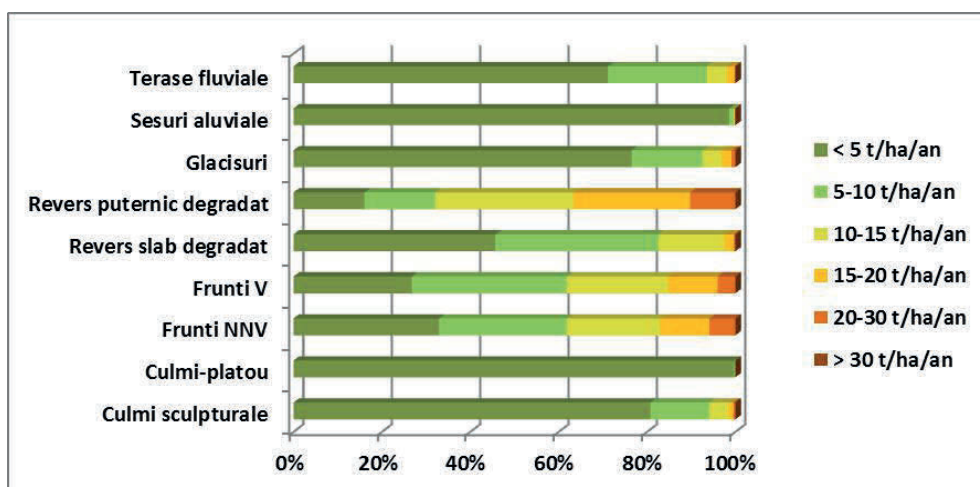


Fig. 77 Ponderea claselor de eroziune efectivă pe forme de relief în bazinul hidrografic Larga

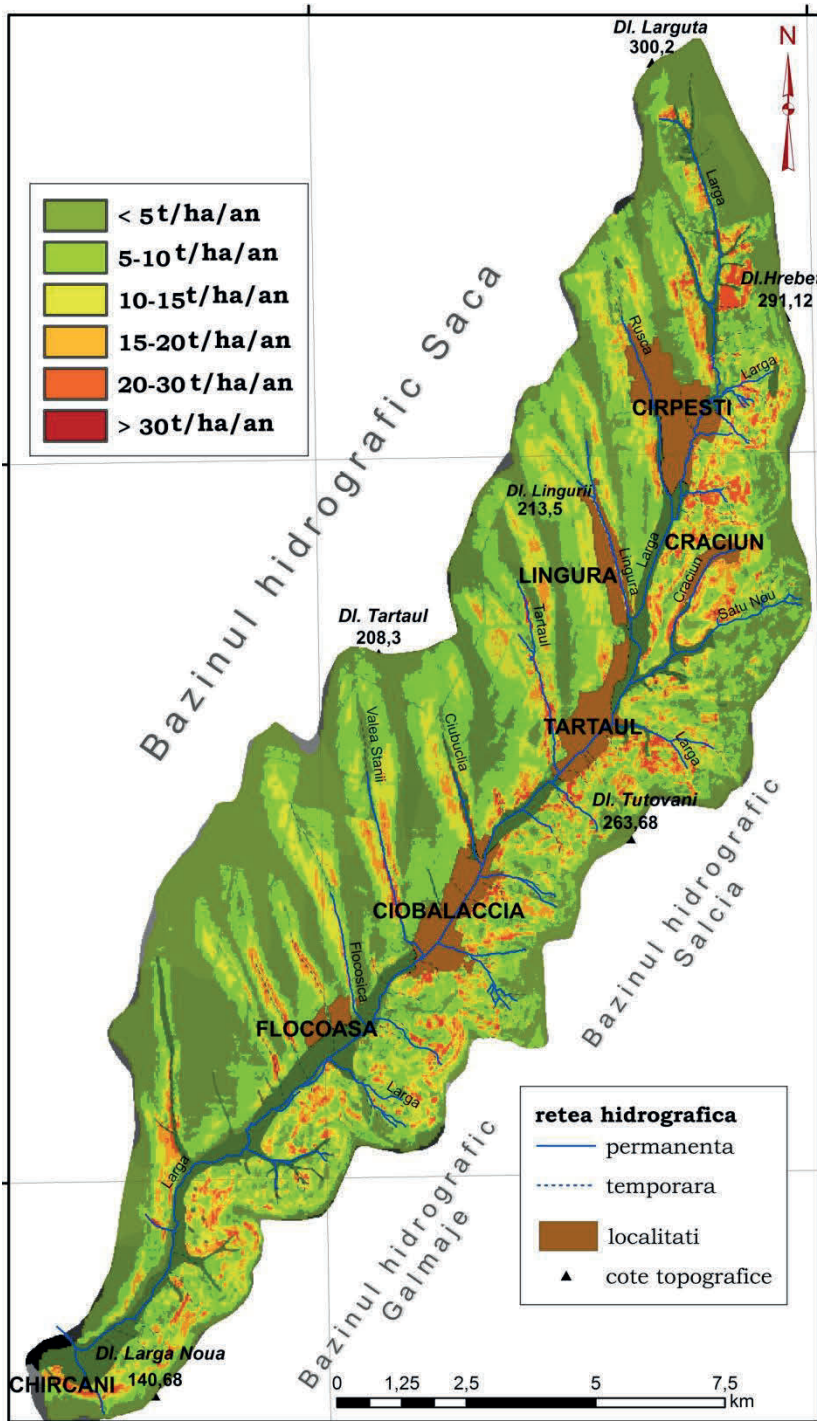


Fig. 78 Harta eroziunii efective pe terenurile agricole din bazinul Larga

O pondere însemnată de 31,23 % dețin suprafețele cu o eroziune de 5-10 t/ha/an și ocupă arealele de pe treimea inferioară a frunților de cuestă cu expoziție nord-nord-vestică și vestică. Terenurile cu eroziune efectivă de 10-15 t/ha/an și 15-20 t/ha/an corespund fronturilor de cuestă și dețin o pondere 16,98%, respectiv 6,51%. În schimb, suprafețele cu eroziune foarte puternică (20-30 t/ha/an) și excesivă (> 30 t/ha/an) ocupă 2,54 % din teritoriu și sunt răspândite cu precădere pe terenurile cu pante mari, cum este cazul cu malurile ravenelor, cornișele de alunecare, dar și pe anumite sectoare ale reversurilor puternic degradate.

Eroziunea în adâncime

Eroziunea în adâncime reprezintă unul dintre cele mai caracteristice procese geomorfologice pentru Colinele Tigheciului, implicit pentru bazinul hidrografic Larga.

Procesul de eroziune în adâncime apare în momentul în care scurgerea de suprafață se concentrează pe un substrat slab rezistent și lipsit de învelișul vegetal protector (Ioniță, 2000).

Din punct de vedere al dimensiunii, Moțoc și Băloiu (1975) clasifică formele eroziunii în adâncime în:

- *rigole (mari)*, adâncimi între 20-50 cm
- *ogașe*, adâncimi între 50 cm-2 m
- *ravene*, adâncimi mai mari de 2 m.

Între *rigola mică* (formă a eroziunii în suprafață) și *rigola mare* (formă incipientă a eroziunii în adâncime) nu se poate o distincție foarte clară și de aceea, autori menționați consideră că „eroziunea în *rigole* este o formă de tranziție între eroziunea în suprafață și cea în adâncime”. *Ogașele* au aspect de șanțuri, cu lungimi și adâncimi variabile, apărute mai ales pe solurile arate.

În ceea ce privește clasificările ravenelor, se are în vedere poziția, suprafața de recepție, configurația în plan, forma secțiunii transversale, adâncimea și intensitatea ravenării.

Elementele componente ale unei ravene sunt (Băloiu, 1975):

- ❖ vârful ravenei, zona de obârșie a ravenei cu existența a unui sau a mai multe vărfuri;

- ❖ malurile ravenei, suprafața de teren cu panta mare care face racordul între muchie și talveg;
- ❖ fundul ravenei, plat sau în trepte în funcție de predominarea eroziunii sau acumulării materialului;
- ❖ conul aluvial, zona de depunere și acumulare a materialului, situat la ieșirea din ravenă.

Din punct de vedere al criteriului de localizare al ravenelor (utilizat de Tufescu, 1966) în regiunea studiată se pot distinge două tipuri de ravenă:

1. *ravene de versant*
2. *ravene de fund de vale*

iar după forma profilului longitudinal al ravenelor au fost stabilite (Leopold, 1964):

1. *ravene continue*
2. *ravene discontinue*

Utilizând ortofotoplanurile ediția 2007, cu rezoluția 0,5 m în bazinul hidrografic Larga au fost identificate un număr de 141 de forme de ravenare, dintre care 131 reprezintă ravene de versant, iar 10 ravene de fund de vale (fig. 79, 80, 81 și 82).



Fig. 79 Ravene pe versantul stâng al văii Larga, la sud-est de Lingura



Fig. 80 Ravene de versant discontinue la sud-est de Lingura



Fig. 81 Ravenă de fund de vale în microbazinul Ciubuclia, afluent de dreapta a văii Larga



Fig. 82 Ravena de fund de vale Ciubuclia, situată la nord-vest de Ciobalaccia

Ravenele de versant sunt reprezentate prin bazine de recepție mici, de regulă discontinue, cu un profil longitudinal liniar. Dezvoltate pe versanții bazinului, suprafața totală a acestora este de 64,67 ha. Multe dintre aceste ravene s-au format prin „accentuarea unor incizii făcute pe aliniamentul unor vechi drumuri care au tăiat versanții cu o pantă ridicată” (Niacșu, 2012). Frecvent apar singure, fără mari ramificații, însă când crește densitatea lor se poate forma un microrelief de tip „badland”, precum cel de pe versantul drept al Ciubucliei sau de pe versantul stâng al Tartaulului (fig. 83).



Fig. 83 Microrelief de „badland” pe versantul drept al văii Ciubuclia

Ravenele de fund de vale apar într-un număr mult mai mic față de cele de versant (doar 10), însă ca forme sunt mult mai dezvoltate și mai spectaculoase. Asemenea ravene s-au format pe fundul văilor cu ramificații și pe versanți, deținând o suprafață de 104,88 ha. Majoritatea ravenelor de fund de vale sunt situate pe partea dreaptă a bazinului Larga, având suprafețe și lungimi impresionante.

Analizând tabelul nr. 9 și 10, privind evoluția ravenelor în perioada 1986-2007, se remarcă un număr mare de ravene în anul 1986 (168 ravene de versant și 39 ravene de fund de vale) față de 2007, în care numărul acestora se reduce considerabil (131 ravene de versant și 10 ravene de fund de vale). În schimb, situația este inversă pentru evoluția ravenelor după suprafață în aceeași perioadă. Dacă 1986 suprafața ravenelor de versant era de 62,56 ha, iar a ravenelor de fund de vale – 38,83 ha, pe când în 2007 ravenele de versant dețineau o suprafață 64,67 ha, respectiv 107,88 ha pentru cele de fund de vale. Explicația ar fi una simplă, și anume, numărul ravenelor în 2007 s-a redus în urma unirii a mai multor ravene într-una singură, iar ca urmare și suprafața a crescut. Totuși, sunt cazuri, precum în ravenele de fund de vale (ravena Ciubuclia, Tartaul, Rusca), unde eroziunea laterală a acestor forme reprezintă principala cauză în creșterea suprafețelor (fig. 84).

*Tabelul nr. 9 Suprafața ocupată de ravene în bazinul hidrografic Larga
(după planurile topografice, scara 1:5000, ediția 1986)*

Nr.	Ravene	Nr.	Sup-ța	S_{min.}	S_{max.}	S_{med.}
			ha	m ²	m ²	m ²
1	Ravene de versant	168	62,56	100	92400	3700
2	Ravene de fund de vale	39	38,83	200	72100	9900
Total		207	101,39			

*Tabelul nr. 10 Suprafața ocupată de ravene în bazinul hidrografic Larga
(după ortofotoplanuri, rezoluția 0,5 m, ediția 2007)*

Nr.	Ravene	Nr.	Sup-ța	S_{min.}	S_{max.}	S_{med.}
			ha	m ²	m ²	m ²
1	Ravene de versant	131	64,67	900	60100	4900
2	Ravene de fund de vale	10	107,88	3800	355000	1048000
Total		146	172,55			

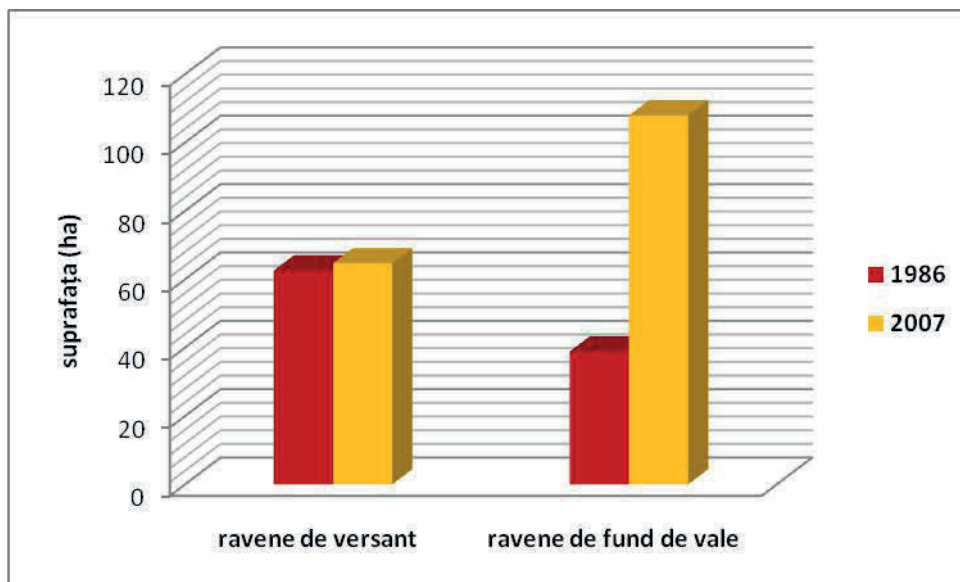


Fig. 84 Evoluția ravenelor în perioada 1986-2007, în funcție de suprafață

Atât forma și dimensiunile ravenelor, cât și diferența lor spațială și indicatorii de afectare ai regiunii de studiu sunt condiționate, în mare măsură, de caracteristicile litologice, de morfologia și morfometria reliefului, de condițiile bio-pedo-climatice și de influența factorului antropic. Formele de ravenare în bazinul hidrografic Larga sunt răspândite neuniform, pe partea dreaptă se desfășoară 20 de ravene, dintre care 10 reprezintă ravene de versant și 10 de fund de vale, în timp ce pe cea stângă se dezvoltă 121 de ravene, 119 fiind ravene de versant și doar 2 ravene de fund de vale (fig. 85).

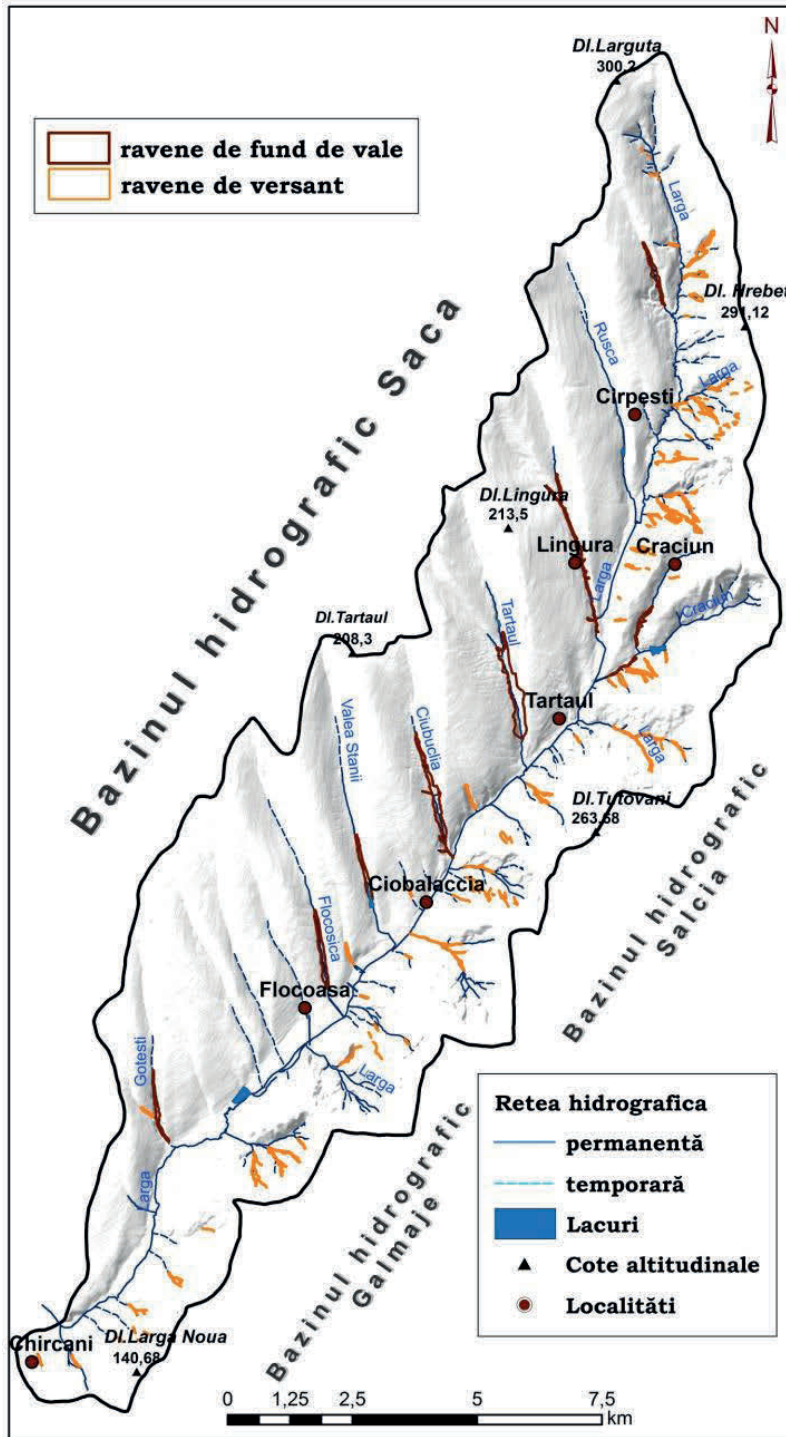


Fig. 85 Răspândirea ravenelor în bazinul Larga

Analizând relația depozite geologice-ravene constatăm că procesul de ravenare se desfășoară pe trei formațiuni geologice. Pe depozitele chersoniene se dezvoltă 1,23 % din suprafața totală a ravenelor de versant și 2,85 % din cele de fund de vale. Formațiunile meoțiene sunt cele mai degradate prin acest proces, ponderea fiind aproape egală atât la ravenele de versant, cât și la cele de fund de vale (91,41 %, respectiv 97,15%). Pe depozitele ponțiene se desfășoară doar ravene de versant, cu o pondere de 7,36% din suprafața totală (fig. 86).

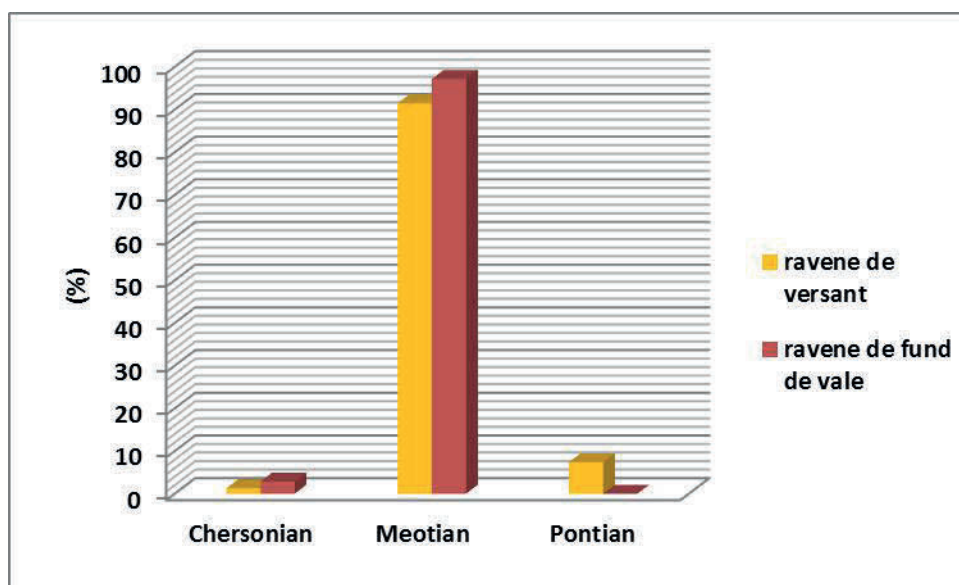


Fig. 86 Ponderea categoriilor de ravene pe formațiuni geologice în bazinul Larga

Ținând cont de parametrii morfometrici ai reliefului s-a stabilit că cei mai importanți indicatori sunt: altitudinea, panta, expoziția și lungimea versantului. Astfel, se remarcă că pentru altitudinile de până la 150 m ponderea ravenelor de fund de vale este mai ridicată, însumând 91,73 % din suprafața totală, față de cele de versant unde înregistrăm o valoare de 60,26 % (fig. 87). În schimb, în cazul altitudinilor ce depășesc 150 m, 39,74 % ocupă ravenele de versant și doar 8,27 % cele de fund de vale (din suprafața totală a perimetrelor cu ravene).

În funcție de pantă (cel mai important indicator morfometric în relație cu ravenele), cele mai afectate suprafețe prezintă pante mai mari de 5° (fig. 88). Ravenele de fund de vale se dezvoltă cel mai mult pe versanți cu pante cuprinse între 5° și 10° (57,65 % din suprafața totală), iar cele mai multe ravene de versant (91,36 %) se suprapun versanților cu înclinări de la 5° până la 25°.

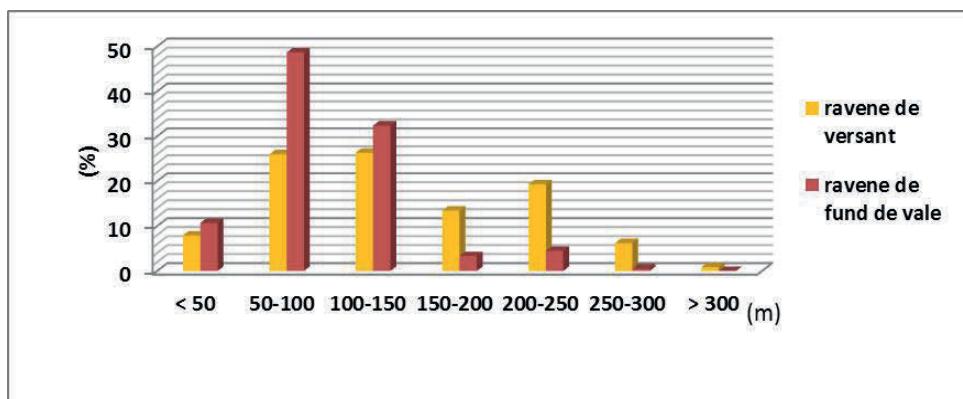


Fig. 87 Ponderea categoriilor de ravene pe trepte altitudinale în bazinul Larga

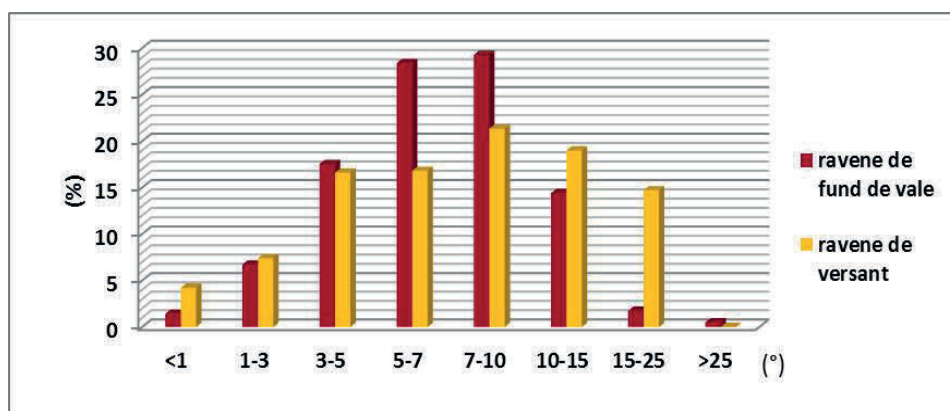


Fig. 88 Ponderea categoriilor de ravene pe clase de pantă în bazinul Larga

Pentru ravenele de fund de vale, versanții mai favorabili apariției acestora sunt cei cu o orientare sud-vestică, sudică, estică și nordică (fig. 89). Aceste forme de ravene incinzează inclusiv șesurile aluvio-coluviale ale văilor torențiale care au o expoziție sud și estică. În cazul ravenelor de versant, favorabilitatea apare pe versanții cu orientare nordică, vestică și sud-vestică, reprezentând de fapt versanții cu rol de frunte de cueștă. Pantele mai ridicate favorizează în mod direct incizarea și evoluția eroziunii în adâncime.

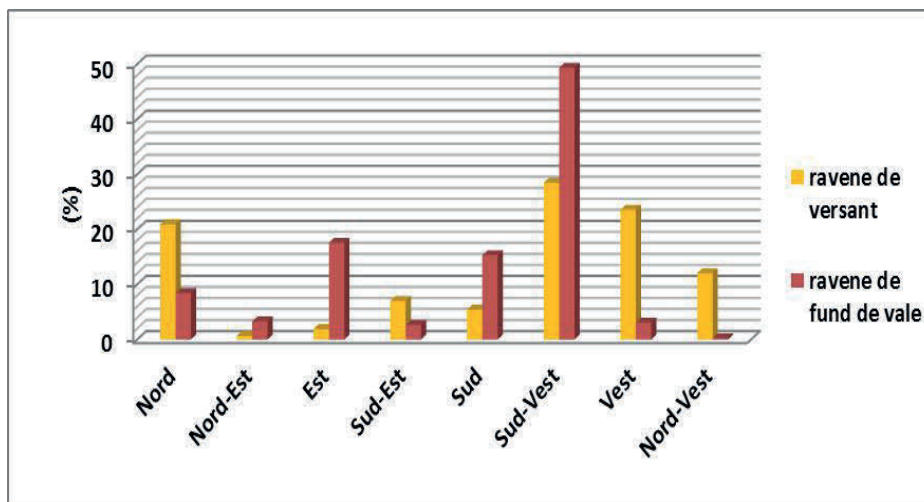


Fig. 89 Ponderea categoriilor de ravene în funcție de expoziția versanților

Lungimea totală a ravenelor în bazinul hidrografic Larga este de 54,039 km. Circa 70,92 % (100 ravene) din total ocupă ravenele cu lungimea cuprinsă între 100-500 m, între 10,64 % (15 ravene) și 11,35 % (16 ravene) ravenele au lungimi de sub 100 m, respectiv ravenele cu lungimea cuprinsă între 500-1000. Cea mai mică pondere de 7,09 % o dețin ravenele cu lungimea de peste 1000 m (fig. 90).

