



UNIVERSITATEA „BABEȘ-BOLYAI” CLUJ NAPOCA

FACULTATEA DE GEOGRAFIE

ȘCOALA DOCTORALĂ DE GEOGRAFIE

DEPARTAMENTUL DE GEOGRAFIE FIZICĂ ȘI TEHNICĂ



TEZĂ DE DOCTORAT

BAZINUL SUPERIOR ȘI MIJLOCIU AL RÂULUI MARE. STUDIU DE DENDROGEOMORFOLOGIE

rezumat

Coordonator științific:

PROF. UNIV. DR. PETREA DĂNUȚ

Student-doctorand:

VĂIDEAN AUGUSTA ROXANA

Cluj Napoca

2015

CUPRINS

I. INTRODUCERE	1
1.1. Așezarea geografică a arealului de studiu.....	1
1.2. Motivația alegerii temei și a arealului de cercetare	2
1.3. Obiectivele cercetării	2
II. ABORDARE RETROSPECTIVĂ PRIVIND ISTORICUL CERCETĂRILOR	
2.1. Istoricul cercetărilor asupra arealului de studiu	
2.2. Istoricul cercetărilor dendrocronologice	
2.2.1. Istoricul cercetărilor dendrogeomorfologice la nivel internațional	
2.2.2. Istoricul cercetărilor dendrocronologice și dendrogeomorfologice în România	
III. SUPORTURI CONCEPTUALE ȘI METODOLOGICE	2
3.1. Aspecte conceptuale privind fenomenul de <i>debris flow</i>	2
3.1.1. Definirea conceptului de <i>debris flow</i>	2
3.1.2. Clasificarea deplasărilor în masă.....	3
3.1.3. Caracteristici	3
3.1.3.1. Condiții favorabile de declanșare.....	3
3.1.3.2. Propagarea procesului	3
3.1.3.3. Morfologia depozitului.....	4
3.1.3.4. Frecvența și magnitudinea.....	4
3.2. Dendrocronologia și dendrogeomorfologia	4
3.3. Elemente de structură anatomică a lemnului	5
3.3.1. Structura macroscopică a lemnului de rășinoase	5
3.3.2. Structura microscopică a lemnului de rășinoase.....	6
3.4. Etape de lucru	6
3.4.1. Etapa preliminară.....	6
3.4.2. Etapa de teren	7
3.4.3. Etapa de laborator	8
3.4.4. Etapa de analiză și interpretare a rezultatelor	8
3.5. Reprezentări și analize dendrogeomorfologice statistice.....	9
IV. INDIVIDUALITATEA FIZICO-GEOGRAFICĂ A AREALULUI DE STUDIU 11	
4.1. Particularități geologice	11
4.2. Particularitățile morfologice și morfometrice	11
4.2.1. Particularități morfometrice ale bazinului hidrografic	12
4.2.2. Particularități morfometrice ale reliefului	13
4.2.2.1. Hipsometria	13
4.2.2.2. Declivitatea.....	13
4.2.2.3. Expoziția versanților	13
4.2.2.4. Densitatea fragmentării	13

4.2.2.5.	Adâncimea fragmentării.....	13
4.2.2.6.	Curburile versanților	14
4.3.	Utilizarea terenului	15
4.4.	Învelișul edafic.....	15
4.5.	Clima.....	15
4.5.1.	Temperatura aerului.....	15
4.5.1.1.	Înghețul și ciclurile gelivale	16
4.5.2.	Regimul precipitațiilor.....	17
V.	RECONSTITUIREA FRECVENȚEI SPAȚIO-TEMPORALE A CURGERILOR DE DEBRIS PRIN METODELE DENDROGEOMORFOLOGICE.....	19
5.1.	Studiul de caz numărul 1	19
5.1.1.	Metodologie.....	20
5.1.2.	Rezultatele analizei dendrogeomorfologice	21
5.1.3.	Interpretarea rezultatelor.....	22
5.2.	Studiul de caz numărul 2	22
5.2.1.	Metodologie.....	23
5.2.2.	Rezultatele analizei dendrogeomorfologice	25
5.2.3.	Interpretarea rezultatelor.....	25
5.2.3.1.	Reconstituirea frecvenței temporale.....	27
5.2.3.2.	Reconstituirea frecvenței spațiale.....	27
5.3.	Studiul de caz numărul 3	28
5.3.1.	Metodologie.....	29
5.3.2.	Rezultatele analizei dendrogeomorfologice	299
5.3.3.	Interpretarea rezultatelor.....	30
5.3.3.1.	Reconstituirea frecvenței temporale.....	30
5.3.3.2.	Reconstituirea frecvenței spațiale.....	32
5.4.	Analiza comparativă a studiilor de caz	32
5.5.	Analiza pragurilor de indici utilizate în reconstituirea dendrogeomorfologică.....	33
5.6.	Limitele metodei dendrogeomorfologice.....	
VI.	SUSCEPTIBILITATEA VERSANȚILOR LA CURGERI DE DEBRIS	35
6.1.	Metodologia cercetării	35
6.2.	Analiza și validarea rezultatelor.....	36
VII.	CONCLUZII	39
VIII.	BIBLIOGRAFIE	39
IX.	ANEXE	

Cuvinte cheie: dendrogeomorfologie, anomalii de creștere, curgeri de debrisi, susceptibilitate, Râul Mare

I. INTRODUCERE

1.1. Așezarea geografică a arealului de studiu

Arealul supus investigației dendrogeomorfologice, reprezentat de bazinul hidrografic Râul Mare sectorul superior și mijlociu, s-a individualizat la contactul mai multor unități morfologice, afluenții râului principal drenând versanții estici ai Munților Țarcului, versanții nordici și nord-vestici ai Munților Godeanu și Piule-Iorgovanu și versanții vestici și sudici ai Munților Retezat (fig. 1). Râul Mare este cel mai important afluent al Streiului, drenând o suprafață de 380 km² ce se extinde de la altitudinea de 480 m (Depresiunea Hațegului) până la 2509 m (Vârful Peleaga).

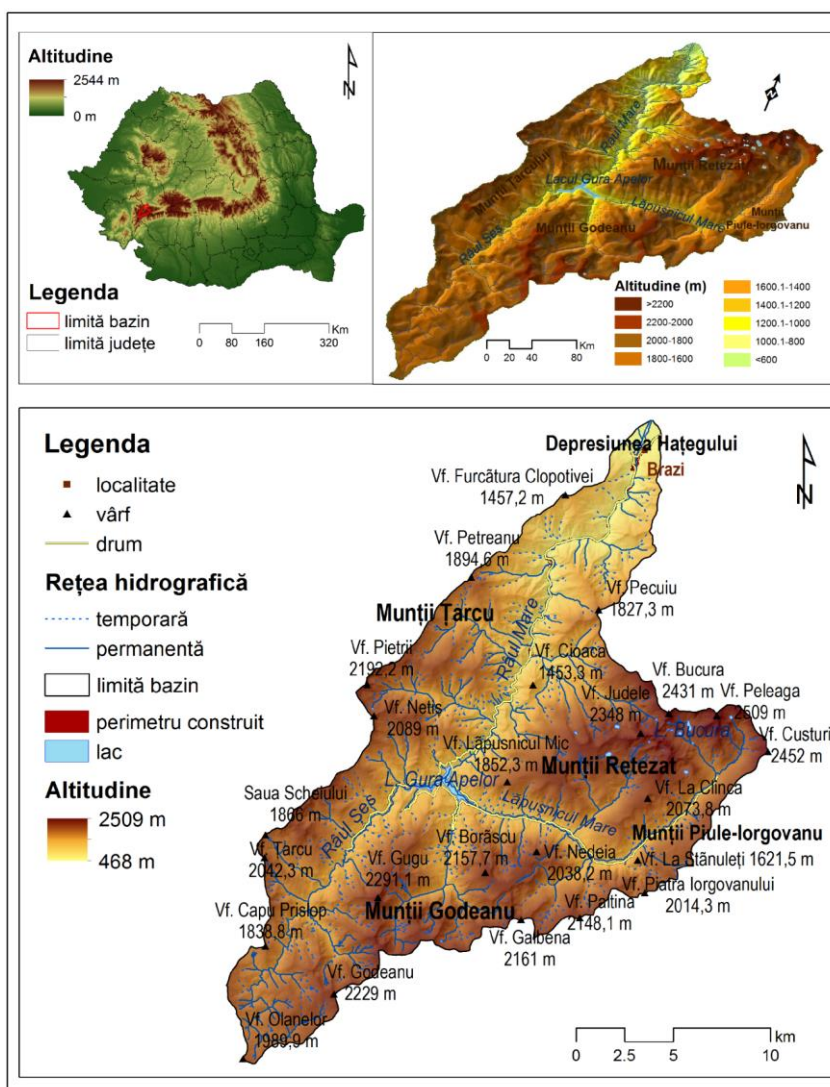


Fig. 1. Localizarea bazinului superior și mijlociu al Râului Mare și modelul tridimensional al terenului

1.2. Motivația alegerii temei și a arealului de cercetare

Efectuarea unui studiu amănunțit al proceselor geomorfologice din sectorul superior și mijlociu al bazinului Râului Mare este deosebit de importantă datorită faptului că prezintă o morfodinamică accentuată răspunzătoare de manifestarea unor evenimente cu mare descărcătură energetică ce generează pagube materiale însemnate și chiar pierderi de vieți omenești. În data de 12 iulie 1999, pe fondul căderii unor cantități record de precipitații (135 mm/7 ore) pe unii torenți s-au declanșat curgeri de debris ce au afectat atât infrastructura de transport și edilitară cât și spațiile construite. Pe un afluent de dreapta al Râului Mare, aval de lacul de acumulare Gura Apelor, s-a produs o curgere de debris ce a cauzat moartea a 13 persoane și rănirea a altor 21. Numărul mare de victime rezultat în urma acestui eveniment precum și pagubele materiale însemnate și disfuncționalitățile cauzate de întreruperea activităților desfășurate în amonte, reclamă o atenție deosebită de investigare a arealului.

1.3. Obiectivele cercetării

Principalul obiectiv al acestui studiu este reconstituirea spațială și temporală a curgerilor de debris manifestate în bazinul superior și mijlociu al Râului Mare utilizând metode dendrocronologice. Rezultatele obținute pot servi la completarea și extinderea bazei de date existente necesare în analiza hazardelor naturale. Datarea și reconstituirea proceselor geomorfologice se bazează pe identificarea anomaliilor de creștere și interpretarea răspunsurilor arborilor afectați. Totodată, se urmărește evidențierea particularităților morfologice și morfometrice ale sistemului vale-versant în vederea stabilirii condițiilor ce favorizează manifestarea curgerilor de debris în acest areal. Evaluarea interdependenței dintre factorii cauzali și procese se poate efectua prin coroborarea caracteristicilor reliefului cu evenimente meteorologice ce au marcat teritoriul, precum și cu alte particularități de ordin fito-pedologic. Identificarea arealelor cu grad ridicat de susceptibilitate a versanților la curgeri reprezintă un alt obiectiv important al studiului de față.

II. ABORDARE RETROSPECTIVĂ PRIVIND ISTORICUL CERCETĂRILOR

III. SUPORTURI CONCEPTUALE ȘI METODOLOGICE

3.1. Aspecte conceptuale privind fenomenul de *debris flow*

3.1.1. Definirea conceptului de *debris flow*

Primul studiu concentrat asupra *debris flow*-urilor a fost elaborat de către Stiny în 1910 care descrie o curgere rapidă de apă pe un torent montan în care proporția de sedimente transportate aflată într-o cantitate importantă determină formarea unei mase vâscoase cu caracteristici dinamice asemănătoare lavei (Hungar, 2005). În 1978, Varnes include *debris flow*-urile în categoria deplasărilor în masă (engl.: *mass-movement*) pe care le descrie ca fiind curgeri rapide constituite dintr-un amestec de materiale solide, apă și aer ce prezintă un aspect vâscos. Mai târziu, în 1980, Aulitzky definește procesul ca fiind o curgere gravitațională non-newtoniană, vâscoasă, cu mare descărcare de materiale solide ce poate să atingă viteze de până la 30m/s.

Alți cercetători care au avut preocupări în studiul și definirea *debris flow*-urilor au fost Swanston (1974), Slaymaker (1988), Hungar *et al.* (2001), VanDine și Bovis (2002), Takahashi (2007) etc. În România, termenul de *debris flow* a apărut recent, fiind menționat doar în unele

studii privind hazardele naturale manifestate în spațiul montan, însă fără a face o descriere mai amănunțită a procesului. Metodele dendrogeomorfologice au fost aplicate de către Pop (2008, 2010, 2012), Ilinca (2010) și Chiroiu (2015b) pentru a reconstitui activitatea *debris flow*-urilor din unele areale montane. De asemenea, Ilinca (2014) prezintă o caracterizare a *debris flow*-urilor produse în sectorul inferior al Lotrului, punând accentul pe factorii de declanșare, viteza de deplasare și morfologia depozitului. În prezent, nu există o terminologie unanim acceptată vizavi de acest proces, existând mai multe variante pentru traducerea termenului: *curgeri de debris* conform lui Pop (2012) și Ilinca (2014) și *curgeri de grohotiș* conform lui Chiroiu (2015).

Deoarece considerăm termenul *curgeri de debris* ca fiind mai cuprinzător, propunem utilizarea acestuia ca echivalent al termenului *debris flow*.

3.1.2. Clasificarea deplasărilor în masă

De-a lungul timpului au existat numeroase discuții și dezbateri în ceea ce privește terminologia și clasificarea proceselor geomorfologice după diverse criterii, unele mai mult sau mai puțin acceptate (Beverage și Culberstone, 1964; Varnes, 1978; Hansen, 1984; Bradley și McCutcheon, 1985; Hutchinson, 1988; Pierson, 1986, Pierson și Costa, 1987; Sheko, 1988, Coussot și Meunier, 1995, Hungr *et al.*, 2001). Principalele variabile utilizate pentru a face diferența dintre curgerile de debris și alte procese asemănătoare sunt: mecanismul de declanșare, caracteristicile bazinului, compoziția și proporția materialelor solide, viteza de deplasare, durata, panta canalului de scurgere și procesele fizice în timpul curgerii.

Din literatura de specialitate consultată deducem următorul aspect - cantitatea de sedimente crește treptat de la scurgerea normală a apei cu o anumită cantitate de aluviuni aflate în suspensie sau prin târâre, la curgerile hiperconcentrate, curgeri de debris, alunecări de teren și apoi avalanșe de debris.

3.1.3. Caracteristici

3.1.3.1. Condiții favorabile de declanșare

Cele mai multe curgeri de debris se manifestă în bazine hidrografice de mici dimensiuni caracterizate prin pante abrupte și aport substanțial de materiale dezagregate unde ocazional au loc evenimente meteorologice deosebite precum precipitații de mare intensitate sau topiri bruște de zăpadă. Curgerile de debris pot fi declanșate și de „ruperea” unor lacuri glaciare sau a unor baraje naturale sau construite de om.

3.1.3.2. Propagarea procesului

Din observațiile unor cercetători și a estimărilor făcute cu privire la numărul Reynolds rezultă faptul că procesele analizate fac parte din categoria curgerilor laminare. Tehnicile și metodele utilizate în analiza alunecărilor de teren și a scurgerii apei nu sunt adecvate pentru studiul dinamicii curgerilor de debris. Cele mai potrivite metode pot fi găsite în analizele privind mecanica fluidului. Reologia, ce descrie comportamentul fluidului ca răspuns al efortului de forfecare este o funcție a: proporției relative de apă, sedimente și aer, a distribuției granulometrice a sedimentelor precum și a proprietăților fizice și chimice ale acestora (Johnson, 1970; Iverson, 1985). Viteza de deplasare a masei este determinată de relația dintre forța gravitațională și rezistența de frecare.

3.1.3.3. *Morfologia depozitului*

Criteriul morfologic este utilizat pentru a face distincția între bazine hidrografice afectate de curgeri de debrisi și cele afectate de curgeri hiperconcentrate sau viituri (Costa, 1988). Costa și Jarret (1981) descriu depozitele de debrisi ca fiind granulare (engl.: *coarse*), puțin sortate, nestratificate și neconsolidate cu lobi terminali și *levees*. VanDine (1985) descrie depozitele ca fiind formate din straturi de materiale nesortate de diferite dimensiuni însă predominând materialele mai groasere nerotunjite ce se intercalează cu alte straturi mai bine sortate formate din galeți rotunjiți și nisip, ce reprezintă acumulări de sedimente ale scurgerii normale.

3.1.3.4. *Frecvența și magnitudinea*

Frecvența și magnitudinea evenimentelor se află în strânsă legătură cu rata de încărcare cu sedimente a canalelor de scurgere și/sau a ariilor sursă. Bazinele hidrografice afectate de curgeri de debrisi au nevoie de o anumită perioadă de reîncărcare cu sedimente/materiale dezagregate după manifestarea unui eveniment.

Cele mai importante variabile utilizate în caracterizarea bazinelor hidrografice predispuse la curgeri de debrisi sunt: suprafața totală a bazinului, suprafața activă, indicele suprafeței active, amplitudinea reliefului, rata de relief, densitatea fragmentării, indicele de neuniformitate, panta medie a bazinului și indicele Melton. Indicele Melton a fost utilizat pentru prima dată în studiul bazinelor hidrografice din partea sudică a Munților Stâncoși Canadieni (Wilford *et al.*, 2004). Pe baza acestuia s-a determinat bazinele hidrografice predispuse la inundații rapide (*flash floods*), respectiv la curgeri de debrisi (Jackson *et al.*, 1987). Rezultatele obținute de Wilford *et al.* (2004) în analiza a 65 de bazine hidrografice predispuse la inundații, *debris flood*-uri și curgeri de debrisi au indicat următoarele: curgerile de debrisi se produc în bazine hidrografice cu un indice Melton de peste 0,6 iar inundațiile se produc la valori situate sub pragul de 0,3. Prin urmare valorile cuprinse între cele două praguri (0,6 – 0,3) sunt atribuite bazinelor hidrografice predispuse la *debris flood*-uri.

În vederea estimării magnitudinii, determinarea scurgerii maxime se bazează pe modificările identificate în morfologia terenului (albie, canal, versanți, con) și pe prezența cicatricilor mecanice de pe trunchiul arborilor afectați. Înălțimea la care se află aceste cicatrici pot indica nivelul curgerii în secțiunea transversală aferentă. Însă, pentru o estimare mai corectă a magnitudinii evenimentului se utilizează calculul volumului de sedimente depus.

3.2. *Dendrocronologia și dendrogeomorfologia*

Variația parametrilor inelelor anuale de creștere ale arborilor precum și a altor caracteristici privind structura sau densitatea celulelor lemnoase reprezintă indicatori de bază în descifrarea condițiilor de mediu în care aceștia s-au dezvoltat. Prin urmare, inelele anuale pot fi considerate adevărate baze de date ce conțin informații despre modificările condițiilor de mediu dintr-un anumit areal, într-un anumit moment din trecut.

Dendrogeomorfologia reprezintă știința ce folosește inelele arborilor și răspunsurile de creștere ale acestora pentru a data procesele geomorfologice răspunzătoare de geneza și evoluția formelor de relief. Termenul de dendrogeomorfologie (*dendron*- arbore, *geo*- pământ, *morfo*-formă, *logos*-știință) a fost introdus de către Jouko Aaltonen în 1971. Impactul proceselor asupra arborilor se manifestă atât la nivelul trunchiurilor cât și la nivelul rădăcinilor și al coroanei. Forțele ce exercită presiuni asupra acestora determină anumite modificări morfologice ale structurii interne a lemnului.

3.3. Elemente de structură anatomică a lemnului

Cunoașterea structurii micro și macroscopice a lemnului precum și influența factorilor intrinseci și mai ales a celor extrinseci este necesară atunci când dorim să descifrăm alfabetul dendrologic în vederea identificării anomaliilor de creștere și a cauzelor apariției acestora. Dacă factorii intrinseci țin de însușirile ereditare ale speciei și de vârsta arborilor, în categoria celor extrinseci intră factorii abiotici, biotici și antropici.

3.3.1. Structura macroscopică a lemnului de rășinoase

Creșterea arborilor se manifestă la toate componentele sale anatomice, adică atât la tulpină cât și la rădăcină și coroană. Tulpina, care este cea mai utilă componentă de investigație dendrocronologică, poate fi analizată prin secțiuni transversale, tangențiale sau longitudinale (fig. 2). Secțiunea longitudinală indică atât creșterea în lățime a tulpinii cât și cea în înălțime, fiind asemuită cu o suprapunere de conuri de lemn, fiecare con fiind format într-un an de vegetație. Secțiunea transversală, ce constituie și probă în analizele dendrocronologice, permite vizualizarea structurii macroscopice a lemnului din partea centrală a arborelui numită măduvă, până în partea sa exterioară (ritidom). În cadrul acestei secțiuni pot fi observate cel mai bine inelele anuale de creștere și variația parametrilor acestora. Cea mai importantă parte anatomică a acestei secțiuni este reprezentată de stratul de cambiu, ce are rolul de a genera celule în sezonul de vegetație atât spre interior cât și spre scoarță. Astfel, inelul anual reprezintă totalitatea celulelor formate într-un sezon de vegetație. Condițiile de dezvoltare mai favorabile la începutul sezonului de vegetație determină formarea unor celule lemnoase cu diametru mai mare și pereți subțiri, aranjate într-o structură bine organizată, de culoare mai deschisă, ceea ce constituie lemnul timpuriu. Spre sfârșitul sezonului de vegetație, când condițiile de mediu sunt mai restrictive, structura celulelor se modifică, acestea apărând mai înghesuite, cu pereți groși și diametrul mai mic și de culoare închisă, lemnul format fiind numit lemn târziu.

