

**UNIVERSITATEA BABEȘ-BOLYAI – CLUJ-NAPOCA
FACULTATEA DE GEOGRAFIE**

**Domeniul
GEOGRAFIE**

Pop Olimpiu Traian

**STUDIUL COMPARATIV AL PROCESELOR
GEOMORFOLOGICE CONTEMPORANE ÎN MASIVELE
VULCANICE SANCY ȘI CĂLIMANI**

REZUMATUL TEZEI DE DOCTORAT

COORDONATOR ȘTIINȚIFIC: Prof. Univ. Dr. Virgil SURDEANU

Cluj-Napoca
2012

STUDIUL COMPARATIV AL PROCESELOR GEOMORFOLOGICE CONTEMPORANE ÎN MASIVELE VULCANICE SANCY ȘI CĂLIMANI

CUPRINS

INTRODUCERE GENERALĂ

Problematică și obiective	3
Localizarea arealelor de studiu	6
Metodologie, surse de informație și baze de date utilizate	11
Planul studiului	13

Partea I

Contexte morfogenetice contemporane

Capitolul 1. Forme de relief moștenite

1.1. Contexte structurale antevulcanice	14
1.2. Dinamisme eruptive	17
1.3. Forme de relief vulcanice, vulcanoclastice, vulcano-tectonice și epiclastice moștenite	27
1.3.1. Domurile de lave erodate	27
1.3.2. Conurile de scorii erodate	39
1.3.3. Planezele, <i>mesas</i> și curgerile de lave în inversiune de relief	41
1.3.4. Depozitele piroclastice erodate	43
1.3.5. Formele exhumate (dyke-urile)	44
1.3.6. Forme derivate de relief tectono-vulcanic	45
1.3.7. Forme de relief rezultate prin eroziunea depozitelor epiclastice	46

Capitolul 2. Caracteristicile rețelei hidrografice

Capitolul 3. Condițiile climatice, fitogeografice și edafice

Capitolul 4. Activitățile antropice

4.1. Activitățile turistice în Masivul Sancy	70
4.2. Activitățile miniere în Masivul Călimani	72

Partea a II-a

Procese și forme de relief contemporane

Capitolul 5. Tipuri de procese geomorfologice contemporane

Capitolul 6. Impactul morfogenetic al curgerilor torențiale

6.1. Curgerile de debris – terminologie utilizată, modalități de manifestare, morfologii rezultate	80
6.2. Inventarul curgerilor de debris contemporane	89
6.3. Frecvența curgerilor de debris determinată cu ajutorul metodelor dendrogeomorfologice: exemplul bazinului torențial Edembouches (Valea Mont Dore, Masivul Sancy)	90
6.3.1. Factori de instabilitate din cadrul bazinului torențial	95
6.3.2. Cartarea geomorfologică de detaliu și strategia de eșantionare a arborilor	95
6.3.3. Analiza anomaliilor de creștere ale arborilor	97
6.3.4. Rezultatele analizelor dendrogeomorfologice	97

6.3.5. Analiza pragurilor climatice de declanșare.....	108
6.4. Metode și lucrări de protecție aplicate: exemplul amenajărilor de pe versantul Egravats (Valea Mont Dore, Masivul Sancy).....	111
Capitolul 7. Procese geomorfologice condiționate de către activitățile anthropice.....	124
7.1. Procese geomorfologice induse de către activitățile miniere miniere în Masivul Călimani.....	124
7.1.1. Procese geomorfologice din perimetrul carierei de exploatare a sulfului	124
7.1.2. Procese geomorfologice din cadrul haldelor de steril.....	124
7.1.3. Agradarea de origine antropică a albiei râurilor	127
7.1.4. Reacția molizilor (<i>Picea abies (L.) Karst.</i>) la acoperirea cu sedimente de origine antropică: exemplul bazinelor de retenție Pinul și Dumitrețul.....	131
7.1.5. Măsuri de combatere a instabilității morfologice din cadrul sitului minier Negoiul Românesc.....	147
7.2. Susceptibilitatea la eroziune a potecilor turistice din Sancy.....	149
7.2.1. Definierea indicilor de susceptibilitate la eroziune a potecilor turistice de creastă	149
7.2.2. Harta susceptibilității la eroziune a potecilor turistice	159
7.2.3. Luarea în considerare a riscului de eroziune a potecilor turistice din Sancy în planurile de gestiune elaborate de către autorități	161

CONCLUZII GENERALE

BIBLIOGRAFIE

INTRODUCERE GENERALĂ

PROBLEMATICĂ ȘI OBIECTIVE

În lucrarea de față ne propunem o analiză comparativă a proceselor geomorfologice contemporane din masivele vulcanice Sancy (Masivul Central Francez) și Călimani (Carpații Orientali), două masive stratovulcanice complexe care au evoluat în mod diferit, atât în ceea ce privește activitatea vulcanică cât și a condițiilor morfogenetice. Evoluția masivelor Sancy și Călimani a condus la geneza unor forme variate de relief. Pentru acest studiu am adoptat o abordare comparativă a analizei, în scopul de a reliefa mai bine asemănările și diferențele dintre cele două sisteme morfogenetice.

LOCALIZAREA AREALELOR DE STUDIU

Situat în partea vestică a Carpaților Orientali Românești, lanțul vulcanic neogen-cuaternar include mai multe edificii vulcanice complexe. **Masivul Călimani (figura 3)** face parte din acest lanț vulcanic și este constituit în principal din andezite. Este separat de restul unităților de relief prin diferite discontinuități de ordin petrografic, structural și morfologic: la est și nord sunt depresiunile Borsec, Bilbor-Răchitiș, Secu, Drăgoiasa-Glodu, Păltiniș, Dornelor; la sud culoarul Mureșului separă masivul Călimani de Munții Gurghiu; la vest și sud-vest abrupturile morfologice ale masivului vin în contact cu depozitele sedimentare ale Depresiunii Transilvaniei iar în nord-vest o discontinuitate mai degrabă de ordin geologic separă masivul de Munții Bârgăului.

Prin altitudinea sa de 2100 m în vârful Pietros, suprafața și volumul de 1575,8 km², respectiv 1008 km³ (valori rezultate folosind un DEM de 10 m rezoluție), acest masiv este cel mai mare edificiu stratovulcanic de pe întreg cuprinsul lanțului vulcanic al Carpaților. Activitatea vulcanică explozivă, efuzivă, extruzivă și intruzivă a durat aproximativ 4,6 Ma (între 11,3 și 6,7 Ma, după **Seghedi et al., 2005**). Două tipuri de evenimente majore au marcat evoluția masivului: destabilizările de flanc însoțite de formarea depozitelor de avalanșe de debris și prăbușirea camerei magmatice în urma căreia a rezultat depresiunea de tip calderă.

Procesele morfogenetice pleistocene și holocene (procese glaciare, periglaciare, fluviale etc.) au modificat în permanență structurile vulcanice și vulcano-tectonice ale masivului, încă de la formarea lor în timpul perioadei cu activitate vulcanică. În prezent, morfogeneza este dominată, în cadrul versanților, de procese torențiale de tipul curgerilor de debris, iar în cadrul albiilor râurilor, de procesele fluviale. În ultimele decenii, desfășurarea unor intense activități antropice (exploatarea minieră a sulfului, exploatarea forestieră, construcția de baraje de acumulare în scop hidroenergetic, pastoralismul) au avut un puternic impact asupra morfologiei masivului.

Masivul Sancy (figura 5) este localizat în partea nord-vestică a Masivului Central Francez, fiind încadrat de masivele vulcanice Cantal, Cézallier și de edificii vulcanice monogenetice care formează lanțul *Chaîne des Puys*. Acest masiv de vârstă pliocen-cuaternară este un stratovulcan constituit în principal din trahandezite și trahibazalte. Limitele masivului sunt doar de ordin vulcanologic, fiind date de evoluția pliocen-cuaternară a manifestărilor vulcanice din această regiune. Suprafața și volumul (calculate pe un MNT de 10 m rezoluție) indică valori de 117,23 km², respectiv 57,04 km³. Partea nordică a masivului, denumită și Masivul Adventiv este formată în principal din domuri vulcanice. Platourile de lavă și piroclastite (Durbisse, Plaine des Moutons, Chambourguet etc.) sunt prezente în partea centrală a masivului sau la periferiile estică și vestică a acestuia.

METODOLOGIE, SURSE DE INFORMAȚIE ȘI BAZE DE DATE UTILIZATE

Consultarea surselor bibliografice, aerofotointerpretarea, cartografierea digitală, analiza SIG și cea statistică, împreună cu observațiile de teren, analizele dendrogeomorfologice, consultarea arhivelor, mărturiile unor persoane au fost utilizate în acest studiu în scopul studierii activității morfogenetice contemporane.

PLANUL STUDIULUI

Teza este împărțită în două părți principale. În prima parte a studiului sunt analizate particularitățile morfologice ale reliefului moștenit din cele două masive vulcanice. Partea a doua include o analiză succintă a principalelor procese geomorfologice contemporane. Hărțile geomorfologice realizate pentru fiecare masiv redau distribuția spațială a formelor de relief cartografiate. În această a doua parte nu s-a intenționat realizarea unei analize exhaustive a proceselor geomorfologice contemporane. Am preferat să ne concentrăm asupra acelor care sunt dominante în morfogeneza contemporană. Câteva studii de caz realizate prezintă rolul morfogenetic al anumitor procese și agenți geomorfologici: este vorba despre curgerile torențiale și activitățile antropice. Impactul morfologic al activității unor procese torențiale anterioare va fi analizat la o scară temporală decenală/centenală folosind metodele dendrogeomorfologice și dendrocronologice, aerofotointerpretarea și consultarea arhivelor.

Concluziile finale vor prezenta, într-o manieră sintetică, principalele rezultate obținute, similitudinile și diferențele în manifestarea proceselor geomorfologice contemporane din cele două medii morfogenetice diferite.

PARTEA ÎNTÂI CONTEXTE MORFOGENETICE CONTEMPORANE

CAPITOLUL 1. FORME DE RELIEF MOȘTENITE

Hărțile Geologice la scara 1/200000 (foile Bistrița și Toplița) pentru Masivul Călimani (**figura 6**) și cele la scara 1/50000 (foile Bourg-Lastic și La Tour d’Auvergne) pentru Masivul Sancy (**figura 7**) indică distribuția spațială a depozitelor vulcanice, vulcanoclastice și epiclastice în ambele masive.

1.1. CONTEXTE STRUCTURALE ANTEVULCANICE

Evoluția paleogeografică a Masivului Călimani este strâns legată de cea a unităților carpatice. Sistemul orogenetic Carpato-Panonian a evoluat la periferia vestică a Plăcii Euro-Asiatice. Blocurile litosferice din care aceasta a fost constituită (Tisia-Dacia și Alpaca) au suferit deplasări sub formă de subducții și rotații divergente în timpul Cretacicului Mediu și Miocen. Subducțiile au fost însoțite de manifestarea unui magmatism calco-alkalin (care a durat din Miocen până în Pleistocen). Acesta a condus la punerea în loc în partea internă a arcului carpatic a edificiilor vulcanice, printre care și a Masivului Călimani (**Pécskay et al., 1995**).

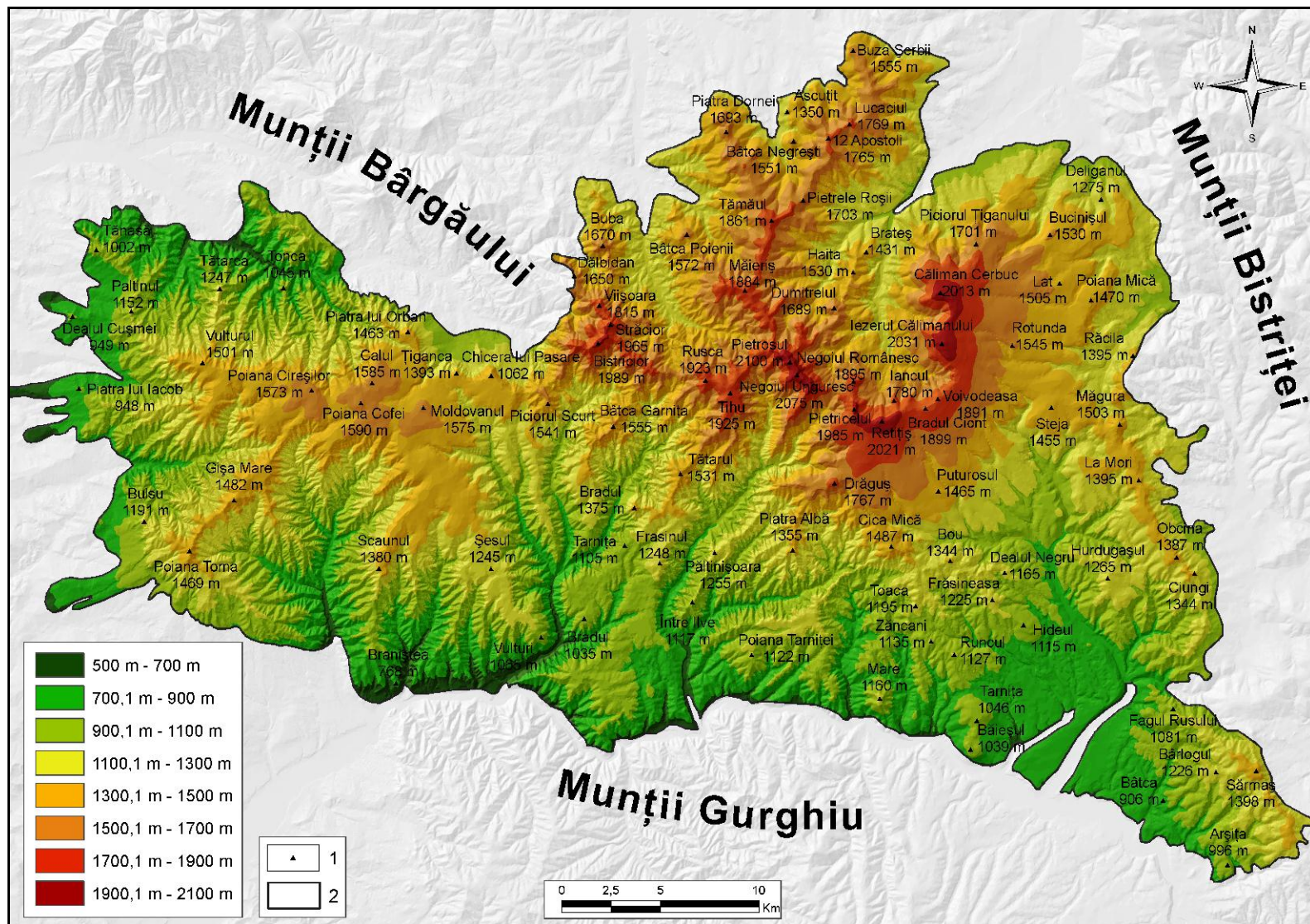


Figura 3: Localizarea Masivului Călimani în raport cu unitățile morfologice vecine: 1 – principalele vârfuri; 2 – limitele geomorfologice și geologice ale masivului (după Harta Geologică 1/200000, foile Bistrița și Toplița).