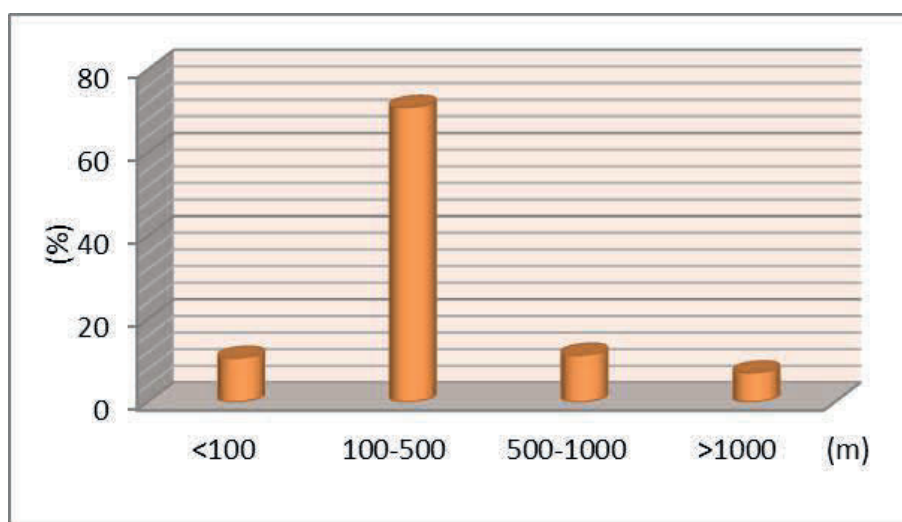


Fig. 90 Ponderea ravenelor în funcție de lungime în bazinul Larga

De regulă, densitatea cea mai mare a ravenelor se găsește în sectoarele superior și mijlociu ale bazinului hidrografic datorită litologiei predominant nisipoasă, iar media pe întreg bazinul hidrografic Larga este de $0,36 \text{ km/km}^2$, valoare destul de redusă în comparație cu Colinele Tigheci, care este de $1,22 \text{ km/km}^2$.

În schimb numărul mediu de ravene pe km^2 este $0,95 \text{ rav/km}^2$, frecvență mai mare față de media din Colinele Tigheci ($0,83 \text{ rav/km}^2$). Bilinkis și colab. (1978) identifică un număr mult mai mare de ravene pe o suprafață de 1 km^2 în limitele comunei Ciobalaccia și anume de $1,5-2,0 \text{ rav/km}^2$. Analizând teritoriul comunei și a ravenelor de pe planurile topografice, ediția 1986, cât și de pe ortofotoplanuri, ediția 2007, s-a constatat că în Ciobalaccia în anul 1986 frecvența ravenelor era de $0,69 \text{ rav/km}^2$, iar în 2007 de $0,5 \text{ rav/km}^2$.

În anii '70 -80 au fost efectuate o serie de lucrări de amenajare antierozională, mai ales prin nivelarea ravenelor, iar o mare parte din suprafața afectată de aceste procese a fost transferată Fondului Silvic pentru împădurire. La momentul actual, s-au redus considerabil ravenele împădurite (versantul stâng al bazinului hidrografic Larga, la sud-est de localitatea Ciobalaccia), în cele mai multe cazuri procedându-se la defrișări abuzive, urmate de utilizarea acestor terenuri ca pajiști (pășuni).

Studiu de caz

Ravena Ciubuclia, secționată de pârâul Ciubuclia (Victorovca), este situată pe partea dreaptă a văii Larga, la nord-vest de localitatea Ciobalaccia. Valea Ciubuclia reprezintă o vale tipic reconsecventă, cu asimetrie de ordinul II, având direcția de scurgere orientată de la NNV spre SSE. Ravena Marina a apărut prin incizarea păturii de material aluvio- coluvial de pe fundul vechi de vale, iar când s-a dezvoltat a secționat orizonturile Bt și C ale profilului de sol.

Adâncimea medie a ravenei este 7-8 m, iar cea maximă se înregistrează în sectorul mijlociu, depășind 10 m. Lungimea totală este de 2647 m, iar lățimea medie este de 54 m.

Modificările apărute în cadrul acestei ravene au fost analizate plecând de la aerofotogramele ediția 1969, scara 1:10000, planurile topografice ediția 1986, scara 1: 5000, ortofotoplanurile ediția 2007, rezoluția 0,5 m și măsurătorile efectuate în 6-7 octombrie 2012 cu ajutorul unui GPS Garmin.

În acest context, suprafața ravenei în 1969 a fost de 14,28 ha, iar după o perioadă de 43 de ani, în 2012 ocupă 21,89 ha, având o creștere de 7,61 ha. Totuși, din figura 91 se observă o scădere a suprafeței în anul 1986 cu 2 ha, fapt datorat măsurilor de amenajare antierozională, îndeosebi prin plantații silvice, care se mai păstrează și astăzi pe unele suprafețe. Vârful ravenei se caracterizează printr-o retragere slab-moderată, cu adâncimi mici de până la 1 m.

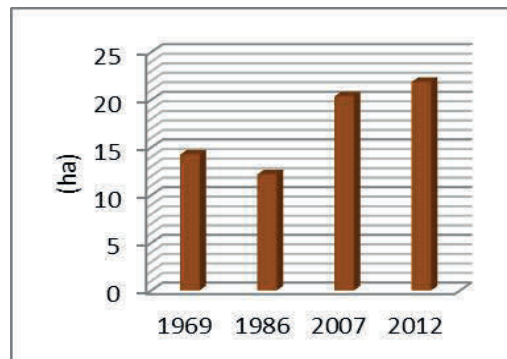
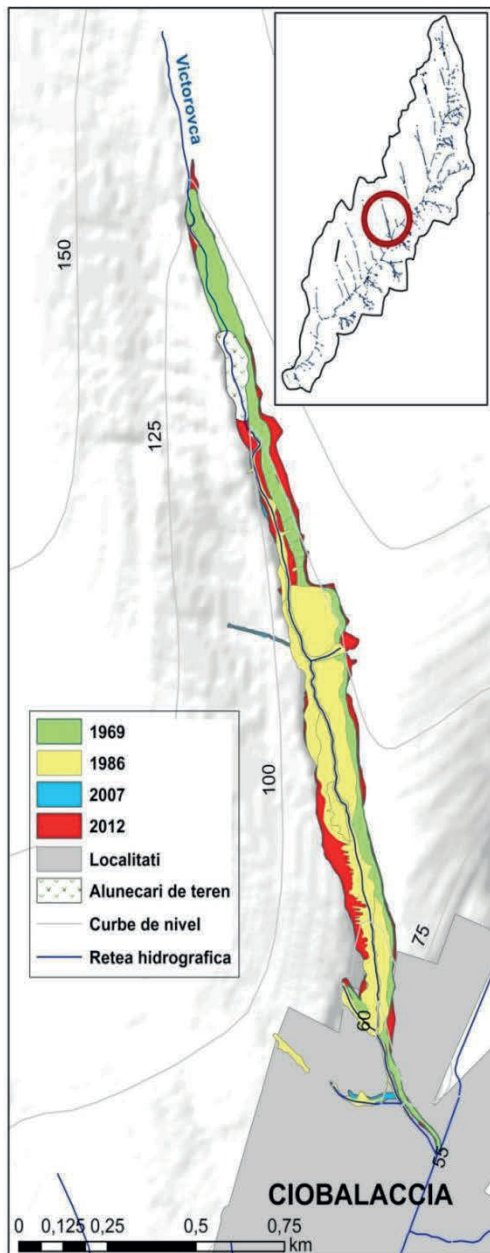


Fig. 91 Evoluția ravenei de pe fundul văii reconsecvente Ciubuclia (Victorovca)

În schimb versanții aceștia sunt foarte activi, mai cu seamă cel drept, înregistrându-se pe unele tronsoane erodate diferențe de peste 100 m din anul 1969 până în 2012 (fig. 92,93,94 și 95). La ieșirea din ravenă, surprinzător este faptul că nu se formează un con aluvial pronunțat ceea ce denotă că transportarea materialelor se face într-un timp lent, iar evacuarea din sistem se realizează spasmodic.



Fig. 92 Vârful ravenei



Fig. 93 Versantul drept intens al ravenei



Fig. 94 Depozite loessoide în malul drept



Fig. 95 Sectorul superior al ravenei împădurit

Deplasările de teren

Deplasările de teren reprezintă procese de mișcare a unor mase de roci din sectoarele înalte către cele mai joase ale versanților, sub acțiunea gravitației. Deplasările de teren se desfășoară datorită factorilor care contribuie la declanșarea

acestora, precum structura geologică, prezența stratelor acviferelor, morfologia și morfometria reliefului, condițiile climatice și presiunea antropică.

Deplasările de teren în bazinul hidrografic Larga cuprind în primul rând alunecările de teren și surpările, însă pe unele porțiuni ale versanților se pot observa procese de pseudosolifluxiune. Deși afectează suprafețe reduse în bazin, acestea impresionează prin microrelieful format, dar și prin consecințele negative asupra terenurilor agricole, a căilor de comunicație și a așezărilor umane.

Alunecările de teren

Alunecările de teren, pe lângă eroziunea în suprafață și cea în adâncime, completează setul de procese geomorfologice din bazinul hidrografic Larga.

Surdeanu (1998) definește alunecările de teren fiind procese de modelare a terenurilor în pantă, sub acțiunea gravitației, producându-se pe o suprafață de demarcație, între partea mobilă și cea stabilă. Factorii cauzali ai declanșării alunecărilor pot fi naturali sau antropici, gravitației revenindu-i rolul principal de dinamizator al fenomenului.

Până în anul 1970 nu s-a ținut o evidență documentară și sistematică a suprafețelor afectate de alunecări. Existau date aproximative ce caracterizau relativ gradul de degradare a versanților, în baza rezultatelor cercetării selective a unor regiuni aparte. După anii '70 și la începutul anilor '80 în cadastru funciar au început să fie reflectate terenurile ravenate și degradate prin alunecări, însă aceste înregistrări au fost făcute doar în partea centrală a Republicii Moldova (regiune cu o susceptibilitate puternică la alunecări). În ceea ce privește sudul Moldovei, implicit regiunea noastră de cercetare, informațiile referitoare la dinamica, intensitatea și ritmul de deplasare a alunecărilor de teren lipsesc cu desăvârșire.

Repartiția spațială a suprafețelor afectate de alunecări de teren din regiunea de studiu, scoate în evidență extinderea acestora pe partea stângă (frunte de cuestă) și mult mai redusă pe cea dreaptă (cu rol de revers).

Cu ajutorul softului ArcGis 9.3., pe baza planurilor topografice (1986) și a ortofotoplanurilor (2007) au fost identificate areale cu alunecări de teren active și stabilizate. Suprafața totală a acestora însumează 6637,9 ha (45,19 %) din care majoritatea, de 6566,9 ha (98,93 %) sunt alunecări stabilizate. În urma influenței climatice, mai precis perioadei de aridizare începută din vara anului 1982 (Ioniță, 2000), cât și a măsurilor de amenajare efectuate în anii '80, alunecările active au devenit progresiv stabilizate. În bazinul Larga, alunecările de teren active

reprezintă reactivări ale vechilor deluvii, sunt de dimensiuni mici și apar punctual îndeosebi pe partea stângă, cu rol de frunte de cueștă (fig. 96).

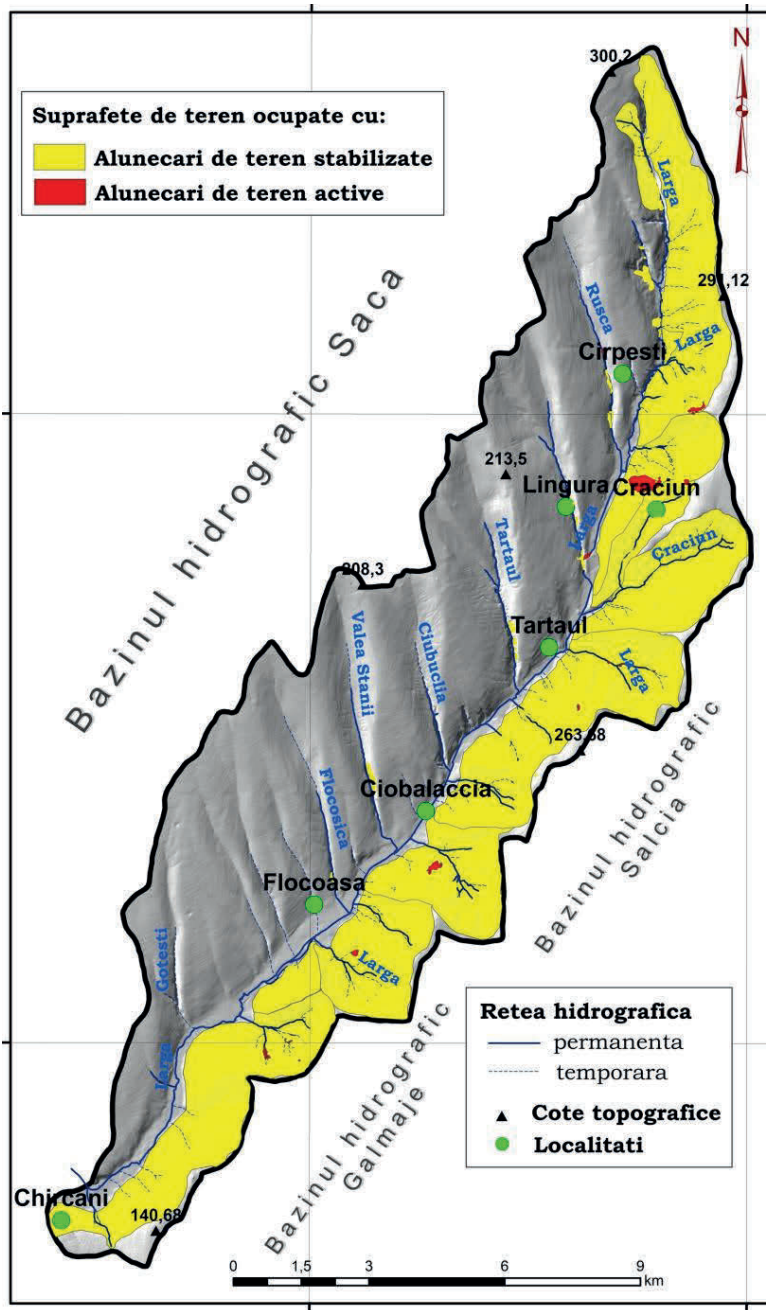


Fig. 96 Răspândirea alunecărilor de teren în bazinul Larga

Ținând cont de geneza și a microreliefului creat, alunecările de teren din bazinul hidrografic Larga pot fi clasificate în:

- alunecări mixte (în trepte și valuri)
- alunecări de tip hârtop (circuri de alunecare)

Alunecările cu fragmentare mixtă se dezvoltă pe versanții alcătuiți din depozite geologice variate, cu o energie mare de relief, pe care s-au instalat ravene de versant, favorizând astfel reactivarea deluviului de alunecare (fig. 97 și fig. 98). Alunecările în trepte apar pe frunțile de cuestă, precum partea stângă a bazinului și reprezintă, de regulă, reactivări ale vechilor forme de alunecare. Pe treptele de alunecare, datorită ploilor sau a topirii zăpezilor, se formează mici lacuri semipermanente (bulhace), a căror suprafață nu depășește 50 m² (fig. 99 și fig. 100). Alunecările cu fragmentare în valuri sau în monticuli au adâncimi mari, iar microformele rezutate sunt cauzate de obstacolele care au frânat brusc deplasarea materialului.



Fig. 97 Valuri de alunecare pe versantul stâng al văii Larga, la este de Cîrpești



Fig. 98 Alunecare de teren în trepte pe versantul stâng al Largăi, la nord-vest de Crăciun



Fig. 99 Bulhac în alunecarea pe partea stângă a văii Larga

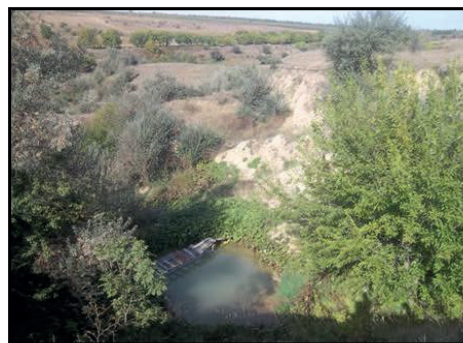


Fig. 100 Lac format pe fruntea de cuestă cu expoziție vestică a văii Ciubuciei

Hârtoapele reprezintă circuri de alunecare sub formă de amfiteatre, cornișele având înclinări ridicate, în timp ce materialul deluvial aparține alunecărilor vechi, suprapunându-se peste mici bazine torențiale (Proca, 1970).

Capcelea, 1992, identifică o serie de hârtoape pe întreg teritoriu Republicii Moldova, implicit în bazinul hidrografic Larga. Același autor presupune că faza inițială de formare a acestora datează din pliocenul superior, iar factorii ce determină evoluția lor sunt de natură geologică, morfometrică, hidrologică și climatică. Structura morfologică a unui hârtop este compusă din muchia hârtopului, zona de desprindere, corpul deluvial, conul de dejecție și lunca, fiind secționat de scurgeri torențiale și ravene.

În bazinul hidrografic Larga asemenea amfiteatre de alunecare s-au dezvoltat doar pe partea stângă, având suprafețe de la 60 ha până la 700 ha, în care se dezvoltă diferite alte procese geomorfologice. Totuși, un fapt îmbucurător este că majoritatea hârtoapelor sunt împădurite parțial, prezentând astăzi un oarecare echilibru în ceea ce privește dezvoltarea și declanșarea altor procese de degradare a terenului (fig. 101).



Fig. 101 Amfiteatru de alunecare (hârtop) la est de Cîrpești

Cel mai extins și mai reprezentativ circ de alunecare este hârtopul Poiana, la sud de localitatea Crăciun, unde suprafața sa depășește 700 ha (fig. 102 și 103). Cornișa semicirculară, cu înălțimea de până la 10 m, este slab evidențiată în relief. Treimea superioară a hârtopului este bine împădurită cu stejar, carpen sau fag, în timp ce baza cercului de alunecare este fragmentată de o serie de ravene și afectată de mici reactivări ale vechiului deluviu.

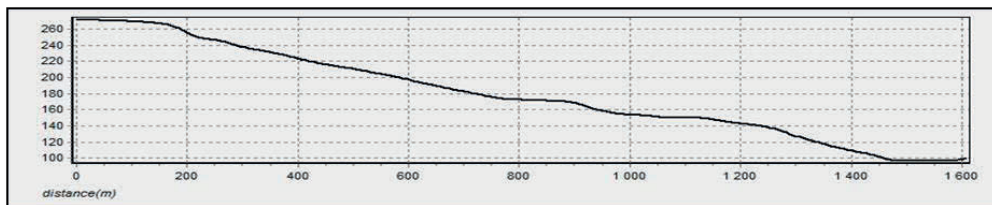


Fig. 102 Profil topografic longitudinal prin hârtopul Poiana, la sud de Crăciun

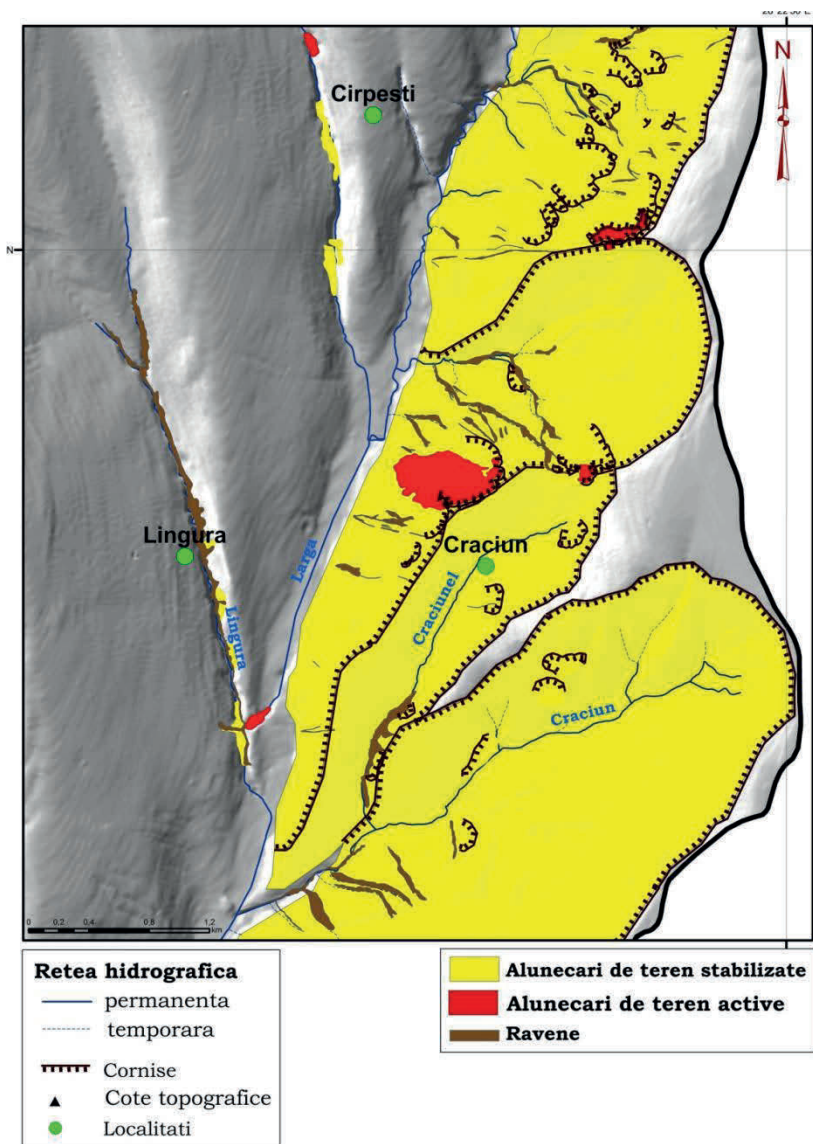


Fig. 103 Amfiteatre de alunecare în bazinul superior al Largăi

Condițiile și cauzele de formare și evoluție ale proceselor de alunecare în Republica Moldova au fost studiate în anii precedenți (Levadniuk, 1990), însă problema evaluării riscului de apariție a acestor procese periculoase nu a fost elucidată suficient până în prezent.

Condițiile care favorizează dezvoltarea procesului de alunecare s-au creat pe parcursul evoluției geologice a teritoriului, cu precădere în perioada pliocen-cuaternară. Unele din aceste condiții sunt create de particularitățile structurii geologice a teritoriului, altele de specificul regimului climatic (Levadniuk și colab. 1978).

Structura geologică deține un rol important prin anumite depozite sedimentare, friabile, cu precădere argilo-nisipoase. Formațiunile meoțiene, predominante în bazinul hidrografic Larga, concentrează 84,5 % din alunecările de teren (fig. 104). Meoțianul reprezintă însă și un domeniu al eroziunii în adâncime, stimulând producerea unor alunecări de mici dimensiuni pe malul ravenelor (Stângă, 2012). Pe depozitele ponțian-daciene frecvența alunecărilor este de 12,7%, datorită prezenței „Formațiunii de Tvardița”, caracterizată printr-un facies predominant argilos de culoare brun-roșiatică, iar ultimele, cele romaniene doar de 2,8 %.

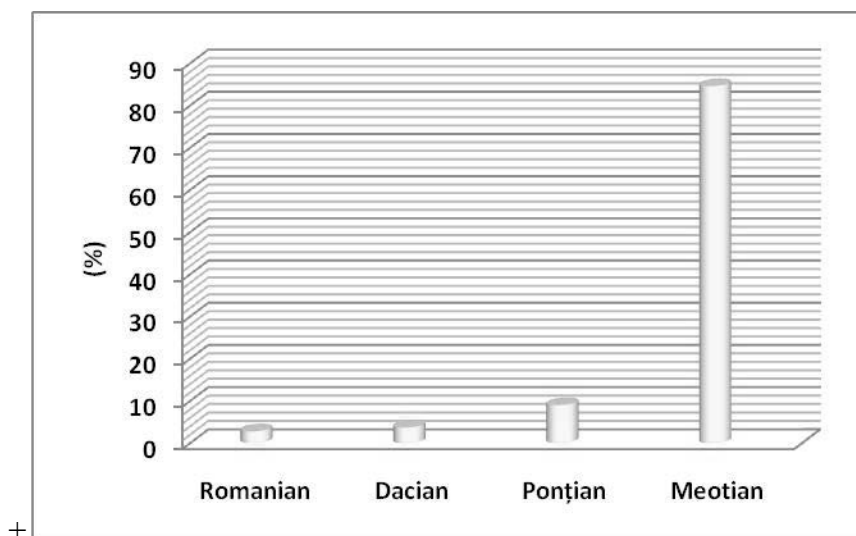


Fig. 104 Ponderea suprafețelor ocupate de alunecări de teren pe depozite geologice

Pentru declanșarea alunecărilor de teren particularitățile geomorfometrice reprezintă factori de control importanți. Dacă asociem ponderea suprafețelor

alunecărilor cu altitudinea reliefului observăm că acest proces se desfășoară preponderent la altitudini cuprinse între 100 și 250 m, cu o pondere de 77,13 % (fig. 105). O frecvență ridicată a alunecărilor (7,83 %) se constată în ecartul 250-300 m, în timp ce spre părțile inferioare ale versanților, cu declivitate mai scăzută și altitudini cuprinse între 50-100, alunecările dețin 14,01 %. Frecvențe nesemnificative se înregistrează la peste 300 m (0,30 %) sau sub 50 m (0,73 %), altitudini caracteristice culmilor interfluviale și, respectiv, luncilor.

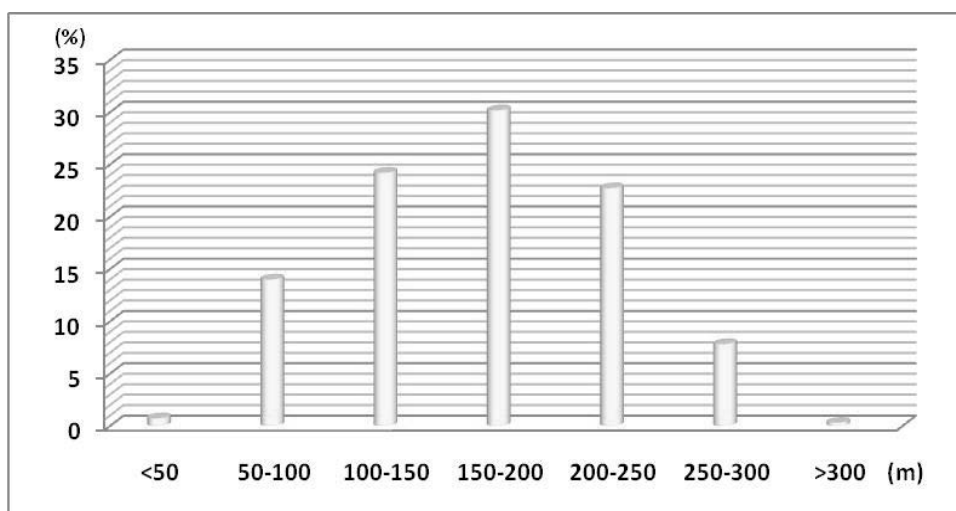


Fig. 105 Ponderea suprafețelor ocupate de alunecări de teren pe trepte altitudinale

Înclinarea versanților determină grosimea deluviilor de alunecare și volumul maselor alunecate, iar intensitatea dezvoltării eroziunii liniare pe versanți provoacă formarea unor grupuri genetice specifice de alunecări – ravene (fig. 106). În relație cu panta, alunecările de teren sunt distribuite aproape în totalitate pe terenurile cu înclinări cuprinse între 3° și 25°. Clasa de pante de 5-15° prezintă favorabilitatea maximă la toate tipurile de alunecări de teren, depășind ponderea de 75 % din total (fig. 107).