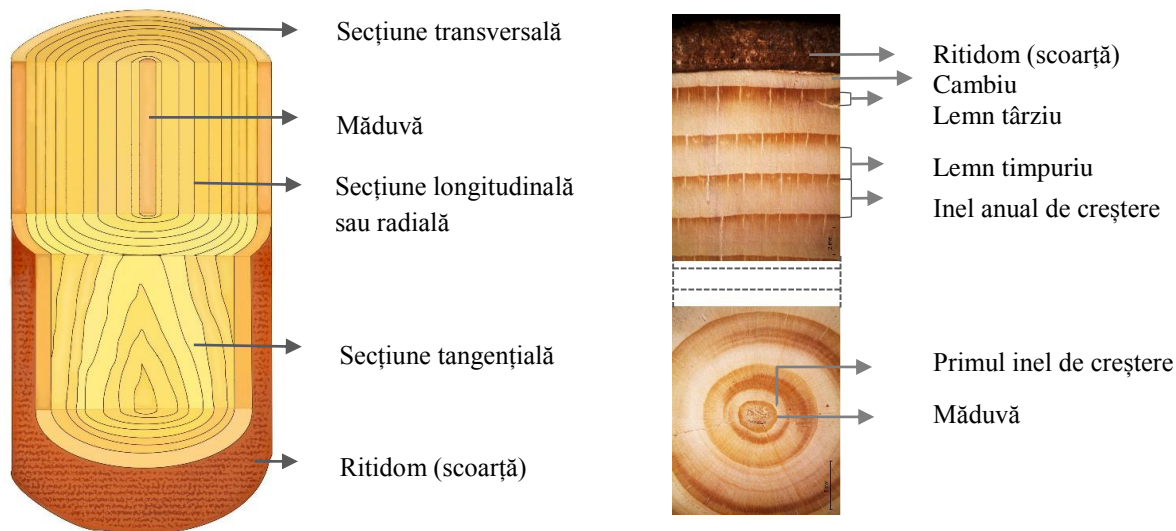


Fig. 2. Secțiunile arborilor și structura anatomică macroscopică a molidului în secțiune transversală

3.3.2. Structura microscopică a lemnului de rășinoase

Speciile de rășinoase se caracterizează printr-o structură macroscopică și microscopică individuală și de ansamblu relativ omogenă. Celulele vegetale individuale ale rășinoaselor sunt clasificate în celule prosenchimatice alcătuite din traheide axiale, traheide marginale și traheide radiale iar celulele parenchimatice, ce constituie cea de-a doua categorie de celule individuale, sunt alcătuite din celule de parenchim longitudinal, parenchim fuziform, parenchim radial, celule epiteliale ale canalelor gumifere longitudinale și transversale (Lunguleasa, 2004). De mare interes pentru acest studiu sunt celulele epiteliale ale canalelor rezinifere, specifice numai rășinoaselor (fig. 3). În secțiunile transversale, aceste canale apar sub forma unor cercuri de culoare mai deschisă sau gălbuie. Pe secțiune longitudinală, canalele rezinifere apar sub forma unor linii fine cu lungimi diferite dispuse paralel cu direcția fibrei. Nu toate speciile de conifere prezintă canalele rezinifere, din această categorie făcând parte tisa și bradul, însă cel din urmă poate să formeze canale rezinifere traumatice datorate vătămării lemnului.



Fig. 3. Canale rezinifere traumatice vizibile în secțiunea transversală a unor arbori din specia *Picea abies*

3.4. Etape de lucru

Abordarea interdisciplinară a acestui studiu a impus utilizarea unei metodologii complexe în care au fost împrumutate metode și tehnici specifice altor domenii de știință. Atingerea obiectivelor propuse depinde în mare măsură de respectarea demersului metodologic și de parcurgerea tuturor etapelor de lucru (fig. 4).

3.4.1. Etapa preliminară

Cunoașterea particularităților terenului trebuie completată de o atentă analiză a problematicii de studiu, de conturarea principalelor obiective precum și de întocmirea unui plan de lucru. În etapa de documentare au fost utilizate diferite surse bibliografice, materiale cartografice, rapoarte și studii de specialitate în vederea obținerii unui cumul de informații necesare cunoașterii în detaliu a arealului de studiu. De asemenea, achiziționarea unei baze de date a permis aplicarea tehnicilor SIG pentru obținerea hărților tematice necesare studiului. Astfel, folosind hărțile topografice 1:25000 au fost vectorizate curbele de nivel și punctele altimetrice pe baza cărora s-a obținut Modelul Digital de Elevație (MDE) al terenului. Tot pe baza hărților topografice și a ortofotoplanurilor s-au obținut rețeaua hidrografică, infrastructura, așezările umane și alte elemente de interes. Pe lângă hărțile topografice au mai fost utilizate și alte materiale cartografice precum hărți geologice și pedologice 1:200000, ortofotoplanuri 1:5000 și imagini satelitare, atlase, baza de date Corine Land Cover etc.

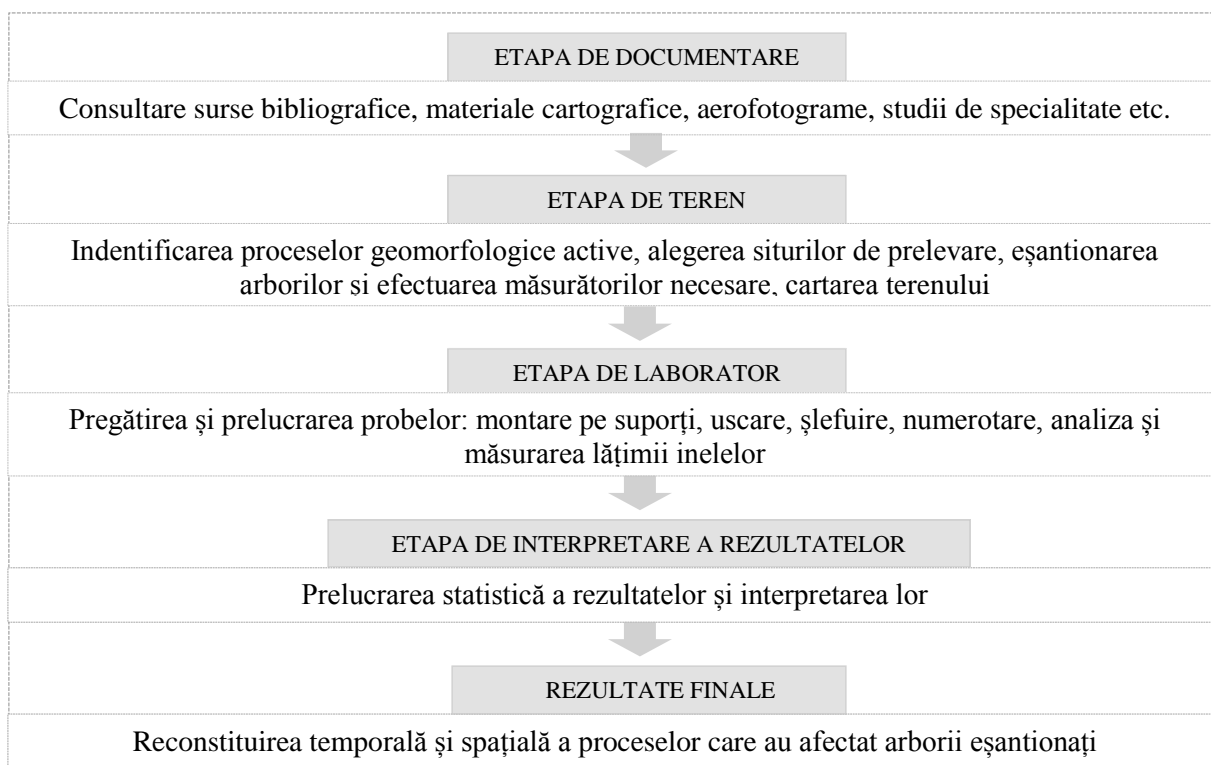


Fig. 4. Etapele de lucru în analiza dendrogeomorfologică

3.4.2. Etapa de teren

Etapa de teren constituie cea mai importantă parte a studiului și presupune în principal o cercetare expediționară a terenului și alegerea unor studii de caz reprezentative. În investigațiile dendrogeomorfologice sunt necesare instrumente adecvate pentru prelevarea probelor, fișe de lucru pentru completarea caracteristicilor și a măsurărilor aferente, precum și înregistrarea punctelor cu ajutorul unui GPS. Pe parcursul acestei etape au fost organizate mai multe campanii de teren atât pentru cunoașterea arealului de studiu cât și pentru prelevarea probelor dendrocronologice și efectuarea măsurărilor.

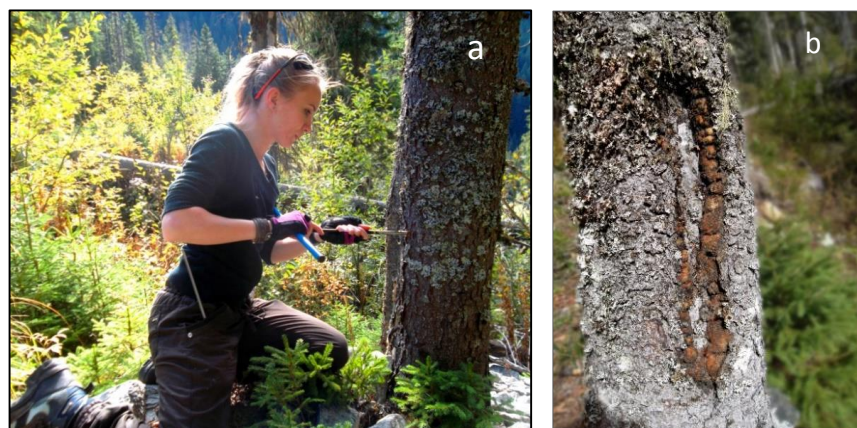


Fig. 5. a) Eșantionarea arborilor utilizând burghiul Pressler, b) cicatrice mecanică pe trunchi

Prelevarea probelor dendrocronologice s-a efectuat atât prin metoda carotelor cât și prin prelevarea secțiunilor transversale și semi-transversale. Carotele dendrocronologice au fost recoltate cu ajutorul burghiului Pressler din arborii situați în proximitatea cursului de apă (fig. 5). Cele mai numeroase vătămări identificate la arborii afectați de curgeri de deșeurile din arealele investigate sunt: îngropări sau expuneri de rădăcini, cicatrici mecanice, curbări sau înclinări ale trunchiului însoțite de excentricitatea inelelor în secțiune transversală și decapitări ale arborilor.

Conform procedurii, toate informațiile relevante pentru studiu au fost notate pe fișele de teren aferente fiecărui arbore din care au fost extrase probe. Depozitarea și transportul carotelor se efectuează în condiții corespunzătoare pentru a nu compromite integritatea și calitatea probelor prelevate. Cartografierea arealelor de interes ce au servit ca studii de caz în analiza dendrogeomorfologică s-a efectuat la o scară care să permită evidențierea microformelor de relief și a elementelor morfologice specifice. În vederea localizării și surprinderii extinderii spațiale a acestora s-a utilizat GSP-ul Magellan Explorist x600 iar măsurătorile efectuate manual utilizând metrul, clinometrul și telemetrul au avut menirea de a completa caracteristicile morfologice ale microformelor de relief specifice bazinelor afectate de curgeri de deșeurile.

3.4.3. Etapa de laborator

În etapa de laborator probele eșantionate au fost prelucrate conform procedurii standard descrisă de Stokes și Smiley (1968), Braker (2002) și Stoffel și Bollschweiler (2008). Aceasta constă în uscarea și montarea carotelor pe suporturi de lemn și finisarea lor cu hârtie abrazivă de diferite granulații pentru a evidenția inelele de creștere și caracteristicile acestora.

Analiza probelor se efectuează în laboratorul dendrocronologic utilizând diferite aparaturi și softuri specializate. Din lista instrumentelor și a aparatelor necesare pentru analiză nu trebuie să lipsească microscopul binocular, un scanner și un PC cu softuri aferente de înregistrare și stocare a datelor. Pentru măsurarea lățimii inelelor anuale s-a utilizat sistemul LINTAB iar curbele de creștere au fost înregistrate utilizând soft-ul TSAP WIN (fig. 6).



Fig. 6. Sistemul LINTAB de măsurare a lățimii inelelor și microscopul Leica

3.4.4. Etapa de analiză și interpretare a rezultatelor

Pentru început sunt analizate carotele de referință în vederea excluderii anilor în care au existat influențe non-geomorfologice asupra creșterii. Răspunsurile de creștere ale arborilor afectați de curgeri de deșeurile au fost materializate prin: creștere redusă sau accelerată, lemn de compresiune, creștere excentrică a inelelor anuale și canale rezinifere traumatice. Trecerea bruscă de la inelele înguste la inele largi și invers reprezintă o anomalie de creștere ce poate să apară din mai multe cauze (fig. 7). Reducerea creșterii poate fi cauzată de decapitarea arborilor sau de acoperirea parțială sau totală cu sedimente a rădăcinilor. Eliminarea competiției din jurul arborilor care au supraviețuit unui eveniment determină o creștere bruscă a inelelor datorită aportului suplimentar de lumină. Un alt tip de anomalie de creștere este lemnul de compresiune ce apare datorită unor tensiuni longitudinale în trunchiurile înclinate (fig. 8). Lemnul de compresiune prezintă o structură microscopică și macroscopică și o compoziție chimică diferită,

conținutul de lignină fiind mai ridicat cu 20-30% decât cel al lemnului normal, motiv pentru care are un comportament diferit la sollicitări mecanice.

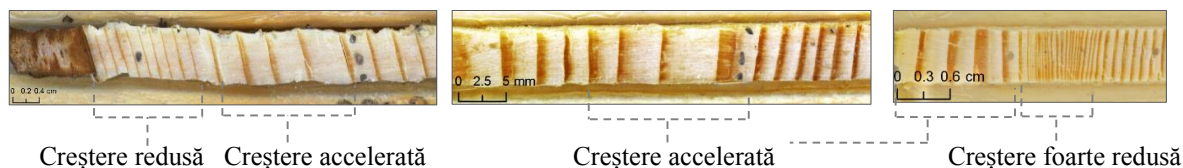


Fig. 7. Variații ale lățimii inelelor de creștere

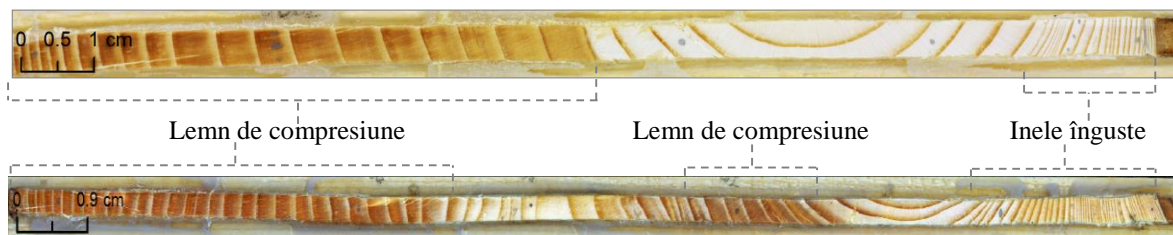


Fig. 8. Exemplu de lemn de compresiune

De mare importanță pentru reconstituirea proceselor sunt canalele rezinifere traumatiche care apar în cadrul unui inel de creștere sau într-o succesiune de inele. Dacă arborele este lovit în timpul sezonului de vegetație, țesutul rezinifer se va produce după câteva zile din momentul impactului iar canalele traumatiche se vor forma în aproximativ trei săptămâni (Bollschweiler, 2008b).

3.5. Reprezentări și analize dendrogeomorfologice statistice

Reconstituirea evenimentelor prin metoda dendrogeomorfologică se bazează, în principal, pe numărul de anomalii de creștere, așadar pe frecvența acestora. Răspunsurile arborilor sunt reprezentate de indicii de frecvență ce poate fi calculat după următoarea formulă:

$$It = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (Rt)}{\sum_{i=1}^n (At)} \right) * 100$$

unde, It = indicele de frecvență a răspunsurilor de creștere în anul dat; Rt = numărul total al arborilor care au prezentat reacție în anul respectiv; At = numărul total de arbori eșantionați (după Shroder, 1978, Butler și Malanson, 1985, Butler, 1987)

Creșterea preciziei datărilor prin această metodă se bazează pe optimizarea numărului de răspunsuri și pe evaluarea obiectivă a intensității acestora (Kogelnig-Mayer *et al.*, 2011, Schneuwly-Bollschweiler *et al.*, 2013, Corona *et al.*, 2012, 2014). De-a lungul timpului, au fost utilizate mai multe praguri de valori pentru reconstituirea proceselor geomorfologice. În tabelul 1 este redată o retrospectivă a limitelor și pragurilor de valori utilizate de unii cercetători. Curgerile de debris afectează în general areale mai restrânse spre deosebire de alte procese precum avalanșele de zăpadă sau inundații, prin urmare acestea nu pot fi reconstituite folosind aceleași praguri (Schneuwly-Bollschweiler *et al.*, 2013).

Studiile realizate în ultimii ani au arătat faptul că utilizarea, deopotrivă a numărului de reacții împreună cu intensitatea acestora și distribuția în teren a arborilor care au reacționat oferă rezultate mai satisfăcătoare (Schneuwly *et al.*, 2009, Ruiz-Villanueva *et al.*, 2010, Kogelnig-

Mayer *et al.*, 2011, Stoffel și Corona, 2014). Numărul și intensitatea reacțiilor arborilor afectați sunt evidențiate de indicele de frecvență ponderat (W_{it}) utilizat de către Kogelnig-Mayer *et al.* (2011). Intensitatea anomaliilor de creștere a fost clasificată în patru categorii, respectiv intensitate slabă, moderată sau intermediară, puternică și evidentă (vătămare mecanică cu țesut calus) (tabel 2). Dat fiind faptul că un arbore poate să prezinte concomitent mai multe anomalii de creștere de intensitate diferită, de exemplu, canale rezinifere foarte intense și îngustări moderate ale lățimii inelelor, va fi luată în considerare anomalia cu intensitatea cea mai ridicată. Formula de calcul al acestui indice este prezentată în cele ce urmează:

$$W_{it} = \left(\left(\sum_{i=1}^n T_i * 7 \right) + \left(\sum_{i=1}^n T_s * 5 \right) + \left(\sum_{i=1}^n T_m * 3 \right) + \left(\sum_{i=1}^n T_w \right) \right) * \frac{(\sum_{i=1}^n Rt)}{(\sum_{i=1}^n At)}$$

unde: T_i = numărul de arbori ce prezintă vătămări mecanice cu țesut calus, T_s = numărul de arbori cu reacții de intensitate puternică, T_m = numărul de arbori cu reacții de intensitate intermediară, T_w = numărul de arbori cu reacții de intensitate scăzută, R = numărul de arbori ce prezintă anomalii de creștere în anul t și A = numărul total de arbori disponibil pentru reconstituire în anul t

Tabel 1. Praguri și limite ale numărului minim de reacții utilizate de cercetători în datarea unor procese geomorfologice și hidrologice

Cercetător	An	Proces	Limită minimă*	Specia arborilor
Butler și Malanson	1985	Avalanșe de zăpadă	40%	Diferite specii de conifere
Dubé <i>et al.</i>	2004		10%	<i>Thuja occidentalis</i> și <i>Abies balsamea</i>
Corona <i>et al.</i>	2012		Flexibil de la 5%-15%	<i>Larix decidua</i> și <i>Picea abies</i>
Lopez Saez <i>et al.</i>	2014	Alunecări de teren	5% și ≥ 10 arbori	<i>Pinus uncinata</i>
Corona <i>et al.</i>			$I_t \approx 5\%$ ($GD \geq 2$) și $2,5\%$ ($GD \geq 5$)	
Ballesteros-Cánovas <i>et al.</i>	2015	Viituri spontane	≥ 2 reacții	<i>Picea abies</i> și <i>Abies alba</i>
Mayer <i>et al.</i>	2010	<i>Debris floods</i>	$I_t \geq 4\%$	<i>Picea abies</i> și <i>Larix decidua</i>
Stoffel și Bollschweiler	2009	Curgeri de deșeur	>1 arbore	<i>Larix decidua</i>
Bollschweiler și Stoffel	2010		≥ 2 arbori	
Sorg <i>et al.</i>			≥ 3 arbori	<i>Larix decidua</i> și <i>Picea abies</i>
Procter <i>et al.</i>	2012			<i>Pinus mugo</i> , <i>Picea abies</i> , <i>Abies alba</i>

*Limita minimă a reacțiilor a fost stabilită după cum urmează: procentual (ex. 40% dintre arborii eşantionați au prezentat anomalii de creștere corespunzătoare), după indicele de frecvență ($I_t\%$) explicat mai sus și după un număr minim de arbori care au reacționat sau GD (numărul de anomalii de creștere).

Tabel 2. Clasificarea anomaliilor de creștere pe clase de intensitate (Kogelnig-Mayer *et al.*, 2011)

Anomalie de creștere	Criteriu	Clase de intensitate			Vătămare mecanică
		Slabă	Intermediară	Puternică	
Modificări bruște ale lățimii inelelor	(%)	<60%	≥60%	≥60%	Țesut calus evident
	Durată	≥ 2 ani	< 5 și ≥ 2 ani	≥ 5 ani	
Lemn de compresiune	≥50% lemn de compresiune			Țesut calus evident	
	Durată	≥ 2 ani	3-5 ani		
CRT	Aspect	Aliniate cu spațiu între canale	Compacte dar nu continue	Foarte compacte și foarte apropiate	
Țesut calus					

Cu toate acestea, considerăm faptul că pragurile și limitele stabilite anterior pot fi adaptate în funcție de disponibilitatea arborilor pentru eșantionare, de particularitățile de manifestare ale proceselor și de specia utilizată. Un alt aspect important de semnalat este reacția întârziată a arborilor în urma manifestării unui eveniment. După cum au observat și alți cercetători în studiile lor (Timell, 1986, Stoffel *et al.*, 2010, Procter *et al.*, 2012) unele anomalii de creștere precum lemnul de compresiune, reducerea creșterii sau sporirea ei și chiar canalele rezinifere traumatiche pot să apară abia în anii următori de vegetație. Reacții întârziate au fost observate și în acest studiu în care s-a utilizat un eșantion de arbori din aceeași specie, de vârstă apropiată iar procesul perturbator studiat se manifestă, de obicei, în sezonul de vegetație.

Reconstituirea spațială a evenimentelor se bazează pe distribuția în teren a arborilor afectați într-un anumit an. De asemenea, gradul de răspândire al acestora poate fi utilizat ca și indicator de bază atunci când numărul anomaliilor de creștere nu se află în conformitate cu un anumit prag de valori prestabilit. De exemplu, dacă avem un număr redus de arbori ce prezintă anomalii de creștere dar care se află la distanță mică unul față de celălalt, deci sunt grupați, pot fi incluși sau luați în considerare în analiza de reconstituire. În acest sens, Schneuwly-Bollschweiler *et al.* (2013) recomandă utilizarea indicilor statistici de distribuție spațială Moran și Getis-Ord după Moran (1950) și Getis și Ord (1994). Distribuția spațială a evenimentelor majore care au marcat un anumit areal poate fi văzută și la nivel regional. În studiul avalanșelor de zăpadă, Germain *et al.*, (2009) propune indicele regional de activitate (RAAI_t). De asemenea, indicele de sincronicitate reflectă numărul de evenimente reconstituite raportat la numărul total de studii de caz investigate.

IV. INDIVIDUALITATEA FIZICO-GEOGRAFICĂ A AREALULUI DE STUDIU

4.1. Particularități geologice

Bazinul hidrografic superior și mijlociu al Râului Mare se suprapune peste unități morfologice variate, de la munți înalți cu altitudini de peste 2000 de metri până la nivelul Depresiunii Hațegului (468 m), formate într-o unitate geologică cu o evoluție extrem de complexă. În cea mai mare parte, pe teritoriul bazinului se întâlnesc formațiuni metamorfice precambriene și paleozoice, depozite sedimentare cretacic superioare, paleogen-miocen inferioare și neogene precum și depozite cuaternare (fig. 9). Munții Retezat și Munții Țarcului

sunt alcătuiți în principal din șisturi cristaline de epizonă care au fost străpunse de masive intrusive de granit și granodiorit ce formează autohtonul pânzei getice (Niculescu, 1961). Munții Godeanu sunt alcătuiți din șisturi cristaline de mezo- și catazonă ce constituie tot pânza getică, localizată deasupra autohtonului și sedimentarului său (Niculescu, 1961).