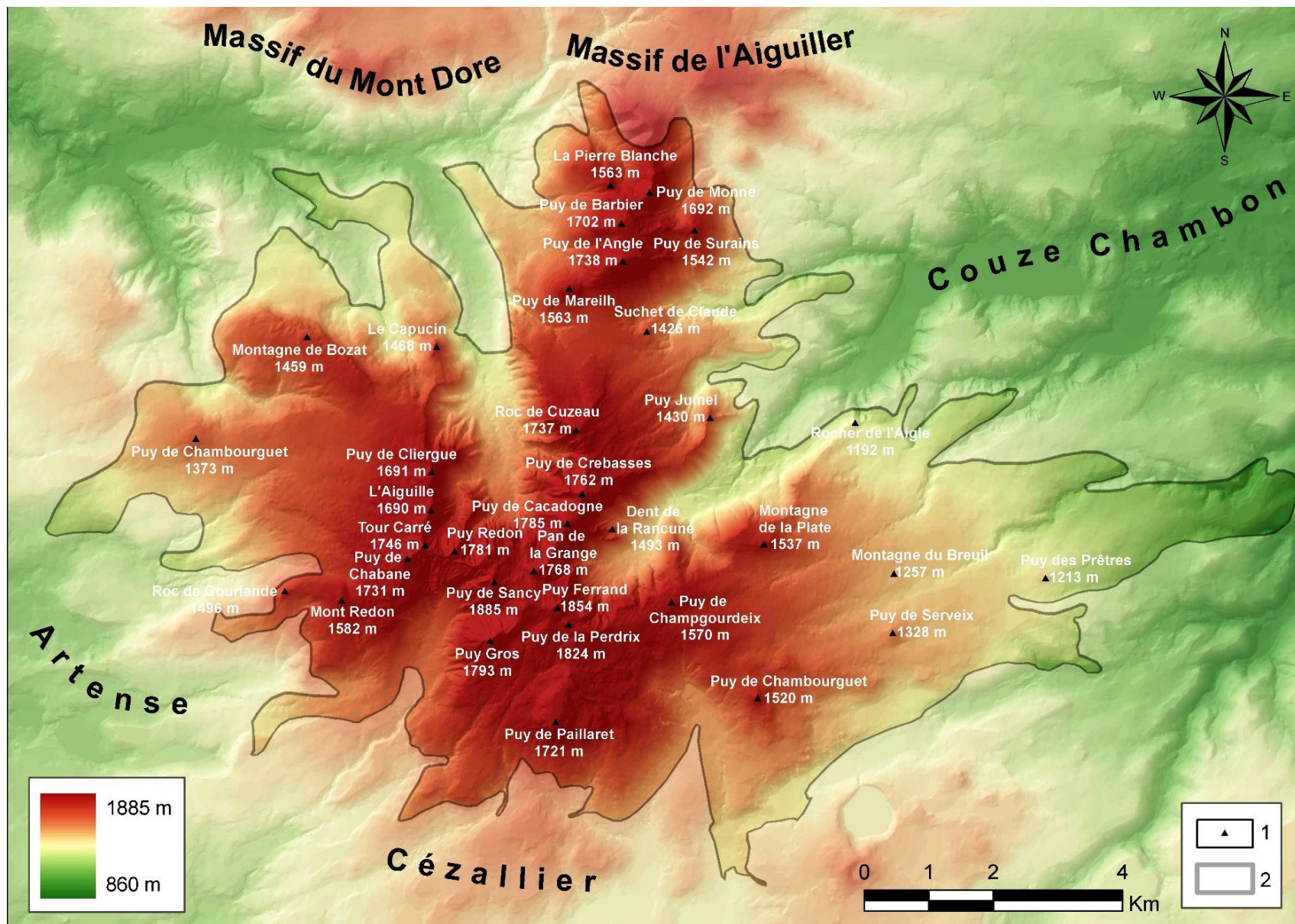


Figura 5: Localizarea Masivului Sancy în raport cu unitățile morfologice vecine: 1 – principalele vârfuri; 2 – limitele geomorfologice și geologice ale masivului (după harta Geologică 1/50000, foile Bourg-Lastic și La Tour D'Auvergne).

Subasamentul acestui masiv este în mare parte necunoscut. În partea centrală a sa forajele au atins limita dintre depozitele sedimentare și cele cristaline la 1535 m adâncime (**Rădulescu, 1962**). Spre periferia SE și E a masivului, vulcanitele se află în contact direct cu depozitele sedimentare cuaternare care aparțin bazinelor Drăgoiasa, Bilbor și Borsec, depozite care la rândul lor sunt dispuse peste roci cristaline mezozoice. Acest substrat cristalin apare la suprafață în apropiere de Toplița. În partea nordică a masivului, spre Depresiunea Dornelor, rocile vulcanice acoperă depozite sedimentare de vârstă Cretacic-Paleogenă, în timp ce înspre vest subasamentul este constituit din sedimente pliocene care aparțin molasei din Bazinul Transilvaniei (**Rădulescu, 1962; Seghedi et al., 2005**).

Masivul Sancy face parte din grupul de stratovulcani care aparțin Masivului Central Francez. În timpul Eocenului și Oligocenului, deformările crustale produse în cadrul Alpilor au afectat și zonele limitrofe. Extensiunea litosferică urmată de eroziunea termică de la baza litosferei s-au desfășurat sub efectul încălecării crustale majore spre vest produsă de către lanțul alpin. Începând din Oligocenul Superior - Miocen Inferior activitatea tectonică demarează în regiune, continuând cu unele întreruperi până în Holocen. Substratul prevulcanic află doar la periferia masivului, în văile radiale (Mont Dore și Chaudefour). Acesta este constituit din granite hercinice, roci metamorfice, gresii permieni mai mult sau mai puțin alterate și unele formațiuni detritice rezultate din aceste roci (**Veyret, 1972**). O caracteristică importantă semnalată de către **Vincent (1980)** este faptul că masivul este dispus peste o bombare locală a subasamentului, fapt ce ar putea fi corelat cu formarea camerelor magmatice subterane.

1.2. ACTIVITATEA VULCANICĂ

Activitatea vulcanică din cadrul lanțului vulcanic Călimani-Gurghiu-Harghita s-a desfășurat între 11,3 Ma și 0,2 Ma (**Pécskay et al., 1995; Seghedi et al., 2005**). Caracterile explozive, efuzive, extruzive și intruzive ale erupțiilor au determinat formarea unor structuri primare de tipul stratovulcanilor, domurilor, platourilor de lavă și de piroclastite, a calderii și a intruziunilor subvulcanice. Vaste platouri epiclastice s-au format de asemenea la periferia principalelor stratoconuri (**Savul, 1938; Götz, 1952; Naum, 1984; Posea, 2001; Schreiber, 1983, 1994**).

Datele geocronologice obținute indică în cazul masivului Călimani prezența activității vulcanice între 11,3 Ma și 6,7 Ma (**Pécskay et al., 1995; Seghedi et al., 2005**). În Masivul Sancy, datările de vârstă absolută efectuate de către **Cantagrel și Baubron (1983)** folosind metoda K/Ar au permis ordonarea cronologică a ciclurilor eruptive și erozive care s-au succedat. Conform acestor datări, activitatea vulcanică din Sancy s-a desfășurat între 0,79 Ma și 0,24 Ma.

1.3. FORME DE RELIEF VULCANICE, VULCANOCLASTICE, VULCANO-TECTONICE ȘI EPICLASTICE MOȘTENITE

1.3.1. DOMURILE VULCANICE ERODATE

Aceste forme de relief vulcanic sunt prezente în cazul tuturor stratovulcanilor. În Sancy sunt numeroase exemple de domuri, acestea constituind una din structurile principale ale masivului. Puy de Sancy (**figura 14**) este un dom format în poziție laterală față de un crater ocupat inițial cu un lac de lavă. În prezent, acest dom prezintă un vârf piramidal și versanți modelați de către eroziunea subaeriană.

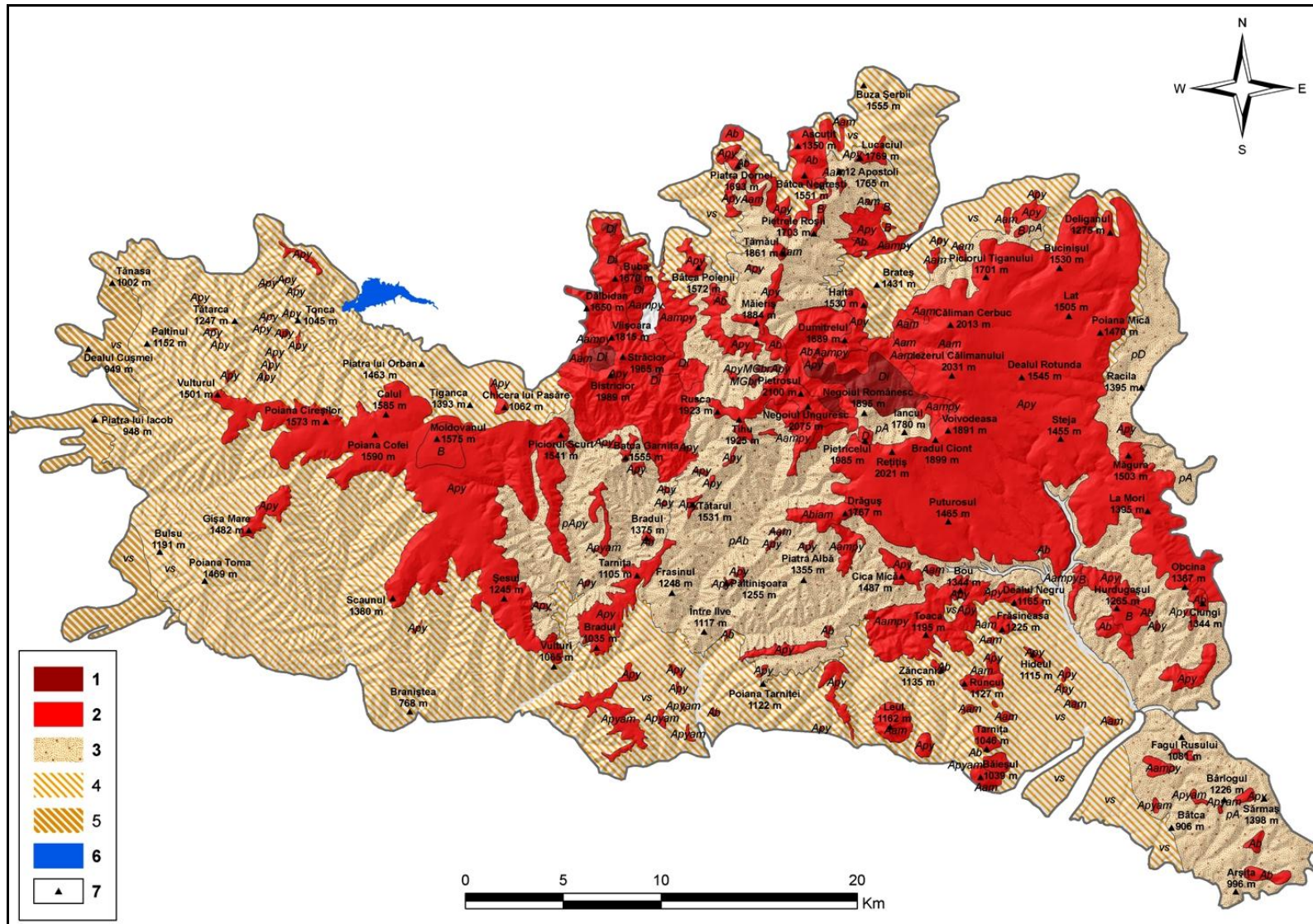


Figura 6: Harta geologică a Masiului Călimani: 1 – intruziuni subvulcanice (Di-diorit; MGbr- microgabbrou); 2 – lave (B-bazalt; Ab-andezit bazaltic; Apy-andezit cu piroxeni; Aam-andezit cu amfiboli; D-dacit); 3 – depozite piroclastice (pA-piroclastite andezitice; pD-piroclastite dacitice); 4 și 5 – depozite epiclastice (brecii vulcano-sedimentare, tufite, respectiv depozite de lahari); 6 – lacul artificial Colibița; 7 – vârfuri (după **Harta Geologică 1/200000**, foile Toplița și Bistrița).