Fig. 106 Alunecări de teren asociate cu eroziunea în adâncime pe Dealul Hrebet

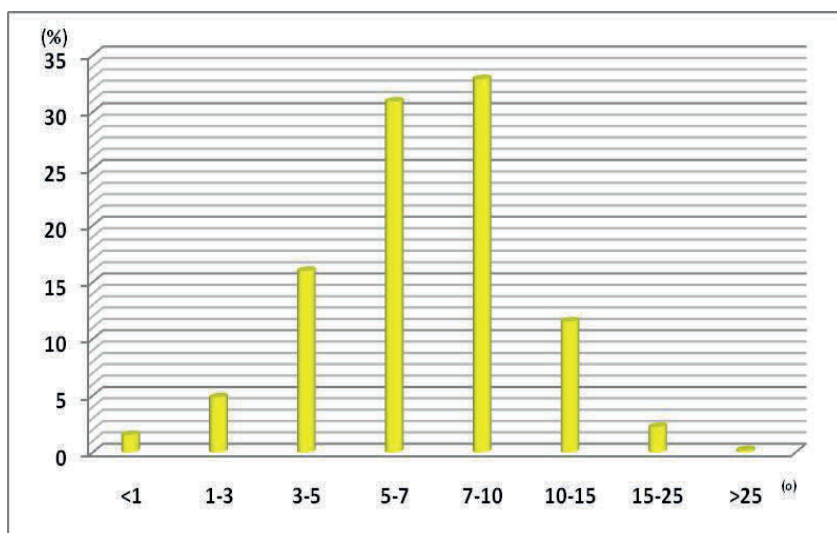


Fig. 107 Ponderea suprafețelor ocupate de alunecări de teren pe categorii de pantă

Interpretând repartitia alunecărilor în raport cu expoziția versanților se evidențiază faptul că frecvența cea mai ridicată a alunecărilor de teren se înregistrează pe versanții cu expoziția vestică (25,91 %) și nord-vestică (27,38 %), cu rol de frunte de cuestă. Pondere relativ mare cu alunecări se înregistrează pe versanții cu expoziția sudică (12,41 %) și sud-vestică (14,23 %) ceea ce denotă faptul că aceștia reprezintă reversuri de cuestă puternic degradate, lipsite de vegetație sau cu o acoperire precară (fig. 108).

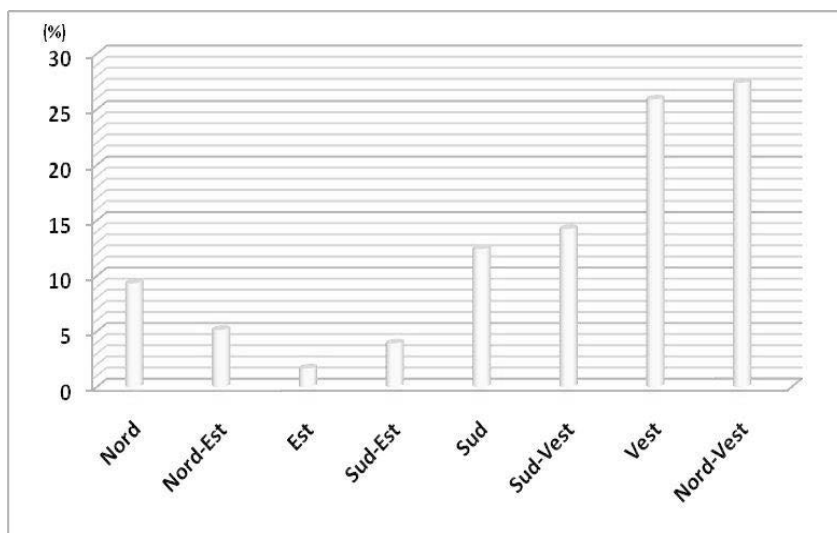


Fig. 108 Ponderea suprafețelor ocupate de alunecări de teren pe clase de expoziție a terenurilor

O metodă de analiză a alunecărilor de teren din cadrul bazinului Larga a fost reprezentată de determinarea distanței dintre alunecări de teren și localități, cu ajutorul funcției *Buffer* din programul ArcGis.9.3 (Vasilniuc, Ursu, 2008). Această funcție stabilește periculozitatea pe care o au alunecările de teren față de construcții, drumuri sau alte obiecte. Prin urmare, s-au luat în considerare cele mai susceptibile localități, precum Cârpești, Lingura, Crăciun și Tartaul și s-a utilizat funcția *Buffer* în jurul alunecărilor de teren, la distanțe de 10 m, 50 m și 100 m. În acest fel, cel puțin teoretic, s-a constatat că în caz de reactivare a alunecărilor așezările umane Crăciun, Lingura și parțial Cârpești sunt cele mai vulnerabile, reprezentând un risc major atât pentru construcții, căi de comunicație, cât și pentru populație (fig. 109).

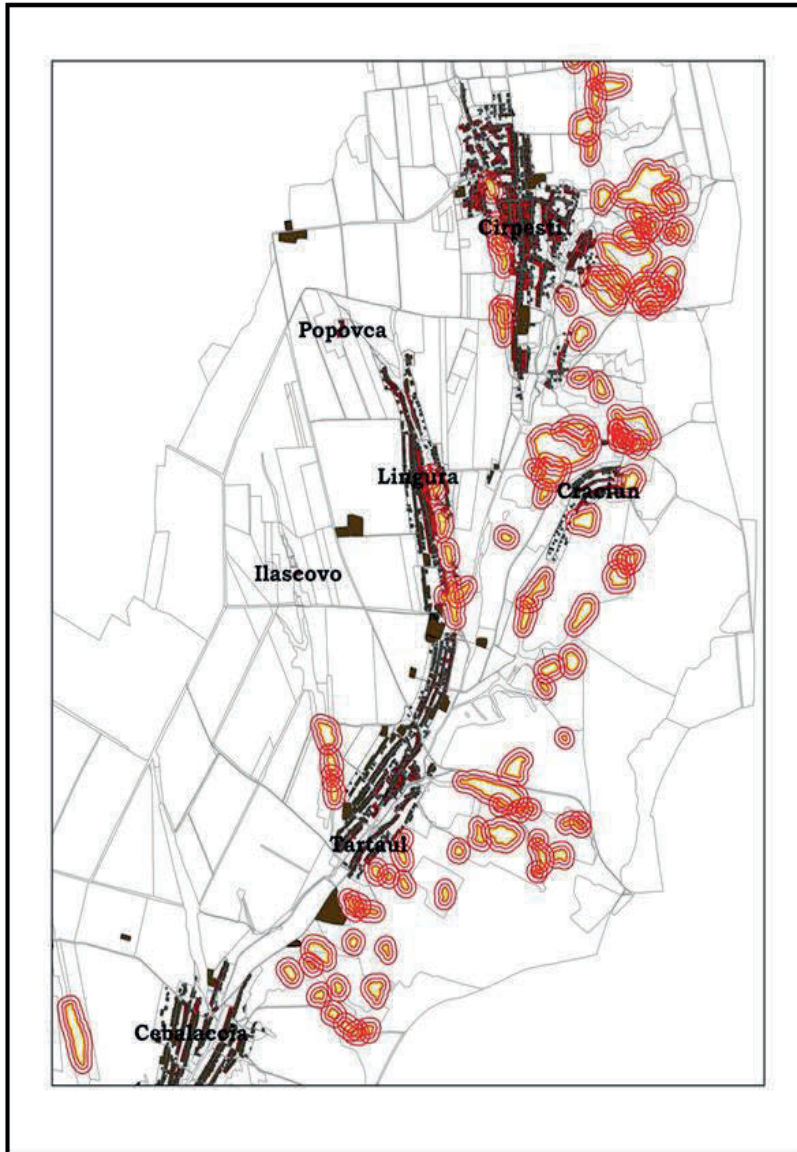


Fig. 109 Buffer de analiză a alunecărilor de teren în comunele Cîrpești, Lingura și Tartaul

Surpările

Surpările reprezintă procese gravitaționale care se declanșează brusc, fiind provocate de eroziunea laterală a râurilor, de ciclurile îngheț-dezgheț sau de fluctuațiile nivelului freatic (Donisă, Boboc, Ioniță, 2009). În bazinul Larga surpările se produc în malurile râului sau ale ravenelor datorită subminării bazei

acestora. Cele mai recente surpări s-au produs pe versanții văii Rusca, în anul 2009 (localitatea Cîrpești), în urma cărora podul și șoseaua au fost distruse în întregime (fig. 110 și fig. 111).



Fig. 110 Surpări pe tronsonul mijlociu al văii Rusca, la Cîrpești



Fig. 111 Malul drept al râului Larga afectat de surpări, Tartaul

În regiunea de studiu, acest proces este deseori întâlnit în cazul cornișelor de alunecare cu o litologie nisipo-argiloasă, ale căror pante depășesc 25° . Surparea se mai poate declanșa în carierele cu depozite loessoide, în urma acțiunii antropice.

Sufoziunea și tasarea

Sufoziunea reprezintă un proces de dislocare și îndepărtare a unor particule elementare de către apele de infiltrație și subterane, dând naștere unor canale și pâlnii de sufoziune cu dimensiuni mici, des întâlnite pe terenurile plane sau slab înclinate. Prin unirea canalelor de sufoziune, în lungul liniilor de drenaj subteran, se pot forma jgheaburi de sufoziune și ulterior ravene. Asemenea situații se observă pe versantul drept al văii Ciubuclia, care oferă posibilitatea apariției unei noi ravene.

Tasarea reprezintă un proces de compactare a rocilor afânate și apare, de regulă, sub forma unor microdepresiuni numite crovuri sau pâlnii de sufoziune. În arealul cercetat acest proces apare izolat pe culmile interfluviale unde predomină roci cu texturi mijlociu-fine și porozitate ridicată.

4. ÎNVELIȘUL DE SOL

4.1. Factorii pedogenetici

În procesul de pedogeneză, influența rocii parentale este exprimată prin proprietățile fizice, mecanice și chimico-mineralogice, ce se regăsesc în partea minerală a rocii. Datorită acestor proprietăți, trăsăturile solurilor moștenesc circa 80-90% din întreaga masă a acestora (Filipov, Lupașcu, 2004). Din elementele care țin de factorul geologic (tectonica, structura și litologia), litologia deține cel mai important rol în pedogeneză. Pentru bazinul Larga sunt caracteristice depozitele sedimentare afânate și neconsolidate, reprezentate de argile, nisipuri și luturi în bazinul superior, dar și luturi loessoide în cel mijlociu și inferior. Solurile formate pe depozite predominant luto-argiloase prezintă o textură ceva mai fină, un grad de aerație scăzut, motiv pentru care apa percolează destul de greu profilul de sol, iar umiditatea poate fi în exces, determinând procese de stagnoleizare. Prezența texturilor mijlocii-fine în condițiile percolării slabe a apei, oferă posibilitatea formării solurilor mai bogate în humus și elemente nutritive. Pe depozitele argiloase și luto-argiloase au întrunit condiții optime de formare cernoziomurile cambice, argice, vertice, dar și tipice sau calcarice. Pe argilele lutoase și pe luturile loessoide prezente în sectorul mijlociu și inferior al bazinului, datorită concentrației ridicate de CaCO_3 s-au format areale în care predomină cernoziomul calcaric și cel tipic.

Cu toate acestea, roca parentală, ca factor pedogenetic, este subordonată în special factorilor bioclimatici. Aceasta se explică prin faptul că pe aceeași rocă se pot forma mai multe tipuri de sol în condiții bioclimatice diferite, în timp ce pe roci parentale diferite se pot forma aceleași tipuri de sol. Cernoziomul, tipul de sol cel mai reprezentativ din regiunea studiată, se formează atât pe depozite lutoase, cât și pe depozite luto-argiloase și chiar argiloase. Acestea se diferențiază însă la nivel de subtip, reprezentative fiind cernoziomurile tipice pe depozite lutoase, cambice și argice pe depozite luto-argiloase și vertice pe cele argiloase.

Sub influența vegetației de stepă, climei mai calde și pe materiale bogate în săruri solubile se formează soluri halomorfe, dar și subtipuri salice și sodice. Aceste soluri, de tip cernoziom sodic salinic, aluviosol sodic și gleiosol sodic întrunesc condiții de formare, în special, în albia majoră a râului Larga.

Morfografia reliefului se impune doar ca reper general în geneza, evoluția și distribuția solurilor. Astfel, culmile interfluviale favorizează un înveliș pedologic

bine conturat, cu pronunțată stabilitate în acord cu mediul bioclimatic, în alcătuirea căruia domină cernoziomurile. În schimb, versanții se caracterizează printr-un înveliș de sol relativ subțire, mult mai diversificat genetic, cu proprietăți fizico-chimice variate, unde pe anumite suprafețe se instalează solurile azonale: regosoluri și antrosoluri, în timp ce pe văi sunt cele mai frecvente aluviosolurile (Rusu, 1998).

Factorul climatic în procesul de formare și evoluție a solului exercită un complex de acțiuni, atât în mod direct, cât și indirect prin intermediul vegetației. În regiunea de studiu, cu o climă mai uscată și mai secetoasă, este prezentă vegetația ierboasă de stepă și silvostepă, ce duce la formarea solurilor bogate în humus și substanțe nutritive. În mod direct clima acționează la dezagregarea și afânarea părții superioare ale litologiei, la procesul de eluvionare și iluvionare, salinizare și desalinizare, gleizare și stagnogleizare etc.

Componentele climei (temperatură, precipitații, vânt) au rol semnificativ în pedogenează, încă din primele faze ale solificării. Dacă temperatura influențează intensitatea proceselor de alterare, mineralizare și humificare a resturilor vegetale, evapotranspirația, procesele de adsorbție etc., atunci variația cantităților de precipitații exercită o influență asupra proceselor de percolare, argilizare, gleizare, stagnare, eroziune etc. Succesiunea anilor cu precipitații bogate creează în sol un regim hidric percolativ, regim ce poate intensifica procesul de stagnogleizare. În anii mai secetoși se pot desfășura procese precum salinizare, sodizare, carbonatare. Ploile torențiale, alternanța îngheț-dezghet, vântul puternic pe suprafețe fragmentate, sunt câteva elemente care pot provoca erodarea întregului strat arabil sau deplasări în masă.

Factorul climă se poate folosi și la caracterizarea unor însușiri ale solului. Astfel, s-a încercat caracterizarea regimului hidrotermic al solului prin utilizarea relației (Mihai, 1964):

$$K = P/E,$$

unde:

K – coeficientul de umiditate;

P – cantitatea anuală de precipitații;

E – evaporabilitatea = $0,0018 (25 + t)^2 (100 - a)$;

t – temperatura medie a perioadei respective;

a – umiditatea relativă, în %.

Conform relației de mai sus, pentru exemplificare s-au luat în considerație doar valorile pluvio-termice din anul 2009 de la stația meteorologică Cahul. Astfel, cea mai mare valoare a coeficientului de umiditate (K) se înregistrează în sezonul rece al anului. Cu toate că în această perioadă cantitatea precipitațiilor este redusă anume se creează rezerve mari de umiditate în sol. Vara se înregistrează cea mai mică valoare a coeficientului de umiditate (K=4) din cauza cantității mari de apă pierdută prin evaporare (tabelul nr. 11). Totuși, evaporarea potențială anuală (circa 700 mm/an) depășește suma precipitațiilor, ceea ce creează un deficit de umiditate al solurilor, condiționând un regim preponderent nepercolativ (Ursu, 2011). Cunoașterea regimului hidrotermic al solului depinde în mare măsură și viața biologică a solului.

Tabelul nr. 11 Valorile medii ale coeficientului de umiditate (K)

Anotimp	K (coeficientul de umiditate)
iarna	13,7
primavara	7,1
vara	4
toamna	6,6

O relație mai simplă pentru calculul umidității solului în bazinul hidrografic Larga este indicele de ariditate de Martonne (tabelul nr. 12). Conform zonelor de umiditate caracterizate prin valorile indicilor anuali de ariditate (după Cernescu, 1961) au fost analizate și pentru bazinul hidrografic Larga. Rezultatele indicilor de ariditate de Martonne ne arată că în bazinul Larga este prezentă o vegetație de stepă cu ierburi înalte, cu un climat semiumed, iar clasa de sol dominantă este cernisolul.

Tabelul nr. 12 Valorile medii ale Indicelui de Martonne (date preluate de la S.H.S)

Stații	Precip. med/ an (mm)	Temper.m edia anuală ° C	Iar	Climat	Subtip
Leova	530,8	9,9	26.6	Semiumed	Silvostepă
Comrat	512,2	10,2	23.07	Semiumed	Stepă cu ierburi înalte
Cahul	535,1	10,2	24.12	Semiumed	Stepă cu ierburi înalte

Resursele de apă, îndeosebi acviferele freactice, au un rol esențial în pedogeneză, întreținând majoritatea proceselor de alterare și determinând procese de gleizare.

Apa freatică, în calitate de factor pedogenetic, acționează în arealele în care se găsește la adâncimi mai mici de 5 m (Florea, Buza, 2004). În regiunea de studiu, apele de adâncime și de suprafață au dus la formarea unor soluri azonale, cum ar fi gleiosolurile și aluviosolurile. Pânza freatică se găsește frecvent la adâncimi ce variază între 5 m și 7 m. De regulă, aceste adâncimi se suprapun pe reversurile cuestelor degradate, bazinelor de alunecare și suprafețelor de racord din bazin. Circa 25% din terenuri, prezintă adâncimi ale pânzei freatice de peste 10 m și se găsesc la nivelul culmilor interfluviale și reversurilor de cuestă cu expoziție estică. Valori ale pânzei freatice cu adâncimi ce variază de la 7-10 m se găsesc doar în partea nordică, de regulă pe partea dreaptă a bazinului. În cazul când adâncimea de apariție este situată la 3-5 m se formează aluviosolurile, prezente în șesurile aluviale având frecvent caracter gleic (fig. 112).

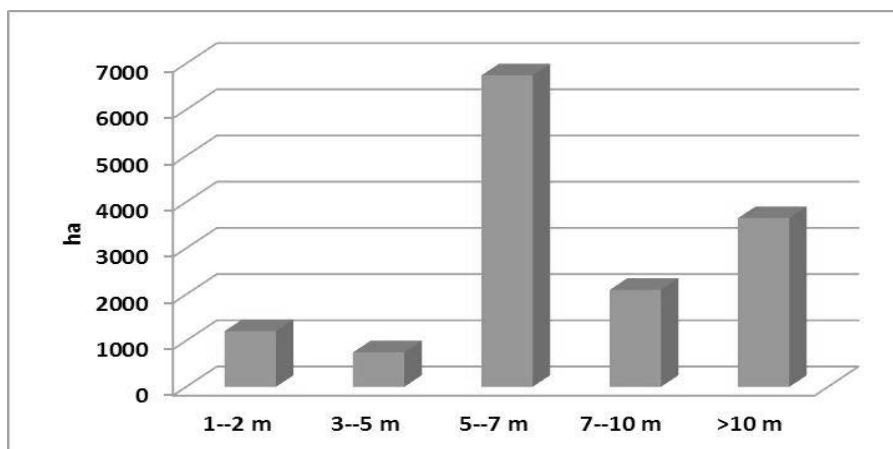


Fig. 112 Histograma suprafețelor cu apariție a apei freatice pe clase de adâncime

Gleiosolul este cel mai puternic influențat de nivelul ridicat al pânzei freatice. La aceste soluri adâncimea nu depășește 2 m. Solurile în cauză se găsesc atât în cursul mijlociu și inferior al râului, cât și în luncile afluenților săi (fig. 113).

Atunci când apa freatică se află la adâncimi mici și este mineralizată se pot dezvolta procese de salinizare (acumulare de săruri solubile sub formă de cloruri, sulfați etc.) și alcalizare (concentrare de ioni de Na^+), care pot avea rol predominant în pedogeneză. În bazinul cercetat aceste procese sunt asociate doar la nivel de subtip și apar la cernoziomuri, aluviosoluri și gleiosoluri.

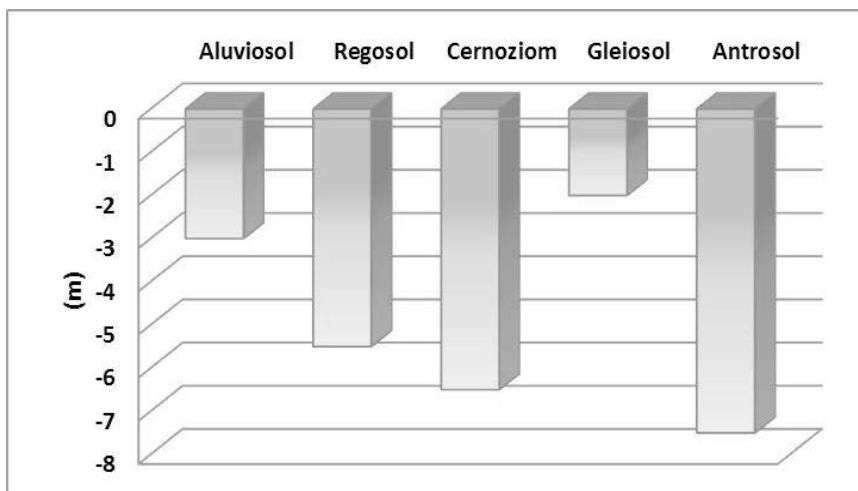


Fig. 113 Adâncimea medie de apariție a apei freatică pe tipuri de sol

Vegetația acționează în procesul de solificare într-un timp foarte îndelungat, deoarece este dependentă și de celelalte variabile (climă, apă, litologie). Învelișul biogeografic are un rol decisiv asupra formării solului prin furnizarea de materie organică, acumularea diferită a calității și cantității de humus și distribuția tipurilor de sol.

În apropierea solului, sub influența vegetației se poate forma un microclimat specific ce poate modifica procesele de alterare a materiei organice și viața biologică a solului. De covorul vegetal depinde și conținutul humusului. În multe cazuri, din resturile organice ale vegetației ierboase se formează humus cu reacție neutră spre ușor acidă, bogat în azot, dar care se descompune foarte ușor. Acesta este prezent în orizontul superior al solului, de regulă al cernoziomurilor, asigurându-i o fertilitate potențială ridicată. În schimb, din litiera pădurilor, se formează humus slab spre moderat acid, care se descompune mai încet. Vegetația forestieră absoarbe din straturile adânci ale solului substanțe nutritive, le sintetizează și le restituie în straturile de la suprafața solului sub formă de materie organică.

Învelișul vegetal exercită un rol protector pentru solul expus mecanismelor de denudație. Altfel spus, acesta frânează scurgerea de suprafață, încetinind procesul de eroziune. În timp ce tulpinile arborilor dispersează scurgerea de suprafață, distribuția rădăcinilor din sol mărește permeabilitatea acestuia.

Activitatea faunei în sol prezintă alături de covorul vegetal o influență majoră în procesul de solificare. Microflora reprezentată de bacterii, ciuperci și actinomicete, produce compuși organici care consolidează agregatele solului. Cantitățile cele mai mari de microorganisme sunt prezente în cernoziomuri, unde pe o suprafață de 1 ha, au fost identificate 3 tone de bacterii, 3 tone de ciuperci microscopice și 1,5 tone de actinomicete (Karpacevski, 1989). Rolul acestor microorganisme constă în transformarea sau descompunerea substanței organice. Dintre organismele ce aparțin mezofaunei, putem evidenția nematozii și acarienii, prezenți în orizonturile O și A, care au rolul de a produce granule reziduale, creând biopori și declanșând procesul de humificare (Coleman, Crossley, 1996). În solurile din această regiune a Moldovei au fost identificate specii mediteraneene – scolopendra (*Scolopendra cingulata*) și termitele (*Reticulitermes lucifugus*), ce contribuie la afânarea și modificarea proprietăților solurilor, dar și la o permeabilitate mai bună a acestora (Prohina, 1965).

Macrofauna este reprezentată de râme, viermi, chilopode, larve de diptere și coleoptere (Prevost, 1990, citat de Lupașcu, Jigău, Vârlan, 1998), având o influență extrem de mare asupra declanșării proceselor de humificare și de amestec a particulelor minerale cu cele organice. Râmele și viermii contribuie la fărâmițarea solului, la îmbunătățirea regimului aerohidric, cât și la structurarea lui.

Activitatea antropică nu este considerată un factor natural pedogenetic, dar în urma acțiunii sale omul poate influența direct sau indirect evoluția solurilor. Odată cu intensificarea tehnologiilor agricole de către om, prin modificarea ecosistemului solurile au suferit transformări atât în sens pozitiv, cât și negativ. Prin înlocuirea sistemelor naturale cu agroecosisteme se schimbă regimul hidric al solurilor, prin înlocuirea vegetației naturale cu specii cultivate se produce apariția excesului de umiditate, după defrișarea pădurilor. În urma cultivării solurilor, orizonturile superioare sunt omogenizate iar calitatea humusului suferă transformări esențiale. Orizonturile inferioare sunt mai puțin modificate (Filipov, Lupașcu, 2004). Prin aplicarea măsurilor agropedoameliorative omul poate ameliora fertilitatea scăzută a solurilor, prin modificarea în sens pozitiv a însușirilor fizice, chimice și biologice (Chiriță, 1984).

Cea mai importantă influență asupra învelișului de sol o reprezintă modul de utilizare a terenului. La momentul actual, arabilul este modul predominant de utilizare din zonă. Din cauza fărâmițării accentuate a terenurilor de după 1991 a

revenit și sistemul tradițional de cultură, pe direcția deal-vale, intensificând procesele de degradare ale solului.

În urma cercetării învelișului de sol din cadrul bazinului hidrografic Larga s-a stabilit că din cauza desfundării, terasării sau amenajării antierozionale de la nivelul versanților s-au dezvoltat antrosolurile arice, cu o suprafață totală de 33,9 ha. Antrosolurile erodice, cu suprafețe de peste 57 ha, sunt rezultatul accelerării mecanismelor erozionale, în special sub formă de eroziune de adâncime și alunecări de teren.

O problemă privind starea actuală a solurilor o reprezintă poluarea. În anii '60 - '70 au început exploatarea de gaz de lângă localitatea Ciobalaccia. În urma acestor extracții, solul a fost poluat cu gaz sau alte substanțe chimice. Cu toate că solul este considerat un sistem depoluator, capacitatea sa de poluare este limitată.