Prezența depozitelor de materiale superficiale necoezive în cadrul bazinelor hidrografice montane de mici dimensiuni, joacă un rol decisiv în formarea curgerilor de debris. Conform unor cercetători, depozitele cu grosimi cuprinse între 1 m și 2 m sunt cele mai favorabile declanșării acestor procese.

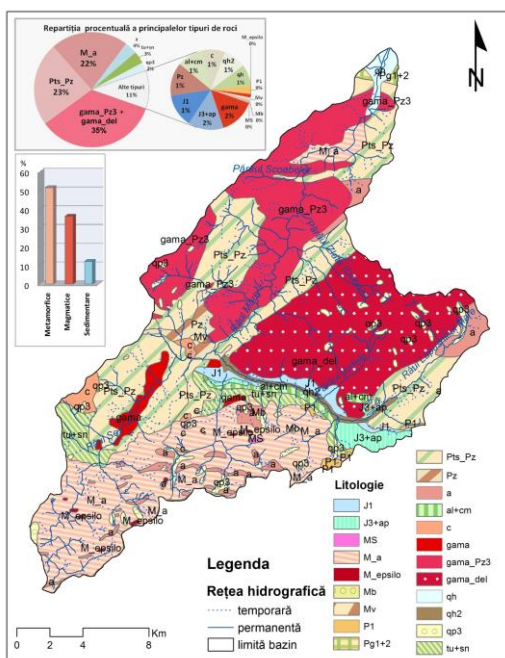


Fig. 9. Harta litologică și repartiția procentuală a principalelor tipuri de roci

Explicații legendă:

J1– conglomerate, gresii, argile, **J3+ap**- calcare masive, **MS**- metaserpentine, **M_a**- micașturi și paragneise, **M_epsilo**- pegmatite, **Mc**- metaconglomerate, **Mv**- șisturi cuarțitice sericitoase, șisturi sericito-cloritoase, **P1**- conglomerate, gresii, șisturi argiloase roșii, porfire aglomerate, **Pg1+2**- gresii, conglomerate, argile cenușii și violacee, **Pts_Pz**- șisturi cristaline, **Pz**- șisturi muscovito cloritoase, șisturi sericitoase, cuarțite, șisturi cloritoase, **a**- amfibolite, **al+cm**- calcare, marnocalcare, gresii (Strate de Nadanova), **alfa_pg1**- andezite, **c**- calcare cristaline, **cm**- gresii, marne, **d**- gresii, argile violacee, tufuri, **gama**- granitoide, **gama_Pz3** – granitoide, **gama_del**- granodiorite, **iota_Pz**- aptite, **Mb**- micașturi și paragneise, **pn**- pietrișuri, nisipuri, argile, **qh**-pietrișuri, nisipuri, **qh2**- pietrișuri, nisipuri și nisipuri argiloase, **qp3**- depozite glaciare, riu-aluviuni actuale, **to**- argile, gresii cu cărbuni, marne, **tu+co**- gresii, marne cu inocerami (strate de Deva), **tu+sn**- marne, gresii, conglomerate, **vh+bs1**- calcare nisipoase, nisipuri, breccii vulcanice.

4.2. Particularitățile morfologice și morfometrice

4.2.1. Particularități morfometrice ale bazinului hidrografic

Având în vedere faptul că arealul investigat este reprezentat de un sistem morfologic fluvial, variabilele utilizate în analiză descriu condițiile actuale ale bazinului la nivel general dar evidențiază și anumite particularități specifice la nivel local.

Lungimea și lățimea bazinului hidrografic constituie elemente morfometrice de mare importanță pentru calculele scurgerii apei. De asemenea, factorul de formă influențează timpii de concentrare ai scurgerii, în acest caz obținându-se o valoare de 0,13 ceea ce indică o formă alungită a bazinului (tabel 3). Asimetria evidentă a bazinului este confirmată și de valoarea negativă a coeficientului de asimetrie de -0,67, malul drept ocupând o suprafață mult mai extinsă decât cel stâng. Acest lucru se datorează evoluției în timp a văii Râului Mare, al adaptării la condițiile de structură și tectonică și variabilității rezistenței la eroziune a rocilor. Suprafața bazinului hidrografic reprezintă un parametru important în analiza proceselor geomorfologice de tipul curgerilor de debris. Teoretic cu cât suprafața bazinului este mai mare cu atât crește și cantitatea de material solid disponibil. De asemenea, cu cât lungimea canalului este mai mare

cu atât se poate stoca un volum mai consistent de sedimente (Jakob, 1996). Cu toate acestea, o suprafață prea extinsă a bazinului nu permite parcurgerea întregii distanțe de către proces, masa transportată oprindu-se înainte să ajungă la conul de dejecție. În acest studiu suprafața medie a bazinelor selectate pentru analiza curgerilor de debris este de 157,3 ha. Arealul montan dispune de o cantitate considerabilă de materiale slab consolidate formate în urma dezagregării rocilor care sunt frecvent antrenate de scurgerea apei. În funcție de cantitatea de sedimente și de alte materiale antrenate (resturi vegetale), scurgerea apei poate să ajungă la un alt nivel din punct de vedere reologic și să se transforme în curgeri noroioase, curgeri hiperconcentrate sau curgeri de debris. Acest lucru amplifică în mare măsură puterea de distrugere a proceselor având efecte devastatoare asupra tuturor structurilor și elementelor cu care se intersectează.

Tabel 3. Parametri morfometrici ai bazinului

Perimetru	112,8 km
Panta medie a cumpenei de apă	20°
Lățime maximă	22,3 km
Lățime medie	9,8 km
Lungime maximă	38,6 km
Factor de formă	0,13
Coeficient de circularitate	1,63
Coeficient de asimetrie	-0,67

4.2.2. Particularități morfometrice ale reliefului

Indicatorii morfometrici și aspectele cantitative ale reliefului exprimă într-o manieră obiectivă și precisă starea actuală a reliefului. Hipsometria reprezintă un indicator al gradului de maturitate al reliefului, declivitatea reflectă potențialul morfodinamic al proceselor modelatoare în timp ce fragmentarea reliefului și curbura versanților indică intensitatea eroziunii fluviale și eterogenitatea litologică.

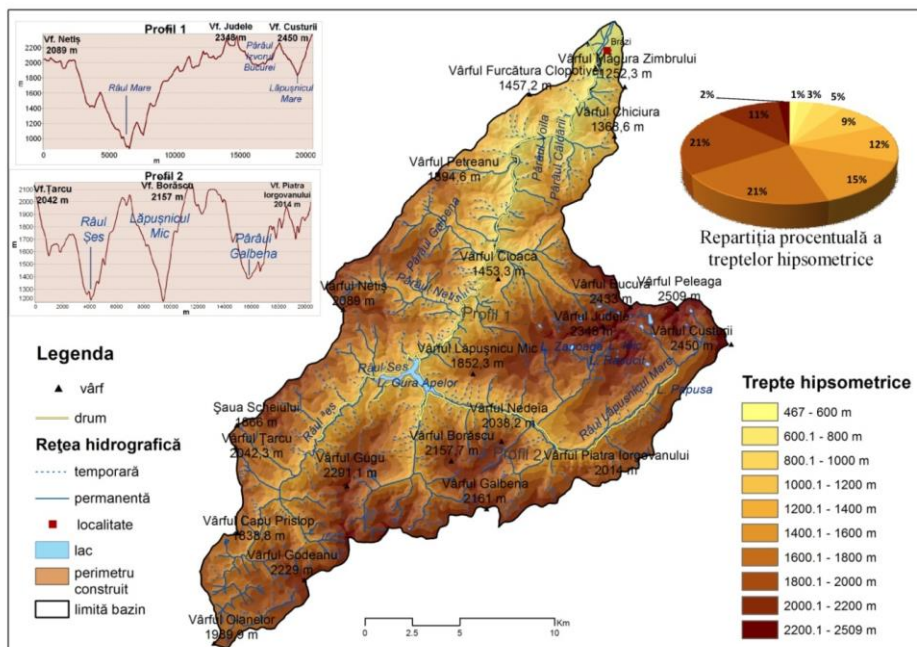


Fig. 10. Harta hipsometrică a bazinului superior și mijlociu al Râului Mare

Ecartul de variabilitate al valorilor hipsometrice se încadrează între 468 m (Depresiunea Hațegului) și 2509 m în vârful Peleaga (Munții Retezat) (fig.10). Altitudinea medie de 1581 m

confirmă apartenența acestui bazin la zona montană iar diferența de nivel de 2041 m dintre punctele extreme, indică un potențial morfodinamic ridicat. Diferența mare de nivel, ce semnifică o importantă sursă de energie hidraulică, a constituit o premisă fundamentală în elaborarea unor construcții hidrotehnice pe Râul Mare.

Una dintre cele mai importante variabile morfometrice de care depinde apariția și manifestarea multor procese geomorfologice este reprezentată de către declivitatea terenului. Cea mai mare parte a bazinului prezintă pante cuprinse între 17,1° și 31° cu un procent de 43% din total (fig. 11). Deținând o pondere însemnată de 27%, intervalul de pantă cuprins între 31,1° și 42° caracterizează versanții aferenți Râului Mare dar și versanții Lăpușnicului Mare și ai Râului Șes. Pragul de 31° reprezintă limita superioară de stabilitate a grohotișurilor iar limita de 42° corespunde limitei inferioare de cădere liberă a acestor formațiuni (Ichim și Bordeianu, 1970). Suprafețele ce depășesc valoarea de 42° dețin o pondere de 7% fiind prezente în zona picurilor montane dar și în zona versanților aferenți văilor principale și secundare.

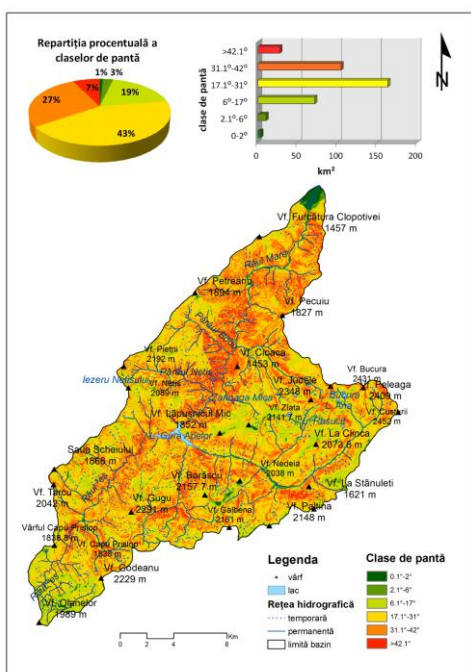


Fig. 11. Harta pantelor

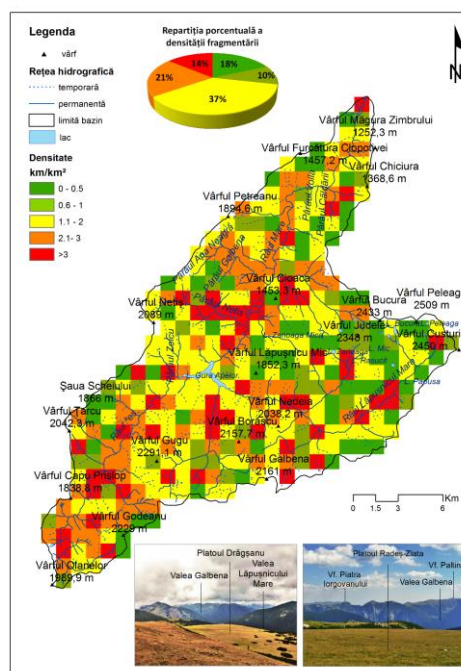


Fig. 12. Harta și repartiția procentuală a densității fragmentării

Orientarea versanților este relativ uniform distribuită, o valoare sensibil mai mare fiind deținută de suprafețele înclinate nord-vest. Diferențele calorice ale suprafețelor sunt mai pregnante în sezonul de primăvară când stratul de zăpadă se topește mai repede în cazul celor expuse spre sud și est. Repartiția densității fragmentării în cadrul bazinului relevă faptul că cele mai ridicate valori de peste 3km/km² se află în bazinul mijlociu al Râului Mare (Pârâul Netiș, Pârâul Bodu etc) precum și în preajma izvoarelor Râului Șes și în sectoarele mijlocii și inferioare ale Lăpușnicului Mic și Mare (fig. 12). Cele mai scăzute valori, cuprinse între 0,1 și 1 sunt caracteristice interfluviilor sau a platourilor (platformele de eroziune Borăscu, Râul Șes, Gornovița). Referitor la repartiția procentuală a densității fragmentării, cea mai mare pondere de 37% este deținută de clasa cuprinsă între 1,1 și 2 km/km² ce caracterizează în principal arealul localizat în apropierea lacului de acumulare Gura Apelor și partea central-vestică a munților Godeanu. Adâncimea fragmentării reliefului exprimă gradul în care procesele fluviale

condiționate de nivelele de bază locale sau generale au modelat relieful preexistent. Valorile adâncimii fragmentării în cadrul bazinului analizat sunt cuprinse între 9,5 m/km² și 778,6 m/km² cu o medie de 407,6 m/km². Cele mai mari valori sunt înregistrate în Valea Râului Mare, pârâul Netiș, sectoarele inferioare ale Râului Șes, Lăpușnicului Mic și Mare iar cele mai mici valori caracterizează, bineînțeles interfluviile și platourile (Radeș-Zlata). Sub aspect procentual cea mai mare pondere deține intervalul cuprins între 400,1 și 500 m/km² ceea ce sugerează o energie ridicată a reliefului pe suprafețe mari.

Curbura versanților în plan sau în profil reprezintă o expresie a condițiilor locale de evoluție aflate sub influența directă a agenților modelatori. Acest parametru morfometric este foarte important în studiile de susceptibilitate a terenului la producerea curgerilor de debrisi, suprafețele concave fiind considerate ca posibile arii sursă pentru inițierea procesului. Curbura în profil a versanților influențează energia cinetică a proceselor prin accelerare în porțiunile convexe și încetinire în secțiunile concave.

3.3./3.4. Utilizarea terenului și învelișul edafic

Bazinul superior și mijlociu al Râului Mare prezintă un grad ridicat de împădurire, în proporție de 69,5% fiind acoperit de păduri și arbuști, restul fiind reprezentat de pajiști subalpine, stâncării și alte categorii de utilizare a terenului. Extinderea suprafețelor ocupate de pădure și arbuști este de mare importanță în cadrul acestui areal deoarece lipsa covorului vegetal ar determina o accelerare a proceselor modelatoare. Cu cât panta este mai accentuată cu atât scurgerea apei este mai rapidă și puterea de eroziune mai ridicată. Pe teritoriul analizat cele mai răspândite clase de sol sunt spodisolurile în proporție de 68,7%, acestea formându-se sub pădurea de conifere și de amestec cu foioase dar și în zona tufărișurilor subalpine și pajiștilor alpine. Structura, textura și grosimea stratului de sol au repercursiuni asupra capacității de infiltrare a apei provenită din precipitații și din topirea zăpezii. Diferența de permeabilitate între orizonturile de sol este fundamentală pentru realizarea unui gradient hidraulic și inițierea scurgerii de subsuprafață (Rădoane și colab., 2001). Prezența învelișului forestier contribuie în mare măsură la stabilitate solurilor montane iar litiera asigură protecție îndeosebi împotriva pluviodenudării (Stângă și Breabăn, 2005).

4.3. Clima

4.3.1. Temperatura aerului

Temperatura medie multianuală prezintă valori cuprinse între -0,5°C la stația Țarcu (perioada 1961-2007), 7,4°C la stația Gura Apelor (perioada 1988-2012) și 8,8°C la Păclișa (perioada 1961-2001) (fig. 13, 14). Ecartul de variabilitate a valorilor înregistrate pe perioadele menționate mai sus oscilează între -1,8°C (anul 1980) și 0,6°C (anii 2002, 2007) la stația Țarcu, 7,7° (anii 1978, 1985) și 10,2°C (anul 1994) la stația Păclișa și 5,2°C (anul 2005) și 10,3°C (anul 1994) la stația Gura Apelor. În ceea ce privește temperatura medie lunară, cele mai scăzute valori se înregistrează în luna ianuarie, -2,43°C la Gura Apelor și -2,6°C la Păclișa, cu excepția stației meteorologice Țarcu, unde pe intervalul analizat cea mai scăzută temperatură medie se înregistrează în luna februarie de -8,6°C (fig.15). În sezonul estival cele mai ridicate temperaturi medii lunare se înregistrează în luna iulie pentru stațiile meteorologice Păclișa și Gura Apelor, cu valori de 18,8°C, respectiv 17,4°C, în timp ce la stația meteorologică Țarcu se înregistrează în luna august 7,9°C.

În ceea ce privește evoluția și tendința temperaturii medii lunare extreme, ianuarie pentru stațiile Păclișa și Gura Apelor, februarie pentru stația Țarcu și iulie, respectiv august, se remarcă câteva modificări notabile. Dacă la stația Țarcu pe perioada analizată nu se observă nici o tendință a temperaturii medii, la Păclișa se constată o creștere mai ales în ultima decadă analizată. În schimb la stația meteorologică Gura Apelor, pe perioada analizată există o tendință de scădere a temperaturii medii a lunii ianuarie. Pentru cea mai caldă lună a anului, temperaturile medii lunare relevă o tendință de creștere la stațiile Țarcu și Păclișa, în timp ce la stația Gura Apelor se remarcă o tendință de scădere.

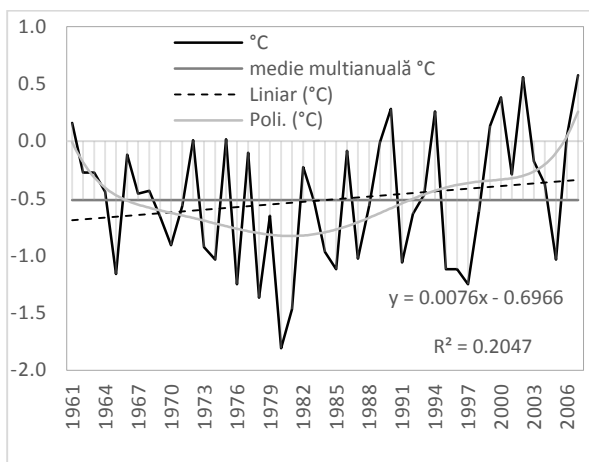


Fig. 13. Representarea grafică a temperaturii medii multianuale și tendința de evoluție la stația meteorologică Țarcu (1961-2007) (sursa: date ANM)

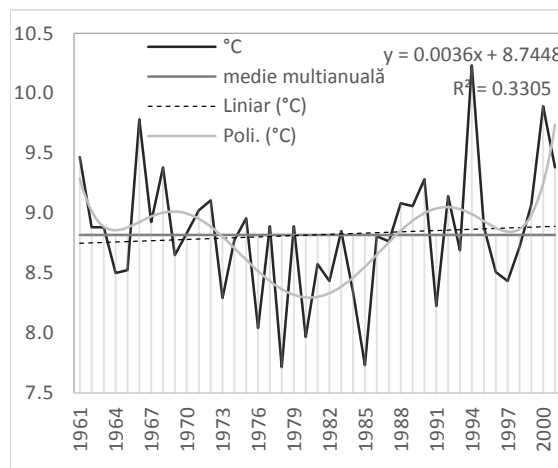


Fig. 14. Representarea grafică a temperaturii medii multianuale și tendința de evoluție la stația meteorologică Păclișa (1961-2001) (sursa: date ANM)

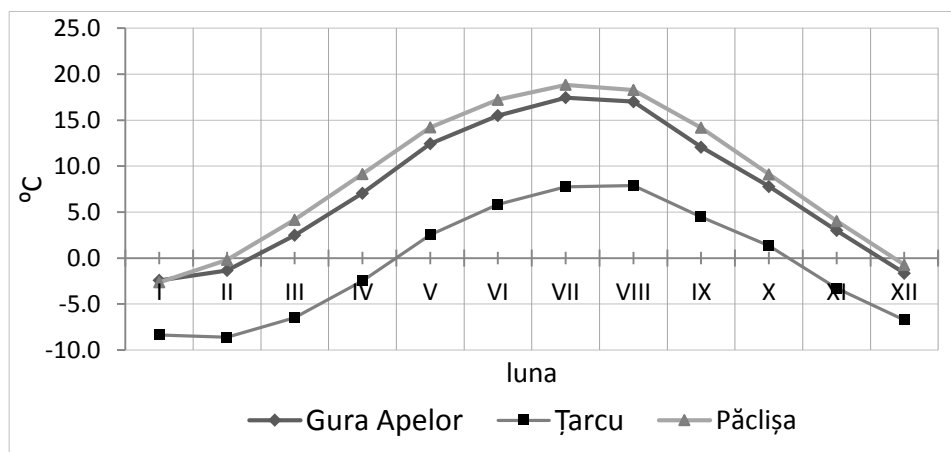


Fig. 15. Representarea grafică a temperaturilor medii lunare pentru stațiile Gura Apelor, Țarcu și Păclișa (sursa: date ANM și SC.Hidroelectrică SA.)

4.3.1.1. Înghețul și ciclurile gelivale

Amplitudinile termice ce oscilează peste și sub pragul de îngheț determină schimbarea de fază a apei libere din porii și fisurile rocilor. Cu cât amplitudinea este mai mare cu atât dezagregarea este mai puternică. Intervalul de oscilație al temperaturii peste și sub pragul de 0°C definește ciclul gelival. Numărul mediu lunar de cicluri gelivale înregistrat la stația

meteorologică Gura Apei pe perioada 2002-2011, indică valori mai ridicate în lunile de la sfârșitul iernii și începutul primăverii (fig. 16). Cele mai multe cicluri gelivale se produc în luna martie cu o medie de 20. Media multianuală este de 106, cu un număr maxim de 140 de cicluri gelivale înregistrate în anul 2008 și o minimă de 70 înregistrate în anul 2010.