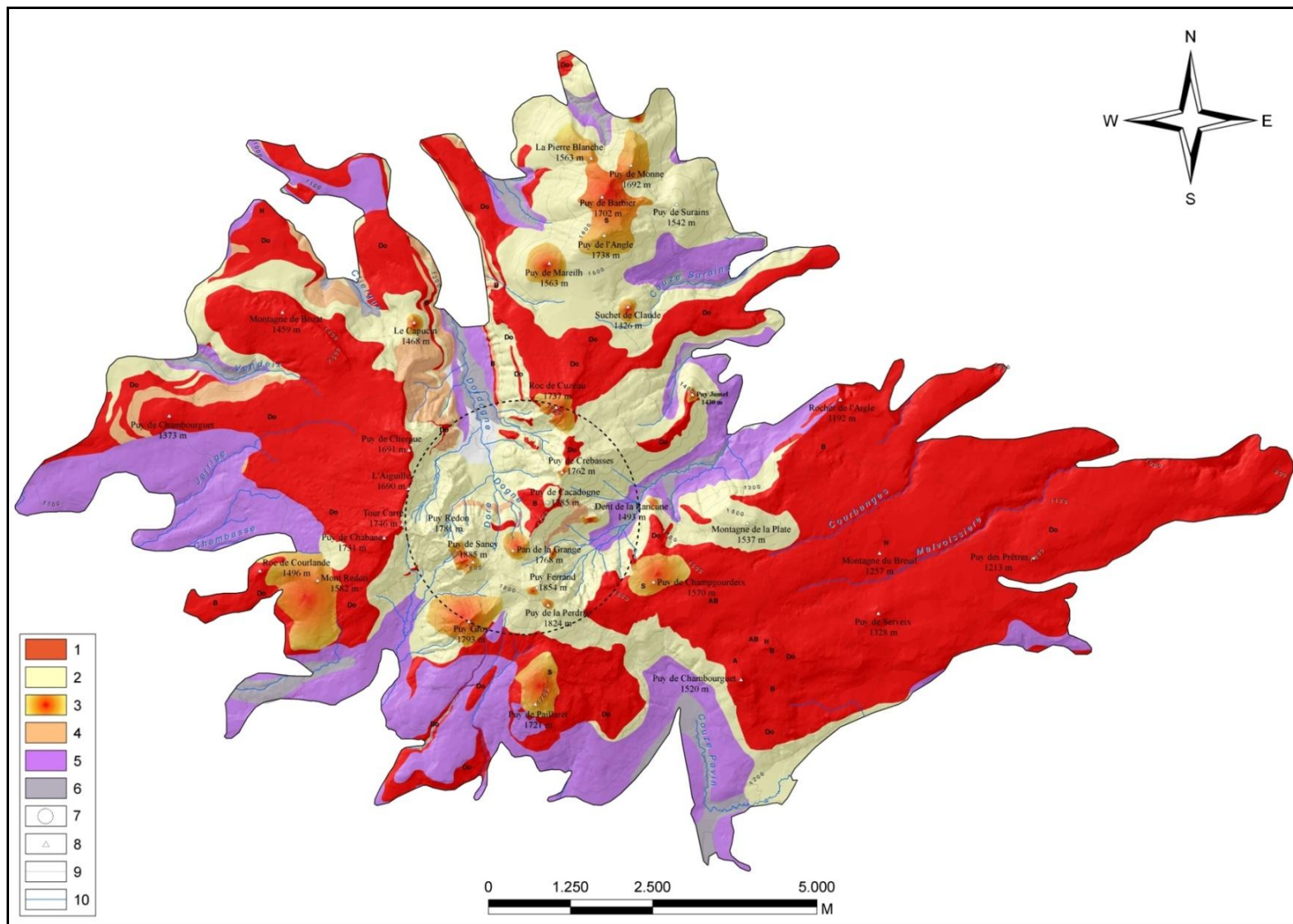


Figura 7: Harta geologică a Masivului Sancy: 1 – lave (B-bazalt; A-ankaramit; H-hawaït; Do-doreit sau trahibazalt); 2 – depozite piroclastice; 3 – complex extruziv (lave extrudate și depozite piroclastice asociate); S-sancyte sau trachyandezit); 4 – depozite epiclastice (tufite, breccii vulcano-sedimentare, depozite de lahari); 5 – depozite morenaice; 6 – depozite fluvio-glaciare; 7 – conturul topografic presupus al calderai; 8 – vârf; 9 – curbă de nivel; 10 – curs de apă permanent (după **Harta Geologică 1/50000**, foile Bourg-Lastic și La Tour d’Auvergne).

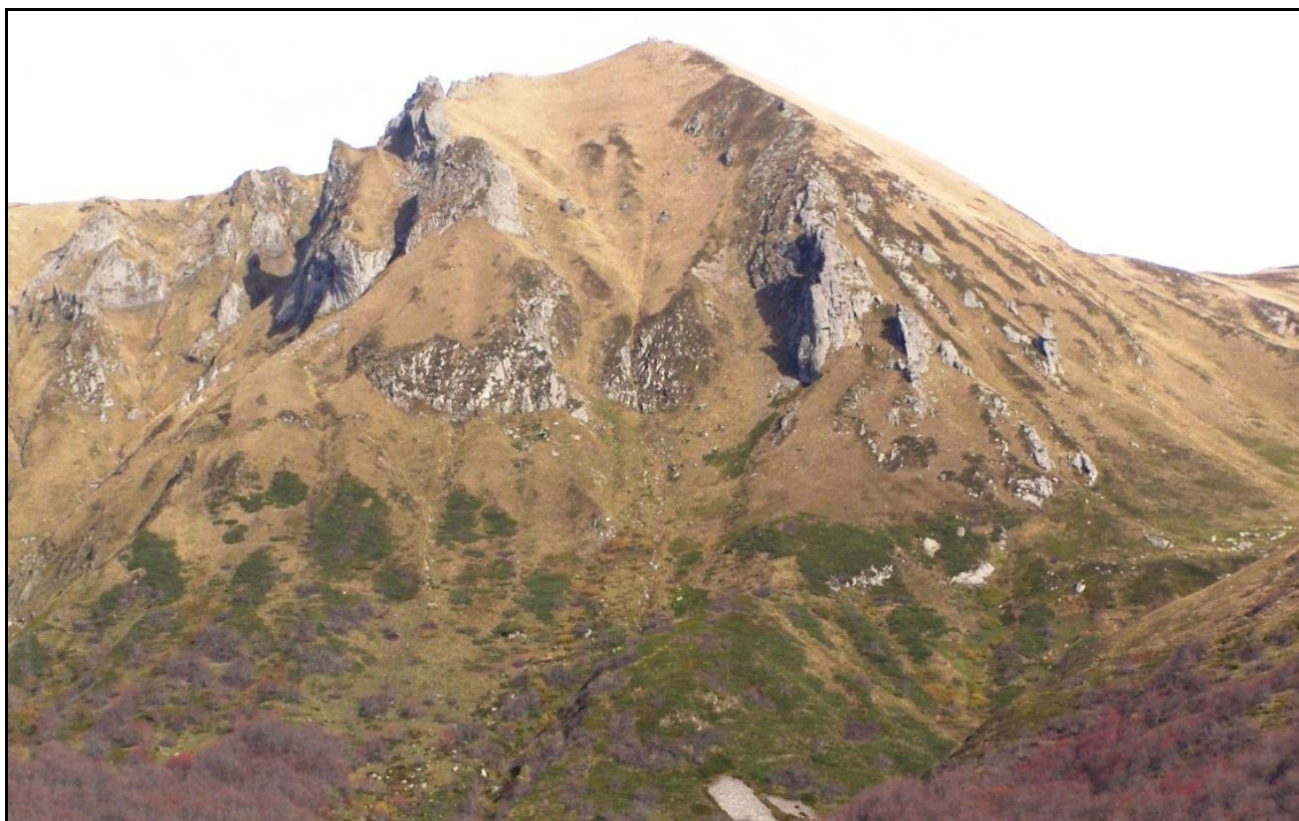


Figura 14: Puy de Sancy, văzut dinspre sud, cu structura sa de dom evidențiată de către eroziune.

Cumulo-domul Puy Gros pare să fi fost mai puțin afectat de către eroziune. La baza acestuia se pot încă recunoaște urmele de eroziune glaciară realizată în Pleistocen de către ghețarii care ocupau valea Fontaine Salée. Domul-curgere Puy de Paillaret păstrează încă în partea somitală a sa suprafețele relativ plane, similare celor din cazul curgerilor de lave. Flancurile domului sunt mai abrupte, fiind acoperite cu mai multe generații de grohotiș. O formă de tip protruziune prezentă pe versantul stâng al văii Mont Dore constituie vârful Le Capucin. Flancul domului erodat denumit Crête du Coq, localizat în Valea Chaudesfour indică o puternică eroziune a ghețarilor pleistoceni care au distrus în mare parte structura inițială, lăsând doar părțile mai rezistente din acesta.

În Masivul Călimani structuri de tipul domurilor pot fi încă recunoscute, deși vârsta acestora este mult mai avansată (între 7 Ma și 11,3 Ma, după **Pécskay *et al.*, 1995, a și b**) comparativ cu cele din Sancy. Aceste domuri sunt localizate fie în apropierea bordurii calderii (Cica Mică – 8,7 Ma; Pietricelul – 7,2 Ma, **figura 22**), fie la periferia nordică (structura de tip dom din Valea 12 Apostoli, de 11,3 Ma) sau cea sud-estică a masivului (Băieșul, Leul, Tarnița, Vârful Mare, Poiana Tarniței etc.).

Pe suprafețe de extensiune variabilă, toate aceste domuri sunt înconjurată de depozite piroclastice (depozite de blocuri și cenușă, depozite freatomagmatice etc.) care însoțesc de obicei formarea prin extruziune a acestor structuri. Unele depozite epiclastice sunt prezente mai ales la baza acestor domuri, ele completând morfologia edificiilor.

1.3.2. CONURILE DE SCORII ERODATE

Conurile de scorii din Masivul Sancy sunt mai tinere decât cele din Masivul Călimani, prin urmare morfologia lor păstrează încă proaspete urmele activității vulcanice stromboliene. Vârful actual Montagne de la Plate este constituit din scorii sudate, bombe și blocuri de lavă care s-au

consolidat în timpul și după răcirea acestora. Tot o activitate stromboliană indică și scoriile sudate precum și lavelle bazice asociate aflate într-o stare mai redusă sau mai accentuată de alterare (stratoconurile Lucaciul, Tămăul și Pietrele Roșii).



Figura 22: Domul dacitic Pietricelul (7,2 Ma), localizat în partea centrală la marginea interioară sudică a calderii Masivului Călimani.

1.3.3. PLANEZELE, *MESAS* ȘI CURGERILE DE LAVE ÎN INVERSIUNE DE RELIEF

Planeza este un platou de lave de formă triunghiulară detașat de către eroziune pe flancurile stratoconurilor. Platoul de tip mesa reprezintă o altă formă de inversiune de relief care presupune prezența unei curgeri de lave înconjurată de către forme de relief mai coborâte. Aceste lave în inversiuni de relief descrise se pot identifica în cadrul celor două masive montane studiate. Extensiunea lor spațială este asigurată de către cele două hărți geomorfologice realizate.

1.3.4. DEPOZITELE PIROCLASTICE ERODATE

Principalele depozite piroclastice (tefra) au rezultat în urma erupțiilor pliniene, dar și a erupțiilor freatomagmatice, cele stromboliene sau a activității extruzive. Masivul Călimani posedă majoritatea acestor depozite piroclastice rezultate în principal din erupții pliniene. Prioclastitele de această geneză sunt absente din Masivul Sancy, unde activitatea vulcanică a fost în principal de tip extruziv, freatomagmatic și strombolian.

Piroclastite nesudate sunt friabile și prin urmare torențialitatea se instalează pe aceste depozite încă din primii ani de la geneza lor. Perioada de conservare a depozitului nu este niciodată la fel de lungă ca-n cazul platourilor de lave. Relieful format pe platourile piroclastice prezintă o fragmentare mare, cu interfluvii înguste, văi adânci și versanți abrupti. Datorită structurii lor (lipsa coerenței fragmentelor), aceste depozite au fost puternic erodate, doar părțile lor mai rezistente acoperite de lavelle de deasupra fiind prezervate.

1.3.5. FORMELE EXHUMATE (DYKE-URILE)

Dyke-urile sunt forme exhumate, de lățimi și lungimi variabile (de obicei lățimile sunt cuprinse între câțiva metri și câteva sute de metri, lungimile putând fi uneori de câțiva kilometri) formate prin injectarea și consolidarea lavei în fisurile din interiorul edificiilor vulcanice.

Pe măsură ce aceste dyke-uri sunt exhumate, procesele geomorfologice (dezagregări mecanice, avalanșe de zăpadă, curgeri de debrisi, eolizație etc.) remodelează forma lor primară. Procesele de dezagregare mecanică exploatează mai ales fisurile formate între blocurile de lave care constituie dyke-urile. Blocurile detașate din dyke se acumulează pe versanți sub formă de grohotiș sau ajung în părțile joase ale văilor.

1.3.6. FORMELE DERIVATE DE RELIEF TECTONO-VULCANIC

Forma de relief tectono-vulcanică cea mai evidentă în peisajul geomorfologic al Masivul Călimani este caldera de prăbușire din partea sa centrală. Colapsul propriu-zis al camerei magmatice a avut loc acum aproximativ $7,1 \pm 0,5$ Ma (**Seghedi et al., 2005**). Odată cu formarea ei, rețeaua hidrografică a căpătat caracteristici centripete evidente. Râul Neagra colectează afluenții din interiorul acestei caldere. În partea centrală a calderei eroziunea a exhumat mari corpuri subvulcanice. O calderă ipotetică se pare că a existat și în cazul Masivului Sancy (**Lavina, 1985**), dar acumularea materialelor de origine vulcanică sau epiclastică a șters în întregime urmele morfologice ale acestei depresiuni tectono-vulcanice.

1.3.7 FORME DE RELIEF REZULTATE PRIN EROZIUNEA DEPOZITELOR EPICLASTICE

Depozitele de acest fel ocupă suprafețe importante în ambele masive studiate. Eroziunea, transportul și redepozitarea materialelor de origine vulcanică primară prin intermediul oricărui agent sau proces geomorfologic reprezintă un stadiu important al evoluției oricărui masiv vulcanic (**Cas și Wright, 1987**).

Tufitele au umplut fostele cuvete lacustre formate prin baraj vulcanic fie în interiorul calderelor, fie la exteriorul acestora. În Sancy tufitele ocupau un fost lac format în interiorul calderei. În prezent, aceste depozite afloră în părțile inferioare ale versanților celor trei văi principale (Chaufour, Mont-Dore și Fontaine Salée). Ele afloră în numeroase locuri datorită eroziunii. În Călimani tufitele se regăsesc intercalate printre alte depozite epiclastice care constituie partea sud-vestică a masivului.

Depozitele de avalanșe de debrisi și cele de lahari au fost semnalate de-a lungul văilor Couze Chambon și Couze Pavin, vârsta lor fiind estimată la aproximativ 1 Ma – 0,9 Ma (**Lavina, 1985; Pastre și Cantagrel, 2001**). Se presupune că originea lor ar fi în partea centrală a masivului, dar în acel sector nu mai poate fi recunoscută nicio cicatrice care să indice prăbușirea flancului stratovulcanului. Cicatricea ipotetică a fost probabil umplută ulterior formării ei cu materiale vulcanice și epiclastice. De asemenea, nu este exclusă și participarea ghețarilor la ștergerea morfologiei unei asemenea cicatrice. Prezența depozitelor de lahari a fost semnalată de asemenea în bazinul torențial Edembouches (**Van Wik de Vries**, comunicare orală). În Călimani **Szakács și Seghedi (2000)** au identificat și descris depozitele de avalanșe de debrisi cele mai mari din întreg lanțul carpatic. Zona lor de formare ar putea fi partea centrală a masivului, în sectorul cu vârfurile

Rusca și Tihu care reprezintă resturile unui stratovulcan. Acesta ar fi fost distrus de prăbușirile de flanc produse acum 8,5 – 8 Ma, deci înainte de formarea calderei. Aceste avalanșe de debrisi au parcurs distanțe de peste 55 km, ocupând o suprafață de aproximativ 870 km² și având un volum de peste 26 km³. Consecințele geomorfologice ale unor asemenea fenomene au fost majore: formarea unor bazine lacustre în care s-au sedimentat, în funcție de aceste niveluri de bază locale, materialele de origine vulcanică. Depozitele de lahari sunt prezente pe flancul sudic, sud-vestic și vestic al masivului (**Rădulescu et al., 1967**). În Pliocen, o vastă arie piemontană s-a format prin acumularea acestor depozite epiclastice la contactul cu Depresiunea Transilvaniei. Eroziunea a disecat în mare parte piemontului inițial (**Gârbacea, 1956**), resturile acestuia putând fi recunoscute în prezent doar la nivelul interfluviilor unor dealuri de la contactul masivului cu aria depresionară transilvană.