4.2. Probleme privind încadrarea taxonomică

Sistemul de clasificare a solurilor din Republica Moldova

Sistemul de taxonomie a solurilor din Republica Moldova a fost adoptat de Societatea Națională de Știința Solului a Moldovei (Ursu, 2001). Principiul de bază a sistemului moldovenesc de taxonomie a solurilor constă în evidențierea, denumirea și clasificarea solurilor pe baza proprietăților intrinseci, dar și în utilizarea unor particularități ale orizonturilor în scopuri diagnostice. La baza clasificării acestui sistem sunt folosiți îndeosebi termenii tradiționali ai principiului genetic docuceaevean. Astfel, s-a adoptat o clasificare modestă, cu un limbaj simplu, care utilizează doar 4 taxoni: clasă, tip, subtip și gen. În acest sistem, tipurile de sol se grupează în clase de sol, care sunt în număr de 5 (Automorfe, Litomorfe, Hidromorfe, Halomorfe, Dinamomorfe). În cadrul tipurilor de sol (13 tipuri) (Cernoziom, Vertisol, Mocirlă, Solonceac, Sol deluvial etc.), se separă subtipuri de sol (35 subtipuri) (levigat, molic, gleic, stratificat etc.), iar acestea se divizează la rândul lor în genuri, reprezentând în mare parte asociații de subtipuri (Ursu, 1999). Întreg sistemul taxonomic este condiționat de specificul materialului parental, de conținutul unor substanțe sau de influența proceselor pedogenetice.

În multe lucrări se utilizează clasificări de sol care sunt traduse *ad literam* din sistemul rusesc, utilizat până în 1989 (cernoziom tipic moderat humifer, sol antropoc molic, irigat etc.).

Pentru bazinul hidrografic Larga au fost utilizate studiile și hărțile pedologice în scara 1:10000 având clasificarea solurilor Moldovei în limba rusă, după *Krupenicov, Podîmov, 1988*, care la rândul lor au fost create pe principiile pedologice genetice clasice. Ulterior, această clasificare a fost corelată cu clasificarea solurilor Moldovei, realizată de pedologul *Ursu A.* în 1997 (fig. 114). Aceasta clasificare a fost confirmată la Adunarea Generală a Societății Naționale a Moldovei de Știința Solului la 30 noiembrie 1998.

Astfel, în bazinul hidrografic Larga predomină un singur tip de sol zonal - *Cernoziomul* ce aparține Clasei Automorfe, celelalte tipuri fiind soluri intrazonale, incluse în Clasele Hidromorfe, Dinamomorfe și Litomorfe (tabelul 13).

Tabelul 13 Unitățile taxonomice superioare din Sistemul de clasificare a solurilor din Republica Moldova

Clasa	Index	Tip	Subtip
Automorfe	Am Bm / ca Am Bm / l Am / ca Bm / ca	Cernoziom Cernoziom Cernoziom	tipic levigat carbonatic
Hidromorfe	Am Bh / l Am Bh / ca Am Bh / g Am Bh/ h Ah Bh Ah Bh / g	Sol cernoziomoid Sol cernoziomoid Sol cernoziomoid Sol cernoziomoid Mocirlă Mocirlă	levigat tipic gleic hidric tipică gleică
Dinamomorfe	Sd I / m Sa II Sa III Sam	Sol deluvial Sol aluvial Sol aluvial Sol antropoc	molic stratificat hidric molic
Litomorfe	Av / m Bv	Vertisol	molic

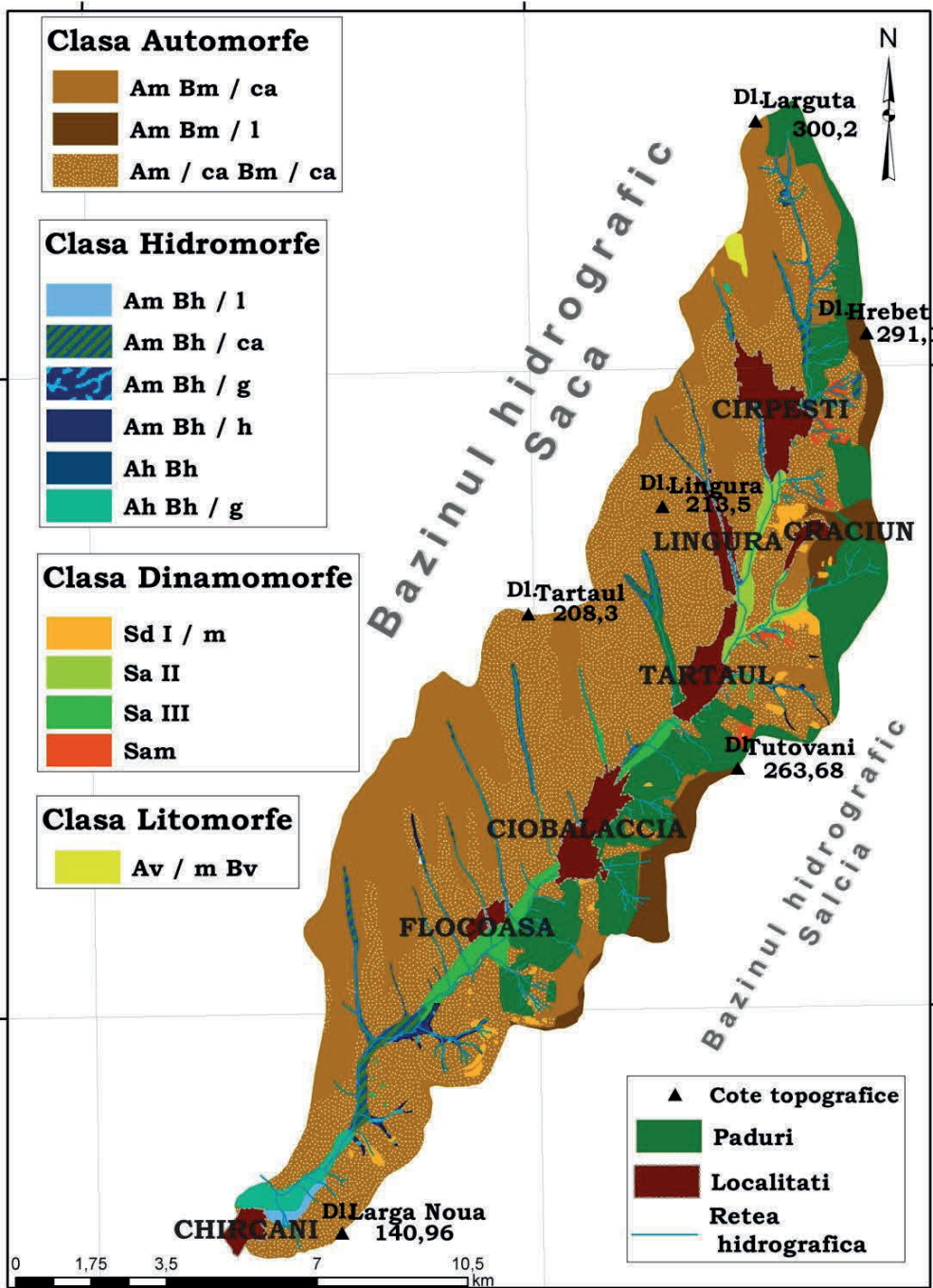


Fig. 114 Harta solurilor după Sistemul de clasificare a solurilor din Republica Moldova

Sistemul de taxonomie a solurilor din România

Sistemul de taxonomie a solurilor din România reprezintă un îndreptar general privind criteriile și metodele de diagnosticare și de încadrare taxonomică. SRTS-ul este absolut necesar, pentru a crește partea obiectivă a încadrării prin cuantificare cât mai precisă a proprietăților solului.

SRTS-ul reprezintă un sistem multifactorial, întrucât operează cu factori multipli pe care îi grupează în mai multe categorii. Astfel, acest sistem prezintă o clasificare de nivel superior, care utilizează 3 taxoni: clasă, tip, subtip, urmată de o clasificare de nivel inferior, unde se operează cu 4 taxoni: varietatea, specia texturală, familia, varianta. Pentru încadrarea taxonomică, cel puțin la nivel superior, sunt necesare o serie de elemente de diagnoză. Astfel, în această categorie a elementelor de diagnoză, se încadrează orizonturi diagnostice, proprietăți diagnostice și materiale parentale diagnostice.

Solurile din cadrul bazinului hidrografic Larga au fost clasificate după principiile și criteriile conținute de Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor (2012), preluând însă o serie de studii și de informații pedologice din literatura de specialitate a Republicii Moldova.

4.3. Tipologia, răspândirea și proprietățile solurilor

Analizând harta solurilor 1:10000, elaborată pe baza planurilor și a studiilor pedologice, se poate constata faptul că solurile din bazinul hidrografic Larga, clasificate după Sistemul de Taxonomie a Solurilor (2012), sunt cuprinse în 4 clase, 5 tipuri și 19 subtipuri de sol, ce corespund unei suprafețe totale de 11703 ha, caracteristice terenurilor agricole din bazin (fig. 115 și tabelul nr.14).

Pe clase de soluri, domină Cernisolurile care dețin o pondere de 74,32 % (8697,31 ha) din suprafața totală a bazinului, urmate de Protisoluri cu un procent de 19,22 % (2249,72 ha), Hidrisoluri 5,68 % (664,51 ha) și Antrisoluri cu doar 0,78 % (91,46 ha).

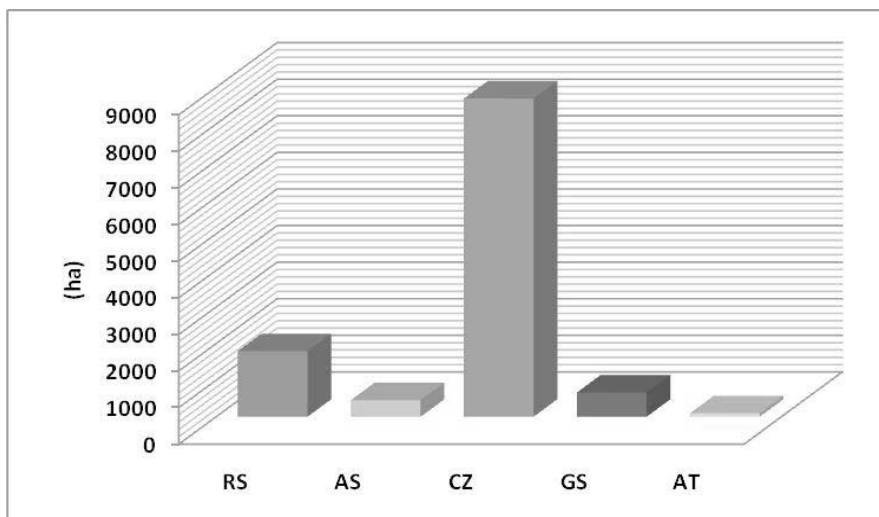


Fig. 115 Histograma tipurilor de sol după suprafață (prelucrare după studiile pedologice în scara 1:10000, realizate de IPAPS)

Tabelul nr. 14 Suprafața și ponderea tipurilor și subtipurilor de sol din bazinul Larga (prelucrare după studiile pedologice, 1987 realizate de IPAPS)

Clasă	Tip	Subtip	S (ha)	% (din tip)	% (din clasă)	% (din total)	
PROTISOLURI			2249,72			19,22	
	Regosol		1795,32		79,8	15,34	
		tipic	361,09	20,11	16,05	3,09	
		calcaric	1434,23	79,89	63,75	12,25	
	Aluviosol		454,40			20,2	3,88
			eutric	72,62	15,98	3,23	0,62
			calcaric	112,49	24,76	5,0	0,96
		gleic	111,07	24,44	4,94	0,95	
		sodic	158,22	34,82	7,03	1,35	
CERNISOLURI			8697,31			74,32	
	Cernoziom		8697,31		100,00	74,32	
		tipic	2613,16	30,05	30,05	22,33	
		calcaric	4787,23	55,04	55,04	40,90	

		cambic	603,91	6,94	6,94	5,16
		argic	473,27	5,45	5,45	4,04
		vertic	29,64	0,34	0,34	0,25
		gleic	180,38	2,07	2,07	1,54
		gleic sodic-salinic	9,72	0,11	0,11	0,08
HIDRISOLURI			<i>664,51</i>			5,68
	Gleiosol		664,51		100,00	5,68
		tipic	476,58	71,72	71,72	4,07
		eutric	74,12	11,15	11,15	0,63
		cernic	113,30	17,05	17,05	0,97
		cernic-sodic	0,51	0,08	0,08	0,01
ANTRISOLURI			<i>91,46</i>			0,78
	Antrosol		91,46		100,0	0,78
		erodic	57,55	62,92	62,92	0,49
		aric	33,91	37,08	37,08	0,29
TOTAL BAZIN			11703			100,00

Pe tipuri de sol, cea mai mare suprafață revine Cernoziomurilor cu 8697,31 ha (74,32 %), urmate de Regosoluri 1795,32 ha, respectiv 15,34 %, Gleiosoluri 664,51 ha (5,68 %), Aluviosoluri 454,40 ha (3,88 %) și Antrosoluri 91,46 ha cu o frecvență de doar 0,78 % (fig. 116).

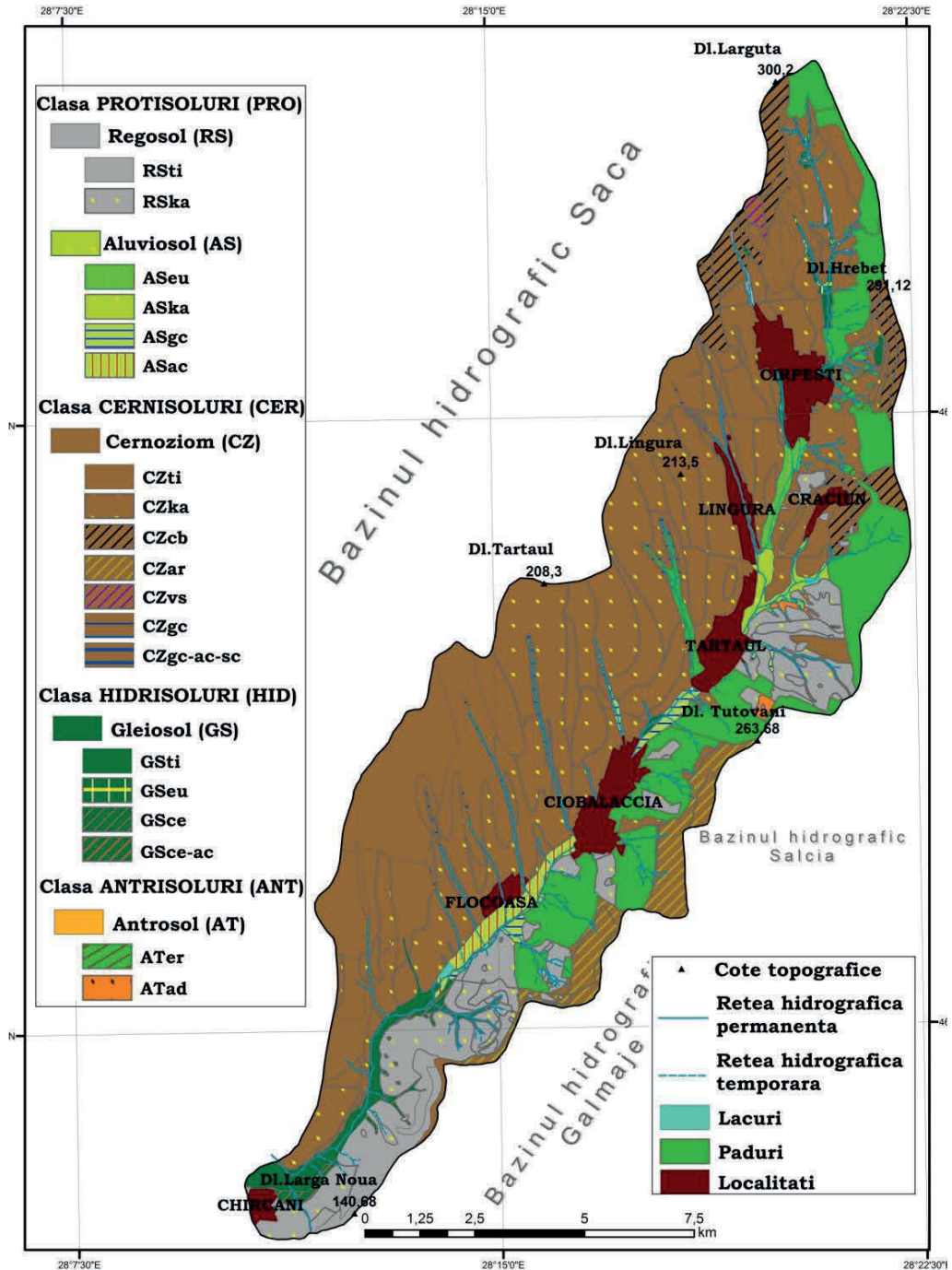


Fig. 116 Harta răspândirii tipurilor și subtipurilor de sol în bazinul Larga (prelucrare după studiile pedologice în scara 1:10000, realizate de IPAPS)

Clasa Protisoluri

Clasa Protisoluri grupează soluri în plin proces de formare. În bazinul Larga sunt caracteristice doar *Regosolurile* și *Aluviosolurile*, însumând o suprafață de 2249,72 ha, 19,22 % din suprafața totală cartată.

Regosolurile

Regosolurile reprezintă soluri aflate în stadiu incipient de evoluție, însă formarea lor este condiționată de prezența materialului parental neconsolidat (depozite lutoase și argiloase). Acest tip de sol ocupă o suprafață de 1795,32 ha. În teritoriul studiat, regosolurile se întâlnesc pe suprafețe relativ mici pe versanții puternic înclinați ($> 15^\circ$), unde pășunile reprezintă principalul mod de utilizare a terenurilor. Regosolurile prezintă un orizont A (Am, Au, Ao) scurt, rămas la suprafață în urma proceselor de eroziune geologică. Din acest tip fac parte: regosolul tipic cu o suprafață de 361,09 ha și regosolul calcaric – 1434,23 ha.

Pentru *regosoluri*, alcătuirea granulometrică are valori asemănătoare la ambele subtipuri, clasa texturală fiind argilo-lutoasă. Regosolurile sunt soluri incipiente, neevolute, motiv pentru care cantitatea de humus este foarte redusă (doar 1,27 % la regosol calcaric și 1,12 % la regosol tipic).

Reacția solului este de la slab alcalină (pH =7,5) la regosol tipic, până la moderat alcalină la regosol calcaric (pH=8,4). Prezența carbonaților în primii 0-30 cm ai profilelor de sol a determinat separarea regosolului calcaric (CaCO₃-12,6 %). În cazul sumei bazelor de schimb, valorile variază între clasele mică și mijlocie (tabelul nr. 15).

Tabelul nr. 15 Caracteristici fizico-chimice medii ale regosolurilor din bazinul Larga

Tip Subtip	Umiditatea (%)	Alcătuirea granulometrică (%)			Humus (%)	pH (H ₂ O)	SB (me100g/ sol)			CaCO ₃ (%)
		<0.01 mm (argilă fizică)	>0.01 mm (nisip fizic)	Clasa texturală			Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	
RSka	2,67	62,55	37,45	Argila-lutoasă	1,27	8,4	15,8	3,5	0,6	12,6
RSti	2,51	63,5	36,5	Argilă lutoasă	1,12	7,5	14,9	3,7	0,4	0,3

Aluviosolurile

Aluviosolurile sunt soluri tinere ce s-au format ca și protisoluri aluviale (Ispas, 2007), fiind răspândite în lunca bazinului Larga, afectată sau nu de inundații. Sunt soluri cu orizont A, urmat de materialul parental (constituit din depozite fluviale) în primii 50 cm. Din acest tip de sol fac parte: aluviosolul gleic (24,44 % din tip), răspândit în sectorul mijlociu a râului, între localitățile Tartaul și Ciobalaccia, aluviosolul eutric (15,98 %) și aluviosolul calcaric (24,76 %), prezente în cursul superior al râului, dar și aluviosolul sodic (34,82 %), dezvoltat în partea inferioară a bazinului, de la comuna Ciobalaccia până în localitatea Flocoasa.

Textura *aluviosolurilor*, atât în orizontul Ao cât și pe profil, este predominant argiloasă (peste 60 % - argilă fizică), excepție făcând aluviosolul sodic, unde valorile nisipului fizic depășesc 50 %, determinând o textură mijlocie (clasa texturală – lut mediu).

Solurile au un conținut mediu de humus în orizontul superior (2,2 -3,8 %), dar care scade spre mic în adâncime. Reacția solului este slab alcalină pentru ASgc, ASeu și ASka (pH=7,3-8), devenind moderat alcalină pentru ASso (pH=8,5). În orizontul superior suma bazelor de schimb este mijlocie la toate subtipurile, demonstrând o slabă levigare a componentelor bazice. Prezența valorilor mari ai cationului Na⁺ (12,8 %) sau a carbonaților (1,4 %) a determinat separarea aluviosolurilor sodice și a celor calcarice (tabelul nr.16).

Tabelul nr. 16 Caracteristici fizico-chimice medii ale aluviosolurilor din bazinul Larga

Tip Subtip	Umiditatea (%)	Alcătuirea granulometrică (%)			Humus (%)	pH (H ₂ O)	SB (me100g/ sol)			CaCO ₃ (%)
		<0.01 mm (argilă fizică)	>0.01 mm (nisip fizic)	Clasa texturală			Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	
ASgc	3,9	62,3	37,7	Argilă-lutoasă	2,2	7,3	17,5	3,8		
ASeu	3,2	61,9	38,1	Argilă-lutoasă	3,8	7,8	18,2	5		
ASso	3,9	40,04	59,96	Lut-mediu	3,1	8,5	17,2	6,8	12,8	
ASka	3,3	66,4	33,6	Argilă-lutoasă	2,44	8	18,8	5		1,4

Clasa Cernisoluri

Cernisolurile reprezintă clasa cu cea mai semnificativă suprafață din tot arealul, deținând 8697,31 ha, respectiv 74,32 % din totalul solurilor agricole.

Cernoziomurile

De la nivelul teraselor superioare până la nivelul culmilor și platourilor interfluviale se dezvoltă cernoziomurile, care constituie unicul tip de sol din această clasă reprezentat în teritoriu. Cernoziomul prezintă o morfologie de tip Am-AC-Cca, Am-Bv-Cca sau Am-Bt-Cca. Culorile sunt de nuanță închisă, datorită prezenței în cantitate mai mare a humusului.

Acest tip cuprinde următoarele subtipuri: calcaric (55,04 % din tip) cu suprafețe mai mari localizate pe flancul drept sub formă de revers; tipic (30,05 %), prezent pe culmile bazinului inferior, argic (5,45 %) răspândit pe culmea interfluvială din estul teritoriului; cambic, identificat după realizarea profilelor de sol pe culmea interfluvială de la nord de localitatea Crăciun, dar și pe platoul de lângă obârșia râului Larga, cu o pondere totală de 6,94 %, din tip; gleic, gleic sodic-salinic și vertic, cu suprafețe mici (sub 3 % din tip), dezvoltate în bazinul superior al bazinului, respectiv pe versantul drept, în apropiere de localitatea Lărguța (fig. 117 și fig. 118).



Fig. 117 Cernoziom cambic din zona localității Crăciun



Fig. 118 Cernoziom calcaric din zona localității Ciobalaccia

În primii 20 cm ai profilelor de sol, alcătuirea granulometrică variază între 52,0 % argilă fizică și 48,0 % nisip fizic (conform datelor din studiile pedologice) la subtipurile cernoziom tipic, cambic și argic, ceea ce constituie o textură luto-argiloasă. Textura cernoziomului gleic sodic salinic este argilo-lutoasă, cu predominarea argilei fizice (68,55%) și doar 31,45% nisip fizic. Pentru cernoziomul vertic, fracțiunea granulometrică dominantă este argila fizică (81,2%) și doar 18,8 % reprezintă fracțiunea nisip fizic, condiționând o textură argiloasă medie (tabelul nr. 17).

Tabelul nr. 17 Caracteristici fizico-chimice medii ale cernoziomurilor din bazinul Larga

Tip Subtip	Umiditatea (%)	Alcătuirea granulometrică (%)			Humus (%)	pH (H ₂ O)	SB (me100g/ sol)			Ca CO ₃ (%)
		<0.01 mm (argilă fizică)	>0.01 mm (nisip fizic)	Clasa texturală			Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	
CZti	4,82	52,0	48,0	Lut-argilos	2,47	7,1	20,8	7,1		
CZcb	5,26	53,8	46,2	Lut-argilos	2,88	7,2	20,2	5,3		
CZar	6,38	58,3	41,7	Lut-argilos	2,77	6,8	22,2	10,3		
CZka	3,9	45,33	54,61	Lut-argilos	1,99	8,4	21,6	4,0		6,5
CZgc-ac-sc	2,99	68,55	31,45	Argilă-lutoasă	1,42	8,1	12,1	10,7	1,9	2
CZvs	5,26	81,2	18,8	Argilă medie	2,38	7,2	21,8	7,0	0,2	

Solurile ce aparțin tipului cernoziom sunt relativ bine aprovizionate cu materie organică, orizontul Am având un conținut mic-mijlociu de humus (1,42 % pentru CZgc-ac-sc și 2,88 % pentru CZcb). Reacția solurilor variază de la slab acidă pentru cernoziomul argic (pH=6.8) până la slab alcalină pentru cernoziomul calcaric (pH=8,4). Reacțiile neutre sunt specifice la cernoziomurile tipic, cambic și vertic. Valorile capacității de schimb pentru baze (SB) denotă o evoluție normală a pedogenezei, excepție făcând CZgc-ac-sc, unde cationul Na⁺ are valori de peste 7,6 % din suma totală a cationilor de schimb (T), condiționând dezvoltarea subtipurilor de sol sodic și salinic (Rusu, 1998).

Clasa Hidrisoluri

Hidrisolurile din regiunea de studiu înglobează doar solurile formate sub influența excesului freatic de apă și care au proprietăți gleice în primii 50 cm. Solurile au orizont O și/sau A (Am, Ao), iar materialele parentale sunt reprezentate prin depozite fluviale cu textură luto-argiloasă. Din această clasă sunt reprezentate doar gleiosolurile.

Gleiosolurile

Aria de răspândire a *Gleiosolurilor* o reprezintă lunca râului Larga, ocupând suprafețe diferite care totalizează 664,51 ha. Sunt însă și perimetre care se dezvoltă și pe versanți (hârtoape de alunecare), unde prezența apei freactice este la mică adâncime (1-2 m). Se diferențiază subtipurile: gleiosol tipic (71,72 % din tip), dezvoltat în cursul inferior al bazinului, gleiosol cernic și cernic-sodic cu o pondere de 17,13 %, prezente la nord de localitatea Gotești, dar și gleiosol eutric, ce deține 11,15 % și este răspândit în bazinul superior al Largăi.