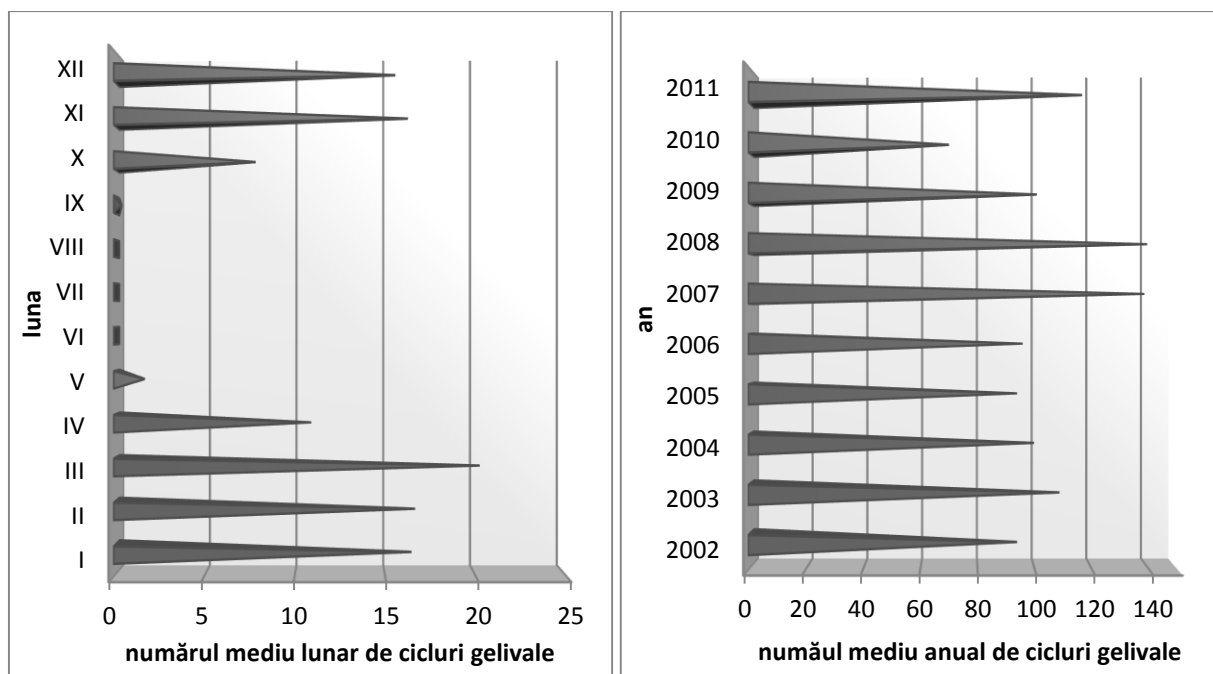


Fig. 16. Numărul mediu de cicluri gelivale înregistrate la stația Gura Apei (2002-2011) (sursa: SC.Hidroelectrica SA.)

4.3.2. Regimul precipitațiilor

Cantitățile medii multianuale de precipitații calculate pe perioada 1961-2001 pentru stațiile meteorologice Țarcu și Păclișa, respectiv 1999-2012 pentru stația Gura Apei sunt redată în tabelul de mai jos.

Tabel 4. Cantitatea medie multianuală de precipitații înregistrate la stațiile meteorologice Păclișa, Gura Apei și Țarcu (sursa: ANM și SC. Hidroelectrica SA.)

Nume stație	Altitudinea	Perioada analizată	Precip. medie multianuală
Păclișa	381 m	(1961-2001)	566 mm
Gura Apei	956 m	(1999-2012)	1176 mm
Țarcu	2180 m	(1961-2001)	942 mm

În ceea ce privește distribuția lunară a cantității medii de precipitații, cele mai ridicate valori sunt specifice lunilor de vară pentru toate stațiile analizate (fig. 17). Dacă la stațiile Țarcu și Păclișa cea mai mare cantitate medie de precipitații se înregistrează în luna iunie cu 139,9 mm respectiv 90,6 mm, la stația Gura Apelor maximumul mediu lunar este în luna iulie cu 148,4 mm. Cele mai scăzute valori sunt specifice lunii februarie pentru stațiile Păclișa și Gura Apelor (20,5 mm, respectiv 32,2 mm) și în martie pentru stația Țarcu (53 mm).

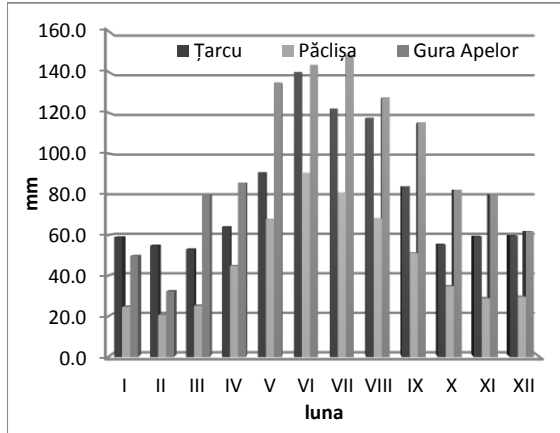


Fig. 17. Repartiția cantității medii lunare de precipitații la stațiile Țarcu, Păclișa și Gura Apei (sursa: ANM și SC. Hidroelectrică SA.)

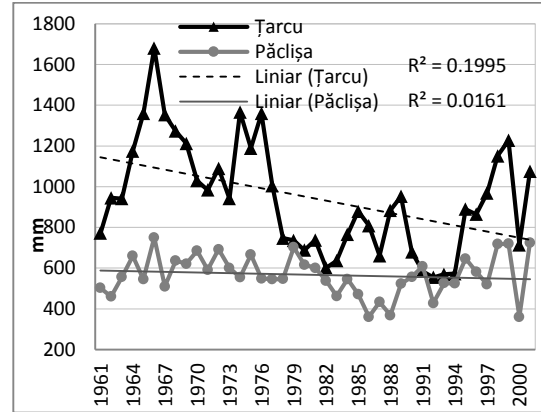


Fig. 18. Cantitățile medii anuale de precipitații înregistrate la stațiile Țarcu și Păclișa și tendințele de evoluție (sursa: ANM și SC. Hidroelectrică SA.)

Pentru a surprinde tendințele de evoluție ale cantității medii anuale de precipitații în intervalul dat, s-au analizat valorile obținute pentru stațiile meteorologice Păclișa și Țarcu unde șirul de date este mai lung. Conform graficului, se poate observa o tendință clară de scădere a precipitațiilor la stația Țarcu în timp ce la stația Păclișa această tendință descendentă este nesemnificativă (fig. 18). Cantitățile maxime de precipitații căzute în 24 de ore au fost analizate pentru stația meteorologică Gura Apelor pe perioada 1990-2012 (fig. 19). Cea mai mare valoare înregistrată a fost de 136 mm în data de 11.07.1999. În medie, cantitatea maximă de precipitații căzută în 24 de ore este de 79 mm, cea mai mică valoare fiind de 36,4 mm (15.09.1998).

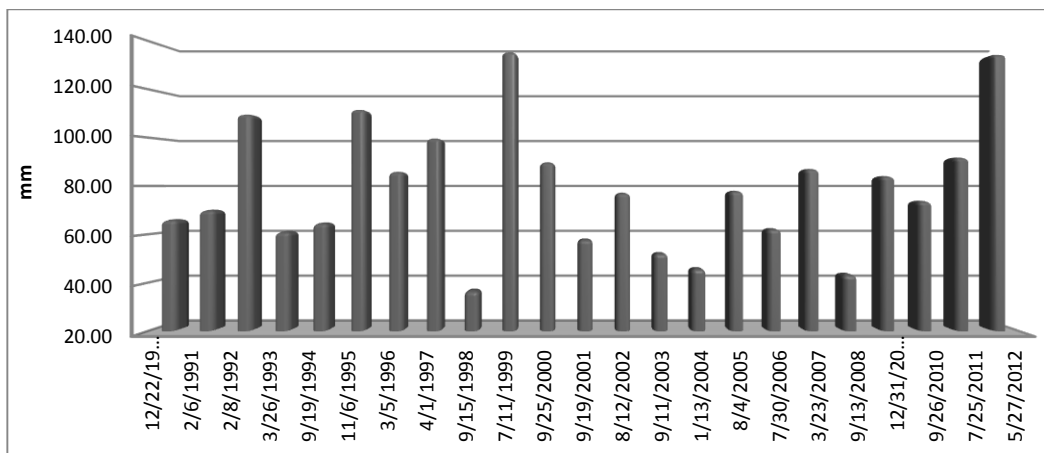


Fig. 19. Cantitatea de precipitații maxime căzute în 24 de ore la stația Gura Apelor (sursa: SC. Hidroelectrică SA)

Precipitațiile care cad în mai multe zile consecutive joacă, de asemenea, un rol decisiv în declanșarea curgerilor de debris. Saturarea solului scade capacitatea de infiltrare ceea ce determină o scurgere mai rapidă a apei la suprafață. Utilizând datele zilnice de precipitații de la stația Gura Apelor au fost numărate zilele cu ploi consecutive în care s-au înregistrat minim 2 mm (pe zi). Diferențele de la un an la celălalt în ceea ce privește durata perioadelor ploioase sunt relativ mari, variabilitatea acestora fiind mai pregnantă pentru perioada de 4 zile

consecutive (fig. 20). Dacă de cele mai multe ori în intervalul analizat au existat doar unul sau două cazuri, în anul 1999 au existat 7 astfel de perioade. Cea mai lungă perioadă ploioasă a fost de 16 zile când s-a înregistrat în total o cantitate de 297 mm (mai 2012).

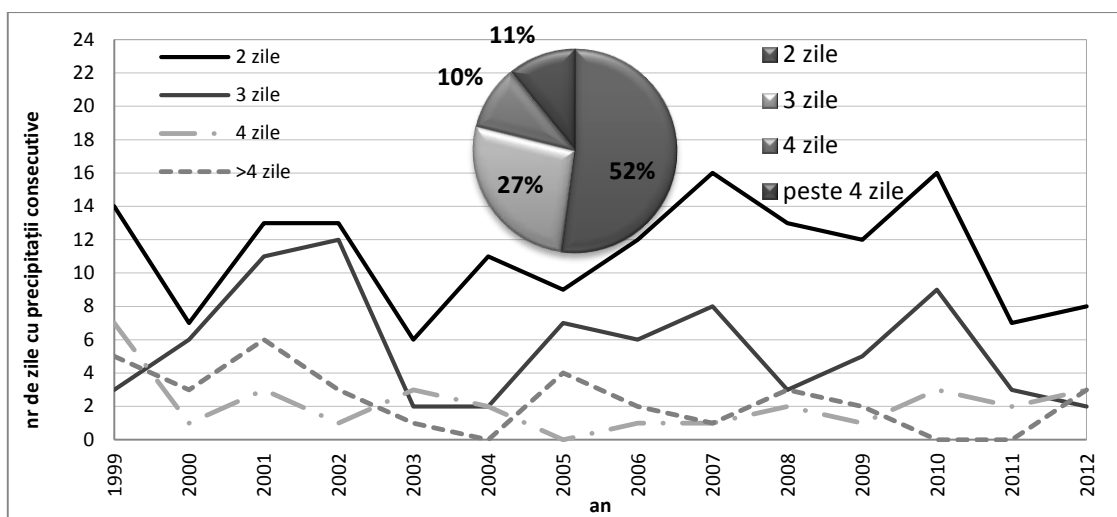


Fig. 20. Numărul de cazuri cu 2, 3, 4 și peste 4 zile consecutive cu precipitații (peste 2 mm/zi) și frecvența acestora înregistrate la stația Gura Apelor (*sursa: ANM și SC. Hidroelectrică SA.*)

Implicațiile factorului climatic în procesele de eroziune ale suprafeței terestre pot fi cel mai bine văzute prin prisma unor indici caracteristici. Stabilirea gradului de agresivitate pluvială s-a efectuat pe baza indicelui Fournier Modificat ce s-a calculat pentru toate cele trei stații meteorologice pe perioada 1961-2001 la stația Țarcu și Păclișa și 1999-2012 la stația Gura Apei. Valorile obținute au oscilat între 39 mm și 234 mm, cu o medie de 72 mm la Păclișa, 111 mm la stația Țarcu (fig. 45) și 165 mm la Gura Apei. De asemenea, analiza diagramelor Peltier oferă o imagine de ansamblu asupra tipurilor de climă și influența acestora asupra reliefului. Conform diagramei, stațiile meteorologice analizate în acest studiu, se încadrează în regiuni morfoclimatice diferite, sugerând condiții boreale pentru zona montană înaltă, moderate pentru zona mai joasă, corespunzătoare văilor și temperate pentru extremitatea nordică a bazinului. În consecință, meteorizarea mecanică este puternică mai ales datorită acțiunii intense a ciclurilor de îngheț-dezghet iar cea chimică prezintă un caracter mai moderat.

V. RECONSTITUIREA FRECVENȚEI SPAȚIO-TEMPORALE A CURGERILOR DE DEBRIS PRIN METODE DENDROGEOMORFOLOGICE

5.1. Studiul de caz numărul 1

Primul studiu de caz este localizat pe versantul sudic al munților Retezat, la 1,2 km aval de confluența Lăpușnicului Mare cu pârâul Judele ($45^{\circ}19'01.2''$ - $22^{\circ}47'19.3''$). Colectorul principal este un afluent de dreapta al Lăpușnicului Mare, ce drenează o suprafață de 128 ha, cuprinsă între 1160 m altitudine și 2100 m (fig. 21). Structura litologică este formată în principal din roci magmatice paleozoice reprezentate de depozite de granodiorite, în timp ce extremitatea sa sudică, aproape de confluență, predomină depozite de conglomerate cu intercalații de gresie și depozite aluviale. Pantele abrupte ale versanților, peste 50% fiind cuprinse între 17° și 31° ,

coroborate cu substratul impermeabil determină o concentrare rapidă a apei în canalele de scurgere.

Analiza detaliată a parametrilor morfometrici ai reliefului oferă o imagine obiectivă asupra potențialului morfodinamic al bazinului studiat (tabel 5). Valoarea de 0,83 a indicelui Melton denotă condiții favorabile pentru producerea curgerilor de debris. De asemenea, de mare importanță este și ponderea suprafeței active care deține 1,66% din suprafața totală a bazinului. Cele mai multe arii sursă se află amonte de canalul de scurgere și în partea superioară a bazinului, în cadrul abruptului glacio-nival. Pentru indicele de stabilitate ponderat s-a obținut o valoare de 2,3 ceea ce sugerează un grad ridicat de instabilitate a ariilor sursă identificate. O altă particularitate a bazinului studiat este evidențiată de indicele de neuniformitate pentru care s-a obținut o valoare de 0,39.

Tabel 5. Parametri morfometrici ai bazinului utilizați în studiul curgerilor de debris

Suprafața totală a bazinului (km ²)	1,28
Suprafața activă ce contribuie la alimentare curgerilor de debris (km ²)	0,02
Ponderea suprafeței active (%)	1,66
Indicele de stabilitate ponderat	2,3
Energia maximă de relief (m)	940
Rata de relief	0,5
Densitatea fragmentării (km/km ²)	3,2
Indicele Melton	0,83
Indicele de neuniformitate	0,39
Panta medie (°)	24°

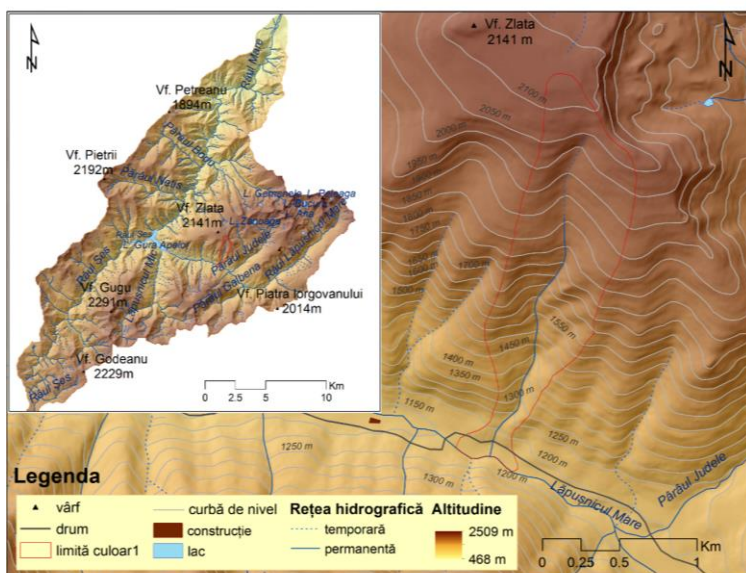


Fig. 21. Localizarea studiului de caz numărul 1

5.1.1. Metodologie

Observațiile și analiza din teren au relevat condiții favorabile pentru un studiu dendrogeomorfologic, urmele ultimului eveniment major fiind vizibile atât la nivelul morfologiei albiei cât și la nivelul arborilor aflați în proximitatea cursului de apă. În consecință, au fost prelevate 136 de carote din 68 de molizi afectați, care prezentau diferite forme de vătămare. Pentru eliminarea altor cauze decât cele geomorfologice vizavi de perturbările survenite în structura anatomică a arborilor eșantionați, au fost prelevate și probe din arborii de

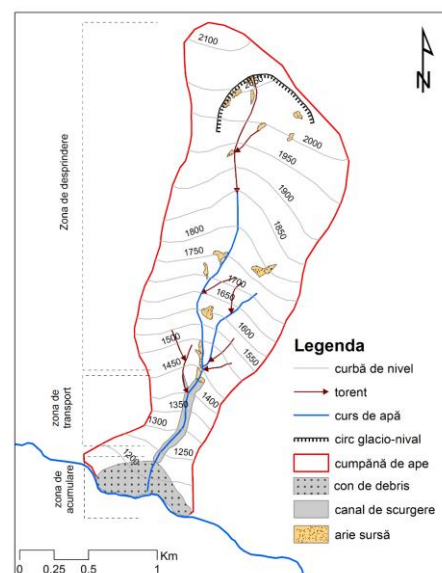


Fig. 22. Schiță geomorfologică – studiu de caz 1

referință. Au fost extrase 40 de carote din 20 de molizi dominanți cu coroană simetrică, eșantionarea fiind efectuată paralel cu izohipsele, de la o înălțime medie de 1,5 m.

5.1.2. Rezultatele analizei dendrogeomorfologice

Vârsta medie a arborilor eșantionați este de 62 de ani, cel mai tânăr având 24 de ani în timp ce arborele cel mai vârstnic numără 188 de inele. Structura pe clase de vârstă a arborilor relevă preponderența celor cu vârstă cuprinsă între 61 și 90 de ani, urmată de clasa cuprinsă între 31 și 60 de ani (fig. 23). Analiza la microscop a probelor a relevat un număr total de 608 anomalii de creștere, cele mai frecvent întâlnite fiind sub forma modificării bruște a lățimii inelelor (56%) fie prin îngustare pronunțată (CR) fie prin creștere accelerată (CA). Alte anomalii de creștere au fost identificate sub forma canalelor rezinifere traumatiche (CRT – 31%) în timp ce lemnul de compresiune (LC) a fost mai rar întâlnit, în doar 6% din cazuri (fig. 24, 25).

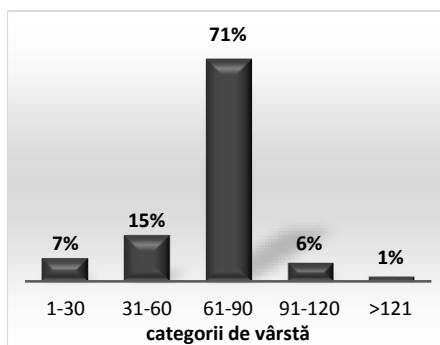


Fig. 23. Repartiția pe clase de vârstă a arborilor eșantionați

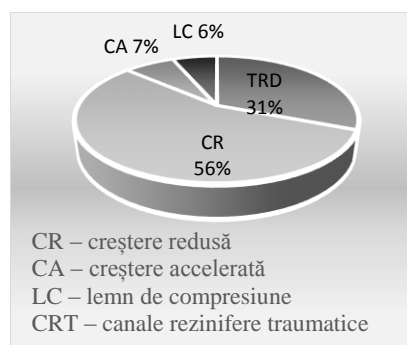


Fig. 24. Repartiția procentuală a principalelor anomalii de creștere ale arborilor eșantionați

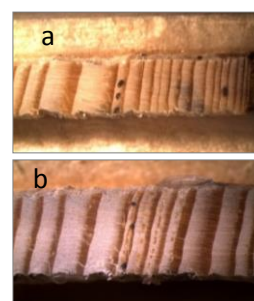


Fig. 25. a) reducere bruscă a lățimii inelului; b) canale rezinifere traumatiche

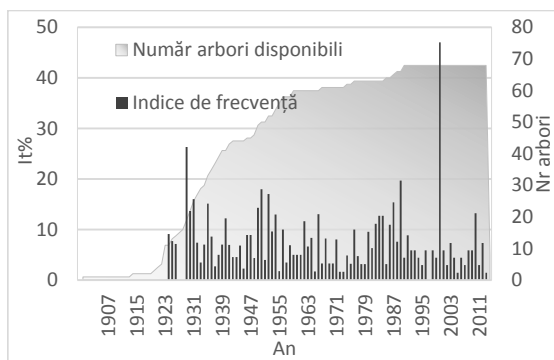


Fig. 26. Reprezentare grafică a valorilor indicelui de frecvență și a numărului de arbori disponibili pentru reconstituire

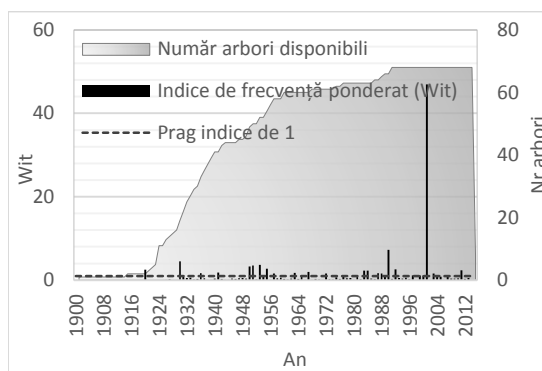


Fig. 27. Indicele de frecvență ponderat și numărul de arbori disponibili. Linia întreruptă marchează limita indicelui de 1

Pe baza anomaliilor de creștere identificate s-a calculat indicele de frecvență al răspunsurilor pentru fiecare an în parte din intervalul 1900-2014 (fig. 26). Cele mai mari valori au fost obținute pentru anii 2000, 1952, 1950 și 1929 când s-a depășit valoarea de 17%. Pragul de 10% al indicelui de frecvență a fost depășit în 23 de cazuri, media calculată pe baza a cel puțin un răspuns fiind de 7,6. Pe baza numărului și a intensității reacțiilor identificate la arborii afectați s-a calculat și indicele de frecvență ponderat pentru perioada cuprinsă între anii 1900 și

2014 (fig. 27). Valoarea medie a indicelui calculată pentru anii în care au existat cel puțin trei răspunsuri este de 2,1 cu o deviație standard de 6,1. Din valorile obținute se evidențiază anul 2000 pentru care s-a obținut un indice de 47. Următoarele valori obținute, în ordine descrescătoare, ajung abia la 7,3 în anul 1989 și la 4,5 în 1929. Pragul de 1 al indicelui este depășit în 25 de cazuri, cele mai multe valori fiind cuprinse între 1,1 și 2.

5.1.3. Interpretarea rezultatelor

Influența factorilor non-geomorfologici asupra creșterii arborilor poate fi exclusă prin procesul de interdatare ce permite corelarea inelelor pe o anumită perioadă de timp comună. După cum a fost precizat și în capitolul 3, identificarea unor ani caracteristici ce apar atât la arborii afectați cât și la cei de referință poate indica o influență climatică. În acest caz, analiza probelor de referință a relevat faptul că, anul 1989 reprezintă un an caracteristic, multe inele prezentând o reducere semnificativă a creșterii în acest an.

Analiza anomaliilor de creștere identificate în cei 68 de molizi eșantionați pentru acest studiu de caz a permis reconstituirea a 15 evenimente produse în perioada 1920-2014 (fig. 28). Reconstituirea dendrogeomorfologică înainte de 1920 a fost limitată de vârsta arborilor, doar doi arbori numărând mai mult de 93 de inele. Pe baza cronologiei obținute prin reconstituirea dendrogeomorfologică s-a putut calcula intervalul de recurență și perioada de retur a curgerilor de debris. Pentru perioada cuprinsă între primul și ultimul eveniment reconstituit intervalul de recurență variază între 2 și 10 ani, rezultând o perioadă de retur a procesului de 6 ani.