Formele și formațiunile de origine glaciară sau periglaciară sunt prezente în morfologia contemporană a celor două masive doar sub formă de mici retușuri aduse reliefului vulcanic primar de către procesele și agenții geomorfologici din Pleistocen și Holocen. Unii autori au recunoscut prezența clară a ghețarilor pleistoceni în Masivul Călimani (**Bojoi, 1986; Mândrescu, 2006**), în timp ce alții n-au identificat acolo decât simple forme de nivație (**Sîrcu, 1964, Naum, 1970**). Conform unui studiu de sinteză referitor la distribuția ghețarilor din Carpații Românești (**Urdea et al., 2004**), ghețarii din Călimani au avut lungimi de până la 3,3 km. Cel puțin 79 de entități de tip ghețar au fost identificate în masiv, acestea acoperind aproximativ 44,35 km². Unii ghețari au coborât până la altitudini de 1674 m pe versanții și văile orientate spre nord, în timp ce pe versanții și văile orientate spre sud ghețarii au coborât doar până la 1714 m altitudine. În condițiile unei modelări periglaciare au rezultat unele forme simple ca de exemplu retragerea abrupturilor prin dezagregare, formarea grohotișurilor și a altor tipuri de depozite de versant, precum și a unor complexe precum terasele de crioplaneție, nișele de nivație (**Ichim, 1972**). În Sancy, formele glaciare au avut o răspândire limitată ca importanță spațială, activitatea glaciară și cea periglaciară fiind doar simple retușuri aduse formelor vulcanice preexistente (**Veyret, 1978; Valadas, 1984**). Domurile de lave păstrează mai bine urmele eroziunii glaciare. Materialele mobilizate prin procese periglaciare au mascat în majoritatea cazurilor morenele. Aceste morene au fost acoperite de asemenea de depozitele fluvio-glaciare de grosimi variabile.

CAPITOLUL 2. CARACTERISTICILE REȚELEI HIDROGRAFICE

Figurile **39** și **40** prezintă configurația actuală a rețelei hidrografice din cele două masive vulcanice. O configurație centripetă este specifică pentru interiorul calderei masivului Călimani, în timp ce la exteriorul său rețeaua hidrografică este divergentă. Majoritatea râurilor care drenează masivul sunt afluenți de dreapta ai Mureșului (cele de pe flancul sudic), celelalte fiind afluenți ai Dornei și ai Bistriței Moldovene (cele de pe flancul nordic și estic) sau ai Bistriței Ardelene (cele de pe flancul nord-vestic). Masivul Sancy prezintă o configurație radială a rețelei sale hidrografice, caracteristică impusă de prezența structurilor vulcanice și orientarea marilor văi de origine complexă. Jumătatea vestică a masivului este drenată de afluenții râului Dordogne, cealaltă jumătate estică fiind drenată de afluenții râului Allier.

CAPITOLUL 3. CONDIȚIILE CLIMATICE, FITOGEOGRAFICE ȘI EDAFICE

Diferențele de ordin climatic dintre cele două masive vulcanice sunt destul de evidente și țin mai degrabă de localizarea geografică a lor în raport cu deplasarea maselor de aer oceanice (în cazul

Masivului Sancy) sau continentalizate (în cazul Masivului Călimani). Caracteristicile celor două climate sunt analizate comparativ utilizând analiza climogramelor Walter – Lieth (**figura 41 A și B**). Deoarece perioadele cu înregistrări disponibile nu sunt identice, utilizarea datelor meteo are ca scop doar surprinderea caracteristicilor care definesc cele două tipuri de climate, cu asemănările și diferențele lor, din cadrul celor două masive.

Figura 46 prezintă distribuția spațială a principalelor tipuri de vegetații din ambele masive pe baza datelor furnizate de către Corine Land Cover 2006 (**EEA**). Asociațiile vegetale dominante sunt pădurile de conifere și cele de foioase, acestea ocupând în Călimani peste 1265,24 km² din totalul de 1575,8 km². În Sancy domină vegetația pajiștilor și a pășunilor secundare precum și cea specifică landelor, pădurile fiind în acest masiv mai restrânse ca suprafață.

Solurile tipice din etajele forestiere și cele subalpine includ mai multe categorii, plecând de la cele de tip ranker (formate pe roci foarte acide) și ajungând la cele de tipul andosolurilor, a solurilor andice coluviale, a podzolurilor și a podzolurilor hidromorfe.

CAPITOLUL 4. ACTIVITĂȚILE ANTROPICE

4.1. ACTIVITĂȚILE TURISTICE ÎN MASIVUL SANCY

Activitatea turistică în Sancy este reprezentată în principal prin practicarea sporturilor de iarnă, a curelor termale (în cadrul stațiunii Mont-Dore) sau a drumețiilor montane. Vârful Puy de Sancy (1885 m), prin atributul său de punct culminant al Masivului Central Francez atrage numeroși turiști care îl vizitează fie pe jos, fie folosind telecabinele de la Mont Dore sau de la Super Besse.

4.2. ACTIVITĂȚILE MINIERE DIN MASIVUL CĂLIMANI

Descoperirea sulfului în partea centrală a masivului a dus la demararea unei activități miniere care a avut un impact morfologic important. În timpul și după oprirea definitivă a exploatării acestei resurse (în anul 1997), cariera și haldele de steril create prin activitățile miniere au devenit instabile din punct de vedere morfologic, acestea constituind o amenințare permanentă pentru elementele de infrastructură (șosea de acces, bazine de decantare și de retenție a sedimentelor etc.). **Figura 50** prezintă utilizarea terenului din partea centrală a masivului.

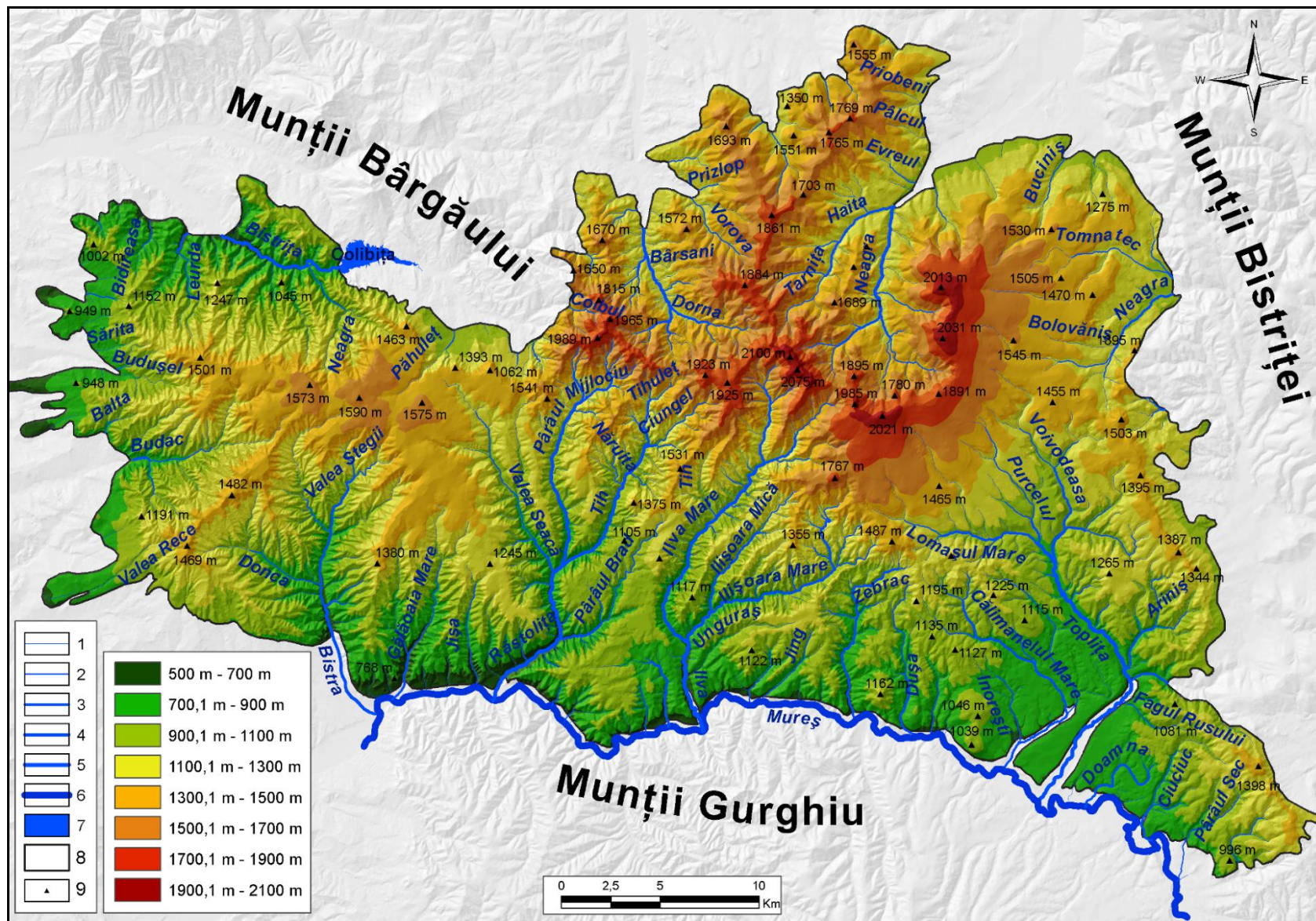


Figura 39: Rețeaua hidrografică a masivului Călimani: 1-6 – ordinul segmentului de râu (în sistem Horton-Strahler); 7 – lac de baraj antropic; 8 - limitele masivului; 9 – altitudinea principalelor vârfuri.

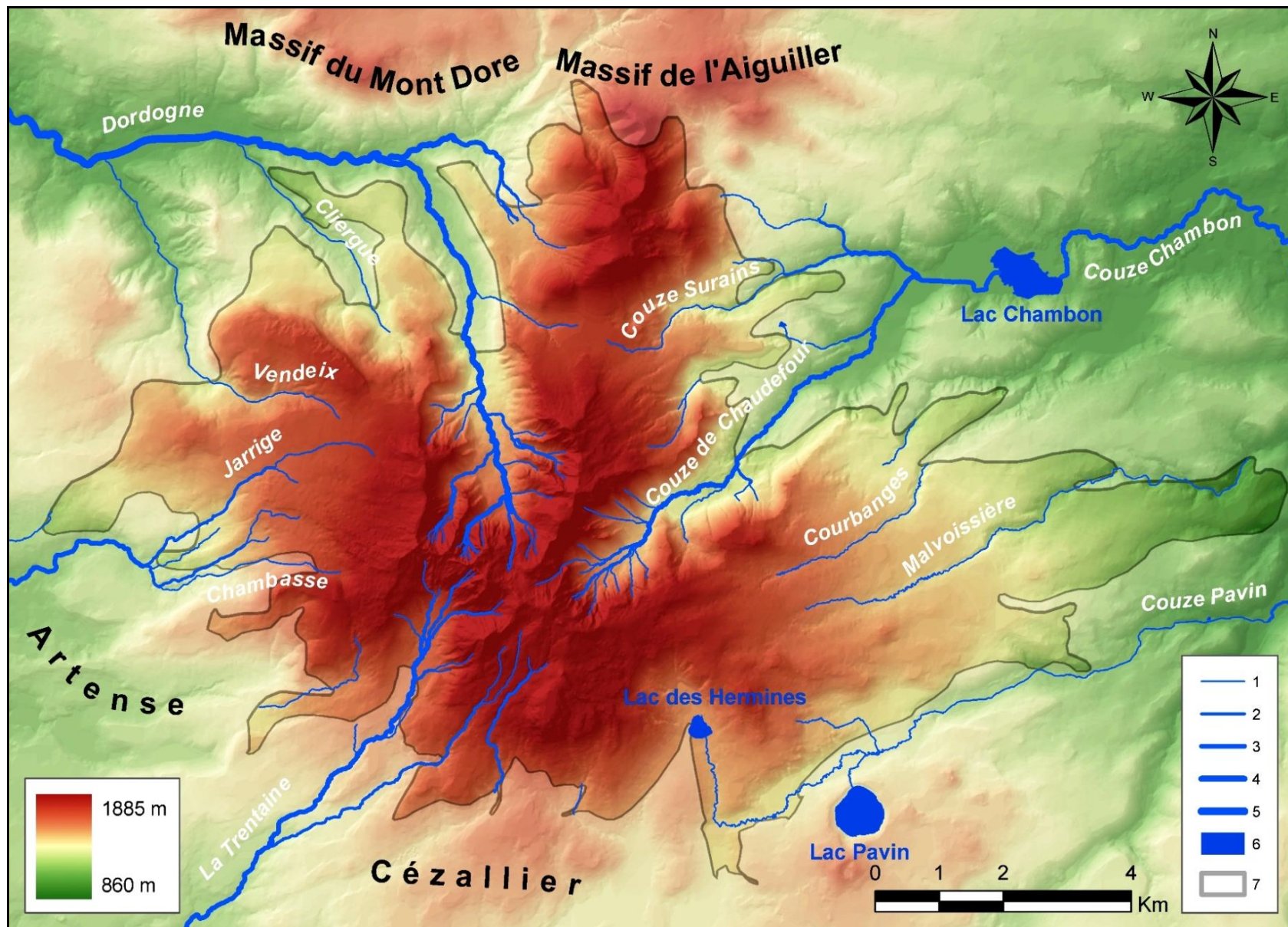


Figure 40: Rețeaua hidrografică a masivului Sancy: 1-5 – ordinul segmentului de râu (în sistem Horton-Strahler); 6 – lac de origine vulcanică și antropică; 8 – limitele masivului.