Din punct de vedere al proprietăților fizico-chimice, analizele au fost elaborate doar pentru gleiosolurile tipice (tabelul nr. 18). Acestea au texturi luto-argiloase, unde fracțiunea granulometrică nisip fizic deține 40,8% și 59,15% argilă fizică. Cantitatea de humus este mică, de doar 2,71%. Reacția solului este moderat alcalină, cu pH=8,3. În orizontul superior sunt prezenți carbonații, însă în cantități reduse (CaCO₃-0,8 %).

Tabelul nr. 18 Caracteristici fizico-chimice medii ale hidrisolurilor din bazinul Larga

Tip Subtip	Umiditatea (%)	Alcătuirea granulometrică (%)			Humus (%)	pH (H ₂ O)	SB (me100g/ sol)			CaC O ₃ (%)
		<0.01 mm (argilă fizică)	>0.01 mm (nisip fizic)	Clasa texturală			Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	
GSti	4,06	59,15	40,85	Lut- argilos	2,71	8,3	19,1	7,4		0,8

Clasa Antrisoluri

Clasa Antrisoluri include soluri trunchiate, la care orizonturile superioare (A și B) pot fi îndepărtate prin eroziune accelerată sau cu orizonturi puternic amestecate prin intervenție antropică. Aceste soluri ocupă cea mai mică suprafață din întreg arealul cercetat de doar 91,46 ha (respectiv 0,74 %). Din această clasă sunt prezente doar Antrosolurile.

Antrosolurile

În bazinul Larga este răspândit doar tipul de sol *Antrosol* ce deține o suprafață totală de 91,46 ha. Conform SRTS-2012, Erodosolul din vechea clasificare (SRTS,2003) este definit ca subtip (Antrosol erodic), cu o suprafață de 57,55 ha. Antrosolul erodic este întâlnit pe partea stângă, la est de localitatea Cîrpești, la nivelul unui versant afectat de eroziune în suprafață și alunecări de teren stabilizate. Al doilea subtip din această clasă este Antrosolul aric, ce însumează suprafața de 33,91 ha și este rezultatul activităților antropice prin lucrări de desfundare, terasare și amenajare antierozională a unor versanți cu destinație viti-pomicole.

4.4. Aspecte privind favorabilitatea solurilor

Favorabilitatea reprezintă măsura în care un teren satisface cerințele de viață ale unei plante de cultură, în condiții climatice normale și în cadrul folosirii raționale.

Terenurile cele mai fertile pentru culturile arabile sunt răspândite neuniform în bazinul hidrografic Larga. Aceste terenuri se întâlnesc pe suprafețele cvasiorizontale ale platourilor și culmilor interfluviale, cât și pe versanții de pe partea dreaptă ai bazinului sub formă de revers, iar cernoziomul este cel mai caracteristic tip de sol.

Condițiile naturale optime, implicit dominanța cernoziomurilor calcarice în bazinul Larga (4787,23 ha) determină o favorabilitate mare și foarte mare pentru vița de vie. Cele mai mari suprafețe viticole se întâlnesc pe partea stângă a bazinului, în comunele Lingura, Tartaul și Ciobalaccia.

Condiții optime diferitelor utilizări se întâlnesc și la nivelul glacisurilor, cu spații relativ extinse, preponderent ocupate de terenuri arabile. De asemenea, condiții

relativ bune oferă șesurile aluviale, dar în acest caz devin restrictivi anumiți indicatori pedologici (textură, exces de umiditate, salinizare/alcalizare).

Favorabilitatea medie în bazin este prezentă în special pe versanții sub formă de revers de cuestă, pe depozite de terasă, coluvii, dar și pe versanții slab afectați de eroziune. În general, aceste terenuri se identifică la nivelul cernoziomurilor și aluviosolurilor (fig. 119).



Fig. 119 Terenuri arabile pe direcția deal-vale la vest de localitatea Crăciun

Suprafețele caracterizate de o favorabilitate slabă și foarte slabă pentru arabil sunt dispuse pe versanții de stânga văii, frunte de cuestă, care presupun procese erozionale și alunecările de teren stabilizate. Tipul de sol predominant este regosolul (tipic și calcaric), având o textură argilo-lutoasă, alături de antrosoluri erodice și mici perimetre cu soluri cernoziomice.

La nivelul formelor de relief se observă o distribuție relativ echilibrată a principalelor categorii de utilizare actuală a terenurilor. În mod clar, cele mai mari suprafețe arabile apar pe reversurile de cuestă care oferă cele mai bune condiții sub aspect morfometric. Frunțile de cuestă sunt caracterizate de o pantă medie ridicată și sunt afectate intens de procese de degradare, motiv pentru care sunt utilizate cel mai adesea ca pajiști naturale, la care se adaugă perimetre forestiere, inclusiv perdele de protecție și plantații silvice.

5. RELAȚII PEDO-GEOMORFOLOGICE

5.1. Relații între trăsăturile morfometrice ale reliefului și învelișul de sol

Influența *altitudinii* reliefului se exprimă în pedogeneză fie direct, prin ritmul de solificare și grosimea învelișului de sol, fie indirect, prin modificări locale, în repartitia climei și vegetației ale căror caracteristici se modifică în altitudine (Barbu, 1987).

Suprafața relativ redusă de numai 146,88 km² și altitudinile modeste determină un înveliș de sol relativ omogen (cernisoluri), cu o slabă tendință de etajare, mai ales la nivel de subtip cernoziom calcaric, tipic, cambic și argic (fig. 120).

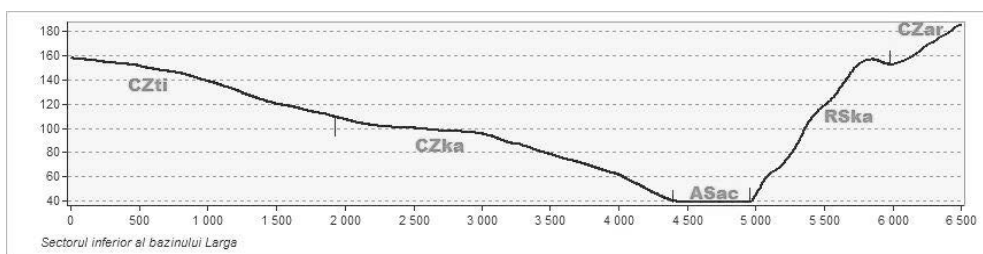


Fig. 120 Profil pedo-geografic în bazinul inferior al văii Larga

Diferitele subtipuri ale cernoziomului sunt răspândite atât pe interfluvii până la altitudini de 200-300 m, cât și pe șesurile aluviale cu altitudini ce nu depășesc 50-100 m. Distribuția altitudinală a cernoziomului tipic și calcaric este destul de eterogenă de la circa 100 m până la 250 m (fig. 121). În schimb, cernoziomul argic și cambic sunt localizate la altitudini ceva mai mari, de la 150 m și până la peste 300 m. Cernoziomul vertic are o extindere limitată la altitudinea de peste 250 m, iar cernoziomul gleic și gleic-sodic se situează la altitudini de sub 150 m.

Protisolurile, reprezentate de regosoluri și aluviosoluri se extind în tot ecartul altitudinal, cuprins între 10-300 m. Astfel, 78,1 % din regosolul tipic se întâlnește la altitudinea de 200-250, iar 21,9 % se găsește la peste 250 m. Regosolul calcaric se dezvoltă în aceeași măsură pe toate treptele altitudinale, de la sub 50 m până la 200 m (90 %), în schimb 10 % din subtip evoluează la altitudini de peste 250 m. Aluviosolurile ocupă însă doar suprafețele joase, cu altitudini de sub 100 m, situate în lunca bazinului Larga și pe unii afluenți.

Majoritatea gleiosolurilor apar la altitudini de sub 50 m, însă se pot dezvolta și la altitudini mai mari de peste 200 m, în apropierea unor izvoare de coastă din perimetrele cu alunecări.

Pentru versanții (îndeosebi frunte de cuestă), învelișul de sol este complicat de apariția regosolurilor și a antrosolurilor erodice, însă mai mult ca efect al declivității și nu al altitudinii. Totuși, antrosolurile ocupă areale mici pe versantul stâng, la altitudini de peste 200 m. Dacă antrosolul erodic se dezvoltă în ecartul altitudinal cuprins între 100 m și 300 m, antrosolul aric evoluează și la altitudinea de sub 100 m.

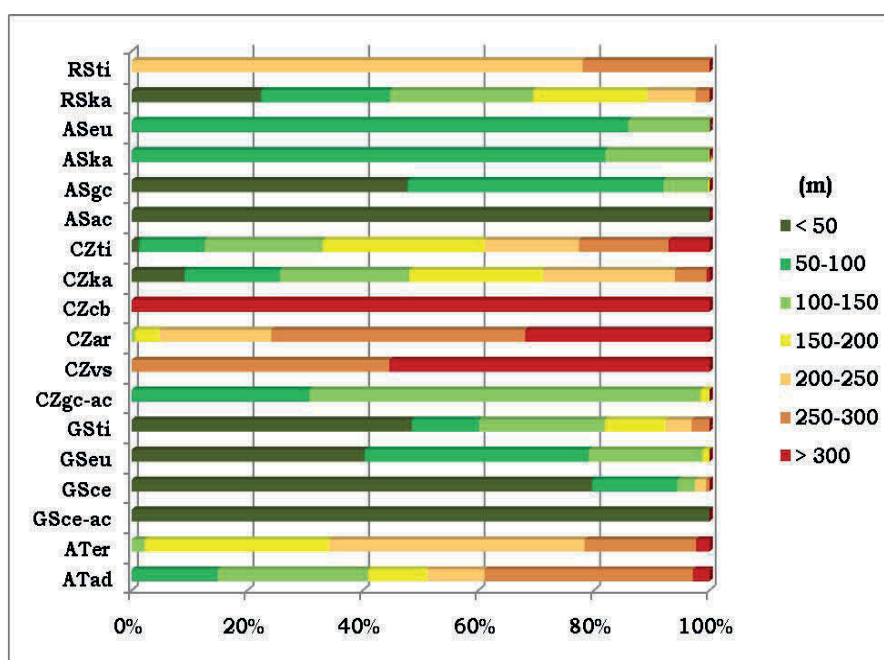


Fig. 121 Ponderea tipurilor și subtipurilor de sol raportate la treptele altitudinale

Gradul de înclinare (panta) joacă un rol important în diferențierea gamei proprietăților morfologice și fizico-chimice ale solurilor.

Pe suprafețele cu panta mai mici de 1° sunt distribuite majoritatea aluviosolurilor (sodic-94,0 %, eutric-64,8 %, gleic-58,67 %) și gleiosolurilor (tipic-51,0 %, eutric-32,28 %). Tot în această clasă de panta sunt concentrate cernoziomurile cambice (75,94 %), tipice (44,17 %) și gleice-sodice (43,43 %), prezente pe culmile-platou sau pe reversurile slab înclinate.

Conform figurii 122, se observă că majoritatea solurilor zonale din bazinul Larga se formează și evoluează pe terenurile cu pantă cuprinsă între 1° și 5°. De exemplu, cernoziomul calcaric, cel mai răspândit tip de sol din bazin, deține o pondere de 63,24 % din această categorie de pantă.

Arealele cu pante cuprinse între 5-7° și 7-10°, dețin o pondere de peste 15 % din suprafața bazinului și caracterizează atât soluri zonale - cernoziom argic (37,58 %), cât și solurile azonale - regosol (tipic-98,62 %, calcaric-59,11 %) și antrosol (erodic-55,05 %, aric-62,20 %).

Versanții cu valori mari ale geodeclivității se caracterizează prin manifestarea intensă a proceselor geomorfologice actuale, reducând în mod continuu grosimea învelișului de sol. Cu cât panta este mai mare, cu atât crește intensitatea eroziunii solului. Prezența eroziunii geologice pe aceste suprafețe a generat condiții optime pentru dezvoltarea regosolurilor, iar atunci când eroziunea se datorează acțiunii factorului antropic se formează antrosolurile (Niacșu, 2009).

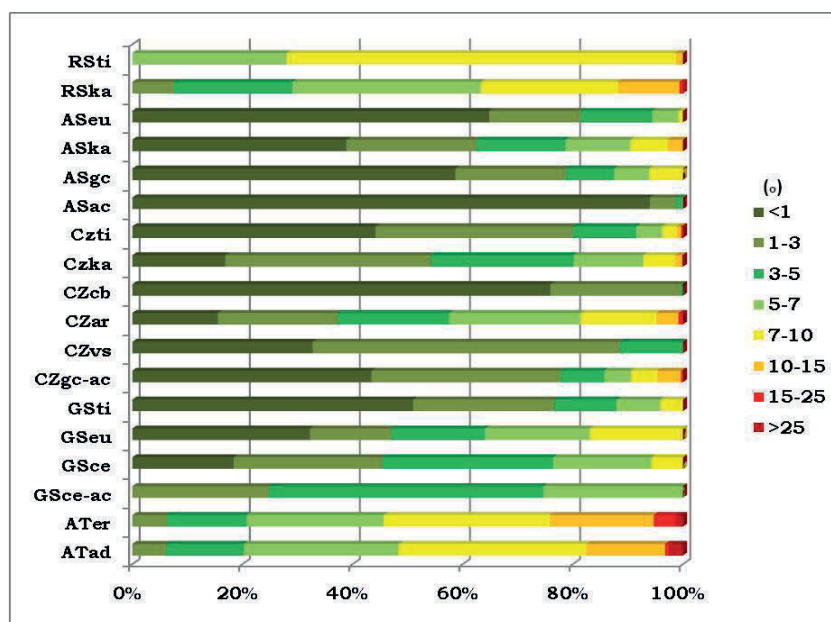


Fig. 122 Ponderea tipurilor și subtipurilor de sol raportate la clasele de pantă

Expoziția terenurilor condiționează în mod direct căldura primită de sol și indirect, prin prezența unor tipuri de vegetație și a anumitor influențe climatice. Realizând o corelație între orientarea terenurilor și repartitia tipurilor și subtipurilor de sol, se evidențiază o dispunere echilibrată a acestora în cadrul tuturor claselor de expoziție

(fig. 123). De exemplu, cernoziomurile tipice, calcarice și cambice se suprapun în peste 20 % din cazuri expoziției nord-estice și estice, în schimb cernoziomul argic, vertic și gleic-sodic se leagă de expoziția sudică și sud-vestică în peste 50 % din cazuri.

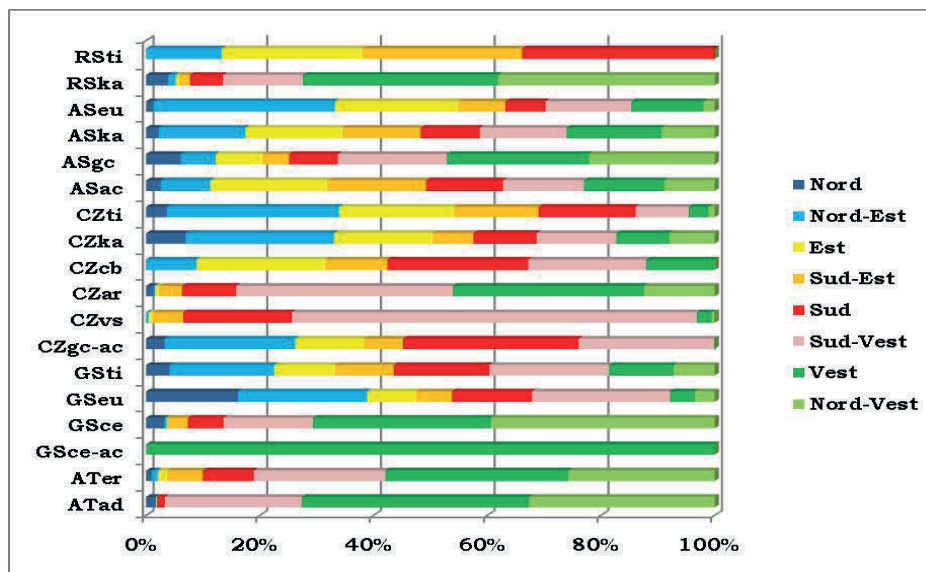


Fig. 123 Ponderea tipurilor și subtipurilor de sol raportate la clasele de expoziție a terenului

Solurile azonale de tip regosol și antrosol se dezvoltă diferit în funcție de orientare. Dacă regosolul tipic este identificat pe versanții estici, sudici și sud-estici, cu o pondere de peste 70%, regosolul calcaric este prezent pe versanții opuși, vestici, sud-vestici și nord-vestici, cu peste 80%. Antrosolurile (erodic și aric) sunt distribuite cu o pondere de peste 80 % pe terenurile cu orientare vestică, sud-vestică și nord-vestică, cel mai adesea versanți frunte de cueșă.

Pentru aluviosoluri și gleiosoluri, expoziția terenurilor este mai puțin relevantă. Cu toate că se observă o distribuție oarecum echilibrată în clasele de orientare, aceste tipuri de sol se dezvoltă în areale cvasiorizontale, cu exces de umiditate, în cazul gleiosolurilor și în urma dispunerii de-a lungul luncilor, în cazul aluviosolurilor.

Fragmentarea verticală și densitatea rețelei de văi a bazinului Larga introduc în procesul de pedogeneză areale importante care accelerează transportul de pe versanți a materialului erodat.

5.2. Relații între formele genetice de relief și învelișul de sol

După ce s-a realizat microsinteza privind relația dintre învelișul de sol și trăsăturile morfometrice ale reliefului s-a încercat cuantificarea relației dintre sol și formele de relief, relație definitivă pentru utilizarea terenurilor, îndeosebi a celor agricole.

Distribuția claselor de sol este condiționată în mare parte de principalele unități de relief și condițiile climatice, iar a tipurilor și subtipurilor de sol de forma de relief și de materialul parental. Se cunoaște faptul că cele mai vechi soluri se găsesc pe platourile interfluviale, iar cele mai tinere în luncile râurilor. Solurile din arealul de cercetare sunt considerate soluri actuale, formate în condiții climatice similare cu cele existente la momentul actual (Alexeev, 2003).

În cadrul teritoriului studiat se întâlnesc soluri neevoluante (aluviosoluri, regosoluri, gleiosoluri) și evoluante (cernoziomuri). Cernisolurile reprezintă clasa dominantă în cadrul bazinului hidrografic Larga, cu o răspândire de peste 80% din suprafața acestuia, ocupând forme variate de relief, începând cu platourile și culmile interfluviale, continuând cu versanții revers de cuestă, ajungând până la nivelul teraselor fluviale și pe glacisurile aluvio-coluvio-proluviale (fig.124).

Cernoziomul, singurul tip de sol din clasa Cernisoluri, este prezent în cea mai mare parte a bazinului, în mai multe subtipuri sau combinații de subtipuri.

Cernoziomul gleic și cel gleic-sodic-salinic se leagă de șesurile și glacisurile aluvio-coluviale ale afluenților de dreapta (Valea Stâniei și Flocoșica), din sectorul mijlociu a văii Larga.

Cernoziomurile calcarice sunt cele mai bine reprezentate dintre cernoziomuri în arealul cercetat. Prezența carbonaților în stratul superior indică un regim hidric xerofit (Ursu, 2011) Astfel, solurile în cauză sunt prezente la nivelul versanților slab-moderat degradați de pe stânga râului, pe glacisurile coluvio-proluviale, dar și pe terasele fluviale, la altitudini cuprinse între 50m și 200 m. Cel mai extins areal cu cernoziom calcaric îmbracă întreg versantul drept (pe culmi interfluviale până pe glacisurile aluvio-coluviale) din sectorul mijlociu al bazinului Larga. Un areal important, dispus sub forma unei benzi, este localizat în treimea inferioară a versanților cu rol de revers din bazinul inferior (fig. 125).

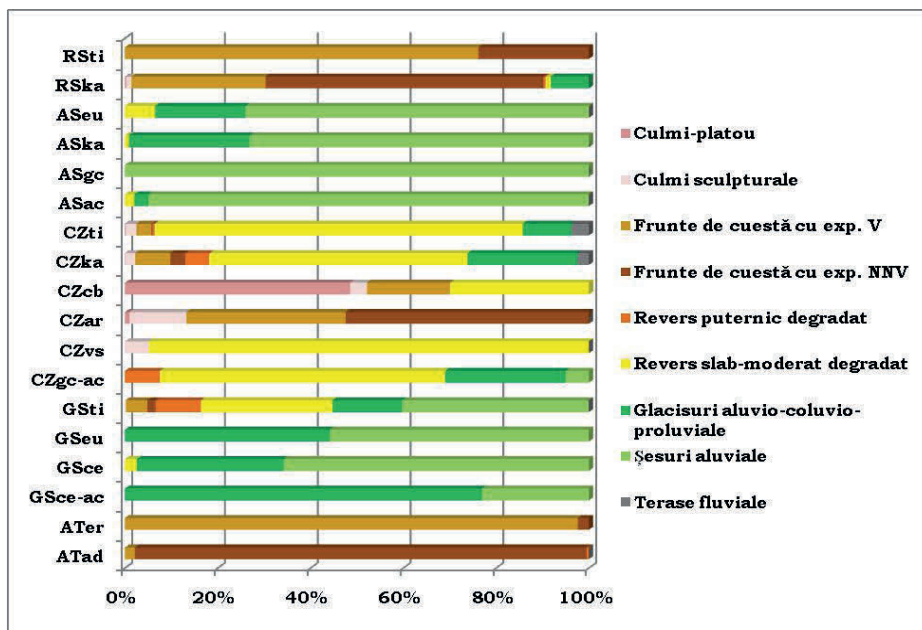


Fig. 124 Ponderea tipurilor și subtipurilor de sol raportate la formele genetice de relief

Cernoziomurile tipice ocupă 2613,16 ha din suprafața bazinului. Cel mai extins areal cu cernoziom tipic este răspândit pe culmea interfluvială și pe reversul cu expoziție sud-estică din sectorul inferior. Apariții insulare întâlnim în cursul superior, la baza versantului drept, revers de cuestă cu expoziție estică, dar și pe fruntea nord, nord-vestică din bazinul mijlociu.

Cernoziomurile cambic și argic reprezintă soluri zonale ale silvostepii. Cernoziomul argic are cel mai important areal în sectorul mijlociu al bazinului, pe culmile interfluviale cu înălțimi mai reduse (Dl. Tutovani-260m), unde apare sub forma unei benzi N-S, cu lățimi diferite.



Fig. 125 Cernoziom calcaric pe culmea-platou de pe rama vestică a Largăi

Cernoziomul cambic ocupă două areale mai importante. Cele mai extinse suprafețe din estul și vestul bazinului superior al Largăi, formează o zonă aproape continuă, ajungând până la culmile interfluviale de circa 250-300 m, în Dealul Hrebet (291 m) și în Dealul Lărguța (300 m), cel din urmă fiind și limita nordică a bazinului (fig. 126). Pe suprafețe mai puțin întinse, întâlnim aceste soluri și pe fruntea de cuestă cu expoziția generală vestică, dar și pe reversul drept, slab-moderat degradat al bazinului Larga.



Fig. 126 Cernoziom cambic la obârșia r. Larga

Cernoziomul vertic ocupă o suprafață mică, de doar 29,64 ha și este întâlnit pe rama vestică a bazinului superior, 94,81 % pe reversul slab degradat și 5,19 % pe culmea sculpturală, dar condiționat și de prezența argilelor gonflante.

Pe areale extinse se instalează protisolurile, îndeosebi în luncile văilor (aluviosolurile) și pe fațada stângă a bazinului (regosolurile). Regosolurile se dezvoltă în mod special pe versanții cu rol de frunte de cueștă, pe roci friabile sau deluvii afânate. Subtipul de regosol calcaric este și cel mai răspândit (1434,23 ha) și este prezent atât pe fruntea de cueștă cu expoziție general nord nord-vestică (59,95 %) din bazinul mijlociu, cât și pe fruntea de cueștă cu expoziție vestică (28,88 %) din bazinul inferior.

În ansamblu, aluviosolurile sunt răspândite, ca fâșii înguste și discontinui în vecinătatea imediată a albiei minore a râului Larga și a afluenților săi. Dintre subtipuri se evidențiază aluviosolul sodic dezvoltat în cursul inferior al văii, aluviosolul gleic răspândit în șesul aluvial din sectorul mijlociu și aluviosolul eutric evoluat în bazinul superior al văii Larga. Aluviosolul calcaric este caracteristic afluentului principal de stânga (r. Crăciun), dar se întâlnește și în șesul aluvial, în extremitatea sudică a bazinului superior.

Dintre solurile hidromorfe, cele mai caracteristice sunt gleiosolurile (tipice, eutrice, cernice și sodice) ce ocupă zonele joase ale bazinului, îndeosebi șesurile aluviale slab drenate, cu apa freatică la adâncime mică. Gleiosolul cernic și cel cernic-sodic ocupă cele mai extinse areale și sunt întâlnite în șesul aluvial din sectorul inferior al bazinul Larga. Gleiosolul eutric apare în areale de mici dimensiuni, pe unele segmente din cursul superior al văii.

Cu toate că sunt soluri formate în zonele joase, în bazinul Larga gleiosolurile au fost identificate și la altitudini mai mari (fig. 127). Astfel, pe fruntea de cueștă cu expoziție general vestică, unde apa freatică este la mică adâncime, apar areale mici și dispersate de gleiosoluri tipice (îndeosebi în spatele unor valuri și pe unele trepte de alunecare).



Fig. 127 Gleiosol tipic pe fruntea de cuestă vestică la est de Cîrpești

Antrosolul provenit fie prin eroziunea accelerată, fie prin intervenția antropică ocupă suprafețe relativ mici în regiunea cercetată. Antrosolul erodic se grupează în două areale mai importante, ambele situate pe fruntea de cuestă cu expoziție general nord nord-vestică, însă primul areal este localizat la vest de Dealul Tutovani (263,6 m), iar cel secundar, în valea Crăciunului, îndeosebi pe versanții de stânga ai acesteia. Antrosolul aric ocupă areale mici, intermitente pe fruntea de cuestă cu expoziția vestică din bazinul superior.

5.3. Relații între procesele geomorfologice și învelișul de sol

Dintre toate procesele geomorfologice prezente în bazinul hidrografic Larga, eroziunea în suprafață deține rolul principal în evoluția învelișului de sol. Eroziunea modifică puternic proprietățile solului și în consecință are loc reducerea calității și fertilității solului, perturbând în mod evident agricultura.

După Moțoc (1975) cele mai importante caracteristici ale solurilor care influențează eroziunea sunt erodabilitatea, intensitatea și durata ploii, și acoperirea terenurilor.

Erodabilitatea reprezintă susceptibilitatea solurilor la eroziune (Stângă, 2012), în funcție de proprietățile sale intrinseci și de relațiile cu ceilalți factori erozionali.

Deși nu este un factor restrictiv, poate influența desfășurarea unor procese erozionale.