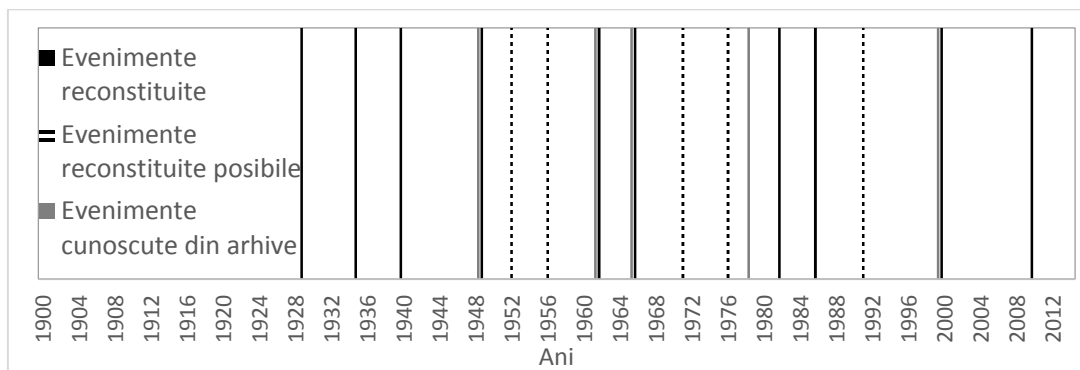


Fig. 28. Reprezentarea frecvenței curgerilor de debris reconstituite prin metoda dendrogeomorfologică și a evenimentelor majore cunoscute din arhive

5.2. Studiul de caz numărul 2

Cel de-al doilea studiu de caz este localizat tot pe versantul sudic al munților Retezat ($45^{\circ}18'38.7''N$ $22^{\circ}50'55.0''E$), colectorul principal fiind un afluent de dreapta al Lăpușnicului Mare. Suprafața drenată de pârâu se extinde pe aproape 100 ha, desfășurându-se de la altitudinea de 1331 m până la 2030 m. Cursul permanent pornește de la altitudinea de 1750 m parcurgând o distanță de 1,38 km până la confluența sa cu Lăpușnicul Mare. Formațiunile geologice predominante în partea superioară a bazinului sunt granodioritele cu un procent de 63,1 %, în

timp ce în sectorul inferior domină șisturile cristaline, deținând 36,9% din total. Caracteristicile geologice determină anumite particularități ale morfologiei și morfometriei reliefului, impunând dezvoltarea unor versanți abrupti cu pante ce depășesc frecvent 17° , media fiind de 26° . Pantele cele mai abrupte cu valori ce depășesc pe alocuri 42° corespund, în principal, canalului de scurgere. Ariile sursă fac parte din suprafața activă a bazinului, ocupând 3,6% din suprafața totală. Având în vedere faptul că majoritatea ariilor sursă sunt suprafețe lipsite de vegetație, formate din depozite proluviale și trene de grohotiș, indicele de stabilitate ponderat prezintă o valoare de 3,4. Amplitudinea reliefului de 699 m și rata de relief 0,6 indică o energia potențială ridicată (tabel 6).

Tabel 6. Parametri morfometrici ai bazinului utilizați în studiul curgerilor de debris

Suprafața totală a bazinului (km ²)	0,94
Suprafața activă ce contribuie la alimentarea curgerilor de debris (km ²)	0,034
Ponderea suprafeței active (%)	3,65
Indicele de stabilitate ponderat	3,4
Energia maximă de relief (m)	717
Rata de relief	0,6
Densitatea fragmentării (km/km ²)	2,82
Indicele Melton	0,46
Indicele de neuniformitate	0,48
Panta medie (°)	26°

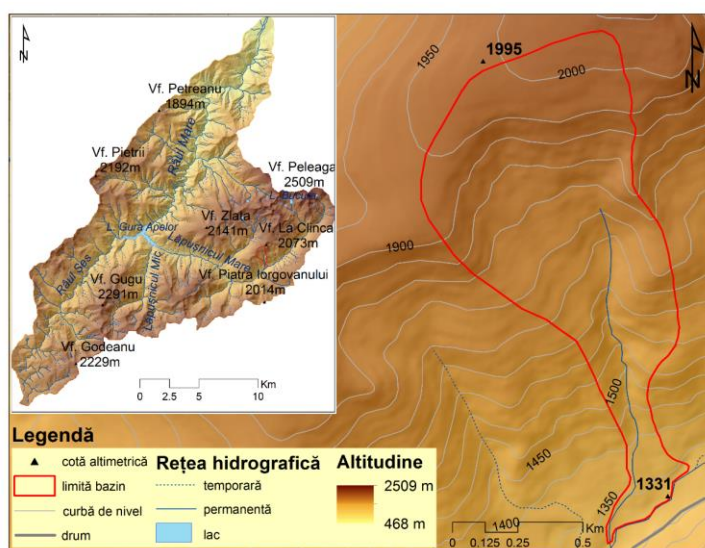


Fig. 29. Localizarea studiului de caz numărul 2



Fig. 30. Arbori afectați de acumularea depozitelor la nivelul rădăcinilor sau de subminarea lor

5.2.1. Metodologie

Suprafața extinsă a arborilor afectați ne-a determinat să împărțim teritoriul în mai multe areale de eșantionare. Astfel, primul areal de eșantionare corespunde suprafeței conului de debris unde arborii sunt puternic afectați. Al doilea areal de eșantionare este reprezentat de suprafața aferentă canalului de scurgere principal. Cel de-al treilea areal de eșantionare cuprinde câteva suprafețe mai puțin abrupte ce corespund unor lobi laterali mai vechi situați amonte de porțiunea cea mai îngustă a canalului de scurgere. Acești arbori au prezentat urme de vătămare mai vechi ceea ce a indicat la o primă constatare o activitate mai puțin recentă. Arborii

poziționați pe conul de debris au fost afectați de colmatare, majoritatea având rădăcinile îngropate sub un strat adânc de sedimente. De asemenea, arborii localizați în apropierea canalului de transport de debris au prezentat numeroase vătămări ale trunchiului și rădăcinii, cauzate fie de impactul direct cu materialele transportate de proces fie de presiunea exercitată de depozitele aflate la nivelul rădăcinilor (fig. 30).

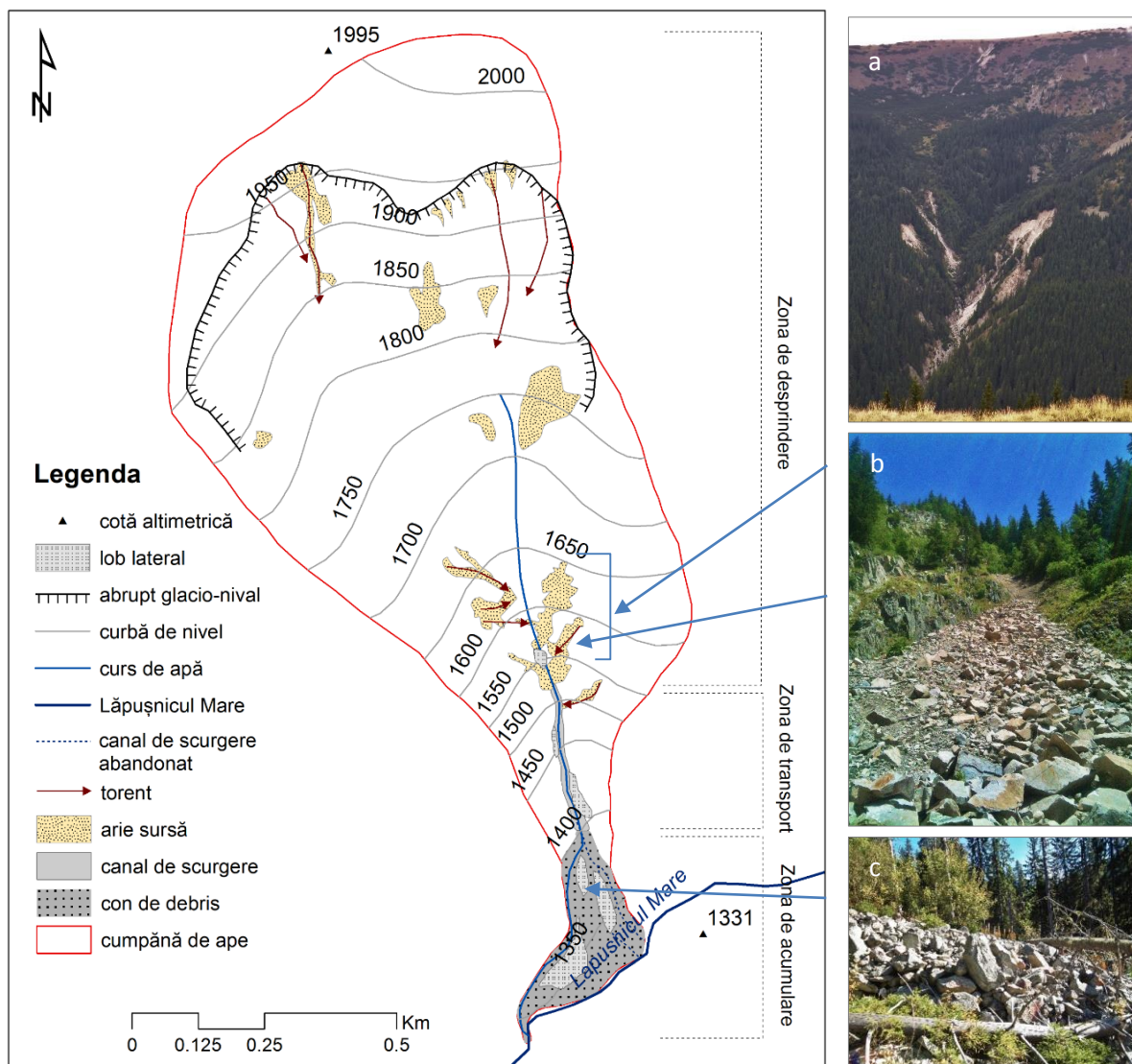


Fig. 31. Schița geomorfologică a studiului de caz numărul 2 și evidențierea proluviilor ce constituie arie sursă pentru formarea curgerilor de debris (a și b) și depozitele acumulate pe con (d)

Prelevarea probelor s-a efectuat în mai multe etape de teren în care au fost colectate 39 de secțiuni transversale și semi-transversale și 279 de carote din 159 de arbori afectați. Măsurătorile aferente fiecărui arbore eșantionat au fost menite să completeze baza de date necesară pentru reconstituirea spațială a proceselor. Pentru eliminarea unor cauze non-geomorfologice vizavi de perturbările anatomice ale arborilor eșantionați au fost extrase 40 de carote din 20 de molizi de referință.

5.2.2. Rezultatele analizei dendrogeomorfologice

Vârsta arborilor eșantionați variază între 15 și 125 de ani, vârsta medie fiind de 57 de ani. Repartizarea arborilor pe categorii de vârstă indică o pondere ridicată a celor cuprinși între 31 și 60 de ani (fig.32). Vârsta tânără a arborilor este evidențiată de procentul ridicat (23%) al clasei sub 30 de ani. Cei mai vârstnici arbori ocupă o pondere scăzută, de 4%, doar 5 arbori depășind pragul de 120 de ani.

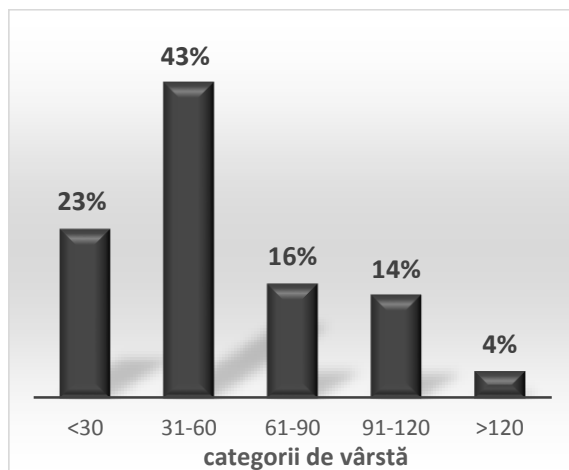


Fig. 32. Repartiția pe clase de vârstă a arborilor eșantionați.

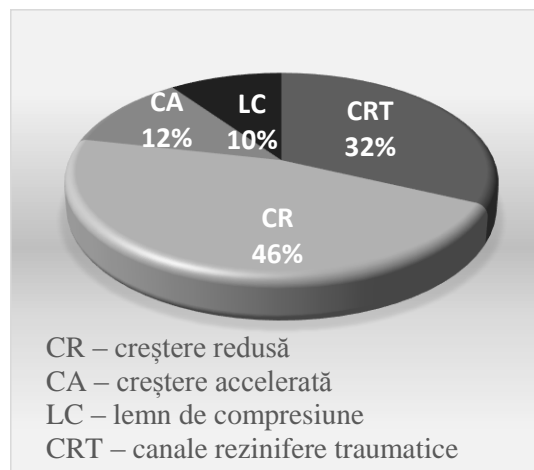


Fig. 33. Repartiția procentuală a principalelor anomalii de creștere ale arborilor eșantionați

În structura anatomică a arborilor eșantionați au fost identificate mai multe tipuri de anomalii de creștere, totalizând un număr de 739 de perturbări anatomice. Cele mai numeroase au apărut sub forma îngustării bruște a lățimii inelelor (46%) și sub forma canalelor rezinifere traumatiche (32%). De asemenea, creșterea accelerată a lățimii inelelor a fost identificată în 84 de cazuri (12%) în timp ce lemnul de compresiune deține o pondere de doar 10% (fig. 33).

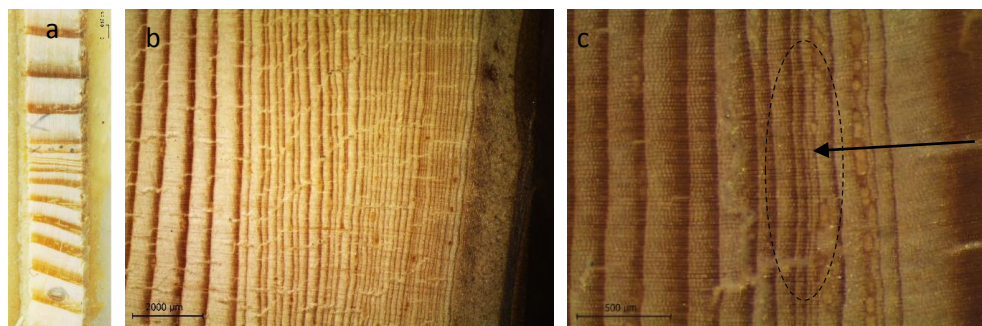


Fig. 34. Exemple de perturbări anatomice sub forma reducerii creșterii: a – inele înguste formate 5 ani consecutiv, b - inele înguste formate mai multe decenii, c – inel lipsă

Cele mai numeroase anomalii de creștere au fost identificate în perioada 1999-2001 când, din totalul arborilor disponibili, 136 arbori au reacționat. Numărul ridicat de perturbări anatomice reflectă magnitudinea pe care a avut-o evenimentul iar ponderea ridicată a canalelor rezinifere traumatiche (CRT) în anul 2000 sugerează faptul că mulți arbori au reacționat abia în următorul an de vegetație (fig. 35).

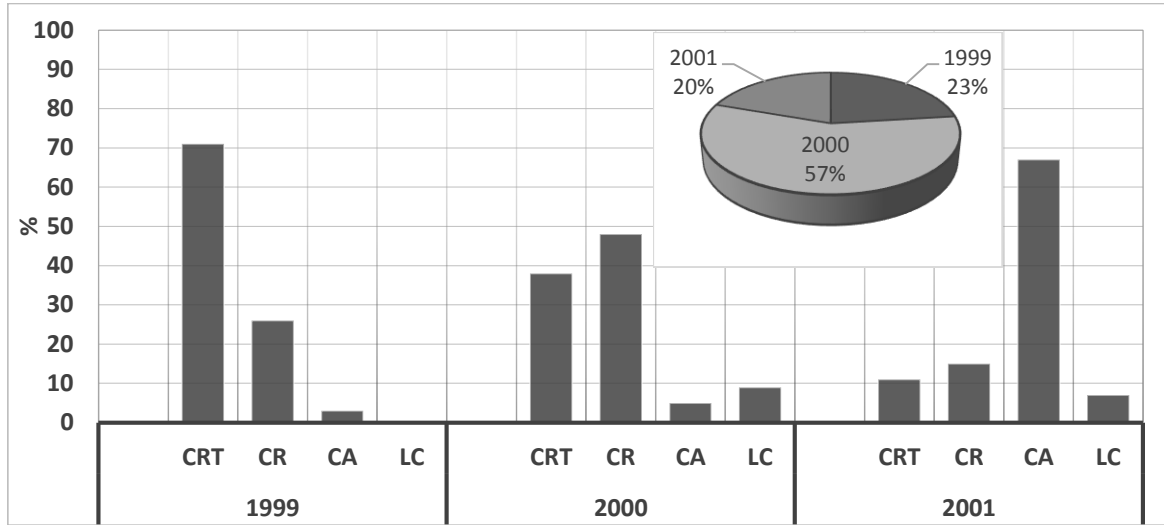


Fig. 35. Representare grafică a procentajului principalelor tipuri de anomalii de creștere identificate în anii 1999, 2000 și 2001 și ponderea răspunsurilor arborilor în cei trei ani analizați

Pe baza numărului de anomalii de creștere și a arborilor disponibili pentru reconstituire s-a calculat indicele de frecvență al răspunsurilor pentru fiecare an în parte din intervalul 1889-2014 (fig. 36). Valoarea medie a indicelui calculată pe baza anilor în care a existat cel puțin un răspuns este de 8% cu o deviație standard de 6,5%. În prima parte a intervalului, deși valorile indicelui sunt mai ridicate, acesta s-a calculat pe baza unui număr redus de arbori și <3 reacții. Cele mai mari valori au fost obținute pentru anii 2000 cu un procent de 53%, 1999 cu 22%, 1976 cu 18% și anii 1951, 2010, 1969, 1941, 1954 cu o valoare de 15%.

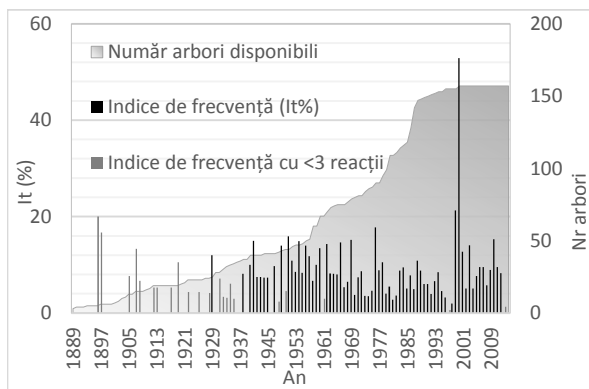


Fig. 36. Representare grafică a valorilor indicelui de frecvență și a numărului de arbori disponibili pentru reconstituire

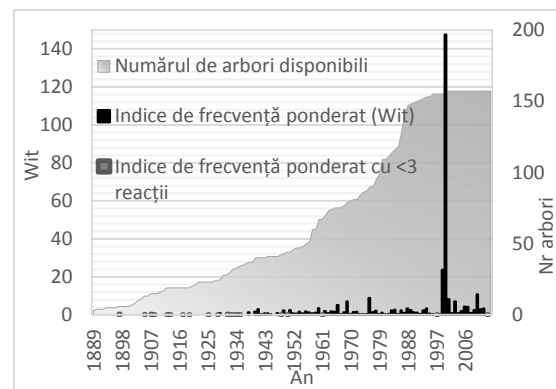


Fig. 37. Representare grafică a valorilor indicelui de frecvență ponderat și a numărului de arbori disponibili

Pe baza intensității răspunsurilor arborilor s-a calculat și indicele de frecvență ponderat pentru intervalul 1889-2014 (fig. 37). Valoarea de 1 a indicelui a fost depășită în total în 44 de cazuri, cele mai multe valori fiind cuprinse între 1 și 3. Valoarea medie a indicelui calculată pe baza a minim 3 răspunsuri este de 4,4 iar deviația standard medie este de 18. Cea mai mare valoare a indicelui ponderat, de 147,5 a fost obținută pentru anul 2000, din cele 83 de răspunsuri 32 fiind de intensitate ridicată și foarte ridicată. De asemenea, în anul 1999 s-a calculat un indice de 23,6 existând doar 4 reacții evidente (de intensitate foarte ridicată). Valorile ridicate ale

indicelui de frecvență ponderat sugerează amploarea pe care a avut-o evenimentul din 1999 și impactul puternic pe care l-a avut asupra vegetației forestiere.

5.2.3. Interpretarea rezultatelor

5.2.3.1. Reconstituirea frecvenței temporale

Cronologia evenimentelor reconstituite începe abia din anul 1929 când sunt identificate 3 reacții, dintre care una de intensitate ridicată. Pe baza numărului și a intensității anomaliilor de creștere identificate au fost reconstituite 19 evenimente (fig. 38). Conform analizei intervalul de recurență al evenimentelor variază între 2 și 9 ani iar perioada de retur este de 5 ani.

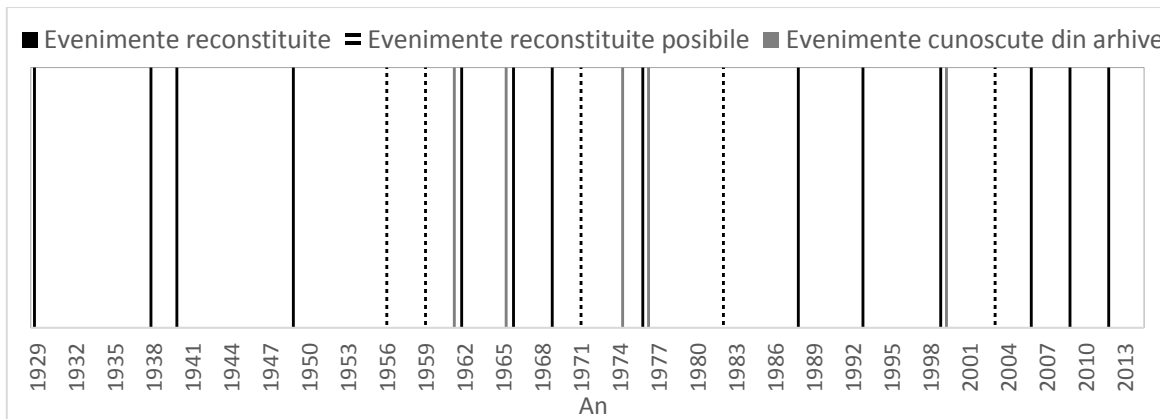


Fig. 38. Reprezentarea frecvenței curgerilor de debris reconstituite prin metoda dendrogeomorfologică și a evenimentelor majore cunoscute din arhive

5.2.3.2. Reconstituirea frecvenței spațiale

Conform analizei, la începutul secolului XX curgerile de debris au afectat partea superioară a conului actual de debris și partea aferentă fostului canal de scurgere. În ultimii 30 de ani, acestea se manifestă preponderent în partea dreaptă a conului, afectând grupul de arbori aflat în zona de confluență (fig. 39). Dacă 1999 nu ar fi existat aceste pâlcuri de pădure care să oprească înaintarea curgerilor de debris, cursul Lăpușnicului Mare ar fi fost blocat. Consecințele acestui scenariu sunt greu de imaginat având în vedere faptul că, în momentul declanșării curgerii de debris, Lăpușnicul Mare deja prezenta un debit lichid și solid cu mult peste valorile medii. Reconstituirea parametrilor de manifestare a proceselor a fost îngreunată de efectele devastatoare pe care le-a avut evenimentul din 1999.