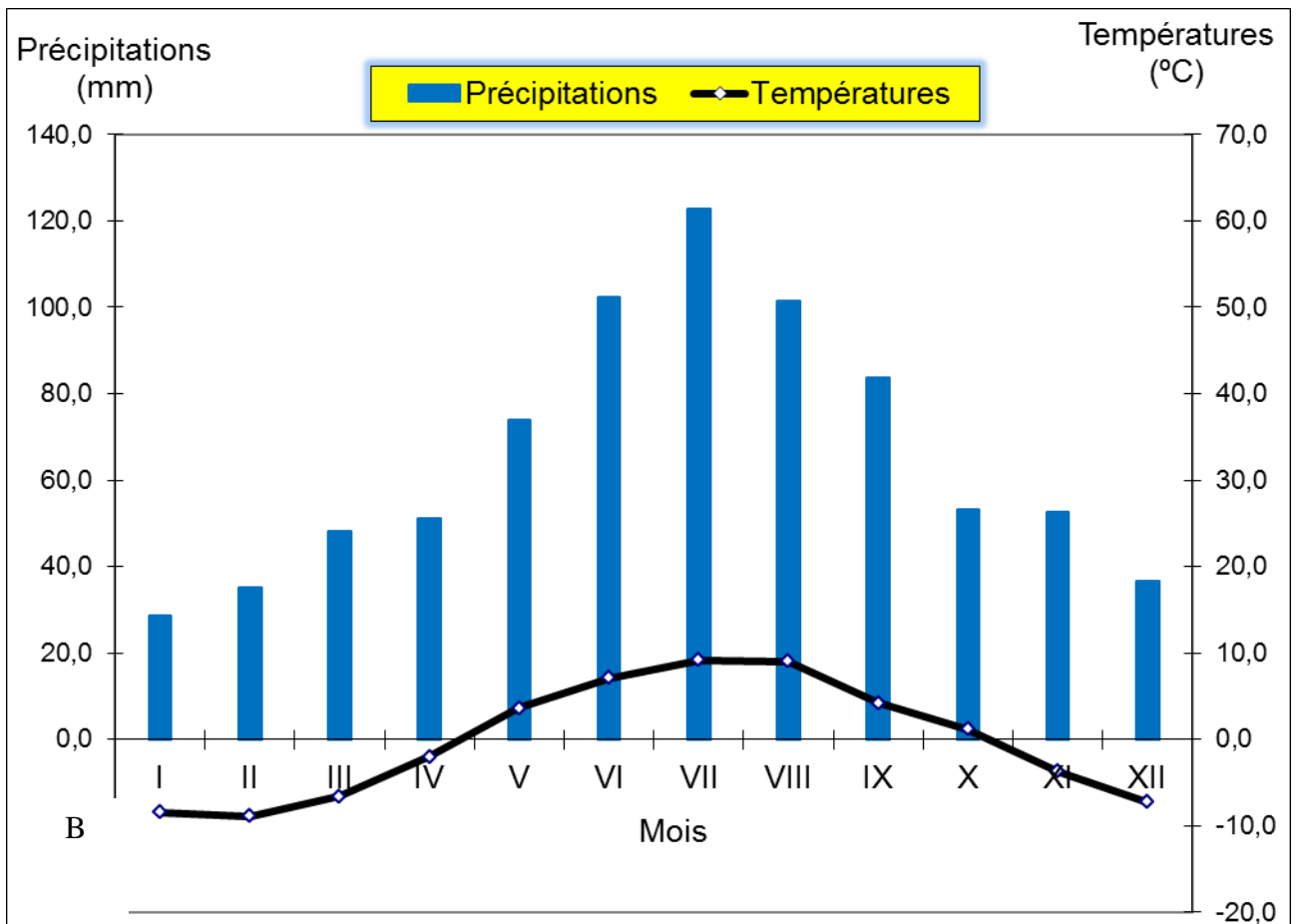
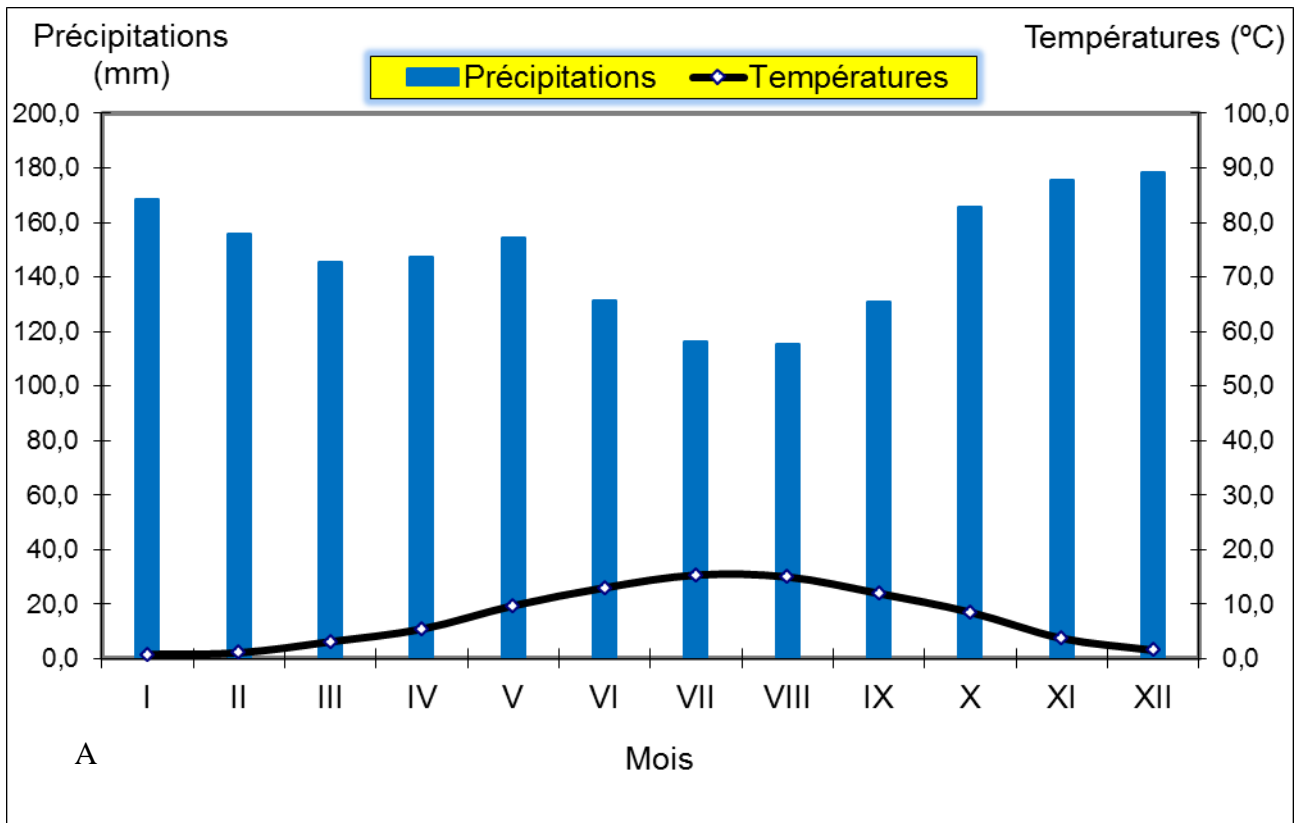


Figura 41: Climogramele Walter – Lieth pentru masivele Sancy (A) și Călimani (B).

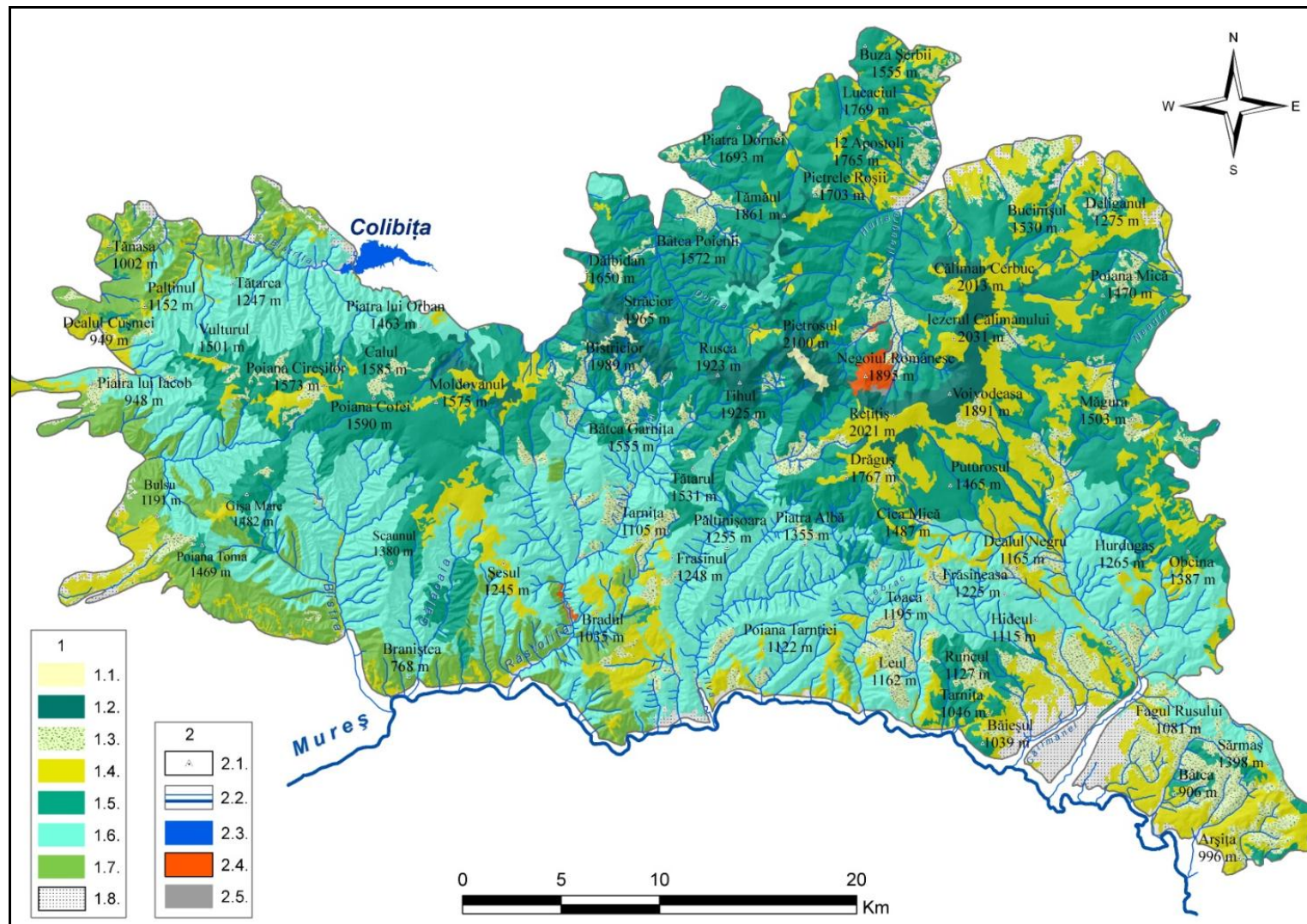


Figura 46: Harta vegetației masivului Călimani (după Corine Land Cover, 2006): **1. Vegetație:** 1.1. Pajiști alpine; 1.2. Arbuști subalpini; 1.3. Suprafețe defrișate colonizate cu arbori și arbuști; 1.4. Pajiști secundare; 1.5. Păduri de conifere; 1.6. Păduri în amestec (conifere și foioase); 1.7. Păduri de foioase; 1.8. Vegetație cultivată; **2. Alte simboluri:** 2.1. Vârfuri; 2.2. Rețea hidrografică; 2.3. Lac de baraj antropic; 2.4. Spațiu artificializat (perimetrul minier și baraj în construcție); 2.5. Spațiu construit.

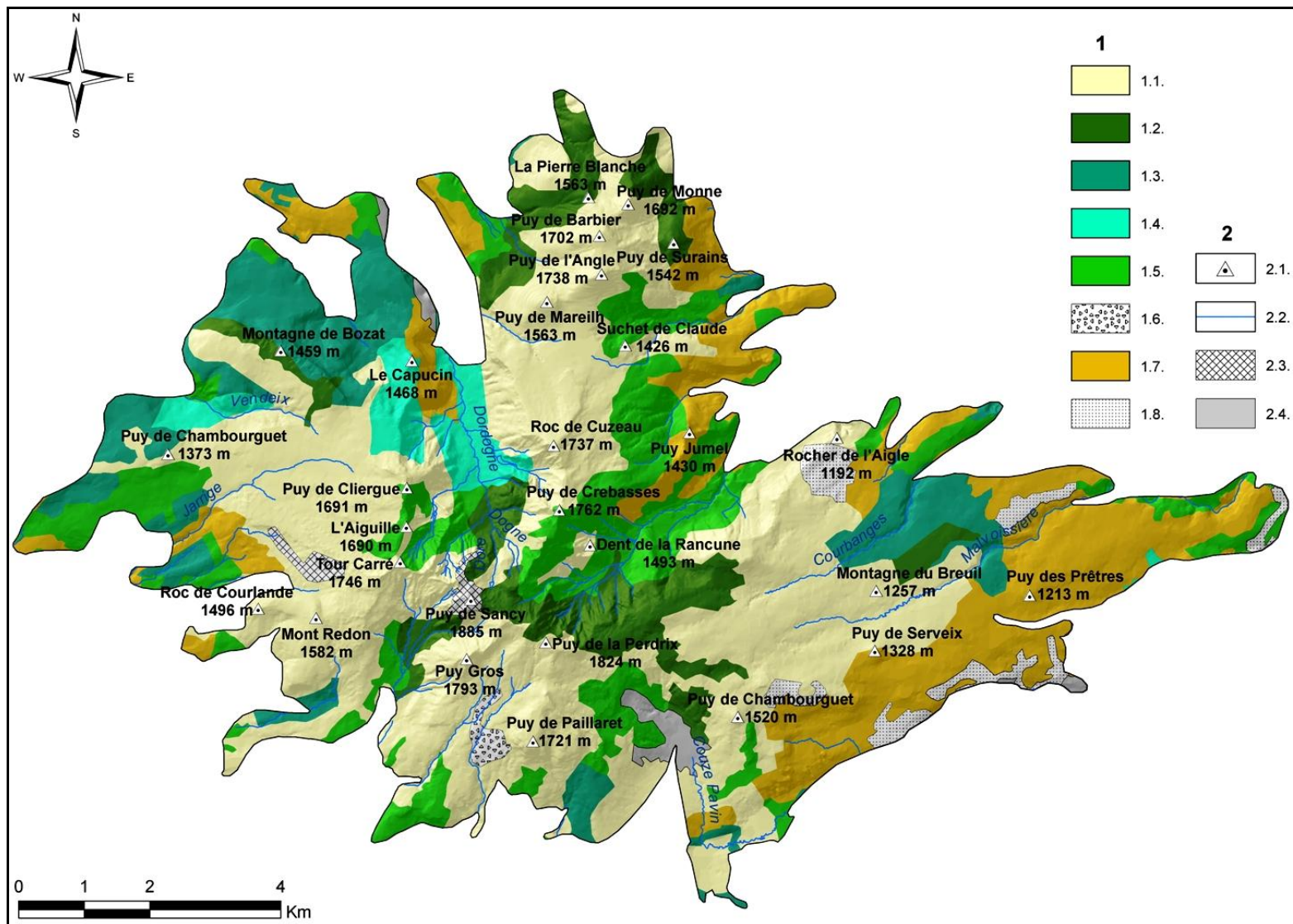


Figura 47: Harta vegetației masivului Sancy (după Corine Land Cover, 2006): **1. Vegetație:** 1.1. Pajiști și pășuni naturale; 1.2. Landă cu arbuști; 1.3. Păduri de conifere; 1.4. Păduri în amestec (conifere și foioase); 1.5. Păduri de foioase; 1.6. Suprafețe de rocă fără vegetație; 1.7. Pajiști și pășuni întreținute; 1.8. Terenuri agricole; **2. Alte simboluri:** 2.1. Vârfuri; 2.2. Rețea hidrografică; 2.3. Spațiu artificializat (echipamente sportive și pentru agrement); 2.4. Spațiu construit.