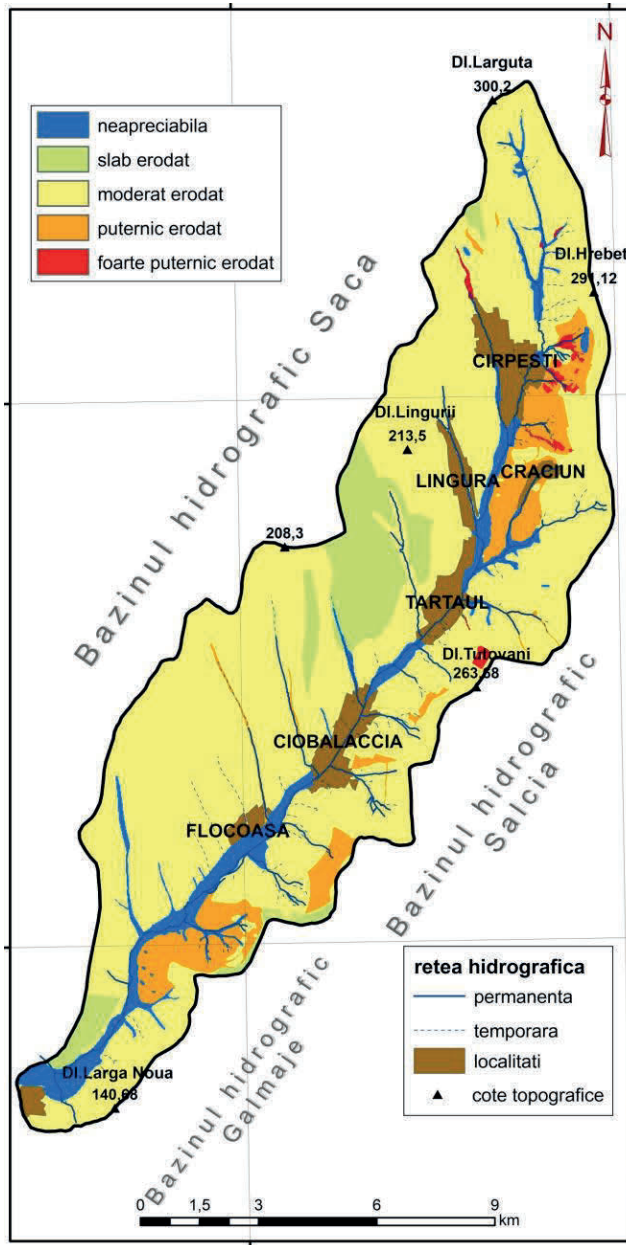


Fig. 128 Harta erodabilității solurilor
(după Moșoc și colab., 1975)

Aprecierea erodabilității solului se face în funcție de o serie de parametri calitativi, respectiv gradul de eroziune în suprafață, gradul de coeziune și de structurare a materialului de sol și gradul de dezvoltare a profilului. În lucrarea de față, s-a optat pentru aplicarea variantei USLE adoptată în România de către Moțoc și colab. (1975). Conform standardelor ICPA (MESP, 1987), erodabilitatea solurilor din bazinul Larga a fost determinată pe baza tipului (subtipului) de sol, a texturii și gradului de eroziune în suprafață (fig. 128). Astfel, valoarea medie a erodabilității este de 0,7, reprezentând soluri moderat erodate, cu coeziune mijlocie, profil puternic dezvoltat și roca parentală friabilă.

Cele mai susceptibile soluri la eroziune sunt antrosolurile erodice (92,38 %) și cele arice (49,94 %) (fig. 129). Cu erodabilitate moderată se înscriu regosolurile tipice și calcarice (peste 90%), urmate de cernoziomurile tipice (99,76 %), calcarice (83,35%), cambice (100%) și argice (95,0%). Eroditățile reduse și foarte reduse sunt caracteristice cernoziomurilor verticale (97,83%) și gleice (86,23%).

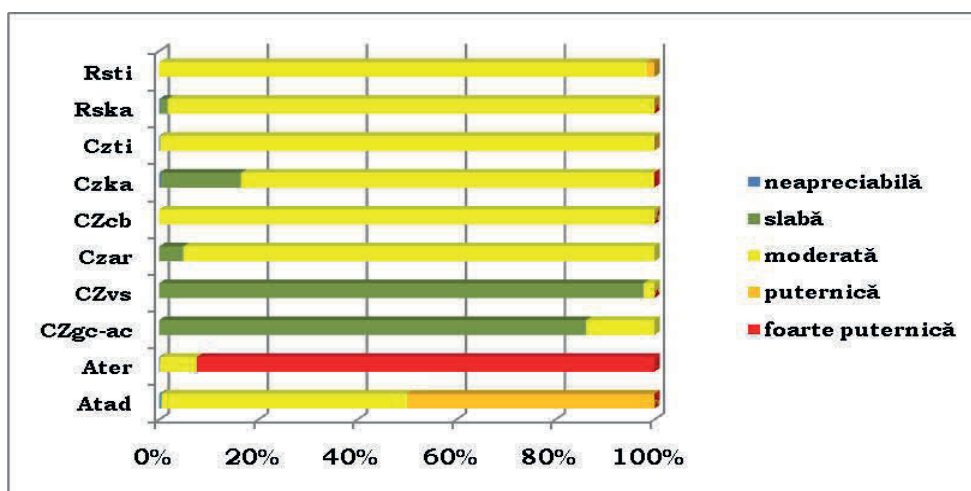


Fig. 129 Ponderea tipurilor și subtipurilor de sol raportate la clase de erodabilitate (după Moțoc și colab., 1975)

Conform studiilor pedologice (1987) realizate de către IPAPS, gradul de eroziune al solurilor cel mai frecvent este cel moderat. Dintre solurile zonale, gradul de eroziune foarte puternic este atribuit cernoziomului calcaric (4,91 %), iar dintre solurile azonale aparține regosolului calcaric (23,34 %) și antrosolului aric (25,64 %). Solurile cu eroziune slabă și foarte slabă sunt cernoziomurile tipice (56,0 %) și verticale (99,37 %) (fig. 130).

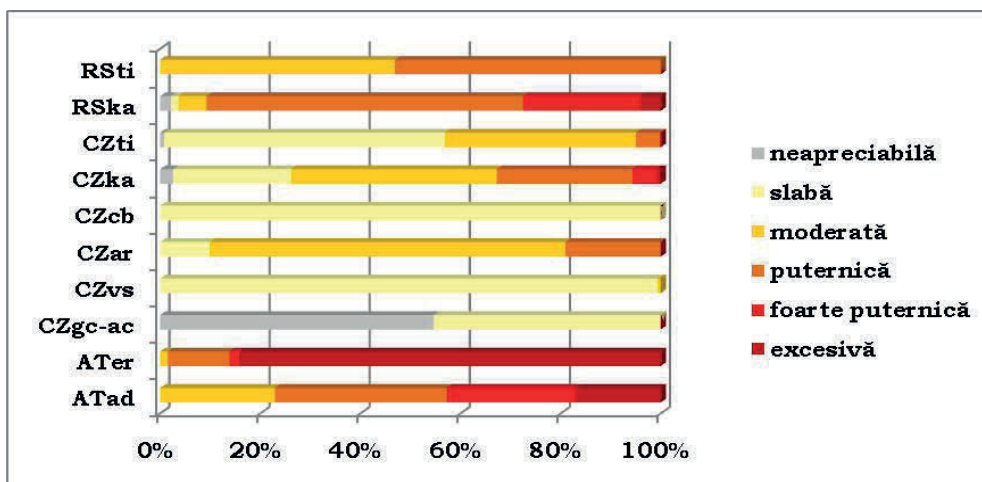


Fig. 130 Ponderea tipurilor și subtipurilor de sol raportate la gradul de eroziune (după studiile pedologice IPAPS, 1987)

Cu toate acestea, s-a considerat a fi mai utilă și mai eficientă metoda Moțoc (1975) care aduce informații mult mai exacte privind pierderile medii anuale de sol provocate de eroziunea în suprafață. O evaluare privind pierderile de sol pe forme de relief și tipuri de sol ar fi mai mult decât recomandabilă (fig. 131 și fig. 132). Valorile mai mici de 5 t/ha/an se înregistrează pe culmile sculpturale și culmile-platou, iar tipul de sol predominant este cernoziomul cambic. Pierderi de sol reduse se înregistrează și pe terasele fluviale unde predomină cernoziomul tipic, dar și pe glacisurile coluvio-proluviale cu cernoziomuri gleice. O pondere însemnată de 31% dețin suprafețele cu o eroziune de 5-10 t/ha/an, ocupând treimea inferioară a versanților unde predomină cernoziomurile (tipice-27,11 % și calcarice-36,90 %), regosolurile (calcaric-35,79 %) și antrosolurile.

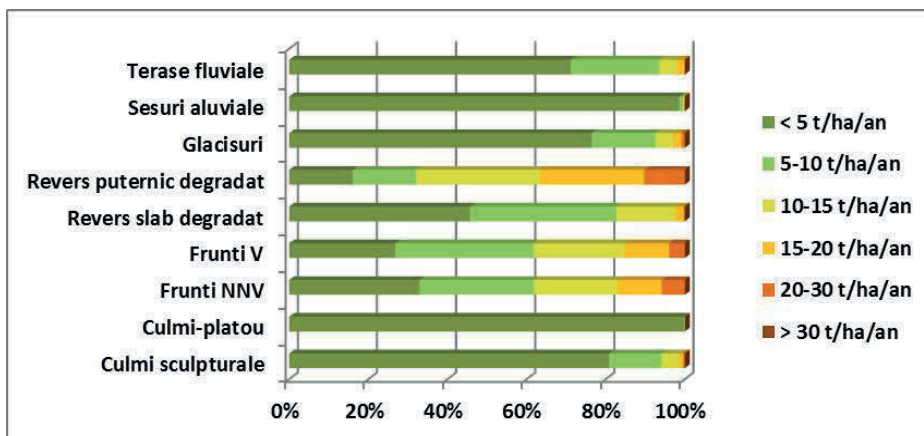


Fig. 131 Pondere pierderilor medii anuale de sol pe forme de relief

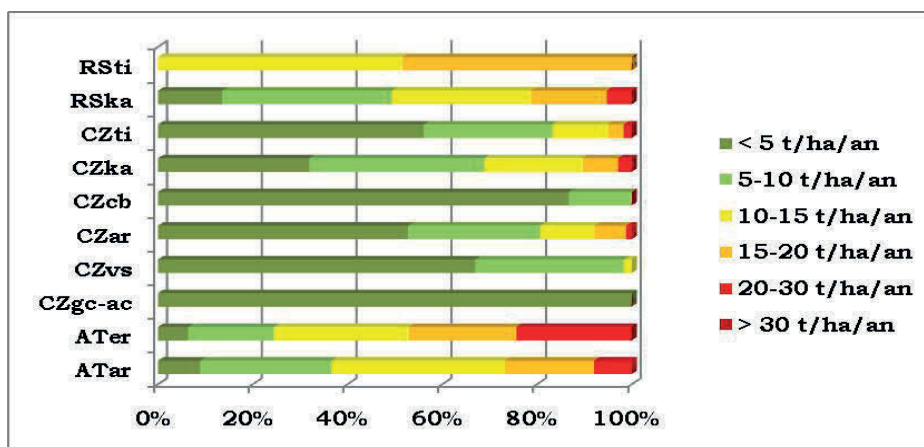


Fig. 132 Pondere pierderilor medii anuale de sol pe forme de relief

Terenurile cu pierderi anuale de 10-15 t/ha/an și 15-20 t/ha/an corespund fronturilor de cuestă și dețin o pondere 16,9%, respectiv 6,51%, iar raportat la învelișul de sol eroziunea prezintă cele mai mari valori la nivelul cernoziomurilor (calcarice 28,28 %), regosolurilor (tipice-100 %, calcarice-45,37 %) și antrosolurilor (erodice-51,20 % și arice-55,42 %). Cu eroziune foarte puternică (20-30 t/ha/an) și excesivă (> 30 t/ha/an) se înscriu doar 2,5 % din bazin, răspândite cu precădere pe suprafețele cu pante mari, iar tipurile de sol dominante sunt regosolurile (calcarice-5,25 %) și antrosolurile (erodice-24,32 % și arice-18,27 %).

Eroziunea în adâncime, deși este destul de răspândită în regiunea de studiu, nu influențează direct utilizarea agricolă, clasificându-se direct în categoria terenurilor neproductive. Totuși, se pot întâlni și terenuri agricole ravenate, însă folosința este aproape exclusiv pentru pășune.

Alunecările de teren, cu caracter predominant stabilizat, produc o valoare nesemnificativă (nedeterminată) de material erodat. Însă, de cele mai multe ori, pe corpurile de alunecare, eroziunea în suprafață și cea în adâncime reprezintă principalele probleme în utilizarea terenurilor.

6. UTILIZAREA TERENURILOR

6.1. Utilizarea actuală a terenurilor

Modul de utilizare a terenurilor are o influență deosebită în evoluția și răspândirea proceselor geomorfologice și pedogenetice. Pe baza ortofotoplanurilor (ediția 2007, rezoluția 0,5 m) și a planurilor topografice (ediția 1986, în scara 1:5000) a fost întocmită harta utilizării actuale a terenurilor. În ceea ce privește identificarea și stabilirea categoriilor de utilizare a fost adaptată clasificarea specifică Cadastrului General al României, precum și modelul Niacșu (2012). În Republica Moldova încă se utilizează sistemul rus (sovietic) de clasificare a categoriilor de utilizare redat în Cadastrul funciar al Republicii Moldova (Bejan, 2009), insuficient de detaliat și deseori incert în divizarea claselor de bonitare, a gradului de erodare și chiar a categoriilor de utilizare agricolă.

Principalele categorii de utilizare a terenurilor din bazinul Larga sunt reprezentate de terenurile agricole (arabil, pășuni și fânețe, vii și livezi); suprafețe cu vegetație forestieră (păduri, plantații silvice și perdele de protecție); terenuri ocupate cu ape și bălți, suprafețe construite; căi de comunicație și terenuri neproductive. Din suprafața totală a bazinului, terenurile agricole dețin 79,7 % (11703 ha), iar cele neagricole ocupă 20,3 %, respectiv 2985 ha (tabelul nr. 18).

Tabelul nr. 18 Categoriile și subcategoriile de utilizare a terenurilor în bazinul Larga (după ortofotoplanuri, ediția 2007)

Categoriile și subcategoriile	Suprafața (ha)	% din categorie	% din total
<i>Arabil</i>	7148,3		48,6
Arabil propriu-zis	5647,5	79,0	38,4
Arabil complex	706,5	9,8	4,8
Arabil degradat	133,1	1,9	0,9
Pajiști cultivate	661,2	9,3	4,5
<i>Pășuni și fânețe</i>	2050,2		13,9
Pășuni și fânețe curate	267,0	13,0	1,8
Pășuni și fânețe cu tufărișuri	279,5	13,6	1,9
Pășuni și fânețe degradate	1503,7	73,4	10,2
<i>Vii</i>	1990,4		13,7
Vii	1439,1	72,3	10,0
Vii degradate	551,3	27,7	3,7
<i>Livezi</i>	514,1		3,5

Livezi	446,8	86,9	3,0
Livezi degradate	67,3	13,1	0,5
TOTAL AGRICOL	11703	79,7	79,7
<i>Păduri</i>	2284,7		15,5
Păduri	523,0	22,9	3,6
Plantații silvice	1593,9	69,7	10,8
Perdele de protecție	167,8	7,4	1,1
<i>Terenuri cu ape</i>	45,0		0,3
Lacuri și bălți	34,0	75,5	0,2
Terenuri înmlăștinite	11,0	24,5	0,1
<i>Drumuri</i>	177,1		1,2
Drumuri principale	63,5	35,8	0,4
Drumuri de exploatare	34,2	19,4	0,3
Drumuri în intravilan	79,4	44,8	0,5
<i>Terenuri cu construcții</i>	304,7		2,0
Construcții și curți	229,2	75,2	1,5
Construcții industriale	67,9	22,3	0,4
Diguri	1,1	0,4	0,01
Stâne	6,5	2,1	0,09
<i>Terenuri neproductive</i>	173,5	173,5	1,3
TOTAL NEAGRICOL	2985	20,3	20,3
TOTAL BAZIN	14688	100,0	100,0

6.1.1. Terenuri cu folosință agricolă

În anul 2007, terenurile agricole din bazinul hidrografic Larga ocupau 11703 ha, dintre care *terenurile arabile* reprezentau 7148,3 ha, *pășunile și fânețele* 2050,2 ha, iar *viile și livezile* 2504,5 ha.

Cea mai importantă categorie de folosință care domină în regiunea de studiu este dată de *terenurile arabile*, ocupând aproape jumătate din teritoriul bazinului (48,6 %). Acestea au fost grupate în patru categorii după modelul Niacșu (2012): *arabilul propriu-zis* (terenuri cultivate anual), cu o suprafață de 5647,5 ha (38,4 %) prezent îndeosebi pe reversul de cuestă de pe dreapta râului Larga, destul de favorabil pentru această folosință, dar și pe culmile de tip platou sau chiar pe interfluviile de pe rama estică a bazinului; *arabilul complex* (terenuri situate în intravilan), cu suprafața de 706,5 ha (4,8 %); *arabilul degradat* (terenuri situate pe

suprafețe degradate), cu o suprafață de 133,1 ha (0,9 %), ce apare în compartimentul inferior al bazinului, pe versantul stâng afectat de procese pedo-geomorfologice și *pajiștile cultivate* (terenuri utilizate ca pajiști, rareori arate), cu suprafața de 661,2 ha (4,5 %) și cu apariții locale pe suprafețe afectate de eroziunea în suprafață și alunecări de teren stabilizate (fig. 127).

Pășunile și fânețele acoperă aproape 14,0 % (2050,2 ha) din suprafața totală, ocupând îndeosebi porțiuni din partea estică a bazinului (fig. 128). În această categorie s-au putut separa trei subcategorii, respectiv *pășuni și fânețe curate* 267,0 ha (1,8 %), *pășuni și fânețe cu tufăriș* 279,5 ha (1,9 %) și *pășuni și fânețe degradate* 1503,7 ha (10,2 %).

Pășunile și fânețele curate apar doar în bazinul mijlociu, la est de localitatea Tartaul. Suprafețe mari cu pășuni și fânețe degradate se găsesc mai ales pe versantul stâng al bazinului inferior, la est de localitatea Flocoasa, apărute în urma abandonării unor plantații viticole sau a terenurilor arabile.

În limitele bazinului Larga se întâlnesc condiții favorabile dezvoltării **terenurilor viticole**. Aceste condiții sunt date de versanții cu expoziție sud-estică, prezența cernoziomurilor calcarice și a climei relativ uscate (fig. 129). Plantațiile viticole au o suprafață de 1990,4 ha (13,7 %) și sunt grupate în două subcategorii: *vii propriuzise* (1439,4 ha) și *vii degradate* (551,3 ha). Cele mai extinse suprafețe cu plantații viticole se întâlnesc în limitele comunelor Lingura, Tartaul și Ciobalaccia.



Fig. 129 Plantație viticolă la vest de Ciobalaccia

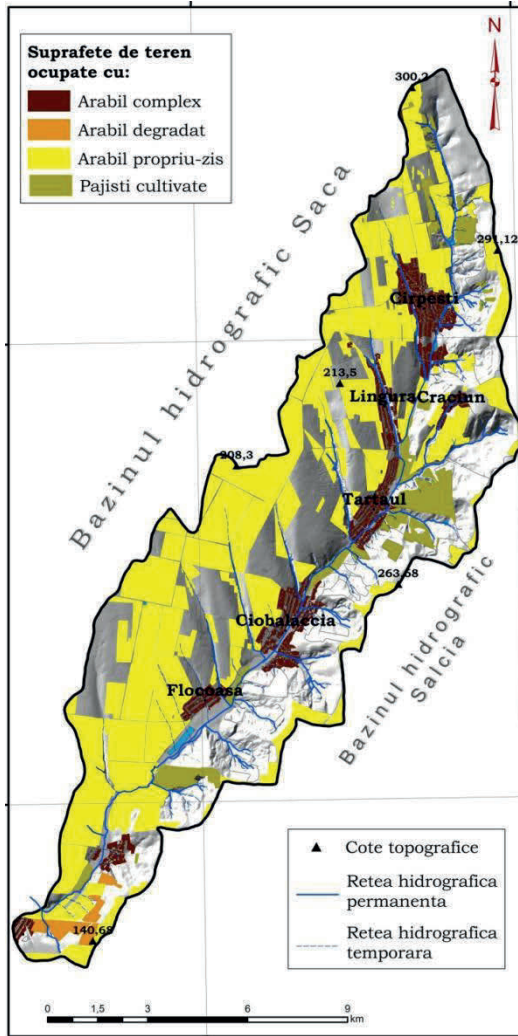


Fig. 127 Harta terenurilor arabile

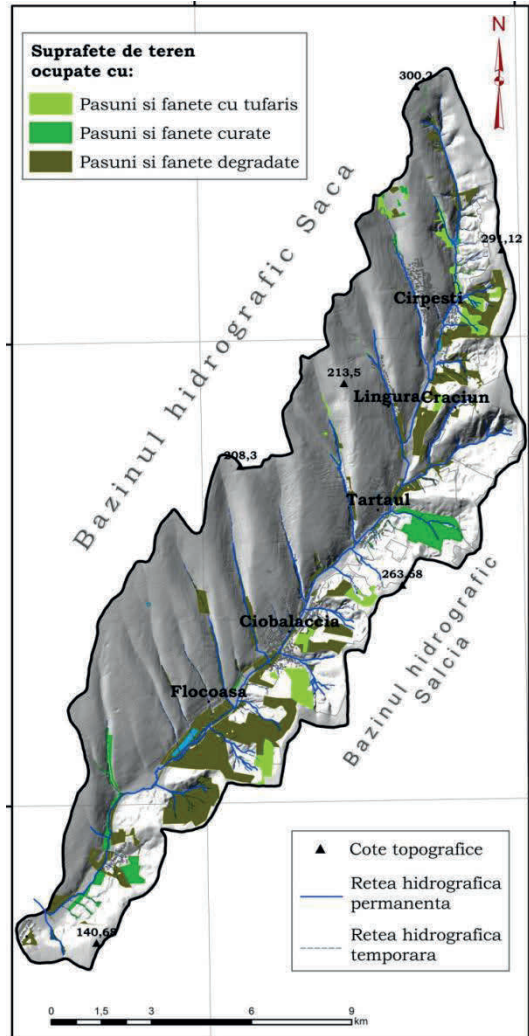


Fig. 128 Harta pășunilor și fânețelor

Terenurile pomicole, formate, în general, din măr, prun, piersic, cais și dud, dețin doar 3,5 %, iar cel mai mare areal se găsește pe versantul drept al bazinului inferior, la hotarul cu bazinul hidrografic Saca. Din 514,1 ha, 67,3 ha sunt livezi părăsite, deseori înlocuite cu pășuni degradate, așa cum este cazul versantului drept din bazinul superior (fig. 130 și fig. 131).

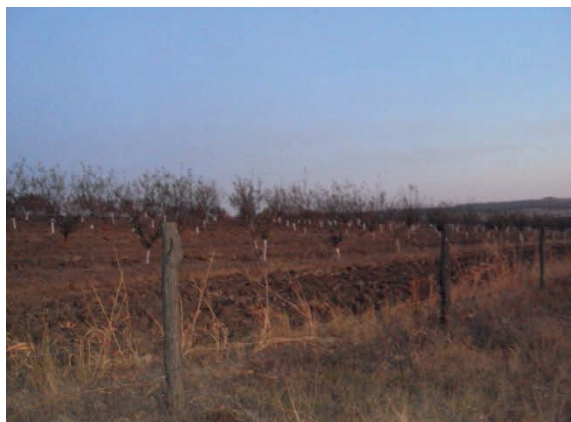


Fig. 130 Livadă pe versantul stâng al bazinului Ciubuclia

6.1.2. Terenuri cu folosință neagricolă

La nivelul bazinului hidrografic Larga, terenurile cu folosință neagricolă se extind pe o suprafață de 2985 ha, reprezentând 20,3 % din teritoriu. Cele mai mari suprafețe sunt ocupate de fondul forestier cu 2284,7 ha (15,5 %), urmate de terenuri destinate construcțiilor pe 304,7 ha (2,0 %), drumuri, 177,1 ha (1,2 %), terenuri neproductive pe 173,5 ha (1,3 % din teritoriu) și suprafețe cu ape pe 45,0 ha (0,3 %).

Fondul forestier este compus din totalitatea pădurilor, a plantațiilor silvice și perdelelor de protecție (fig. 132). Pădurile dețin doar 523,0 ha, (3,6 %), rezumându-se doar la o porțiune din versantul stâng la obârșia râului Larga, pe teritoriul administrativ de comunel Lărguța și Haragiș. Această suprafață de pădure reprezintă un fragment din rezervația științifică ”Codrii Tigheci”.

Către anul 1990 se remarcă o creștere a terenurilor împădurite, datorită înființării Fondului Silvic, în urma căruia au fost luate sub protecția statului suprafețe însemnate de pădure. Din suprafața totală a terenurilor ocupate cu vegetație forestieră, cea mai mare parte o dețin *plantațiile silvice* cu 1593,9 ha (10,8 %). Cele mai extinse suprafețe cu plantații silvice se găsesc în bazinul mijlociu al văii Larga, pe fruntea de cueștă afectată de o serie de procese geomorfologice. *Perdelele de protecție* se mai păstrează numai pe reversul slab-moderat degradat, de pe dreapta râului Larga și ocupă o suprafață de 167,8 ha, respectiv 1,1 % din teritoriu.

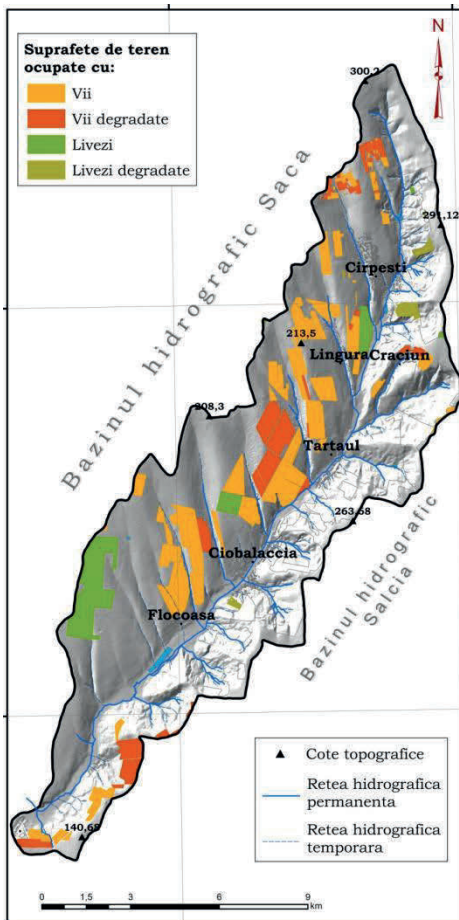


Fig. 131 Harta terenurilor cu plantații viti-pomicole

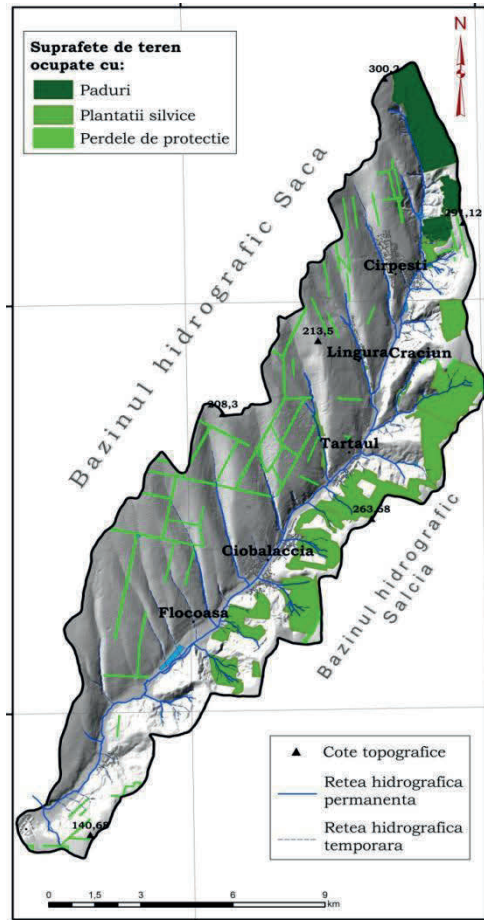


Fig. 132 Harta vegetației forestiere din bazinul Larga

Terenurile ocupate de construcții dețin 304,7 ha (2,0%) și au fost grupate în construcții și curți (229,2 ha), construcții industriale (67,9 ha), diguri (1,1 ha) și stâne (6,5 ha).