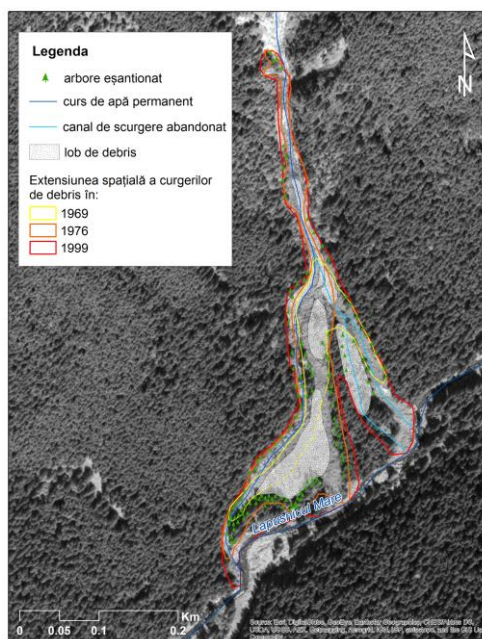


Fig. 39. Extensiunea spațială a unor evenimente reconstituite

5.3. Studiul de caz numărul 3

Studiul de caz numărul 3 este reprezentat de un bazin hidrografic de mici dimensiuni (244 ha) localizat pe versantul nordic al munților Piule-Iorgovanu, ce se desfășoară între 1320 m și 2000 m altitudine (45°17'56" lat. N și 22°51'18" long. E). Colectorul principal este un afluent de stânga al Lăpușnicului Mare, ce parcurge o distanță de 3 km de la altitudinea de 1870 m până la confluența sa cu Lăpușnicul Mare (fig. 40). Bazinul hidrografic se suprapune în cea mai mare parte peste o litologie formată din șisturi cristaline iar în partea sa superioară regăsim în proporție de 19% conglomerate, gresii, șisturi argiloase roșii și calcare masive. Particularitățile geologice imprimă reliefului anumite trăsături precum pante accentuate ale versanților și ale canalului de scurgere. Ponderea cea mai mare este deținută de clasa de pante cuprinsă între 6,1° și 17° în proporție de 43%, urmată de clasa cuprinsă între 17,1° și 31° cu o pondere de 31%. Declivitatea reliefului determină o morfodinamică accentuată iar procesele de meteorizație asigură alimentarea din abundență a curgerilor de debris. Versanții aferenți canalului de scurgere sunt puternic afectați de dezagregare ceea ce a determinat acumularea unor depozite proluviale consistente la baza lor (fig. 41).

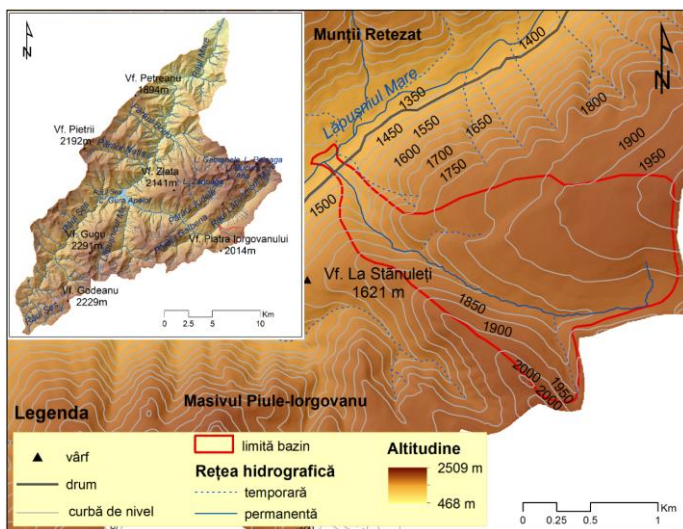


Fig. 40. Localizarea studiului de caz numărul 3

Tabel 7. Parametri morfometrici ai bazinului utilizați în studiul curgerilor de debris

Suprafața totală a bazinului (km ²)	2,44
Suprafața activă ce contribuie la alimentare curgerilor de debris (km ²)	0,032
Ponderea suprafeței active (%)	1,33
Indicele de stabilitate ponderat	2,9
Energia maximă de relief (m)	717
Rata de relief	0,5
Densitatea fragmentării (km/km ²)	2,82
Indicele Melton	0,46
Indicele de neuniformitate	0,72
Panta medie (°)	17,8



Fig. 41. Acumularea depozitelor rezultate din dezagregarea rocilor la baza versanților aferenți canalului de scurgere

Ponderea suprafeței active, reprezentată de rezerva de materiale disponibile în cadrul bazinului, prezintă o valoare ușor mai scăzută față de celelalte bazine studiate, respectiv 1,33%. Cele mai importante arii sursă semnificative din punct de vedere al volumului de materiale disponibil sunt localizate în sectorul cel mai îngust al canalului de scurgere și în partea superioară a bazinului (fig. 43). Valoarea de 2,9 a indicelui de stabilitate ponderat indică un grad ridicat de mobilitate a ariilor sursă identificate (tabel 7).

5.3.1. Metodologie

Majoritatea arborilor poziționați pe con au fost puternic afectați de curgeri de deșeurilor, aceștia prezentând diverse forme de vătămare precum cicatrici mecanice, înclinări sau curbări ale trunchiurilor, precum și subminări sau expuneri de rădăcini (fig. 42).

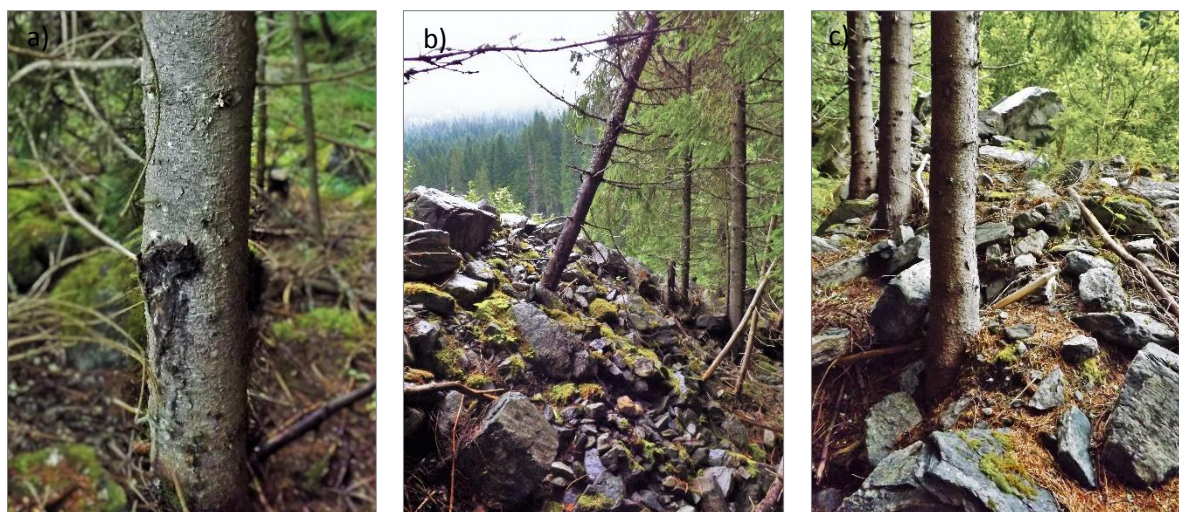


Fig. 42. Arbori afectați de curgeri de deșeurilor: a) cicatrice mecanică pe trunchi, b) arbore înclinat din cauza presiunii exercitate de depozitele deșeurilor, c) depozite acumulate la baza trunchiurilor

Prelevarea probelor s-a efectuat în trei etape de teren în care au fost colectate atât carote cât și secțiuni transversale sau semi-transversale (pană) din arborii afectați. În total, au fost extrase 98 de carote din 49 de molizi la care adăugăm 19 secțiuni transversale și o secțiune semi-transversală.

5.3.2. Rezultatele analizei dendrogemorfoloșice

Vârsta medie a arborilor eșantionați este de 55 de ani, cel mai vârstnic având 202 ani în timp ce arborele cel mai tânăr numără 16 inele. Deviația standard de 36 de ani indică eterogenitatea vârstelor arborilor, existând 7 arbori ce depășesc 100 de ani și 12 sub vârsta de 30 de ani. Repartiția pe clase de vârstă indică preponderența arborilor tineri, cuprinși între 31 și 60 de ani (fig. 44). În total, au fost identificate 415 anomalii de creștere dintre care cele mai multe au apărut sub forma inelelor îngustate pronunțat, cu un procent de 45% urmate de canale rezinifere traumatiche în proporție de 30% (fig. 46, 48). De asemenea, lemnul de compresiune deține o pondere de 15% în timp ce accelerarea creșterii a fost mai puțin întâlnită în doar 10% din cazuri (fig. 45).

Cele mai multe reacții au fost identificate și în acest caz ca și în cele precedente, în anii 1999 și 2000, cu un număr total de 48 de reacții (fig. 47). Pe baza anomaliilor de creștere s-a calculat indicele de frecvență al răspunsurilor pentru fiecare an în parte din intervalul 1840-2014

(fig. 49). Valoarea medie a indicelui calculată pe baza anilor în care a existat cel puțin un răspuns este de 6% cu o deviație standard de 13,3%. Cele mai mari valori au fost obținute pentru anii 2000, 1999, 1949, 1944 și 1935 în care s-a depășit valoarea de 20%. În continuare, pe baza intensității răspunsurilor arborilor s-a calculat și indicele de frecvență ponderat (fig. 50). Pragul de 1 a fost depășit în total în 29 de ani, cele mai multe valori fiind cuprinse între 0,5 și 1,4. Media obținută în baza a minim 3 răspunsuri este de 3,2 iar deviația standard medie este de 7.

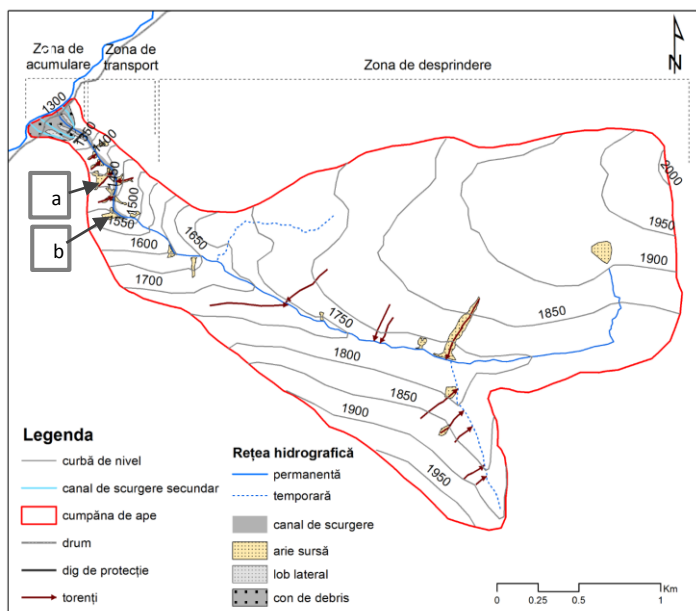


Fig. 43. Schița geomorfologică a studiului de caz numărul trei și evidențierea proluviilor existente în cadrul canalului de scurgere

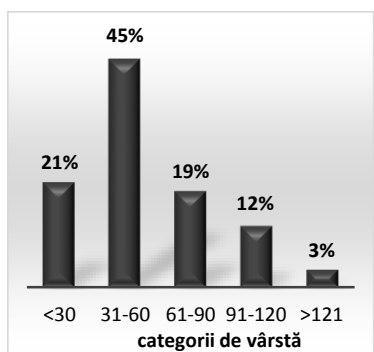


Fig. 44. Repartiția pe clase de vârstă a arborilor eșantionați

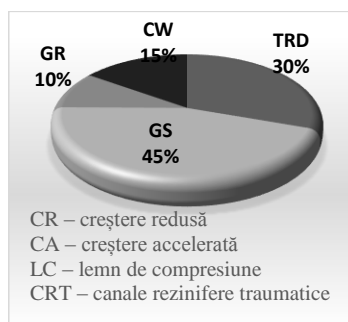


Fig. 45. Repartiția procentuală a principalelor anomalii de creștere

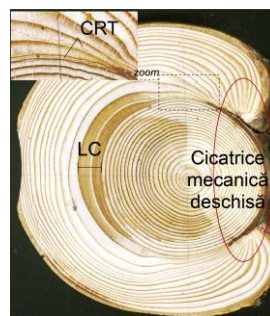


Fig. 46. Cicatrice mecanică deschisă cu CRT și LC în partea opusă

1.1.1. Interpretarea rezultatelor

1.1.1.1. Reconstituirea frecvenței temporale

Reconstituirea cronologiei proceselor manifestate în acest areal s-a efectuat atât pe baza numărului de anomalii de creștere cât și pe intensitatea acestora. Dat fiind numărul redus de arbori disponibili înainte de 1940, reconstituirea s-a efectuat pornind de la un prag minim de 2

răspunsuri (1 eveniment reconstituit). Cronologia celor 17 evenimente reconstituite este prezentată în figura 51.

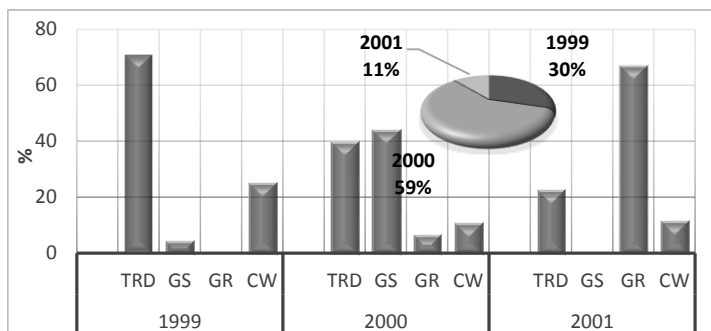


Fig. 47. Reprezentare grafică a procentajului principalelor tipuri de anomalii de creștere identificate în anii 1999, 2000 și 2001 și ponderea răspunsurilor arborilor în cei trei ani

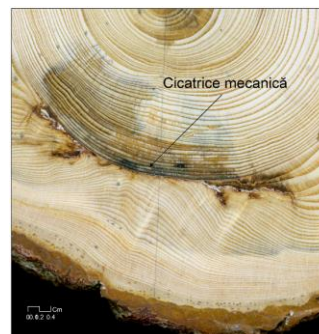


Fig. 48. Cicatrice mecanică închisă

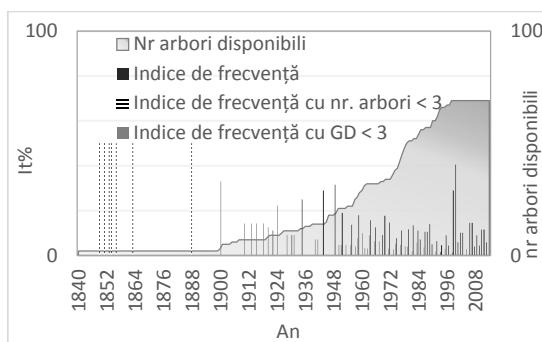


Fig. 49. Reprezentare grafică a valorilor indexului de frecvență și a numărului de arbori disponibili pentru reconstituire

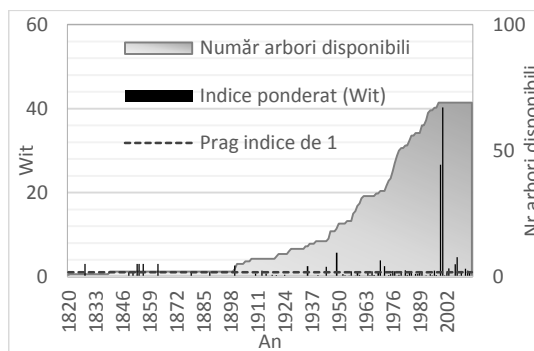
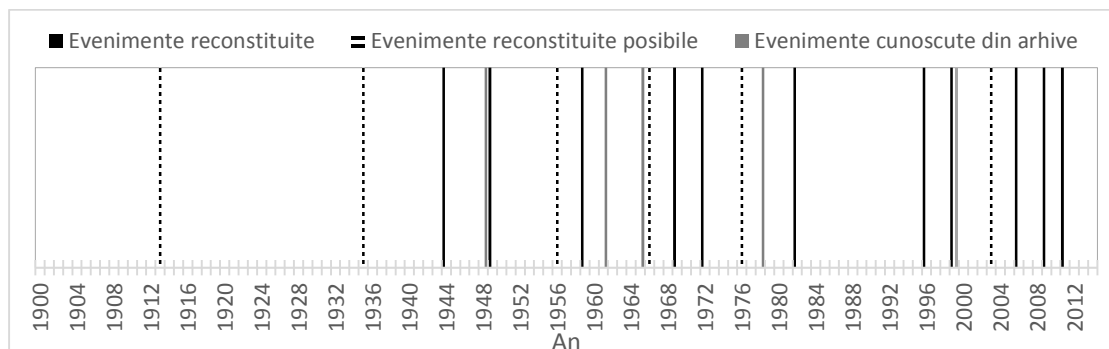


Fig. 50. Reprezentare grafică a valorilor indexului de frecvență ponderat și a numărului de arbori disponibili



Șirul evenimentelor reconstituite prin metoda dendrogeomorfologică a permis calculul intervalului de recurență și a perioadei de retur. Pentru perioada cuprinsă între primul și ultimul eveniment reconstituit (1913-2011) intervalul de recurență variază între 2 și 22 ani, obținându-se în total 16 intervale. Intervalele cele mai lungi de timp sunt caracteristice pentru începutul secolului XX, perioadă în care considerăm noi, numărul redus de arbori nu a permis identificarea mai multor evenimente. Pe baza intervalului de recurență s-a obținut o perioadă de retur a procesului de 6 ani.

1.1.1.2. Reconstituirea frecvenței spațiale

Reconstituirea frecvenței spațiale a fost efectuată pe baza distribuției în teritoriu a arborilor afectați și pe baza morfologiei terenului. Dacă în prima parte a intervalului 1900-1950 s-a observat o suprafață mai vastă afectată de curgeri de deșuri, în cea de-a doua parte până în prezent, se remarcă o tendință de concentrare a curgerilor de deșuri în partea dreaptă a conului (în sensul scurgerii apei). Acest lucru se datorează cel mai probabil construirii a trei diguri din piatră cimentată în partea stângă a conului de deșuri cu scopul de a diminua magnitudinea evenimentelor. În prezent aceste diguri sunt colmate și din cauza faptului că nu au mai fost întreținute și consolidate se află într-o stare avansată de deteriorare. În figura 52 sunt reprezentate reacțiile arborilor pentru câteva evenimente reconstituite prin metoda dendrogeomorfologică.

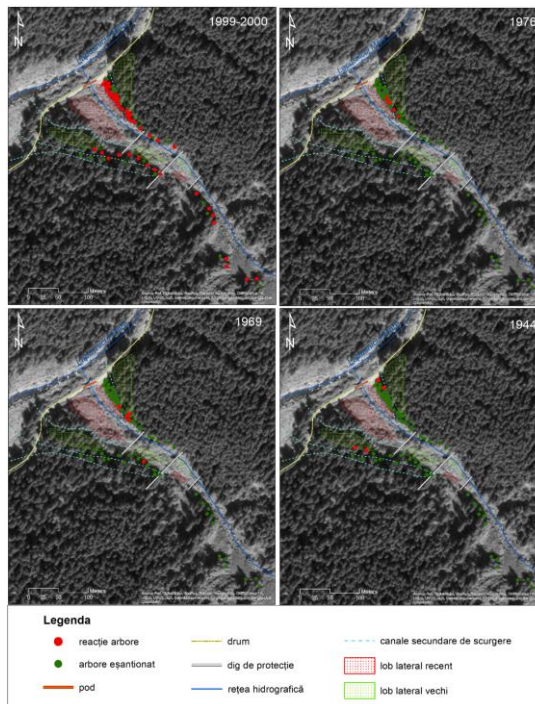


Fig. 52. Repartiția spațială a arborilor care au reacționat în anii 1944, 1969, 1976 și 1999-2000

1.2. Analiză comparativă a studiilor de caz

Analiza comparativă a celor trei studii de caz reliefează o sincronicitate ridicată a evenimentelor, rezultând 5 evenimente comune și alte 11 înregistrate în două studii de caz (fig. 52). Anii în care au fost reconstituite evenimente în toate cele trei studii de caz sunt: 1949, 1956, 1966, 1976 și 1982. Cea mai bună corespondență a evenimentelor este între studiile de caz 2 și 3, cel mai probabil din cauza distanței mici dintre acestea.

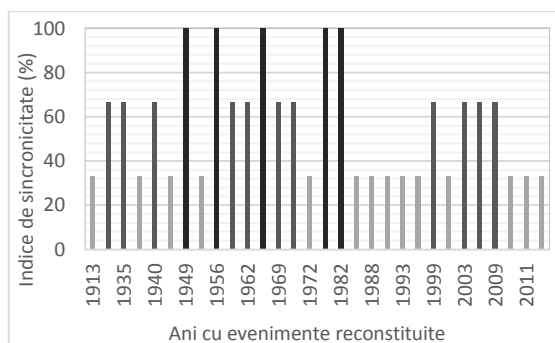


Fig. 53. Sincronicitatea evenimentelor reconstituite în cele trei studii de caz

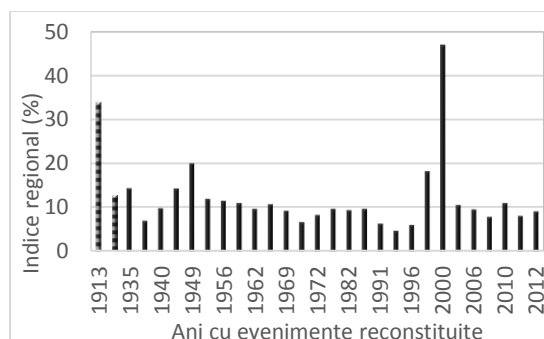


Fig. 54 Reprezentare grafică a indicelui de activitate regional

Indicele de activitate regional reflectă abundența răspunsurilor arborilor în toate cele trei studii de caz și este direct proporțional cu magnitudinea evenimentelor (fig. 54). Cu cât sunt mai multe anomalii de creștere cu atât evenimentul a avut o amploare mai mare. Conform reconstituirii, evenimentele manifestate în anii 1949 și 1999 s-au produs simultan în toate cele trei studii de caz analizate și au prezentat o magnitudine foarte ridicată.