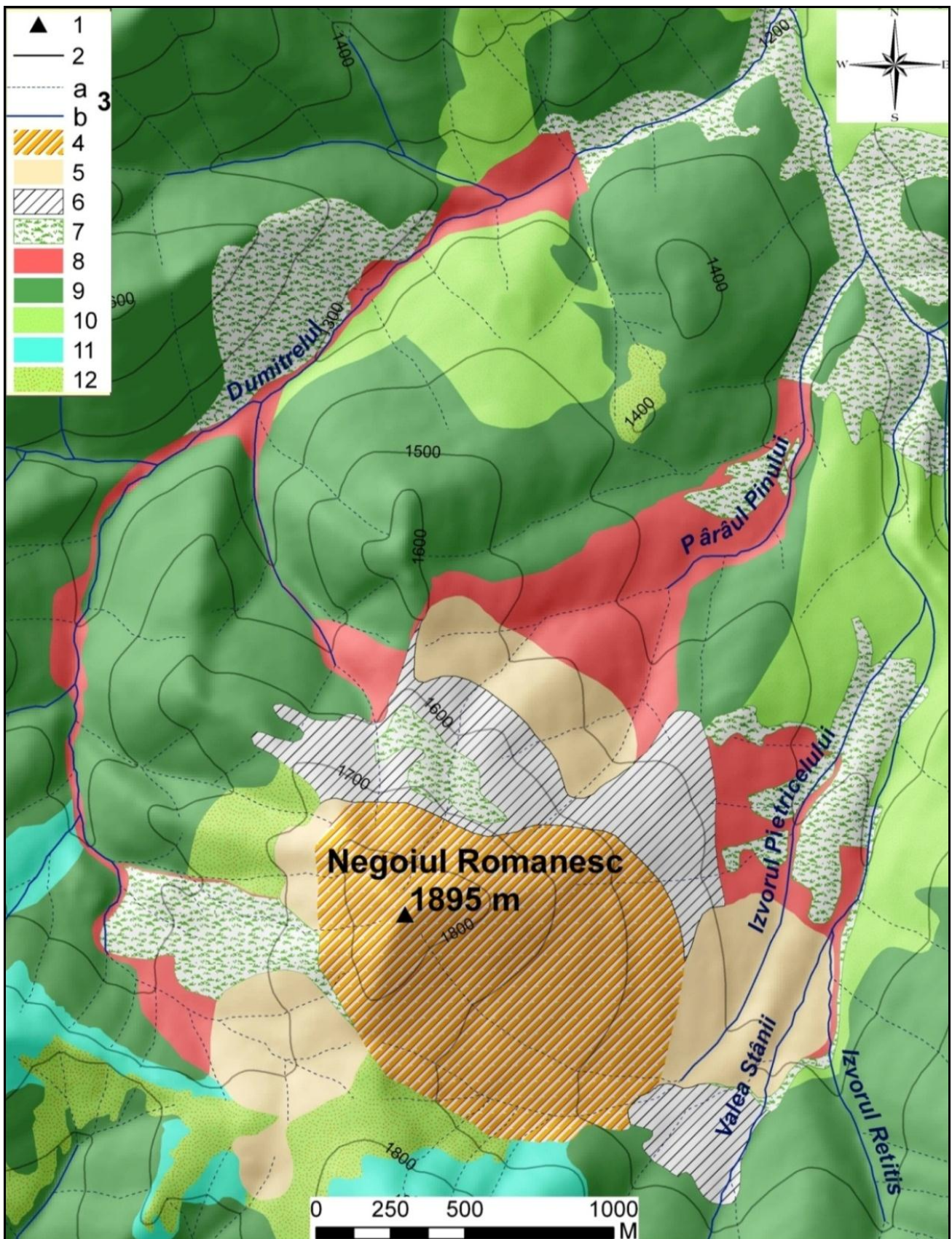


Figura 50: Harta utilizării terenului în partea centrală a masivului: 1 – vârfuri; 2 – curbă de nivel; 3a – curs de apă temporar, 3b – curs de apă permanent; 4 – carieră; 5 – haldă de steril; 6 – uzină și alte clădiri; 7 – pădure în stare naturală, parțial afectată de activitățile miniere; 8 – pădure puternic distrusă de alunecări de teren și curgeri de formate pe halde de steril; 9 – pădure în stare naturală; 10 – reîmpăduriri; 11 – vegetație arbustivă subalpină; 12 – pajști alpine.

PARTEA A DOUA

CAPITOLUL 5. PROCESE ȘI FORME DE RELEIF CONTEMPORANE

Primele mobilizări ale materialelor pe versanți se realizează sub influența meteorizației. Procesele de alterare chimică domină mai ales în cazul suprafețelor acoperite cu păduri. Viteza de preparare a materialelor prin procese de meteorizație (gelifracție, alterare chimică etc.) determină ritmul activității proceselor geomorfologice de pe versanți. Formele elementare de deplasare a materialelor includ căderile (căderile de pietre individuale, surpările, avalanșele de roci), reptăția (creep, solifluxiune), alunecările, curgerile (curgere lichidă, diluată, hiperconcentrată, noroioasă, de debris, curgere uscată, avalanșe de zăpadă), șariajul și transportul în suspensie. Alte procese geomorfologice prezente în ambele masive sunt cele de eroziune, transport și acumulare fluvială precum și procesele crionivale.

CAPITOLUL 6. IMPACTUL MORFOGENETIC AL CURGERLOR TORENȚIALE

6.1. CURGERILE DE DEBRIS – TERMINOLOGIE UTILIZATĂ, MODALITĂȚI DE MANIFESTARE, MORFOLOGII REZULTATE

Curgerile de debris sunt procese geomorfologice contemporane cu rol morfogenetic major în cadrul versanților din diverse regiuni montane ale Globului (**Luckman, 1992; Rapp, 1992; Coussot et Meunier, 1996; Becht et Rieger, 1997; Kotarba, 1997; Berti et al., 1999; Boelhouwers J. et al., 2000; Pech et Jomelli, 2001; Eaton et al., 2003; Lorente et al., 2003; Wilkerson et Schmid, 2003 etc.**). Ca proces morfodinamic, o curgere de debris reprezintă deplasarea rapidă pe versanți cu panta ridicată sau de-a lungul unor canale preexistente (albie de râu, canale torențiale etc.), a unor mase de debris necoezive, saturate în apă (**Hungr, 2005**). Acest tip de proces intermediar între alunecările de teren superficiale și curgerile hiperconcentrate care se formează în timpul viiturilor (**Coussot et Meunier, 1996; Rickenmann, 1999**) este prezent în contexte geologice și morfo-climatice variate, fiind considerat ca având caracter azonal (**Decaulne, 2001**). Cel puțin 3 condiții sunt esențiale în declanșarea curgerilor de debris: prezența materialului friabil, prezența apei în cantități suficiente pentru a fluidiza materialele (pentru creșterea presiunii interstițiale) și existența unei pante a versantului de peste 25° (**Innes, 1983; Bonnet-Staub, 2001**).

6.2. INVENTARUL CURGERILOR DE DEBRIS CONTEMPORANE

Distribuția spațială a curgerilor de debris contemporane din cadrul celor două masive montane a fost analizată utilizând cartografierea digitală (pe hărțile topografice 1/25000, ortofotoplanuri), dar și cartarea în teren. Cele două hărți geomorfologice prezintă această distribuție spațială a curgerilor de debris din ambele masive. Un studiu de caz al unei curgeri de debris de pe versantul nordic al calderei este de asemenea prezentat în acest capitol (**figura 55**).



Figura 55: Curgerea de debrisi analizată de pe versantul nordic al calderei, sub vârful Negoii Unguresc.

6.3. FRECVENȚA CURGERILOR DE DEBRISI DETERMINATĂ CU AJUTORUL METODELOR DENDROGEOMORFOLOGICE: EXEMPLUL BAZINULUI TORENȚIAL EDEMOUCHES (VALEA MONT DORE, MASIVUL SANCY)

În masivul Sancy, curgerile de debrisi domină morfogeneza contemporană. Impactul acestora asupra infrastructurii și a zonelor construite este uneori unul distructiv, așa cum s-a întâmplat în 31 iulie 1994 sau în 14 ianuarie 2004. Metodele dendrogeomorfologice de reconstituire spațio-temporală a activității curgerilor de debrisi n-au fost încă utilizate în acest masiv, deși mai multe sectoare de versant prezintă un potențial ridicat pentru utilizarea lor. Integrarea rezultatelor analizelor dendrogeomorfologice în planurile de gestiune a teritoriilor ar putea fi foarte utilă și chiar de dorit.

6.3.1. FACTORI DE INSTABILITATE DIN CADRUL BAZINULUI TORENȚIAL

Bazinul torențial Edembouches (**figura 59**) reunește condiții favorabile manifestării curgerilor de debrisi: prezența în zona-sursă a depozitelor piroclastice friabile și cvasi-absența vegetației forestiere pe versanții abrupti. Arborii dominanți care colonizează doar conul proluvial

sunt brazii (*Abies alba* Mill.), alături de care mai există fagi (*Fagus sylvatica*) scoruși (*Sorbus aucuparia*) și mesteceni (*Betula verrucosa*).

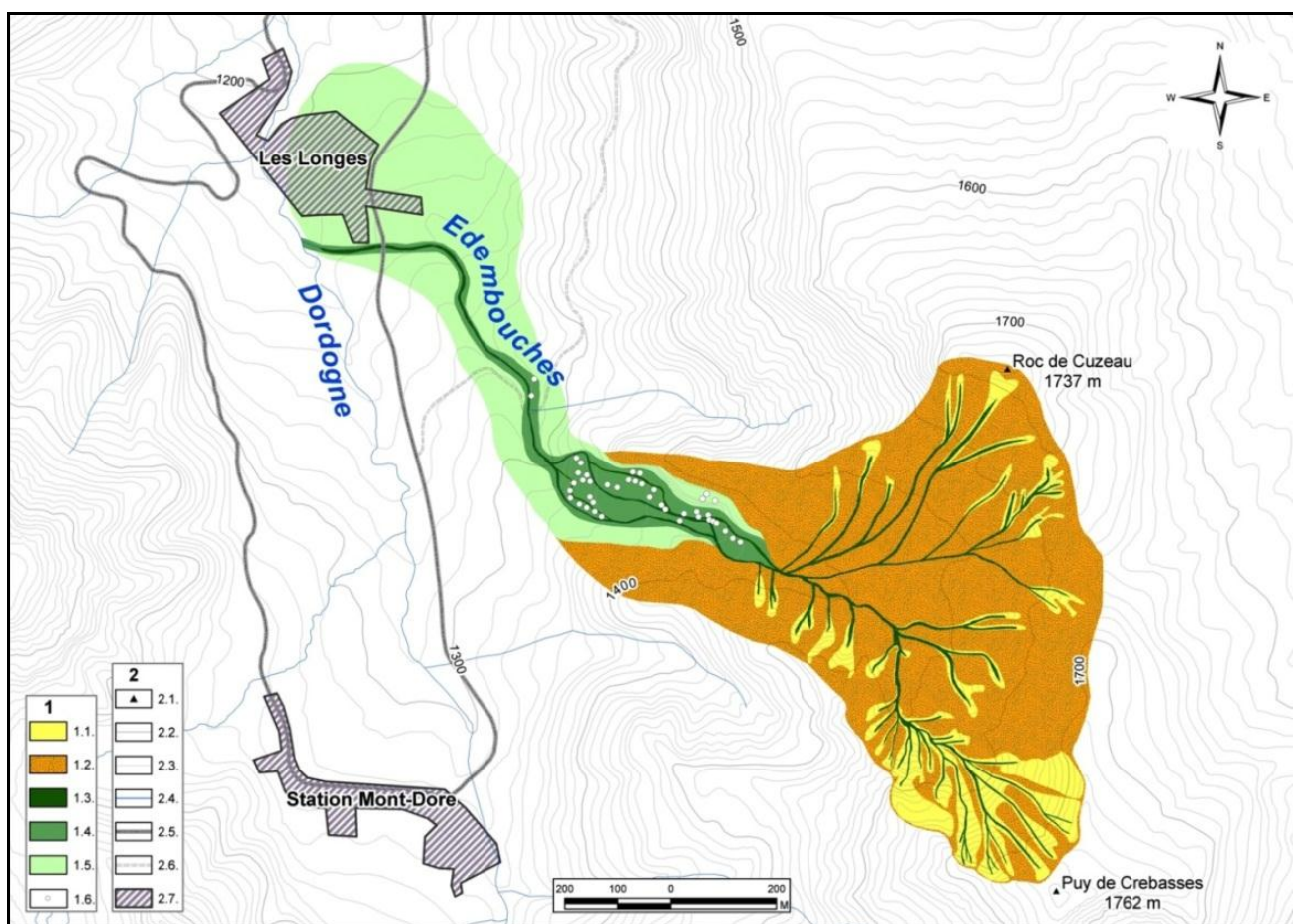


Figura 59: Bazinul torențial Edembouches: **1- Elementele morfologice ale bazinului:** 1.1. cicatrice de inițiere a curgerilor de debris; 1.2. versant în depozite piroclastice și epiclastice; 1.3. canal; 1.4. depozit proluvio-aluvial contemporan; 1.5. depozit proluvio-aluvial recent; 1.6. arbori eșantionați; **2 – Alte simboluri:** 2.1. vârf; 2.2. curbă de nivel principală; 2.3. curbă de nivel normală; 2.4. curs de apă permanent; 2.5. șosea; 2.6. drum forestier; 2.7. spațiu construit.