Drumurile au fost grupate în trei subcategorii: drumuri în intravilan, drumuri principale și drumuri de exploatare, ocupând o suprafață totală de 177,1 ha (1,2 %). Dintre drumurile principale naționale, cel mai important este R56, care străbate bazinul Larga de la vest la est între localitățile Cantemir și Baimaclia (fig. 133). De la nord la sud legătura se face printr-un drum modernizat prin asfaltare, drum situat în lunca văii Larga.

Drumurile în exploatare ocupă 34,2 ha, reprezentând de fapt, toate drumurile nemodernizate care asigură legătura între parcelele de teren.

Drumurile în intravilan, cea de-a treia subcategorie, reprezintă totalitatea drumurilor din interiorul localităților având o suprafață de 79,4 ha.

În cadrul *terenurilor acvatice* sunt incluse lacuri, bălți și terenuri înmlăștinite. În urma cartografierii categoriilor de utilizare, rezultă că aceste terenuri ocupă cea mai mică suprafață, de doar 45,0 ha (0,3 %). Menționăm faptul că nu a fost inclusă și rețeaua hidrografică care a fost cartografiată liniar. Cele mai întinse terenuri acvatice se găsesc în bazinul inferior al văii Larga, rezultate în urma construirii micilor lacuri de acumulare.

Terenurile neproductive dețin o suprafață de 173,5 ha, reprezentate de arealele cu

eroziune puternică (ravene neîmpădurite), alunecări active și albia minoră a văii Larga, lipsite de o vegetație specifică. Cele mai mari suprafețe cu terenurile neproductive sunt concentrate în comunele Cîrpești, Ciobalaccia și Tartaul.

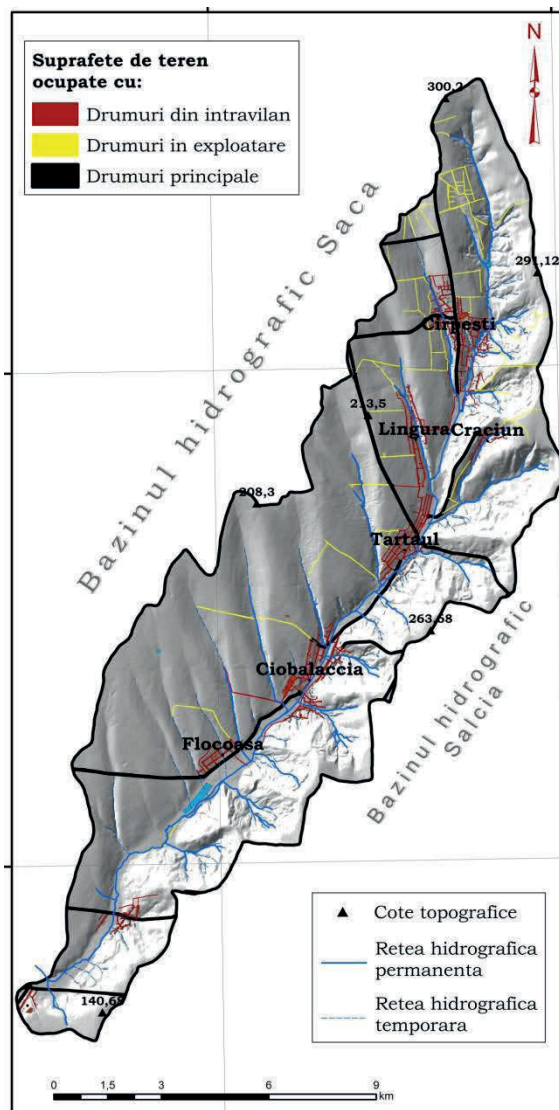


Fig. 133 Harta rețelei de drumuri în bazinul Larga

6.1.3. Relații între formele de relief, învelișul de sol și utilizarea terenurilor

În raport de tipul de sol și forma de relief se observă o distribuție relativ uniformă a principalelor categorii de utilizare a terenurilor. Analizând figurile 134 și 135 se constată că cele mai mari suprafețe arabile (peste 60 %) ocupă reversurile de cuestă, slab degradate, cele mai optime forme de relief din punct de vedere morfografic și morfometric. O pondere suficient de mare din această categorie (circa 12 %) este deținută de versanții cu rol de frunte de cuestă, cu expoziție general vestică, însă categoric necorespunzătoare pentru această utilizare. Solurile predominante în categoria arabilului sunt cernoziomurile cambice, vertice și argice, însă se întâlnesc și regosoluri tipice, cu o pondere de peste 25 %. Suprafețe extinse cu arabil sunt deținute și de aluviosoluri (gleic-28,2 %, eutric-8,1 %) și gleiosoluri (cernice-5 %), însă favorabilitatea pentru arabil este mult mai redusă față de cernoziomuri.

Terenurile ocupate cu plantații de viță de vie includ, în primul rând, reversurile de cuestă (circa 60 %), urmate de versanți frunte de cuestă (18 %). Ponderea acestora scade pe reversurile puternic degradate și pe glacisurile aluvio-coluvio-proluviale, lipsind cu desăvârșire pe terase și pe șesurile aluviale. Raportat la învelișul de sol, plantațiile viticole sunt legate de prezența cernoziomurilor calcarice (20,0 %) și tipice (12, 23 %), însă cu o pondere redusă participă și cernoziomurile argice și vertice. Cu toate că cernoziomul carbonatic posedă cel mai mic potențial productiv dintre cernoziomuri și necesită metode eficiente de conservare și protejare (Ursu, 2011), acesta reprezintă cel mai favorabil sol pentru plantațiile de vie.

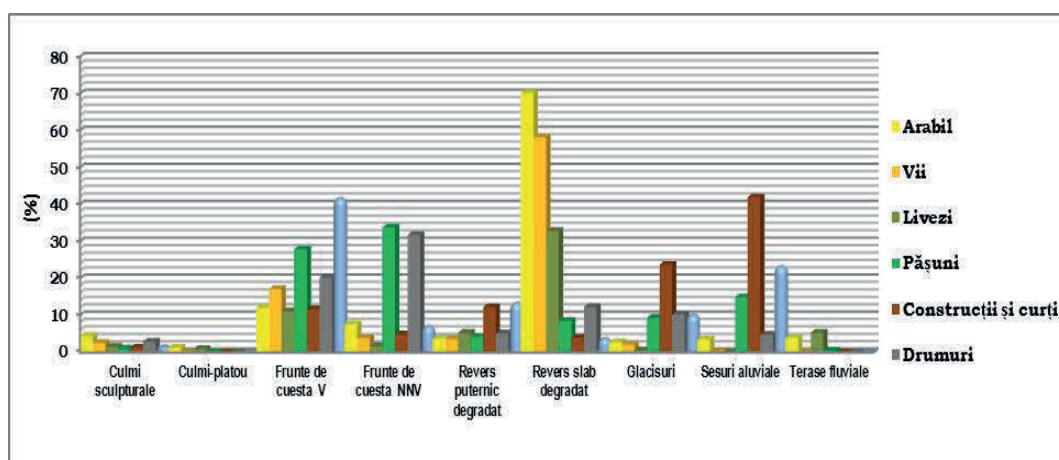


Fig. 134 Ponderea categoriilor de utilizare raportate la formele de relief

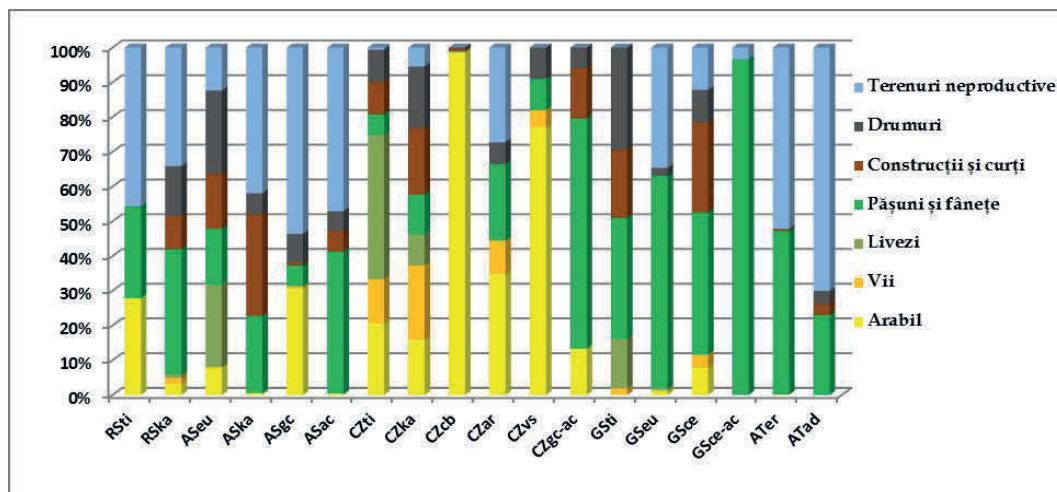


Fig. 135 Ponderea categoriilor de utilizare raportate la tipurile și subtipurile de sol

Terenurile pomicole din arealul cercetat dețin suprafețe reduse și ocupă reversurile de cuestă slab degradate acoperite de cernoziomuri tipice (42,37 %) și calcarice (6,18 %), dar se extind și în perimetre cu aluviosoluri (21,75 %) și gleiosoluri (9,54 %), în cazul livezilor degradate.

Pășunile și fânețele se leagă prioritar de frunțile de cuestă (peste 60 %), iar învelișul de sol predominant este reprezentat de regosolul tipic (23,38 %) și calcaric (36,65 %), dar și de antrosolul (erodic-45,66 % și aric-20,02 %). Pășunile și fânețele se întâlnesc inclusiv pe șesurile aluviale și glacisuri (circa 17,84 %, respectiv 9,12 %), asociate aluviosolurilor și gleiosolurilor.

Suprafețele ocupate de construcții sunt situate de obicei în șesurile aluviale, pe terasele inferioare, pe glacisuri și spre baza versanților. Este cazul unor localități din bazin cum ar fi: Tartaul și Ciobalaccia. Alte localități apar pe reversuri de cuestă (Cîrpești, Lingura și Flocoasa), mai rar pe frunți de cuestă, cum ar fi localitatea Crăciun. În cazul relației dintre sol și perimetre construite, nu putem vorbi despre un raport echilibrat între aceste două componente, datorită modificării antropice a solurilor și extensiei oarecum tentaculare a vetrelor de sat.

Terenurile neproductive, suprapuse în mare parte ravenelor și alunecărilor de teren, ocupă frecvent frunțile de cuestă, reversurile puternic degradate și șesurile aluviale, iar solurile dominante sunt de obicei antrosolurile și regosolurile, uneori chiar roca la zi.

6.2. Aspecte privind dinamica utilizării terenurilor

Pentru analiza dinamicii utilizării terenurilor este necesară obținerea unor informații extrase de pe materiale cartografice diacronice, comparabile ca detaliere. Pentru analiza modului actual de utilizare a terenurilor s-au folosit ortofotoplanurile din anul 2007 (rezoluția 0,5 m). Pentru perioadele mai vechi se pot utiliza hărțile austriece din 1910 în scara 1: 200 000, însă s-a ajuns la concluzia că scara este mult prea mică pentru a se stabili asemănările și deosebirile între categoriile de utilizare. Astfel, au fost utilizate doar planurile topografice în scara 1:5000, din anul 1986 și ortofotoplanurile din 2007, ambele surse cartografice permițând însă diferențierea numai a anumitor categorii de folosință (fig. 136 și fig. 137).

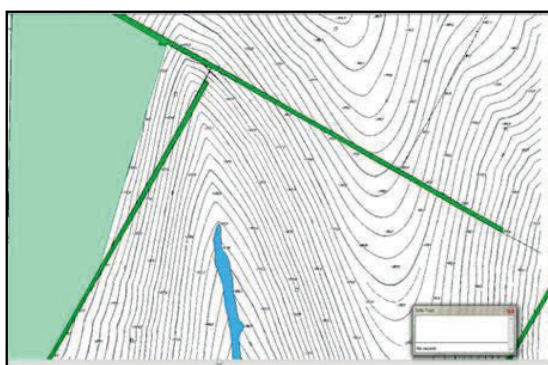


Fig. 136 Prelucrare plan topografic în scara 1:5000 (ediția 1986)



Fig. 137 Extras ortofotoplan, cu rezoluția 0,5 m (ediția 2007)

Până în anul 1986 apar modificări substanțiale în modul de utilizare a terenului, respectiv, la plantațiile viticole, plantațiile silvice cu salcâmi, în rectificarea albiei minore sau în trasarea unor tronsoane de drumuri în serpentine. Schimbări importante sunt vizibile și în 2007, 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.

În figura 138 se observă că în 1986 terenurile arabile aveau o extindere mai redusă față de anul 2007, când se înregistrează o creștere cu peste 200 ha. Terenurile arabile s-au extins în urma defrișării plantațiilor viței de vie din 1986-1990, dar și a retrocedării suprafețelor agricole, revenite în posesia vechilor proprietari după 1990.

Suprafața plantațiilor cu viță de vie s-a redus cu aproximativ 700 ha. Dacă în anul 1986 ele ocupau 2685,02 ha, în 2007 s-au restrâns doar la 1989,7 ha.

Situația plantațiilor pomicole din 1986 și până în 2007 nu a fost una tocmai benefică, suprafețele acestora s-au redus cu 410 ha. Majoritatea livezilor au fost abandonate, iar la momentul actual se mai păstrează mici areale cu pomi izolați.

Datorită amenajărilor antierozionale efectuate în anii '70, suprafața perdelelor de protecție ajungea la 390 ha în 1986, în schimb, peste 20 de ani suprafața acestora s-a redus mai mult de jumătate, în 2007 înregistrându-se o suprafață de doar 167,75 ha. Areelele cu pădure propriu-zisă se mai păstrează doar pe versantul stâng al bazinului Larga la hotarul cu bazinul hidrografic Ialpujel. Creșterea suprafețelor cu plantații silvice este pusă pe seama amenajărilor terenurilor, în scopul stabilizării unor versanți afectați de alunecări de teren și/sau ravene. Astfel, din 1986 suprafața acestora se mărește cu peste 200 ha, îndeosebi pe versantul stâng, puternic degradat, din bazinul superior și mijlociu al văii Larga.

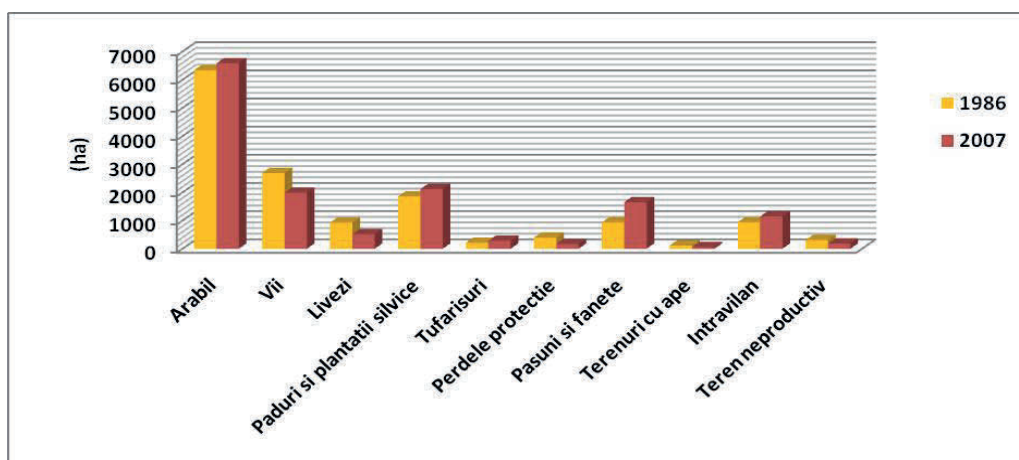


Fig. 138 Dinamica principalelor categorii de utilizare a terenurilor între 1986-2007

Drastice schimbări ale unor categorii de utilizare s-au produs în cazul terenurilor cu ape. Astfel, dacă în 1986 acestea ocupau 115,05 ha, în schimb până în 2007 s-au redus până la 55,16 ha, fapt ce se datorează lucrărilor de regularizare și canalizare a rețelei hidrografice, îndeosebi în bazinul inferior (fig. 139 și fig. 140).

În urma măsurilor de amenajare a terenurilor din anii '70-80 au fost retrasate drumurile conform normelor de combatere a eroziunii solului. În schimb, după

1990 terenurile trec în proprietate privată, iar drumurile s-au aliniat direcției generale a parcelelor.

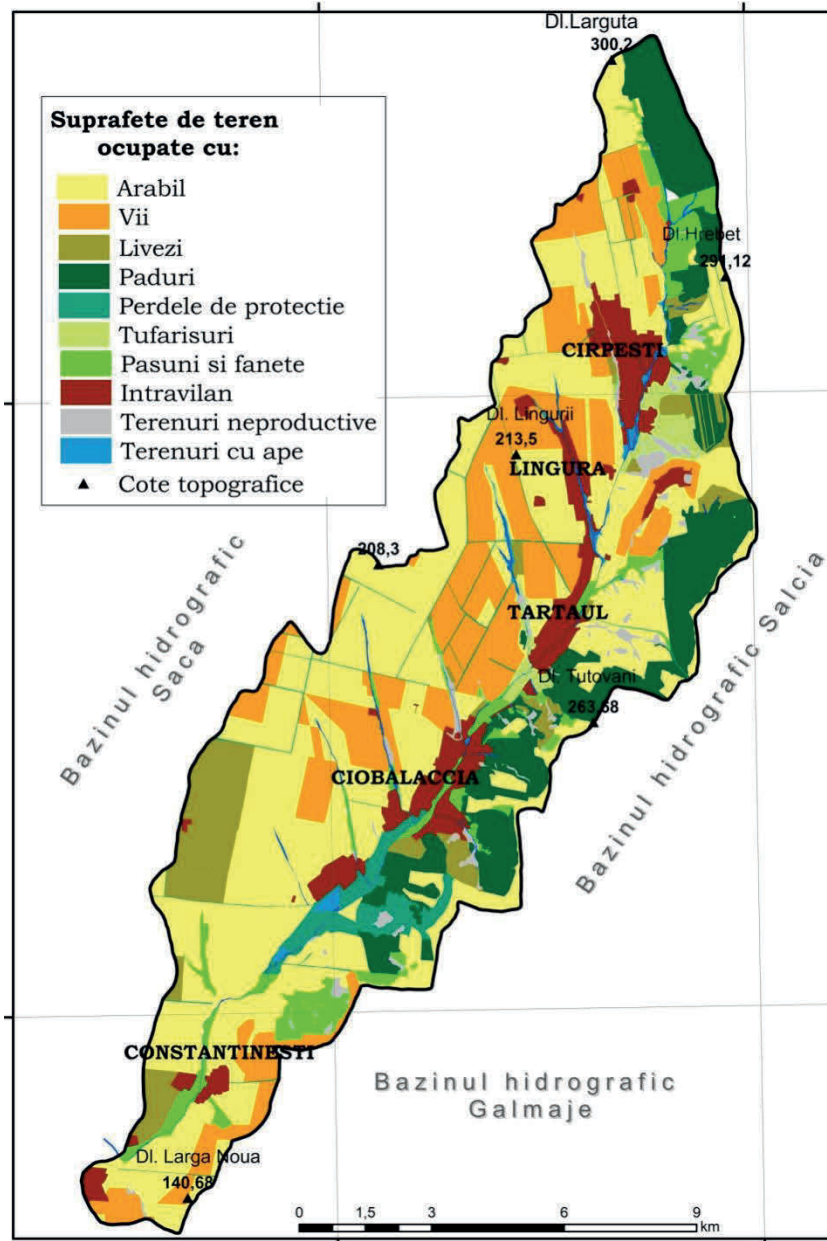


Fig. 139 Harta utilizării terenurilor în anul 1986 (după planurile topografice, 1:5000)

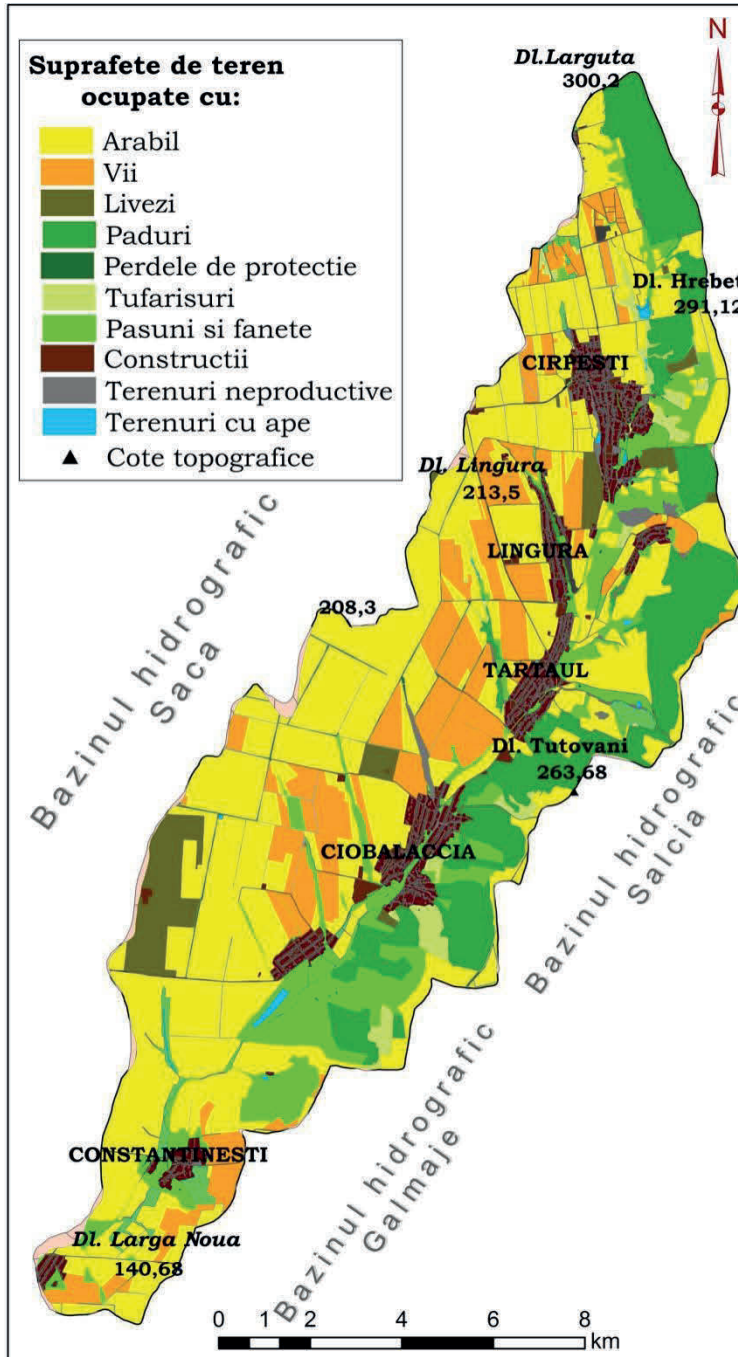


Fig. 140 Harta utilizării terenurilor în anul 2007 (după ortofotoplanuri, 0,5 m)

CONCLUZII

Bazinul hidrografic Larga, situat în partea de sud-vest a Colinelor Tigheciului, reflectă trăsăturile dominante ale acestei unități fizico-geografice, printr-o fragmentare colinară sub forma unor culmi interfluviale prelungi, separate de o rețea de văi (re)consecvente și subsecvente. Râul își are obârșia în Dealul Lărguța, la altitudinea de peste 250 m și se varsă în râul Prut, la o altitudine de 10 m, iar lungimea totală a râului reprezintă 32,3 km.

Cele mai vechi depozite care apar la suprafață în bazinul Larga aparțin Miocenului superior, respectiv Chersonianului (Sarmațianul superior), Meoțianului și Pontianului.

Depozitele chersoniene dețin o pondere de 6,15 % (902,7 ha) iar cele meoțiene sunt predominante, 57,85 % (8497,4 ha). Apoi urmează formațiuni pontiene și daciene cu o suprafață de 1202,6 ha (8,19 %), respectiv 897,7 ha (6,11 %), romaniene cu 2804,6 ha (19,09 %) și pleistocene cu o pondere de numai 2,61 % (383,4 ha) din teritoriu cercetat

Condițiile climatice reprezintă un factor important în modelarea reliefului. Dintre elementele climatice esențiale care contribuie atât la modelarea reliefului și declanșarea proceselor geomorfologice au fost analizate temperatura, precipitațiile și vântul.

Vegetația naturală a bazinului este în prezent puternic modificată antropic, însă se mențin câteva elemente ale florei spontane specifice stepei și silvostepii.

Modificările antropice, ca urmare a extinderii așezărilor umane, au afectat semnificativ relieful și învelișul de sol deoarece nevoia de pășuni, fânețe și terenuri de cultură a impus defrișarea pădurilor, iar prin aceasta, procesele de spălare, șiroire și torențialitate au găsit un teren neprotejat în fața eroziunii accelerate ce a dus în final la diminuarea calității mediului și la extinderea arealelor afectate.

Bazinul hidrografic Larga se încadrează în unitatea geomorfologică Colinele Tigheci, cu un anumit specific al fragmentării, remarcându-se o evidentă asimetrie a reliefului. Dacă partea dreapta a bazinului este reprezentată de versanți sub formă de revers de cuestă, domoli și cu altitudini ce nu depășesc 220 m, versanții din stânga bazinului reprezintă frunți de cuestă puternic fragmentate, cu altitudini ce ajung până la 300 m.

Bazinul hidrografic Larga a fost divizat în trei sectoare: bazinul superior, de la izvoare până la confluența cu râul Tartaul; bazinul mijlociu, între râul Tartaul și Gotești; bazinul inferior, de confluența cu Gotești și până la vărsarea în Prut. În bazinul superior evoluția rețelei hidrografice a fost una normală și regresivă, evidențiindu-se asimetria de ordinul al II-lea.