Analiza comparativă a evenimentelor reconstituite și cele cunoscute din arhive, relevă o bună concordanță între cele două seturi de date însă scoate în evidență reacția întârziată a arborilor în cazul unor evenimente care au avut loc spre sfârșitul sezonului de vegetație. Chiar dacă majoritatea evenimentelor au fost de natură hidrologică și/sau meteorologică există suficiente dovezi care atestă faptul că în unele cazuri au fost declanșate procese geomorfologice care au amplificat considerabil pagubele produse.

1.3. Analiza pragurilor de indici utilizate în reconstituirea dendrogeomorfologică

Din necesitatea de a standardiza procedura de interpretare a rezultatelor obținute din analiza dendrogeomorfologică, unii autori au implementat anumite praguri de valori ale indicilor. Creșterea preciziei datărilor prin această metodă se bazează pe optimizarea numărului de răspunsuri și pe evaluarea obiectivă a intensității acestora. Dacă până în prezent nu au existat prea multe preocupări în ceea ce privește modul de interpretare a rezultatelor, în ultima perioadă adoptarea unor praguri limită de valori indică faptul că pot fi obținute rezultate mult mai satisfăcătoare (Kogelnig-Mayer *et al.*, 2011, Schneuwly-Bollschweiler *et al.*, 2013, Corona *et al.*, 2012, 2014). În studiul de față reconstituirea evenimentelor s-a efectuat pe baza numărului și a intensității anomaliilor de creștere identificate la arborii afectați. Pornind de la număr minim de 3 reacții (cu excepția unui singur eveniment) s-a stabilit o cronologie de evenimente ce s-au manifestat în perioada cuprinsă între anii 1913 și 2014.

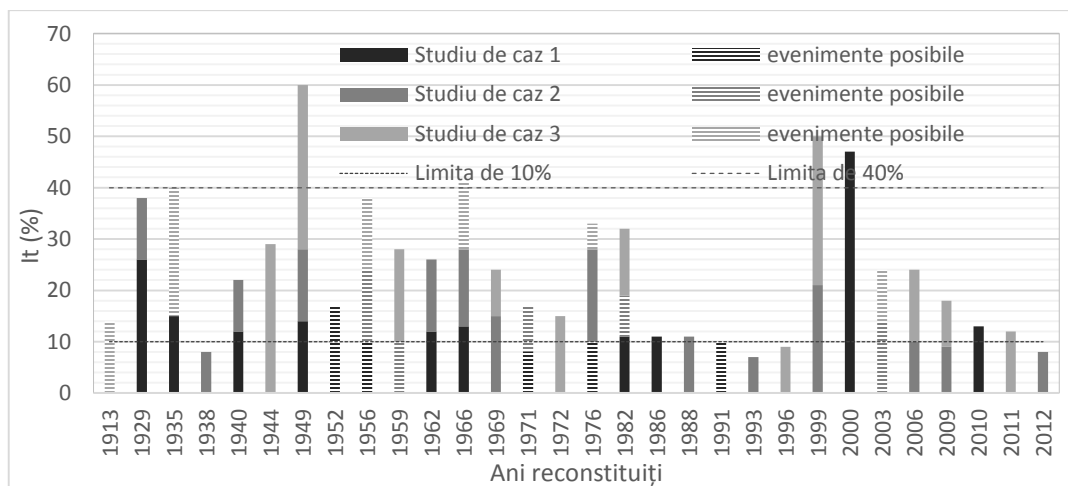


Fig. 55. Valorile indicelui de frecvență obținute pentru anii reconstituți în cele trei studii de caz

Stabilirea unui prag minim de 10% a indicelui de frecvență utilizat îndeosebi în studiul avalanșelor, indică o ușoară supraestimare a frecvenței proceselor în acest caz. Analiza indicilor de frecvență pornind de la un prag minim de 40% oferă în schimb, o subestimare a evenimentelor, doar valorile obținute în anul 2000 pentru toate cele trei studii de caz depășind această limită (fig. 55). Pentru maximizarea semnalului față de zgomot au fost implementate în unele studii anumite praguri limită și pentru indicii de frecvență ponderat. Până în prezent s-a utilizat valori minime cuprinse între $\geq 0,6$ și 2. Dacă o limită de 0,6 a indicelui reprezintă clar o

supraestimare a evenimentelor, un prag de 2 este mult mai aproape de realitate (fig. 56). În concluzie, adoptarea unui prag flexibil de valori în conformitate cu numărul de arbori disponibili, considerăm că este mai relevant pentru reconstituirea curgerilor de debris în acest areal.

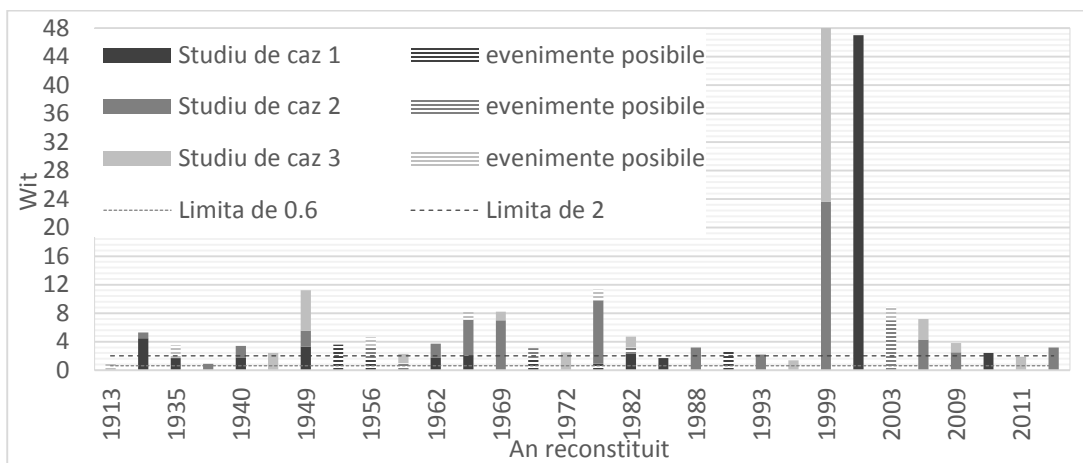


Fig. 56. Valorile indicelui de frecvență ponderat obținute pentru anii reconstituiți în cele trei studii de caz

Datarea cât mai precisă a anomaliilor de creștere este esențială pentru analizele de reconstituire a evenimentelor geomorfologice. Inelele foarte înguste, cele care lipsesc sau cele false sunt anomaliile ce generează cele mai multe confuzii și erori. Pentru a minimaliza apariția erorilor este nevoie să se compare inelele de creștere în mai multe secțiuni ale probei. În studiile de dendrogeomorfologie cel mai mult se utilizează metoda carotelor. Carotele, spre deosebire de discuri surprind doar o mică parte din secțiunea transversală a trunchiului, mai exact doar 5 mm lățime, prin urmare cele din urmă sunt mult mai utile. Erori de analiză pot să apară și în cazul datării canalelor rezinifere traumatice (CRT). În procesul de reconstituire este foarte importantă datarea primului an în care apar aceste canalele rezinifere. După cum se poate observa și în figura 57, primul șir de CRT apare la o distanță mică față de marginea cicatricii, în timp ce în anii următori de dezvoltă pe o lungime mai mare. Dacă proba (carota) nu este prelevată în proximitatea marginii cicatricii este posibil ca primul șir să nu apară în carota respectivă. Datarea CRT-urilor în acest caz va fi eronată.

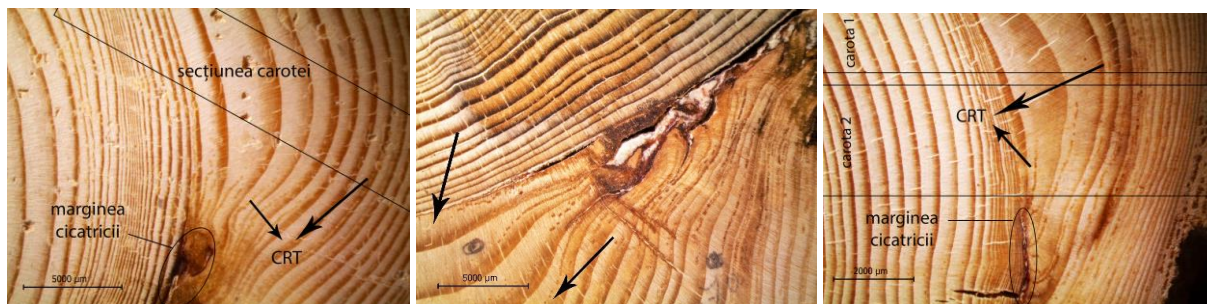


Fig. 57. Localizarea canalelor rezinifere traumatice față de cicatricea mecanică

VI. SUSCEPTIBILITATEA VERSANȚILOR LA CURGERI DE DEBRIS

Analiza susceptibilității versanților la curgeri de debris presupune parcurgerea a două etape importante și anume: identificarea ariilor sursă și estimarea arealului de răspândire. Identificarea ariilor sursă se poate efectua fie prin metoda observației pe baza imaginilor satelitare, a aerofotogramelor sau direct în teren, fie prin metode statistice. Metoda statistică poate să cuprindă o analiză bivariată a datelor (Guinau *et al.*, 2007, Blahut *et al.*, 2010, citați de Kappes *et al.*, 2011) sau o analiză multivariată (Carrara *et al.*, 2008) iar în alte cazuri, sunt utilizate metode empirice ce combină o serie de factori considerați fundamentali pentru identificarea ariilor sursă.

Cercetătorii elvețieni de la Universitatea Lausanne au dezvoltat un soft special numit Flow-R (*Flow path assessment of gravitational hazards at a Regional scale*) ce simulează apariția curgerilor de debris în zona montană, acolo unde nu sunt suficiente date disponibile pentru o analiză amănunțită. Acest model, utilizează algoritmi probabilistici și energetici pentru a simula zonele de inițiere și de răspândire a curgerilor de debris.

6.1. Metodologia cercetării

Identificarea ariilor sursă se bazează pe câțiva parametri geomorfologici la care se pot adăuga și alte date de intrare ce rămân la alegerea utilizatorului. Pe baza unor algoritmi de direcție ai curgerii și ai forțelor de frecare se obține propagarea procesului și distanța maximă pe care o poate atinge acesta (fig. 58). Datele de intrare sunt alese de către utilizator, fiind posibilă alegerea mai multor parametri privind unele caracteristici ale terenului (pantă, altitudine, orientarea și curbura versanților) precum și alte informații privind utilizarea terenului, litologia sau ariile sursă predefinite. Fiecare celulă a grid-ului este clasificată după cum urmează: favorabilă atunci când inițierea procesului este posibilă, exclusă atunci când nu este posibilă sau ignorată atunci când parametrul nu este luat în considerare (Horton *et al.* 2013). Prin urmare, o celulă este considerată ca fiind arie sursă atunci când este cel puțin o dată favorabilă dar niciodată exclusă.

Pentru simularea curgerilor de debris în arealul investigat s-au utilizat următoarele date de intrare: panta, acumularea scurgerii și curbura în plan la care se adaugă DEM-ul interpolat de 10m. La nivel local au fost introduse și alte date precum utilizarea terenului și ariile sursă predefinite. Propagarea maximă a procesului este calculată pornind de la ariile sursă stabilite anterior și utilizează diferite funcții și algoritmi ale direcției de scurgere. Pentru direcția scurgerii, programul oferă o gamă mai variată de algoritmi: D8 (O’Callaghan și Mark, 1984), algoritmul infinit D (Tarboton, 1997), scurgerea multiplă (Quinn *et al.*, 1991) și varianta modificată a lui Holmgren (Holmgren, 1994). Algoritmul modificat a lui Holmgren controlează direcția de curgere a masei și calculează probabilitatea de deplasare a acesteia de la o celulă la celelalte opt celule învecinate (Horton *et al.*, 2013). Probabilitatea ca o celulă să fie „în calea” procesului este rezultatul combinării algoritmilor de direcție multiplă ai scurgerii și a stării de inerție. Deoarece nu există nici o informație privind masa procesului, stabilirea arealului de răspândire se bazează pe un bilanț energetic și o funcție a pierderii a energiei prin frecare precum și pe limitarea vitezei maxime (Park *et al.*, 2013; Blahut *et al.*, 2010).

Datele de intrare utilizate în simularea generală fac parte din categoria datelor continue. Acestea sunt cele mai importante variabile introduse în analiză pentru obținerea susceptibilității versanților la curgeri de debris. Însă, la fel de mare importanță pot să aibă și alți factori precum utilizarea terenului sau ariile sursă predefinite. Pentru a putea fi incluse în simulare, aceste date

trebuie însoțite de un fișier *xml* în care sunt incluse codurile, limita pantei pentru fiecare clasă precum și excluderea sau ignorarea acestora, ce rămâne la alegerea utilizatorului. În acest caz s-a utilizat limbajul de programare XML (Extensible Markup Language) editat în programul Notepad++ cu ajutorul căruia au fost incluse clasele de vegetație și ariile sursă predefinite vectorizate de pe imaginile satelitare.

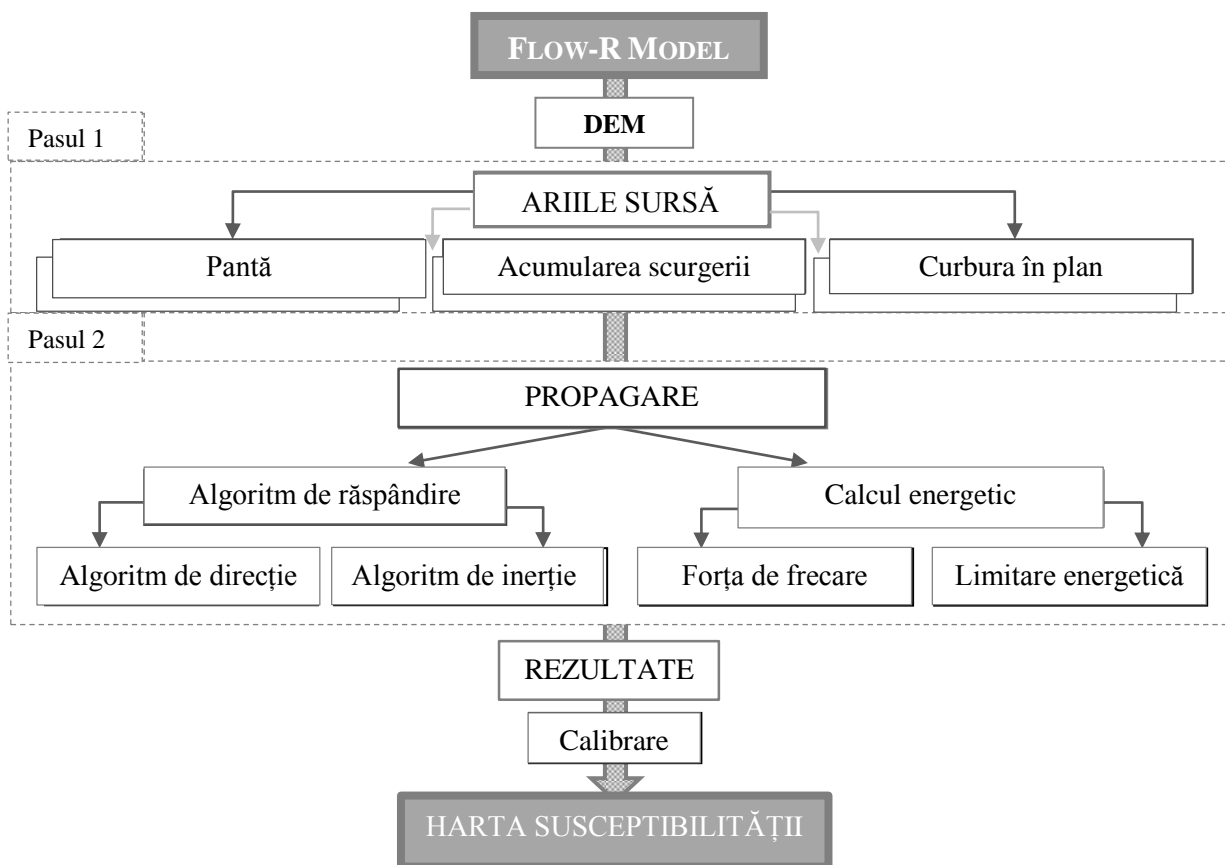


Fig. 58. Schema metodologică și pașii de lucru în analiza susceptibilității utilizând soft-ul Flow R

6.2. Rezultate și validarea rezultatelor

În simularea generală au fost utilizate datele de intrare continue în timp ce datele clasificate au fost introduse doar pentru anumite areale. Ariile sursă predefinite au fost utilizate pentru a descoperi dacă apar modificări notabile în propagarea procesului și în extinderea suprafețelor afectate. În figura 59 se poate observa faptul că ariile sursă predefinite utilizate în simulare nu generează diferențe semnificative în ceea ce privește extinderea procesului. Utilizarea terenului constituie, de asemenea, un factor important în analiza susceptibilității curgerilor de deșeurilor. Deoarece în acest studiu s-a utilizat baza de date Corine Land Cover, rezultatele obținute nu au fost conforme cu realitatea. Totuși, pentru a verifica importanța acestui factor s-a vectorizat utilizarea terenului pe o anumită suprafață de pe imaginile satelitare. Rezultatele obținute au fost mult îmbunătățite, fiind excluse unele suprafețe împădurite în timp ce alte areale importante pentru identificarea ariilor sursă au fost incluse în analiză (fig. 60).

Tabel 8. Parametri de intrare utilizați pentru identificarea ariilor sursă și pentru calculul caracteristicilor de propagare

Parametri de intrare pentru identificarea surselor	Criteriu
Pantă	peste 15°
Acumularea scurgerii	Evenimente extreme
Curbura în plan	-2/100 m ⁻¹ și -1/100 m ⁻¹

Calculul propagării procesului	
<i>Algoritmi de răspândire (engl.: spreading)</i>	
Algoritmi de direcție	Holmgren modificat (1994)
Algoritmi de inerție	Gama 2000
<i>Calcul energetic – pierderea energiei datorită forțelor de frecare</i>	
Unghiul de deplasare	11°
Viteza de deplasare	6 - 15 m/s

În simularea finală, rezultatele sunt reprezentate prin diferite probabilități de apariție a procesului și a arealului susceptibil să fie afectat, ceea ce oferă o abordare calitativă analizei (fig 62). Analizând harta susceptibilității versanților la curgeri de debrisi observăm o distribuție relativ omogenă a acestora în teritoriu. Areele cu cel mai mic grad de susceptibilitate corespund bazinului superior al Râului Șes în timp ce bazinul Lăpușnicului Mare și sectorul mijlociu al Râului Mare prezintă o suprafață susceptibilă mai extinsă.

Considerăm faptul că rezultatele acestor tipuri de simulări pot fi îmbunătățite prin introducerea unor elemente precum utilizarea terenului sau a unor arii sursă predefinite. Condiția este ca aceste variabile să fie cât mai apropiate de realitate, prin urmare este nevoie de o rezoluție cât mai bună a datelor. O generalizare digitală a realității din teren generează erori și greșeli de interpretare a rezultatelor. Rezultatele preliminare obținute pentru acest areal privind susceptibilitatea versanților la procesele geomorfologice de tipul curgerilor de debrisi, constituie o bază de cercetare pentru alte analize mai amănunțite. Informațiile obținute prin această modelare pot fi utilizate în analiza hazardelor și riscurilor la curgeri de debrisi. O mai bună înțelegere a manifestării acestor procese este necesară pentru a lua cele mai potrivite măsuri care să prevină apariția consecințelor negative.

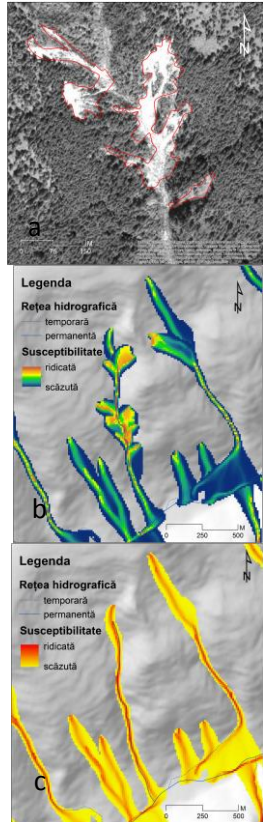


Fig. 59. a – arii sursă vectorizate de pe imaginile satelitare; simularea susceptibilității pe baza ariilor sursă (b) sau fără ariile sursă predefinite (c)

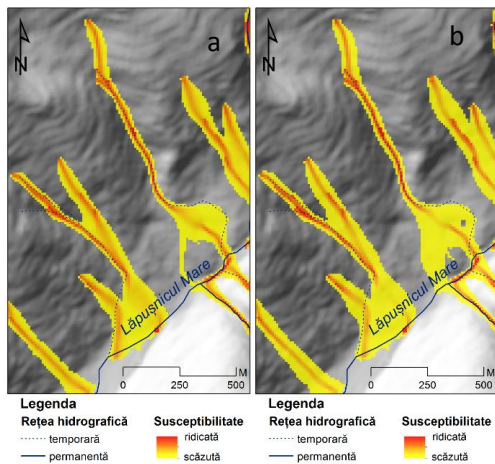


Fig. 61. a) algoritm Holmgren modificat cu exponent setat la 6 și b) cu exponent setat la 4

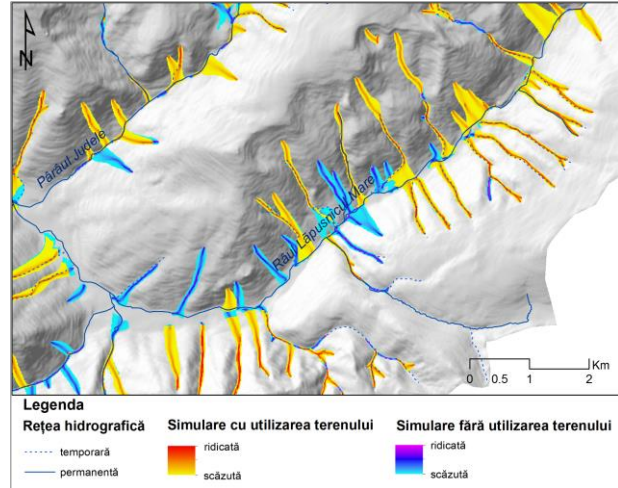


Fig. 60. Rezultate obținute prin introducerea în analiză a utilizării terenului. În prima simulare sunt reprezentate rezultatele obținute pe baza vectorizării suprafeței forestiere de pe imaginile satelitare

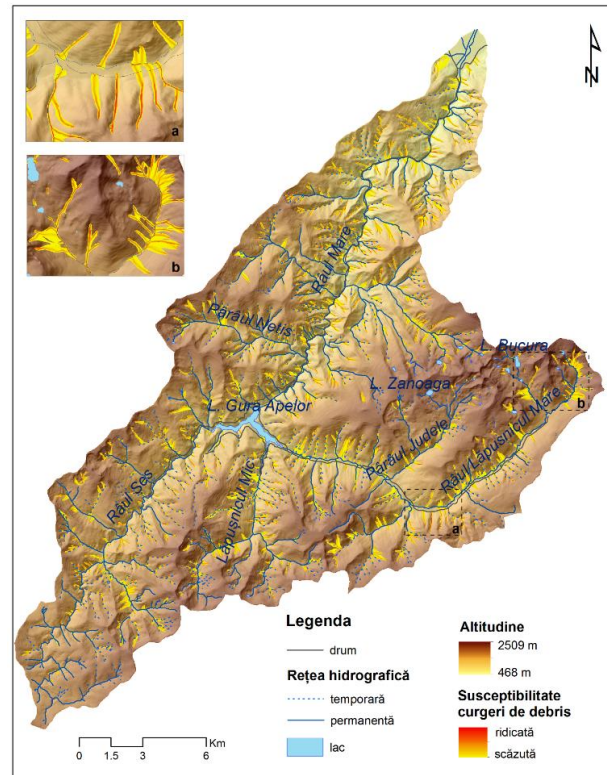


Fig. 62. Harta susceptibilității la curgeri de debris în bazinul hidrografic superior și mijlociu al Râului Mare. Dreptunghiul marcat cu „a” indică o vedere de aproape a unor simulări de curgeri de debris canalizate iar dreptunghiul „b” evidențiază simularea unor curgeri de debris pe pantă deschisă

VII. CONCLUZII

Abordarea interdisciplinară a studiului pune în evidență interdependența dintre geocomponenți și raporturile de cauzalitate dintre aceștia. Orice modificare adusă unui singur component se transmite și celorlalți însă sub diferite forme și grade de intensitate. În acest studiu ne-am concentrat atenția asupra relațiilor de interdependență și reciprocitate dintre procesele geomorfologice și componenta biotică, reprezentată aici de vegetația lemnoasă.