6.3.2. CARTAREA GEOMORFOLOGICĂ DE DETALIU ȘI STRATEGIA DE EȘANTIONARE A ARBORILOR

Un Model de Elevație al Terenului realizat la o rezoluție de 10 m a servit la analiza morfometrică preliminară a bazinului torențial. Cartarea în teren a vizat identificarea și localizarea formelor de detaliu create de către curgerile de debris (canale, levee, depozite de debris). Toate aceste date au fost reunite într-o bază de date SIG și au servit ulterior la realizarea hărților.

Pentru eșantionare s-au ales doar arborii care prezentau urme vizuale evidente ale impactului mecanic (cicatrici pe trunchiuri, rădăcini dezvelite, vârfuri rupte etc.). Poziția arborilor a fost determinată în teren și apoi indicată pe harta geomorfologică. Un număr de 42 brazi afectați au fost eșantionați (2, 3 sau 4 carote pe arbore, 93 carote în total). Alți 17 brazi neafectați de curgeri de debris, situați în apropiere au fost de asemenea eșantionați în scopul realizării unei curbe medii de creștere de referință din acest sit.

6.3.3. ANALIZA ANOMALIILOR DE CREȘTERE ALE ARBORILOR

În laborator, carotele extrase au urmat etapele de pregătire pentru analize. Numărarea inelelor și măsurarea lățimii lor au fost realizate folosind sistemul Lintab 5 și programul TSAP-Win Professional 0.22. Interdatarea seriilor cronologice s-a realizat cu programul COFECHA (Holmes, 1983).

Anomaliile de creștere (*growth disturbances*, **GD**) datorate impactului mecanic produs de către curgerile de debris au fost datate cu o rezoluție anuală. Aceste anomalii includ rândurile tangențiale de canale rezinifere traumatice (*traumatic resin ducts*, **TRD**), secvențele de lemn de compresiune (*compression wood*, **CW**), cele de creștere redusă (*growth suppression*, **GS**) și/sau cele de creștere exagerată a lățimii inelelor (*growth release*, **GR**) (Schweingruber, 1996; Stoffel et Bollsweiler, 2008).

Curba medie de creștere de referință obținută de la carotele extrase din arborii neafecțați de către curgerile de debris a servit pentru compararea cu fiecare din carotele arborilor afectați de aceste curgeri. În final, anii-eveniment determinați prin metodele dendrogeomorfologice au fost analizați în corelație cu datele meteo (temperaturi și precipitații zilnice) înregistrare pe perioada 1968-2007 la stația meteo Mont Dore (stație situată la aproximativ 3 km distanță față de conul proluvio-aluvial din bazinul torențial Edembouches).

6.3.4. REZULTATELE ANALIZEI DENDROGEOMORFOLOGICE

Figura 66 indică localizarea arborilor eșantionați de pe suprafața conului și vârsta acestora determinată prin numărarea inelelor și aplicarea corecțiilor în urma interdatării. Se observă că arborii mai bătrâni sunt localizați în principal pe partea dreaptă a conului, în timp ce arborii mai tineri sunt prezenți în zona apexului sau pe partea stânga a acestuia.

Identificarea numărului de evenimente a fost realizată doar în cazul în care într-un anumit an-eveniment s-au înregistrat anomalii de creștere în cel puțin 5 arbori diferiți. Pentru a se evita supraestimarea anomaliilor de creștere individuală s-a calculat, pentru fiecare eveniment identificat, o valoare index (I_t) folosind următoarea formulă propusă de către Shroder (1978):

$$I_t = (\sum_{i=1}^n R_t / \sum_{i=1}^n A_t) \times 100$$

In care,

I_t = numărul arborilor care prezintă anomalii de creștere;

R = numărul anomaliilor de creștere;

t = anul-eveniment;

A = numărul total de arbori eșantionați în anul t .

Anomaliile de creștere identificate (cicatrici însoțite de prezența **TRD** și a țesutului calusat, creșterea exagerată a inelelor - **GR**, prezența lemnului de compresiune – **CW**, precum și suma reacțiilor pe fiecare arbore împreună cu valorile indexului (I_t) sunt reunite în **tabelul 9**. Pentru perioada 1900-2007, un număr total de 151 **GD** au fost identificate în inelele arborilor eșantionați. Cele mai multe reacții sunt de tipul **GR** (49 reacții, 32,6% din total), urmate de **GS** (44 reacții, 29,1% din total), **TRD** (20 reacții, 13,2% din total) și **CW** (9 reacții, 5,9% din total). **Figura 69** prezintă seriile de frecvență ale curgerilor de debris reconstituite cu ajutorul metodelor dendrogeomorfologice.

Distribuția spațială a activității curgerilor de debrisi pentru fiecare din anii-eveniment determinați este indicată de poziția arborilor care au reacționat în anii respectivi. Seriile de hărți ale distribuției spațio-temporale s-au realizat în acest mod, un exemplu de hartă fiind prezentat în **figura 70**.

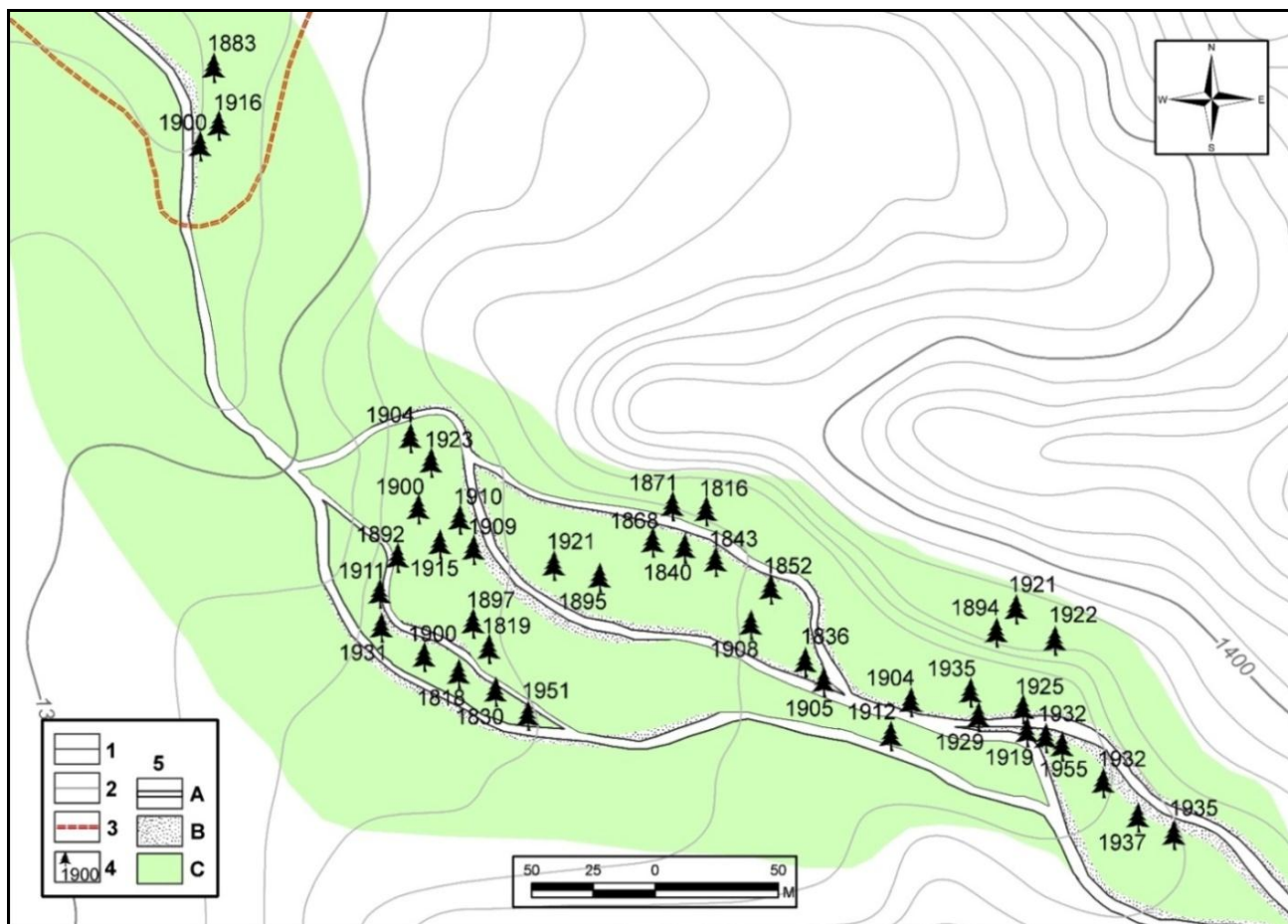


Figura 66: Localizarea arborilor eșantionați de la suprafața conului de debrisi Edembouches: 1 și 2 – curbe de nivel principale și secundare; 3 – drum forestier; 4 – vârsta arborilor; 5 – morfologie la suprafața conului (5A – canal; 5B – levee laterale; 5C – depozit de debrisi).

Tabelul 9: Numărul, tipul anomaliilor de creștere (**GD**) și valoarea indexului (**I_t**) pentru anii eveniment determinați pe baza analizei inelelor anuale ale arborilor

An-eveniment	TRD	GR	GS	CW	Total arbori cu GD	Număr GD pe arbore	Număr arbori vii	Valoare index [I _t]
2006	5	0	1	0	6	6	43	13.9
1997	0	1	8	1	10	9	43	20.9
1994	3	4	4	0	11	10	43	23.2
1992	1	7	3	0	11	11	43	25.5
1990	2	2	6	2	10	9	43	20.9
1986	0	7	9	1	17	17	43	39.8
1984	0	2	3	0	5	5	43	11.6
1970	0	10	1	2	13	12	43	27.9
1958	5	6	2	1	14	13	43	30.2
1949	3	4	2	3	12	11	42	26.1
1942	2	2	3	5	10	13	40	32.5
1932	0	0	6	1	7	7	38	18.4
1905	0	0	5	1	6	6	22	27.2

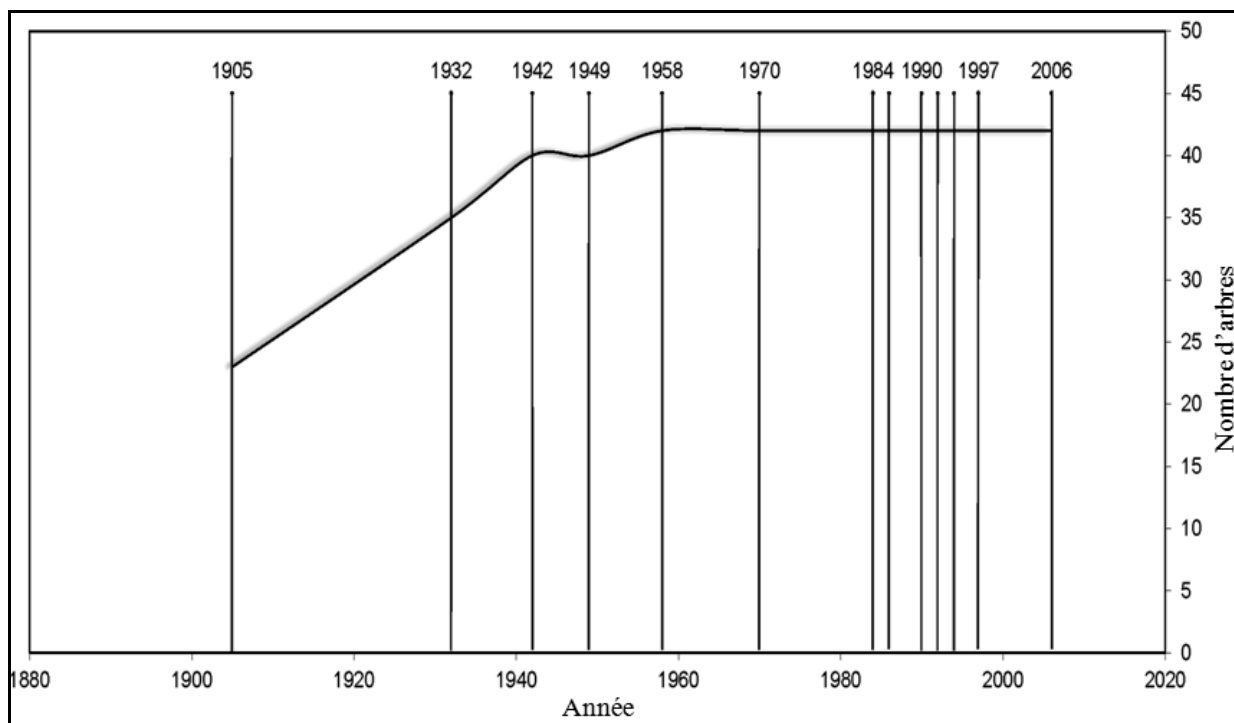


Figura 69: Frecvența minimă a curgerilor de debris pe suprafața conului Edembouches între 1900 și 2007.

6.3.5. ANALIZA PRAGURILOR CLIMATICE DE DECLANȘARE

Arhivele menționează efectele devastatoare ale unor curgeri de debris produse în 31 iulie 1994. În acea zi, la stația meteo Mont Dore s-au înregistrat în total 58,3 mm precipitații care au favorizat producerea acestor curgeri. O comparație a datelor meteo disponibile începând cu anul 1968 cu cei 8 ani-eveniment determinați pentru aceeași perioadă prin metode dendrogeomorfologice indică dificultatea cu care pot fi identificate pragurile climatice de declanșare a activității curgerilor de debris, aceasta manifestându-se foarte diferit, nu întotdeauna cantitatea de precipitații fiind cea care condiționează această activitate. Metodele dendrogeomorfologice permit doar o reconstituire a frecvenței minime anuale a activității proceselor generale dintr-un sit.