După confluența cu râul Tartaul până la ultimul afluent de dreapta (r. Gotești) cursul râului Larga își schimbă direcția din nord-est spre sud-vest, iar valea capătă o deviere de circa 60° față de direcția nordului geografic, fiind posibilă formarea unei „*cueste reprezentative*” (ideale) cu expoziție general nordică, cuestă considerată perpendiculară față de rezultanta monoclinală.

În bazinul inferior, pe o distanță de numai 2 km, reapare asimetria de ordinul II, cu frunți vestice, acoperite cu deluvii de alunecare, relativ stabilizate.

Relieful bazinului Larga se caracterizează prin altitudinea joasă de 100-300m, media fiind de 145 m între valoarea minimă de 10 m la confluența cu râul Prut și valoarea maximă de 303 m în dealul Lărguța. Valorile declivității oscilează între 0° și 35°, prezentând o medie de 5°, ceea ce denotă faptul că bazinul se încadrează într-o regiune favorabilă pentru utilizarea agricolă a terenurilor.

În urma observațiilor din teren, dar și a hărților tematice derivate din Modelul Numeric al Terenului s-a întocmit harta geomorfologică generală a bazinului Larga, conform căreia apreciem că 88 % din teritoriu este ocupat de forme ale reliefului sculptural, unde versanții deluviali au cea mai mare pondere, urmați de culmile interfluviale de tip platou. Relieful de acumulare fluvială deține o pondere de doar 8,4 % din suprafața totală, fiind reprezentat prin ansamblul formelor cu caracter acumulativ: șesuri aluviale, glacisuri aluvio-colvio-proluviale și terase fluviale, ariile zonele cele mai joase ale regiunii.

Derivată direct din ecuația universală a eroziunii după Moțoc a fost calculată *eroziunea efectivă* în bazinul hidrografic Larga. Astfel, pierderile medii anuale de sol datorate eroziunii efective sunt **de 6,7 t/ha/an**, dar cu o largă variabilitate a valorilor în funcții de o serie de factori cauzali. Eroziunea în adâncime reprezintă unul dintre cele mai caracteristice procese geomorfologice pentru Colinele Tigheciului, implicit pentru bazinul hidrografic Larga, fiind identificate un număr de 141 de forme de ravenare, dintre care 131 reprezintă ravene de versant, iar 10 ravene de fund de vale. Deplasările în masă (gravitaționale) cuprind în primul rând alunecările de teren cu cele mai severe consecințe în planul degradărilor de teren și al utilizării acestuia. Repartiția spațială a suprafețelor afectate de alunecări de teren

scoate în evidență extinderea prioritară a acestora pe partea stângă a bazinului, frunte de cueștă și mult mai redusă pe cea dreaptă, cu rol de revers.

Un capitol de referință în cadrul acestei lucrări a vizat învelișul de sol analizat pe baza planurilor și studiilor pedologice din Republica Moldova (IPAPS, 1987), dar cea mai laborioasă activitate a fost echivalarea din Sistemul Rusesc de Clasificare a Solurilor (1980) în Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor (2012), impunând realizarea de sondaje și profile de control pentru validarea informațiilor. Încadrarea taxonomică s-a realizat în conformitate cu Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor (SRTS, 2012), rezultând faptul că solurile din bazinul hidrografic Larga sunt cuprinse în 4 clase fiind reprezentate prin 5 tipuri și 19 subtipuri de sol ce acoperă o suprafață totală de 11703 ha din terenurile agricole.

Cele patru clase de sol includ protiosolurile cernisolurile, hidrisolurile și antrosolurile, pe tipuri de sol, cea mai mare suprafață revinind cernoziomurilor cu 8697,31 ha (74,32 %), urmate la mare distanță de regosoluri - 1795,32 ha (respectiv 15,34 %), gleiosoluri - 664,51 ha (5,68 %), aluviosoluri - 454,40 ha (3,88 %) și antrosoluri - 91,46 ha (0,78 %).

Studiul relațiilor pedo-geomorfologice din bazinul Larga a vizat în mod deosebit cercetarea relațiilor funcționale dintre factorii fizico-geografici și caracteristicile învelișului de sol. Au fost identificate corelații strânse între relief și sol, cu precădere pe baza parametrilor morfometrici. Astfel, altitudinile modeste determină un înveliș de sol relativ omogen (cernisoluri), cu o slabă tendință de etajare, mai ales la nivel de subtip (cernoziom calcaric, tipic, cambic și argic), în timp declivitatea joacă un rol important în diferențierea gamei proprietăților morfologice și fizico-chimice ale solurilor, majoritatea entităților tipologice evoluând pe terenurile cu pantă cuprinsă între 1° și 5°. În aceste condiții, se justifică utilizarea într-o proporție ridicată (circa 80 %) ca terenuri agricole, chiar dacă procesele denudaționale (îndeosebi, eroziune în suprafață) se manifestă chiar de la valori modeste ale declivității.

Relația dintre tipologia reliefului și învelișul de sol este la fel de strânsă, fiind însă în concordanță și cu principalele aspecte morfometrice. Versanții determină largă variabilitate la nivelul taxonomiei solurilor, îndeosebi, la nivel de subtip. Formele reliefului de acumulare (glacisuri, terase, șesuri aluviale coluvionate) stochează o parte din materialul humifer și substanțele minerale nutritive, fapt atestat de conținutul mare de humus al aluviosolurilor.

Intensitatea eroziunii în suprafață diferă de la un versant la altul, pe reversuri de cuestă fiind de intensitate redusă (slab-moderată), în timp ce solurile ce acoperă frunțile de cuestă au grosimi reduse și orizonturi diagnostice slab conturate, intrând în categoria regosolurilor și a antrosolurilor erodice. Prin instalarea eroziunii în suprafață, fertilitatea și productivitatea scad, efectele fiind mai dăunătoare decât cele ale eroziunii în adâncime, întrucât afectează suprafețe mult mai extinse.

În legătură cu relația dintre învelișul de sol și formele de relief s-a constatat o distribuție relativ adecvată a principalelor categorii de utilizare a terenurilor. Suprafețele arabile, cu peste 60 % din teritoriu, ocupă îndeosebi reversurile de cuestă, asociate cu cernoziomuri cambice, argice și vertice. Terenurile ocupate cu plantații de viță de vie includ, în primul rând, tot reversurile de cuestă, frecvent slab degradate, urmate de versanții cu rol de frunte de cuestă, dar învelișul de sol dominat cernoziomurile calcarice și tipice, ceea ce denotă o utilizare corectă și eficientă. Pășunile și fânețele se valorifică îndeosebi terenurile degradate de la nivelul versanților, dar se extind frecvent și pe șesurile aluviale și glacisuri, acoperite de aluviosoluri și gleiosoluri.

Modul de utilizare a terenurilor are o influență deosebită în evoluția și răspândirea proceselor geomorfologice, dar și sub aspect pedogenetic. Principalele categorii de utilizare a terenurilor din bazinul Larga sunt reprezentate de terenurile agricole (arabil, pășuni și fânețe, vii și livezi); suprafețe cu vegetație forestieră (păduri, plantații silvice și perdele de protecție); terenuri ocupate cu ape și bălți, suprafețe construite; căi de comunicație și terenuri neproductive. Din suprafața totală a bazinului, terenurile agricole dețin 79,7 % (respectiv 11703 ha), iar cele neagricole ocupă 20,3 % (2985 ha). Analiza evolutivă a modului de utilizare a terenului din 1986 până în prezent a vizat, în mod special terenurile arabile și suprafețele împădurite, fiind identificate modificări surprinzătoare în extinderea suprafețelor arabile, dar și a celor forestiere, doar la nivelul plantațiilor silvice.

În concluzie, bazinul hidrografic Larga, cu o suprafață relativ redusă se caracterizează printr-o paletă largă a parametrilor morfometrici, cu reflex direct în specificitatea proceselor geomorfologice actuale. Chiar dacă formele principale de relief sunt relativ diversificate, tipologia reliefului se remarcă prin dominanța covârșitoare a celui sculptural (fluvio-denudațional) dezvoltat în structură general monoclinală (88,5 % din total), în timp ce învelișul de sol se remarcă prin deosebita omogenitate la nivel de tip, cu o clară predominare a cernoziomurilor (74,32 % din totalul solurilor agricole). Acest fapt explică în bună măsură caracterul pur agricol

al economiei din teritoriul de studiu, întregit de alte resurse naturale importante, dar înzestrat cu un învelișul de sol capabil să întrețină însă și o agricultură performantă. Din păcate, procesele geomorfologice actuale și degradarea învelișului de sol constituie frecvent factori limitativi ai producției agricole.

În consecință, rezultatele acestei teme de cercetare, cu caracter științific și aplicativ s-a concentrat pe încercarea de a surprinde complexitatea proceselor și fenomenelor pedo-geomorfologice în cadrul unui sistem bine delimitat, cum este bazinul hidrografic Larga.

BIBLIOGRAFIE

- Ahromeev L.M.** (2002) – *Gheomorfologhiceschii slovari-spravocinic/Pod redakției P.G. Șevcencova* – Breansk: Iz. Breanscogo gosudarstvennogo universiteta, 320s.
- Alexeev V.E.** (2003) – *K voprosu o vozraste pociv i pocivoobrazovania na territorii Moldovii/Solul – una din problemele principale ale secolului XXI*, Chișinău;
- Andrieș S.** (1999) – *Modificarea conținutului de humus și azot în solurile Moldovei și măsurile primordial privind conservarea și sporirea fertilității lor*, Chișinău;
- Andrieș S.** (2007) – *Optimizarea regimurilor nutritive a solurilor și productivitatea plantelor de cultură*, Ed. Pontos, Chișinău;
- Arnoldus H.M.J.** (1980) – *An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation, Assessment of Erosion*, Wiley, Marea Britanie;
- Barbot de Marny N.P.** (1869) – *Gheologhiceskii ocierk Hersonskii gubernii*. Obiasnitelinaia zapiska k karte, St. Petersburg;
- Barbu N. (1987) – *Geografia solurilor României*, Iași;
- Băloiu V.** (1975) – *Amenajarea ravenelor*. În „Eroziunea solului și metode de combatere”, Ed. Ceres, București;
- Bejan I.** (2009) – *Studiul spațial privind utilizarea terenurilor în Republica Moldova*, Chișinău;
- Bilinkis G.** (1971) – *Neotectonica Moldavii i smejnih raionov Ucraini*, Ed. „Știința”, Chișinău;
- Bilinchis G. și colab.** (1978) - *Gheomorfologhia Moldavii*, Ed. „Știința”, Chișinău;
- Capcelea A.** (1992) – *Hărtoapele Moldovei*, Ed. ”Știința”, Chișinău;
- Boboc, N.** (2009) - *Use GIS for Lanscape Analzysis of Ciulucurilor Hills*, Bul. IPI, Univ. Tehn. "Gh. Asachi", Iași;
- Capcelea A. Osiuk V., Rudko Gh.** (2001) – *Bazele geologiei ecologice a Republicii Moldova*, Ed. „Știința”, Chișinău;
- Cerbari V.** (2001) – *Sistemul de clasificare și bonitare a solurilor Republicii Moldova pentru elaborarea studiilor pedologice*, Ed. Pontos, Chișinău;
- Cerbari V.** (2007) – *Zonele agropedoclimatice și pretabilitatea terenurilor pentru diferite folosințe*. Broșura „Seceta și metode de minimalizare a consecințelor nefaste”, Chișinău;
- Cerbari V.** (2008) – *Condiții naturale și antropice ce provoacă degradarea solului*, Monografia „Diminuarea impactulu factorilor pedoclimatici extremali asupra plantelor de cultură”, Chișinău;
- Cerbari V.(coord) și colab.** (2010) – *Monitoringul calității solurilor Republicii Moldova*, Ed. Pontos, Chișinău;
- Cernescu N.** (1961) – *Clasificarea solurilor cu exces de umiditate. Cercetări în pedologie*. Ed. Academiei Republicii Populare Române, București;

- Chiriță C.** (1984) – *Ecopedologie cu baze de pedologie generală*, Ed. Ceres, București;
- Coleman D.C., Crossley D.A.** (1996) – *Fundamentals of Soils Ecology*, Academic Press, Londra;
- Condurache D.** (2006) – *Studiu fizico-geografic al zonei deluroase dintre văile Lohan și Horincea*, Ed. „Stef”, Iași;
- Darie P. căs.Chelaru** (2013) – *Studiul Geomorfologic al degradărilor de teren din bazinul Crasnei*, Teza de doctorat, Iași;
- Di Gregorio A., Jansen Louisia J.M.** (1998) – *Land Cover Classification System (LCCS): Classification Concepts and User Manual*, Food and Agriculture Organisation of the United Nations, Rome
- Dimo N.** (1958) – *Pocivî Moldavii, zadaci ih izucenia i glavneișie osobennosti*, Chișinău;
- Dokuceaev V.V.** (1900) – K voprosu o pocivah Besarabii//Pocivovedenie, Nr. 1;
- Dokuceav V.V.** (1950) – *Cu privire la solurile Basarabiei (cu articol introductiv și însemnări ale academicianului N.A Dimo și I.A. Krupenicov*, Editura de Stat a Moldovei, Chișinău;
- Donisă I., Boboc N., Petrache V.** (2009) – *Contribuții la regionarea geomorfologică a Podișului Moldovenesc*. Simpozionul Internațional „Mediul și dezvoltarea durabilă”, Chișinău;
- Donisă I., Boboc N., Ioniță I.**, (2009) – *Dicționar geomorfologic cu termeni corespondenți în limbile, engleză, franceză, rusă*, Ed. Univ. „Al. I. Cuza”, Iași;
- Filipescu M.** (1950) – *Îmbătrânirea prematură a rețelei hidrografice din partea sudică a Moldovei dintre Siret și Prut și consecințele acestui fenomen*, Natura , v II -5;
- Filipov F., Lupașcu Gh.** (2004) – *Pedologie*, Editura „Terra Nostra”, Iași;
- Florea N., Buza M.** (2004) – *Pedogeografie cu noțiuni de pedologie*, Editura Universității “Lucian Blaga”, Sibiu;
- Florov N.** (1926) – *Cuaternarul în Basarabia*, Buletinul Muzeului Național de Istorie Natural, Chișinău;
- Gheideman T. și colab.** (1964) – *Tipâ lesa i lesnîe assoțiații Moldavskoi SSR*, Chișinău;
- Gherasi A.** (1982) – *Novii metod analiza dannîh o sclonovîh proțessov (na primere dug Moldavii)*, Geomorfologia, Chișinău;
- Hârjoabă I.** (1968) – *Relieful Colinelor Tutovei*, Ed. Academiei București, București;
- Iacovlev V.** (2012) – *Integritatea Naturii (Sinteză teoretică și aplicativă la cerințele dezvoltării viabile)*, Ed. „Elenea-V.I.”, Chișinău;
- Ioniță I.**, (1998), *Accelerarea degradării terenurilor în Podișul Moldovei, Studii și Cercetări de Geografie*, XLV-XLVI, București;
- Ioniță I.** (2000) – *Relieful de cuate din Podișul Moldovei*, Ed. „Corson”, Iași;

- Ioniță I.** (2000) – *Formarea și evoluția ravenelor din bazinul Bârladului*, Ed. „Corson”, Iași;
- Ioniță I.** (2000) – *Geomorfologie aplicată. Procese de degradare a regiunilor deluroase*, Ed. Universitatea „Al.I.Cuza”, Iași;
- Ispas Ș.** (2007) – *Pedologie*, Ed. „Universitatea Valahia”, Târgoviște;
- Jigau Gh.** (2000) – *Degradarea fizică, // Degradarea solurilor și deșertificarea*, Chișinău;
- Karpacevski L.O.** (1989) – *Jízni poví*, Moscova;
- Krupenicov I.** (1967) – *Cernoziomî Moldavii*, Chișinău;
- Leopold L. B., Wolman G. M., Miller J. P.** (1964) – *Fluvial Processes in Geomorphology*, W. H. Freeman and Co., San Francisco;
- Levadniuc A.** (1990) – *Opolzneopasnîe teritorii Moldavii i ih raționalinoe ispolizovanie*, Ed. „Știința”, Chișinău;
- Levadniuc A. și colab.** (1978) – *Oțenka dostovernosti informații ob erozionâh i opolznevâh proțessah//Eroziune i opolznevie proțessî na teritorii Moldavii*, Ed. „Știința”, Chișinău;
- Lupașcu Gh., Jigău Gh., Vârlan M.** (1998) – *Pedologie generală*, Ed. Junimea, Iași;
- Mac I.** (1986) – *Elemente de geomorfologie dinamică*, Ed. Academiei, București;
- 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.** (1975) – *Geomorfologie generala*, Curs litografiat
- Mihai Gh. I.** (1964) – *Pedologie cu elemente de geologie*, Ed. Didactică și Pedagogică, București, pp. 237-248;
- Mirțhuleava Ț.** (1978) – *Inginerîe metodî rasceota i prognoza vodnoi erozii*, Ed. Colos, Moscova;
- Mițul E., Ignatiev L.** (1984) – *O dinamice ploșiadei opolznei i stepeni porajennosti imi teritorii Moldavii // Gheograficeschie issledovania prirodnoi sredî dlea țelei seliskohozeaistvennogo proizvodstva*, Chișinău;
- Moțoc M.** (1963) – *Eroziunea solului pe terenurile agricole și combaterea ei*, Ed. „Agro silvică”, București;
- Moțoc M., Stănescu P., Taolescu I.** (1979) – *Contribuții actuale cu privire la fenomenul erozional și la controlul acestuia*, Biblioteca Agric. A.S.A.S., București;
- Moțoc M., Munteanu S., Băloiu V., Stănescu P., Mihai Gh.** (1975) - *Eroziunea solului și metode de combatere*, Ed. Ceres, București;
- Murgoci Gh.** (1911) – *Zonele naturale de soluri din România*, Analele Institutului Geologic Român, București;
- Niacșu L.** (2012) – *Bazinul Pereschivului (Colinele Tutovei). Studiu de geomorfologie și pedogeografie cu privire specială asupra utilizării terenurilor*, Ed. Universității „Al.I.Cuza”, Iași

- Orlov S., Ustinova T.** (1969) – Opolzni Moldavii, Chișinău;
- Pădurariu V.B.** (2013) – *Studiu geomorfologic al degradărilor de teren din bazinul Zeletinului*, Teza de doctorat, Iași;
- Popușoi T.** (2013)– *Considerații privind tipologia solurilor din Bazinul hidrografic Larga*, Culegere științifică/Cernoziomurile Moldovei –Evoluția Protecția și Restabilirea Fertilității, Chișinău pp.268-272;
- Popușoi T.** (2013) – *The relationship between gully erosion and morphometric characteristics within the Larga catchment*, Lucrările Seminarului Geografic „Dimitrie Cantemir”, Nr.36/2013, Ed. Universității „Al.I.Cuza”, Iași;
- Porucic T.** (1921) - *Relieful teritoriului dintre Prut și Nistru*//Buletinul Societății Române, București;
- Postolache Gh.** (1995) – *Vegetația Republicii Moldova*, Ed. „Știința”, Chișinău;
- Proca V.E.** (1970) – *Caracteristica peisagistică a hârtoapelor*//*Cercetări peisagistice în Moldova*, Chișinău;
- Prohina N.A.** (1965) – *Pocivenaia fauna cernozeomov Iujnoi Moldavii*, Ed.II, Chișinău;
- Rădoane și colab.** (2001) – Geomorfologie, vol.I, Ed. „Univerității Suceava”, Suceava;
- Rădoane și colab.** (2001) – Geomorfologie, vol.II, Ed. „Univerității Suceava”, Suceava;
- Rojcov A.** (1971) – *Materiali obsledovania ovragov Moldavii, na kotorih v 1912-1916 gg. Povodilisi ukrepitelinie raboti*, Ed. „Cartea Moldovenească”, Chișinău;
- Rojcov A.** (1981) – *Boriba s ovragami*, Ed. Colos, Chișinău;
- Rusu C. (coord.)** (2008) – *Impactul riscurilor hidro-climatice și pedo-geomorfologice asupra mediului in Bazinul Bârladului*, Raport de cercetare, Edit. Performantica, Iași;
- Rusu C.** (1998) - *Fizica, Chimia și Biologia Solului*, Ed. Universitatea „Al.I.Cuza”, Iași;
- Secu, C., Neacșu L., Vasiliniuc, I., Roșca, B., Pîrnău R.** (2007) – *Atlasul Culoarelor și Semnelor Convenționale pentru Legenda Hărții Solurilor propunere pentru utilizatorii S.I.G.*, Ed. Terra Nostra, Iași;
- Sinzov I.** (1883) – *Gheologhiceskoe issledovanie Bessarabii i privilegiaușciei k nei ciasti Hersonskoi gubernii*, Ed. Imp. Mineral, St. Petersburg;
- Sîrodoev G.N.** (2003) - *Modificarea antropogenă a reliefului și influența ei asupra geosistemelor* // *Bul. Academiei de Științe a Moldovei. Științe biologice, chimice și agricole*, Chișinău;
- Sîrodoev G., Mițul E.** (2005) – *Caracteristici geologice și geomorfologice ale părții de est a bazinului râului Prut (Republica Moldova)*, *Studii și cercetări de geografie*, T. LI-LII, Ed. Academiei Române, București;
- Sîrodoev G.N.** (2006) - *Republica Moldova. Condiții geomorfologice (set de hărți)*, Ed. Iulian, Chișinău;

- Sirodov G.N., Sirodov I., Sviridova A.** (2009) - Zoning of the Anthropogenic relief of urbanized territories // Buletinul Academiei de Științe a Moldovei. Științele vieții, Chișinău;
- Slastihin** (1964) – *Voprosi meliorații sclonov Moldavii*, Ed. „Cartea Moldovenească”, Chișinău;
- 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.** (2012) – Bazinul *Tutovei, Riscurile naturale și vulnerabilitatea teritoriului*, Ed. Universității „Al.I.Cuza”, Iași;
- Surdeanu V.** (1998) – *Geografia terenurilor degradate, I. Alunecări de teren*, Ed. „Presa Universitară Clujeană”, Cluj-Napoca;
- Tcaci V., Bondarenco L.** (1983) – *Gheologhiceschii i ghidrogheologhiceschii factori opolznevogo proțessa // Opolzni Moldavii i ohrana okryjaiușei sredî*, Chișinău;
- Tufescu V.**, (1966) – *Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată*, Ed. „Academiei Române”, București;
- Ungureanu I.**, (1988) - *Cercetare, cartografiere și elemente de analiză geomorfologică - Caiet de lucrări practice*, Ed. Universității „Al. I. Cuza”, Iași;
- Ursu A.** (1959) – *Pociveni pocrov Tigheckiskoi vozvîțennosti*, Trudî Pocivî, SSSR, tom I;
- Ursu A.** (1969) – *Osnovnie prințipi agropocivennogo microraionirovania*, Ed. „Cartea moldovenească”, Chișinău;
- Ursu A.** (1980) – *Pocivenno-ecologhiceskoe microraionirovanie Moldavii*, Chișinău;
- Ursu A.** (1999) – *Clasificarea solurilor Republicii Moldova*, Ediția I;
- Ursu A.** (2001) – *Clasificarea solurilor Republicii Moldova*, Ediția II;
- Ursu A.** (2006) – *Raioanele pedogeografice și particularitățile regionale de utilizare și protejare a solurilor*, AȘM, Chișinău;
- Ursu A.** (2011) – *Solurile Moldovei*, Ed. Știința, Chișinău, pp.36-39;
- 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;
- Voloșciuc M.** (1970) – *Sveazi morfometriceshii haracteristic reliefa i ovrajnoi erozii v bazeine r. Larga*, Tezisî docladov, Chișinău;
- Voloșciuc M.** (1972) – *Zavisimosti gustoî ovrajnoi seti morfometriceshii haracteristic reliefa*. Ed. „Știința”, Chișinău;
- Voloșciuc M., Djemelinski A.** (1975) – *Ovraghi i merî boribî s nimi*, Ed. „Cartea Moldovenească”, Chișinău;

- Zagarovschi V., Voloschiuk M.** (2004) - *Formele de manifestare a eroziunii liniare și metodele de combatere*, Eroziunea Solului, Ed. Pontos, Chișinău;
- Zamorii P.** (1948) – *Epirogenicini ruhi zemnoi kori za cetverticinogo periodu na teritorii Moldavskoi RSR na Izmailiskoi oblasti URSS*, ”Gheologhicinî jurnal AN URSS”, t. IX, Kiev;
- Zaslavski M. N.** (1966) – *Erozia pociv i zemledelie na sclonah*, Ed. „Cartea Moldovenească”, Chișinău;
- Zăvoianu I.** (2006) – *Hidrologie*, Ediția a IV-a, Ed. Fundației „România de Mâine”, București;
- Wishmeier W., Smith D., (1958)** – *Pedating rain fall erosion losses. Agnide to conservation planing*. U.S Hand Book;
- *** **Eroziunea solului** (2004), *Esența, consecințele, minimalizarea și stabilizarea procesului*, Ed. „Pontos”, Chișinău;
- *** **Gheografia i hozeastvo Moldavii** (1970), Ed. ȚK PK Moldavii, Chișinău;
- *** **Harta solurilor României în scara 1:500000** (1927). *Atlas geologic*, Secțiunea agrogeologică a Institutului de Geologie, Saidel T., Protopopescu-Pache Em., Enculescu P., București;
- *** **Harta geologică a Moldovei SSSR** (1971) - scara 1:50000, foile L-35-45-G și L-35-46;
- *** **ICPA (1980)** – Sistemul Român de Clasificare a Solurilor, București;
- *** **ICPA (2003)** – Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor, București;
- *** **ICPA (2012)** – Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor, București;
- *** **Metodologia elaborării studiilor pedologice, partea I-a** (1987), București;
- *** **Metodologia elaborării studiilor pedologice, partea III-a** (1987), București;
- *** **Solurile Moldovei (t-1 1984, t-2 1985, t-3 1986)**, Chișinău;
- *** **Studiu pedologic al comunei Lărguța**, 1984, IPAPS, Chișinău;
- *** **Studiu pedologic al comunei Haragiș**, 1984, IPAPS, Chișinău;
- *** **Studiu pedologic al comunei Cîrpești**, 1984, IPAPS, Chișinău;
- *** **Studiu pedologic al comunei Lingura**, 1984, IPAPS, Chișinău;
- *** **Studiu pedologic al comunei Tartaul**, 1984, IPAPS, Chișinău;
- *** **Studiu pedologic al comunei Plopi**, 1984, IPAPS, Chișinău;
- *** **Studiu pedologic al comunei Ciobalaccia**, 1984, IPAPS, Chișinău;
- *** **Studiu pedologic al comunei Plopi**, 1984, IPAPS, Chișinău;
- *** **Studiu pedologic al comunei Chircani**, 1984, IPAPS, Chișinău;
- *** **Studiu pedologic al comunei Rumeanțev**, 1984, IPAPS, Chișinău;
- *** **Studiu pedologic al comunei Cucoară**, 1984, IPAPS, Chișinău;
- *** **Studiu pedologic al comunei Gotești**, 1984, IPAPS, Chișinău