În prima parte a studiului a fost efectuată o analiză mai amănunțită asupra curgerilor de debris, cunoscute în literatura de specialitate străină sub denumirea de *debris flow*, privind condițiile favorabile de declanșare, propagarea și morfologia depozitului. În cea de-a doua parte a studiului s-a urmărit caracterizarea stării actuale a reliefului și a tendințelor de evoluție dar mai ales evidențierea parametrilor ce favorizează producerea curgerilor de debris. Individualitatea geografică a arealului de studiu derivă din complexitatea factorilor geologici, morfologici, climatici, fito-pedologici și antropici. Reconstituirea curgerilor de debris în cadrul bazinului superior și mijlociu al Râului Mare s-a efectuat utilizând metode moderne de dendrogeomorfologie. Analiza relevă în ansamblu o frecvență moderată și o manifestare diferită sub aspectul magnitudinii. Analiza comparativă a celor trei studii de caz reliefează o sincronicitate relativ ridicată a evenimentelor rezultând 5 evenimente comune și alte 11 înregistrate în două dintre cele trei studii de caz. Analiza comparativă a evenimentelor reconstituite și cele cunoscute din arhive, relevă o bună concordanță între cele două seturi de date însă scoate în evidență reacția întârziată a arborilor în cazul unor evenimente care au avut loc spre sfârșitul sezonului de vegetație. Comparând rezultatele obținute din această analiză cu pragurile de valori ale indicilor stabilite de alți cercetători se observă fie o supraestimare de ocurență a proceselor fie excluderea unora. Prin urmare, considerăm faptul că pragurile și limitele stabilite anterior pot fi adaptate în funcție de disponibilitatea arborilor pentru eșantionare, de particularitățile de manifestare ale proceselor și de specia utilizată.

Rezultatele analizei susceptibilității versanților la curgeri de debris relevă o distribuție relativ omogenă a acestora în teritoriu. Cele mai multe areale susceptibile sunt de tip canalizat urmărind traiectoriile cursurilor permanente sau temporare de apă pe când cele formate pe pantă deschisă caracterizează bazinul superior al Lăpușnicului Mare. Analiza susceptibilității s-a efectuat pe baza unui soft dezvoltat de cercetătorii elvețieni de la Universitatea Lausanne, numit Flow-R (*Flow path assessment of gravitational hazards at a Regional scale*).

VIII. BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

- ❖ Alestalo, J., (1971), *Dendrochronological interpretation of geomorphic processes*, Fenja, vol. CV, Helsinki, 140 p.
- ❖ Armanini, A., Fraccarollo, L., Larcher, M., (2005), *Debris Flow*, Encyclopedia of Hydrological Sciences, nr 142, Trento.
- ❖ Assmann, E., (1970), *The principles of forest yield study*, Pergamon Press, Oxford.
- ❖ Aulitzky, H., (1980), *Preliminary two-fold Classification of Torrents*, Proceedings International Symposium INTER-PRAEVENT 1980, Bad Ischl, Austria, p. 285-309.
- ❖ Beverage, J.P., Culbertson, J.K., (1964), *Hyperconcentrations of suspended sediment*, Journal of Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers, vol. 90 (HY6), p. 117-128.

- ❖ Blahut, J., Horton, P., Sterlacchini, S., Jaboyedoff, M., (2010), *Debris flow hazard modelling on medium scale: Valtellina di Tirano, Italy*, Nat Hazards Earth Syst Sci 10:2379-2390, doi: 10.5194/nhess-10-2379-2010.
- ❖ Bollschweiler Michelle, Stoffel, M., Schneuwly, M., Bourqui, K., (2008a), *Traumatic resin ducts in Larix decidua stems impacted by debris flows*, Tree Physiology, nr. 28, p. 255-263.
- ❖ Bollschweiler Michelle, Stoffel, M., Schneuwly, D.M., (2008b), *Dynamics in debris-flow activity on a forested cone — A case study using different dendroecological approaches*, Catena, vol. 72, p. 67-78.
- ❖ Bollschweiler Michelle, Stoffel, M., (2010), *Variations in debris-flow occurrence in an Alpine catchment – A reconstruction based on tree rings*, Global and Planetary Change, nr. 73, p. 186-192.
- ❖ Bovis, M., J., Jakob, M., (1999), *The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity*, Earth Surface Processes and Landforms, nr 24, p. 1039-1054.
- ❖ Braam, R.R., Weiss, E.E.J., Burrough, P., Utrecht. A., (1987b), *Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology*, Catena, vol. XIV, p. 573-584.
- ❖ Bradley, J.B., McCutcheon, S.C., (1985), *The effects of high sediment concentration on transport processes and flow phenomena*, Int. Symp. Erosion, Debris Flow and Disaster Prevention, Tsukuba, Japan, p. 219-225.
- ❖ Braker, O.U., (2002), *Measuring and data processing in tree ring research - a metodological introduction*, Dendrochronologia, vol. 20, p. 203-216.
- ❖ Butler, D.R., Malanson, G.P., (1985), *A history of high-magnitude snow avalanches, southern Glacier National Park, Montana, U.S.A.*, Mountain Research and Development, vol. 5, nr. 2, p. 175-182.
- ❖ Butler, D.R., (1987), *Teaching general principles and applications of dendrogeomorphology*, Journal of Geological Education, nr 35, p. 64-70.
- ❖ Carrara, A., Crosta, G., Frattini, P., (2008), *Comparing models of debris-flow susceptibility in the alpine environment*, Geomorphology, nr. 94, p. 353–378.
- ❖ Chiroiu, P., Stoffel, M., Onacă, A., Urdea, P., (2015a), *Testing dendrogeomorphic approaches and thresholds to reconstruct snow avalanche activity in the Făgăraș, Mountains (Romanian Carpathians)*, Quaternary Geochronology, vol. 27, p. 1-10.
- ❖ Chiroiu, P., (2015b) *Studiu dendrogeomorfologic asupra proceselor de versant din partea central nordică a munților Făgăraș*, Teză de doctorat, Universitatea de Vest, Timișoara.
- ❖ Cook, E.R., Kairiukstis, L.A., (1990), *Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Science*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 394 p.
- ❖ Corona, C., Saez, J.L., Stoffel, M., Bonnefoy, M., Richard, D., Astrade, L., Berger, F., (2012), *How much of the real avalanche activity can be captured with tree rings? An evaluation of classic dendrogeomorphic approaches and comparison with historical archives*, Cold Regions Science and Technology, nr. 74-75, p. 31-42.
- ❖ Corona, C., Lopez Saez, J., Stoffel, M., (2014), *Defining optimal sample size, sampling design and thresholds for dendrogeomorphic landslide sampling*, Quat. Geochronol. nr. 22, p. 72–84.
- ❖ Costa, J.E., Jarett, R.D., (1981), *Debris flows in small mountain stream channels of Colorado and their hydrologic implications*, Bulletin of the Association of Engineering Geologists, vol. 18, pp. 309-322.

- ❖ Costa, J.E., (1988), *Rheologic, Geomorphic, and Sedimentologic Differentiation of Water Flood, Hyperconcentrated Flows, and Debris Flows*, în: V.R. Baker, R.C. Kochel și P.C. Patton (ed.), *Flood Geomorphology*, John Wiley and Sons, Inc., New York, p. 113-122.
- ❖ Coussot, P., Meunier, M., (1995), *Recognition, classification and mechanical description of debris flow*, în *Earth Science Reviews*, vol. 40, p. 209-227.
- ❖ Fritts, H.C., (1976), *Tree Rings and Climate*, Academic Press, London.
- ❖ Germain, D., Fillion, L., Hetu, B. (2009), *Snow avalanche regime and climatic conditions in the Chic-Chocs Range, eastern Canada*, *Clim. Change*, nr. 92, p. 141-167.
- ❖ Giurgiu, V., (1967), *Studiul creșterilor la arborete*, Edit. Agro-Silvică, București.
- ❖ Giurgiu, V., (1979), *Dendrometrie și auxologie forestieră*, Edit. Ceres, București, 692 p.
- ❖ Grumăzescu Cornelia, (1975), *Depresiunea Hațegului. Studiu geomorfologic*, Edit. Academiei Republicii Socialiste România, București.
- ❖ Hansen, M.J., (1984), *Strategies of classification of landslides*, în: Brunnsden, D. și Prior, B., D. (ed.), *Slope instability*, London, John Wiley, p. 1-25.
- ❖ Horton, P., Jaboyedoff, M., Bardou, E., (2008,) *Debris flow susceptibility mapping at a regional scale*, 4th Canadian Conference on Geohazards 20–24 may 2008 Quebec Canada, p. 399-406.
- ❖ Horton, P., Jaboyedoff, M., Rudaz, B., Zimmermann, M., (2013), *Flow-R, a model for susceptibility mapping of debris flows and other gravitational hazards at a regional scale*, *Nat Hazards Earth Syst Sci*, nr. 3, p. 869–885. doi: 10.5194/nhess-13-869-2013.
- ❖ Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M.J., Hutchinson, J.N., (2001), *A review of the classification of landslides of flow type*, *Environmental and Engineering Geoscience*, vol. 7, nr 3, p. 1-18.
- ❖ Hungr, O., (2005), *Classification and terminology*, în: Jakob, M. și Hungr, O. (ed.), *Debris flow hazards and related phenomena*, Springer Praxis Publishing, Chichester, UK, p. 9-21.
- ❖ Hutchinson, J.N., (1988), *General Report: morphological and geo-technical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*, în: Bonnard, C. (ed.), *Proceedings Fifth International Symposium on Landslides*, A. A. Balkema, Rotterdam, vol. 1, p. 3-36.
- ❖ Ianculescu, M., (1987), *Cercetări privind dinamica fenomenului de poluare industrială a pădurilor din zona Copșa Mică*, Referat științific final, ICAS, București.
- ❖ Ichim, I., Bordeianu, C., (1970), *Cu privire la stabilirea claselor de pantă , necesare alcătuirii hărții geodeclivităților, la scară mare (1:25 000), a munților flișului dintre Valea Modovei și Valea Bistriței*, Studii și cercetări de Geologie-Geografie, Biologie-Muzeologie, vol. I, Piatra Neamț.
- ❖ Ilinca, G.V., (2010), *Valea Lotrului studiu de geomorfologie aplicată*, Teză de doctorat, București.
- ❖ Ilinca, V., (2014), *Characteristics of debris flows from the lower part of the Lotru River basin (South Carpathians, Romania)*, *Landslides*, nr. 11, p. 505-512, doi: 10.1007/s10346-014-0489-6.
- ❖ Iverson, R.M., (1985), *A constitutive equation for mass-movement behavior*, *J. Geol.*, vol. 93, p. 143–160.

- ❖ Jakob, M., (1996), *Morphometric and geotechnical controls of debris flows frequency and magnitude in southwestern British Columbia*, PhD Thesis, University of British Columbia, Canada, p. 232.
- ❖ Johnson, A.M., (1970), *Debris flows*, Physical Processes in Geology (San Francisco, CA: Freeman, Cooper), p. 433–534.
- ❖ Kappes, M.S., Malet, J.P., Remaitre, A., Horton, P., Jaboyedoff, M., Bell, R., (2011), *Assessment of debris-flow susceptibility at medium-scale in the Barcelonnette Basin, France*, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., nr. 11, p. 627–641, doi:10.5194/nhess-11-627-2011.
- ❖ Kogelnig-Mayer, B., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Hübl, J., Rudolf-Miklau, F., (2011), *Possibilities and limitations of dendrogeomorphic time-series reconstructions on sites influenced by debris flows and frequent snow avalanche activity*, Arctic, Antarctic, and Alpine Research, nr 43, p. 649–658.
- ❖ Lunguleasa, A., (2004), *Anatomia și mecanica lemnului*, Edit. Universității Transilvania, Brașov.
- ❖ Meunier, M., (1994), *Progress in knowledge and methods for studying torrential phenomena*. Houille Blanche, nr. 3, p. 25-31.
- ❖ Niculescu, G., (1961), *Contribuții la studiul microreliefului crio-nival din zona înaltă a Munților Retezat-Godeanu-Țarcu și Făgăraș-Iezer*, în Probleme de Geografie, Academia Republicii Populare Române, Institutul de Geologie și Geografie, Edit. Academiei Republicii Populare Române, p. 87-123.
- ❖ Park, D., Lee, S., Nikhil, N., V., Kang, S., Park, J., (2013), *Debris flow hazard zonation by probabilistic analysis (Mt. Woomyeon, Seoul, Korea)*, International Journal of Innovative Research in science, Engineering and Technology, vol. II, nr. 6, p. 2381-2390.
- ❖ Pierson, T.C., (1986), *Flow behaviour of channelized debris flows*, Mount St. Helens, Washington, în: Abrahams, A. D. (ed.), Hillslope Processes, Boston, p. 269-296.
- ❖ Pierson, T.C., Costa, J.E., (1987), *A rheologic classification of subaerial sediment-water flows*, Geol Soc Am Rev Eng Geol, vol. VII, p. 1-12.
- ❖ Pierson, T.C., (2005), *Hyperconcentrated flow – transitional process between water flow and debris flow*, în: Jakob M and Hungr O (ed.), Debris-flow hazards and related phenomena. Praxis-Springer, Berlin, Heidelberg, p. 159-196.
- ❖ Pop, O., Surdeanu, V., Irimuş I.A., Guitton, M., (2010), *Distribution spatiale des coulées de debris contemporaines dans le massif du Călimani (Roumanie)*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geographia, nr 1, p. 33-44.
- ❖ Pop, O., (2012), *Studiul comparativ al proceselor geomorfologice contemporane în masivele vulcanice Sancy și Călimani*, Teză de doctorat, Cluj Napoca.
- ❖ Pop, O., Buimagă-Iarinca, S., Stoffel, M., Anghel, T., (2013), *Réponse des épicéas (Picea abies (L.) Karst.) à l'accumulation des sédiments dans le bassin de rétention Dumitreleul (massif du Călimani, Roumanie)*, în: Arbres & dynamiques, partie 1: Bois des cours d'eau, bois des versants, Presses Universitaires Blaise Pascal, ed: Armelle Declaune, p. 71-87.
- ❖ Popa, I., (2004), *Fundamente metodologice și aplicații de dendrocronologie*, Edit. Tehnică-Silvică Câmpulung Moldovenesc.
- ❖ Procter, Emily, Bollschweiler Michelle, Stoffel, M., Neumann, M., (2011), *A regional reconstruction of debris-flow activity in the Northern Calcareous Alps, Austria*, Geomorphology, nr. 132, p. 41-50, doi:10.1016/j.geomorph.2011.04.035.

- ❖ Procter Emily, Stoffel, M., Schneuwly-Bollsweiler Michelle, Neumann, M., (2012), *Exploring debris-flow history and process dynamics using an integrative approach on a dolomitic cone in western Austria*, Earth Surface Processes and Landforms, nr. 37, p. 913-922, doi: 10.1002/esp.3207.
- ❖ Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P., Planchon, O., (1991), *The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models*, Hydrol. Process., 5, p. 59–79, doi:10.1002/hyp.3360050106.
- ❖ Rădoane Maria, Dumitriu, D., Ichim, I., (2001), *Geomorfologie*, vol. II, Edit. Universității Suceava, Suceava.
- ❖ Ruiz-Villanueva, V., Diez-Herrero, A., Stoffel, M., Bollsweiler, M., Bodoque, J.M., Ballesteros, J.A., (2010) *Dendrogeomorphic analysis of flash floods in a small ungauged mountain catchment (central Spain)*, Geomorphology, nr. 118, p. 383–392.
- ❖ Schneuwly, D.M., Stoffel, M., Dorren, L.K.A., Berger, F., (2009), *Three-dimensional analysis of the anatomical growth response of European conifers to mechanical disturbance*, Tree Physiol., nr. 29, p. 1247–1257.
- ❖ Schneuwly-Bollsweiler, M, Corona, C., Stoffel, M., (2013), *Improvement of dating quality and reduction of noise in tree-ring based debris-flow reconstructions*, Quaternary Geochronology, nr. 18, p. 110-118.
- ❖ Schweingruber, F.H., (1985), *Wood structure and environment*, Springer Verlag, Heidelberg.
- ❖ Sheko, A.I., (1988), *Mudflows*, în: E., A., Kozlovskii, (ed.), Landslides and Mudflows, UNESCO-UNEP, Moscow, USSR, vol. I, p. 54-74.
- ❖ Shroder, J.F., (1978), *Dendrogeomorphological Analysis of Mass Movement on Table Cliffs Plateau, Utah*, Quaternary Research, nr 9, Nebraska.
- ❖ Sorg, A., Bugmann, H., Bollsweiler Michelle, Stoffel, M., (2010), *Debris flow activity along a torrent in the Swiss Alps: minimum frequency of events and implications for forest dynamics*, Dendrochronologia, nr. 28, p. 215-223, doi: 10.1016/j.dendro.2009.11.002.
- ❖ Stângă, I.C., Iuliana Gabriela Breabăn, (2005), *Influența unor proprietăți chimice ale solului asupra erodabilității acestora*, Factori și Procese Pedogenetice din Zona Temperată, nr. 4, p. 255-261.
- ❖ Stoffel, M., Bollsweiler Michelle, Hassler, G. R., (2006), *Differentiating past events on a cone influenced by debris-flow and snow avalanche activity – a dendrogeomorphological approach*, Earth Surface Processes and Landforms, vol. 31, nr. 11, p. 1424-1437, doi: 10.1002/esp.1363.
- ❖ Stoffel, M., Bollsweiler Michelle, (2008), *Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview*, Natural Hazards Earth System Science, nr 8, Fribourg.
- ❖ Stoffel, M., Bollsweiller Michelle, (2009), *Tree-ring reconstruction of past debris flows based on a small number of samples – possibilities and limitations*, Landslides, nr. 6, p. 225-230, doi:10.1007/s10346-009-0165-4.
- ❖ Stoffel, M., Bollsweiler Michelle, Butler, D.R., Luckman, B.H., (2010), *Tree rings and natural hazards: A state-of-the-art*, Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 505 p.
- ❖ Stoffel., M., Butler, D.R., Corona, C., (2013), *Mass movements and tree rings: A guide to dendrogeomorphic field sampling and dating*, Geomorphology, nr. 200, p. 106–120.
- ❖ Stoffel, M., Corona, C., (2014), *Dendroecological dating of geomorphic disturbance in trees*, Tree-Ring Res., vol. 70, nr. 1, p. 3–20.

- ❖ Stokes, M.A., Smiley, T.L., (1968), *An Introduction to Tree-Ring Dating*, University of Chicago Press, Chicago.
- ❖ Strunk, H., (1991), *Frequency distribution of debris flows in the Alps since "Little Ice Age"*, Z Geomorphol, nr. 8, p. 71-81.
- ❖ Surdeanu, V., Pop, O., Dulgheru, M., Anghel, T., Chiaburu, M., (2011a), *Relationship between trees colonization, landslide and debris-flow activity in the sulphur mining area of Călimani Mountains (Romania)*, Revista de Geomorfologie, vol.13, p. 39-48.
- ❖ Takahashi, T., Yoshida, H., (1979), *Mechanical characteristics of debris flow*, J. Hydr Div ASCE, nr. 104, p. 1153-1169.
- ❖ Takahashi, T., (2007), *Debris flow mechanism, prediction and countermeasures*, Taylor and Francis, London.
- ❖ Timell, T.E., (1986), *Compression wood in gymnosperms*, Springer, Berlin.
- ❖ Urdea, P., (1998), *Considerații dendrogeomorfologice preliminare asupra unor forme de periglaciare din Munții Retezat*, Anal. Univ. Craiova, Geografie, nr 1.
- ❖ Urdea, P., (2000), *Munții Retezat. Studiu geomorfologic*, Edit. Academiei Române, București.
- ❖ VanDine, D.F., (1985), *Debris flows and debris torrents in the southern Canadian Cordillera*, Can. Geotech. J., vol. 22, p. 44–68.
- ❖ VanDine, D.F., Bovis, M., (2002), *History and goals of canadian debris-flow research, a review*, Natural Hazards, nr. 26, p. 69-82.
- ❖ Varnes, D.J., (1978), *Slope movement types and processes*, în Schuster, R. L. and Krizek, R. J. (ed.), *Landslides, Analysis and Control*, Special Report 176: Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington DC, p. 11-33.
- ❖ Văidean Roxana, Arghiuș, V., Pop, O., (2015), *Dendrogeomorphic reconstruction of past debris-flood activity along a torrential channel: an example from Negoii basin (Apuseni Mountains, Romanian Carpathians)*, Zeitschrift fur Geomorphologie, vol. 12, doi: 10.1127/zfg/2014/0156.
- ❖ Văidean Roxana, Petrea, D., (2014), *Dendrogeomorphological reconstruction of past debris flow activity along a forested torrent (Retezat Mountains)*, Revista de Geomorfologie, vol. 16, p. 17-24.
- ❖ Voiculescu, M., (2010), *L'utilisation de la methode dendrochronologique pour la reconstitution de la grande avalanche de neige du fevrier 1969 de Monts Bucegi - Carpates Meridionales, Roumanie*, in (Surdeanu, V., Stoffel, M., Pop, O. coord.), *Dendrogeomorphologie et dendroclimatologie-methodes de reconstitution des milieux geomorphologiques et climatiques des regions montagneuses*, Presa Universitară Clujeană, p. 125-149.
- ❖ Vuia, F., (2006), *Studii de dendrocronologie în datarea reliefului*, Referat Științific, Cluj Napoca.
- ❖ Wilford, D.J., Sakals, M.E., Innes, L.J., Sidle, R.C., Bergerud, W.A., (2004), *Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics*, Landslides, nr. 1, p. 61-6.