6.4. METODE ȘI LUCRĂRI DE PROTECȚIE APLICATE: EXEMPLUL AMENAJĂRILOR DE PE VERSANTUL EGRAVATS (VALEA MONT-DORE, MASIVUL SANCY)

Ca urmare a evenimentului distructiv de tip curgeri de debris din 14 ianuarie 2004 de pe versantul Egravats (valea Mont Dore), Prefectura departamentului Puy de Dôme a solicitat birourilor **BRGM** (*Bureau de recherches géologiques et minières*) și **CEMAGREF** (la acea vreme *Centre national du machinisme agricole, du génie rural, des eaux et des forêts*, astăzi **IRSTEA**-*Institut de recherche en sciences et technologies pour l'environnement et l'agriculture*) realizarea unui studiu global al riscurilor asociate acestor curgeri. Urbanizarea s-a făcut fără să se țină cont de activitatea geomorfologică anterioară în acest sector de versant. În urma realizării acestui studiu, Planul de Prevenire a Riscurilor Naturale Previzibile (PPR) realizat pentru situl Egravats a prevăzut o serie de strategii de protecție activă și pasivă destinate reducerii impactului curgerilor de debris și a celor

noroiase asupra celor 49 cabane construite în aval. Până în prezent s-au realizat mai multe amenajări în acest scop, printre care construirea barajului de consolidare și reținere a materialelor groșiere, construirea pragurilor și a digurilor din canalele urmate de curgeri, construirea de bazine de retenție a materialelor mobilizate, instalarea de tuburi de drenaj a apei, reîmpăduriri etc.

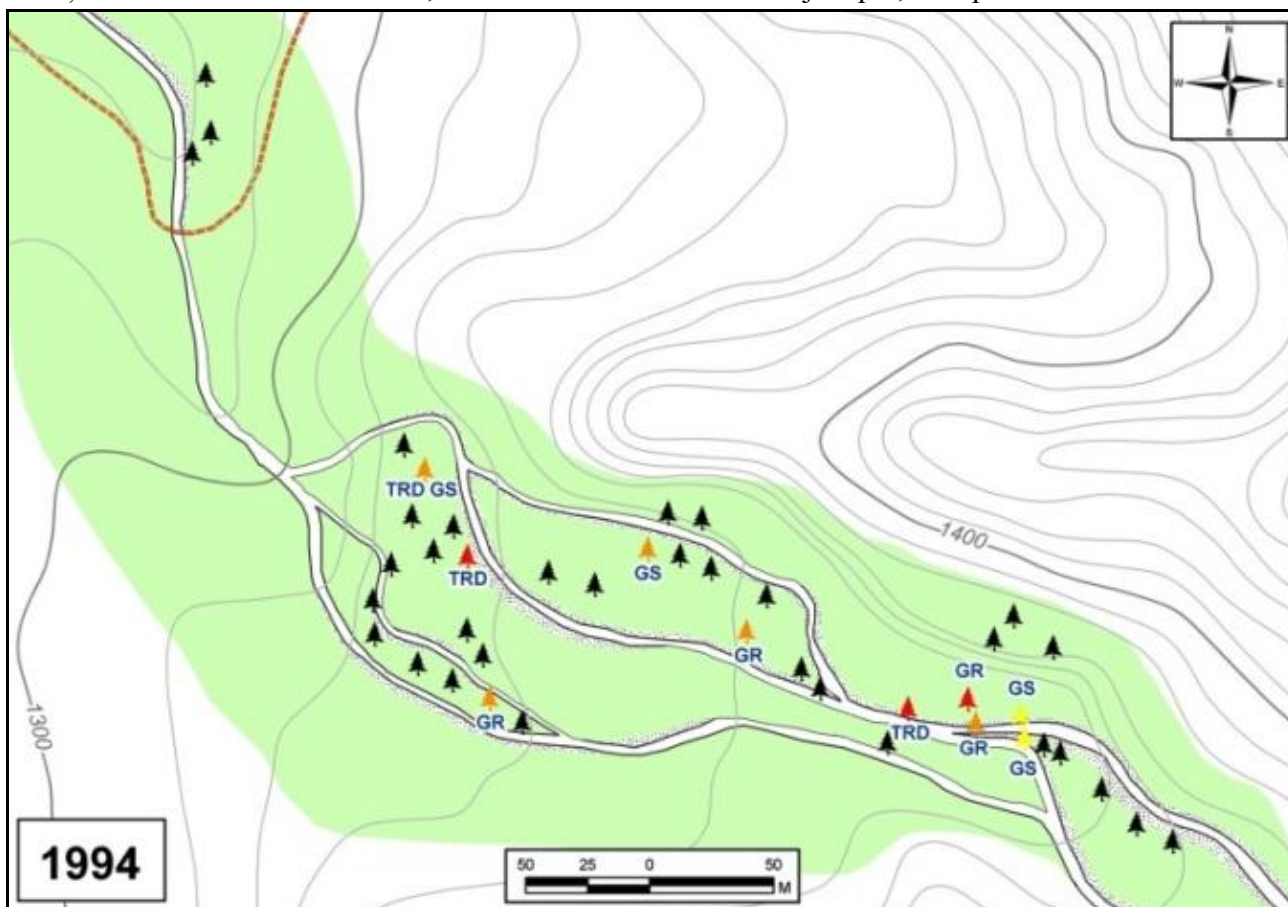


Figura 70: Exemplu de hartă a distribuției spatio-temporale, a tipului și intensității reacțiilor arborilor: **TRD** – inele cu canale rezinifere traumatice (*traumatic resin ducts*); **CW** – lemn de compresiune (*compression wood*); **GS** – reducerea lățimii inelelor (*growth suppression*); **GR** – creștere exagerată a inelelor (*growth release*); intensitate mare (simbol de culoare roșie); intensitate medie (simbol orange); intensitate mică (simbol galben).

CAPITOLUL 7. PROCESE GEOMORFOLOGICE CONDIȚIONATE DE CĂTRE ACTIVITĂȚILE ANTHROPICE

7.1. PROCESE GEOMORFOLOGICE INDUSE DE CĂTRE ACTIVITĂȚILE MINIERE ÎN MASIVUL CĂLIMANI

7.1.1. PROCESE GEOMORFOLOGICE DIN PERIMETRUL CARIEREI DE EXPLOATARE A SULFULUI

În cadrul carierei de exploatare a sulfului, procesele geomorfologice contemporane de tipul dezagregărilor, a căderilor gravitaționale de blocuri, surpări, șiroire, deflație etc. modelează morfologia creată anterior în mod artificial.

7.1.2. PROCESE GEOMORFOLOGICE DIN CADRUL HALDELOR DE STERIL

Pe versanții din jurul carierei și în apropiere de uzina de preparare a sulfului s-au creat mai multe halde de steril. Amplasarea și construcția lor n-au respectat normele de siguranță a stabilității. Astfel, halda Pinul (**figura 88**), construită în valea cu același nume a acoperit numeroase sectoare de versant cu turbării sau cu exces de umiditate. Exploziile utilizate în carieră, amplasarea defectuoasă a materialului steril, umiditatea ridicată de la baza haldei au dus la destabilizări majore sub formă de alunecări de teren. Cel mai important eveniment de acest fel ms-a produs în 1979 când alunecările devastatoare continuate cu curgeri torențiale au afectat albia râurilor Pinul și în aval pe cea a râului Neagra (**Bojoi et Brânduș, 1984**). Acest eveniment major de destabilizare a haldelor a fost urmat de altele de o amploare mai redusă. Ulterior, curgerile de debrisi s-au instalat pe suprafețele nou create, modelând corpurile de alunecare și transportând cantități mari de materiale care au fost depuse în bazinul de retenție a sedimentelor Pinul sau în albiile celor două râuri.

7.1.3. AGRADAREA DE ORIGINE ANTROPICĂ A ALBIEI RÂURILOR

În urma destabilizării haldei Pinul, pădurea situată în aval de aceasta a fost distrusă total pe mai mulți km².



Figura 88: Haldele de steril din Valea Pinul.

Corpurile de materiale alunecate par să fie stabilizate de aproximativ 20 ani, în schimb suprafețele afectate de curgeri de debrisi continuă să se extindă în cadrul acestor suprafețe nou-create. Suprafețele corpurilor de alunecare au fost parțial colonizate cu molid, mesteacăn, plop și salcie. Morfologia de detaliu a acestora a fost cartată în 2008, pentru a analiza relația dintre stabilitatea morfologică a lor și ritmul de colonizare cu arbori. (**Surdeanu et al., 2011**). Unele curgeri de debrisi

formate în cadrul haldelor de steril urmează albiile afluenților râului Neagra, producând daune mai ales asupra drumului de acces spre carieră. Odată ajunse în albiile acestor râuri, materialele provenite din cadrul haldelor de steril sunt remaniate împreună cu aluviunile și contribuie la colmatarea albiilor respective.

7.1.4. REACȚIA MOLIZILOR (*PICEA ABIES* (L.) KARST.) LA ACOPERIREA CU SEDIMENTE DE ORIGINE ANTROPICĂ: EXEMPLUL BAZINELOR DE RETENȚIE PINUL ȘI DUMITRELUL

În acest capitol sunt prezentate rezultatele studiilor dendrocronologice realizate în perimetrul bazinelor de retenție a sedimentelor Pinul și Dumitrelul. Aceste studii au vizat analizarea reacțiilor arborilor rezultate în urma acoperirii rădăcinilor acestora cu materiale provenite din haldele de steril, dar și identificarea anilor de depunere majoră a materialelor în bazinele menționate sau determinarea cu materiale pe care nivelului de acoperire arborii îl pot tolera (Pop *et al.*, 2011; Surdeanu *et al.*, 2010). Măsurătorile topografice efectuate în vara anului 2007 (Pop *et al.*, 2009) au permis estimarea volumelor de materiale acumulate în cele două bazine, de la construcția lor până în momentul efectuării măsurătorilor. În cazul bazinului Dumitrelul volumul total de sedimente estimat la aproximativ 25500 m³ indică o rată de umplere de 1430 m³ pe an. Volumul sedimentelor din bazinul Pinul a fost determinat la aproximativ 91100 m³, ceea ce corespunde cu o rată de umplere cu sedimente de 3250 m³ pe an.

În cazul bazinului Pinul, 30 molizi acoperiți cu sedimente, localizați pe malul drept la distanțe variabile față de marginea acestor sedimente acumulate în bazin au fost aleși pentru studierea reacțiilor datorate impactului mecanic produs de curgerile de debrisi și cele hiperconcentrate. Analizele anilor de producere a anomaliilor de creștere identificate pe carotele arborilor eșantionați sunt reunite în **tabelul 14**. Studiul nostru a urmărit identificarea reacțiilor molizilor cauzate de curgerile de debrisi și cele hiperconcentrate inițiate pe suprafața haldelor de steril. Acest fapt nu exclude existența altor cauze perturbatoare care pot determina producerea de reacții ale arborilor asemănătoare. Astfel, prezența în corpul sedimentelor a apelor acide ar putea cauza un stress suplimentar asupra arborilor.

Un alt studiu dendrocronologic asemănător cu cel prezentat anterior a fost realizat în 2010 în cazul bazinului Dumitrelul. Cei 22 molizi aleși pentru eșantionare sunt aliniați pe partea stângă (nord-vest) a bazinului, fiind acoperiți cu sedimente de grosimi variabile (între 0 și 160 cm). Analiza celor 450 carote și 57 secțiuni transversale prelevate la diferite înălțimi pe trunchi indică formarea **TRD** la mai multe niveluri. Acest tip de reacție este un bun indicator al anilor cu evenimente majore de acoperire cu sedimente a rădăcinilor arborilor. **Figura 107** prezintă, într-o manieră sintetică, numărul total al **TRD** identificate la diferite niveluri pe trunchiul acoperit cu sedimente al celor 22 arbori eșantionați. Se constată astfel că prezența **TRD** este variabilă, de la -110 cm sub nivelul reper al sedimentelor atins în 2007 până la +50 cm deasupra acestui nivel reper. Cel mai mare număr al reacțiilor de tip **TRD** sunt înregistrate la nivelurile -10 cm, +10 cm și -230 cm de pe trunchi. Graficul din **figura 108** prezintă numărul total de reacții identificate în diferiți ani, pe perioada 1980 – 2007, din toți cei 22 arbori și la toate nivelurile. Reacții mai severe (peste 10 reacții) există în cazul anilor 1999 (4 arbori), 2001 (6 arbori), 2003 (4 arbori), 2006 (8 arbori) și 2007 (13 arbori). Acești ani ar putea indica tot atâtea evenimente majore de acumulare a sedimentelor în jurul arborilor de pe marginea bazinului. Pentru aceiași ani-eveniment, absența reacțiilor din unii arbori ar putea indica

faptul că acumularea sedimentelor se face prin avulsii repetate care afectează progresiv diferite părți ale marginilor bazinului unde sunt localizați arborii.

Tabelul 14: Caracteristicile arborilor, tipul și anii reacțiilor acestora.

Arbor e	Ramuri vii (%)	Distanța arbore- marginie bazin (cm)	Grosimea sedimentelor (cm)	Anul cu TRD identificate în inele	Anul cu secvențe GS în inele
1	50%	160	68	2007	1995
2	25%	45	45	1998, 1996, 1991	1985
3	75%	50	15	2007, 1991, 1988	1999
4	50%	30	70	2007	1999
5	70%	70	50	2007, 2006, 1998	1997
6	75%	60	53	2007, 2001, 1998, 1985, 1978	1997
7	25%	140	81	2001, 1989, 1987, 1981	1997
8	25%	235	113	1987, 1984, 1983, 1982, 1981	1991
9	50%	50	50	-	1991
10	75%	20	22	2007	2000
11	0%	130	52	2007	1990
12	25%	30	70	-	1992
13	0%	10	60	2007, 2005, 1984	1983
14	80%	10	20	-	1984
15	50%	60	25	2007, 2003, 2001	1990
16	50%	35	45	2007, 2006	1997
17	50%	80	40	2006, 1999	1998
18	20%	30	45	2007	1995
19	25%	215	>100	2007, 2001	1993
20	25%	450	>100	2007, 2005, 2001, 1997	1990
21	25%	400	>100	1991	1992
22	70%	220	>100	-	1986
23	50%	70	>100	-	1991
24	70%	30	50	-	1993
25	50%	200	>100	2007, 2003	1978
26	30%	120	>100	-	1980
27	95%	40	30	-	2000
28	90%	240	>100	2004, 2001, 1991	1989
29	30%	240	>100	2005, 2003	1995
30	25%	200	40	2007, 2005, 2003	1990

7.1.5. MĂSURI DE COMBATERE A INSTABILITĂȚII MORFOLOGICE DIN CADRUL SITULUI MINIER NEGOIUL ROMÂNESC

În vederea reabilitării sitului minier se prevede demolarea clădirilor și a fostei uzine de preparare a sulfului, decolmatarea celor două bazine de retenție a sedimentelor Dumitreleul și Pinul, drenarea și epurarea apelor reziduale poluate și în special stabilizarea haldelor de steril. Aceste halde urmează să fie nivelate pentru a se reduce panta taluzurilor și a se împiedica în acest mod manifestarea proceselor torențiale sau a alunecării corpurilor sterilului. Suprafețele haldelor de steril vor fi reîmpădurite folosindu-se specii locale de arbori.

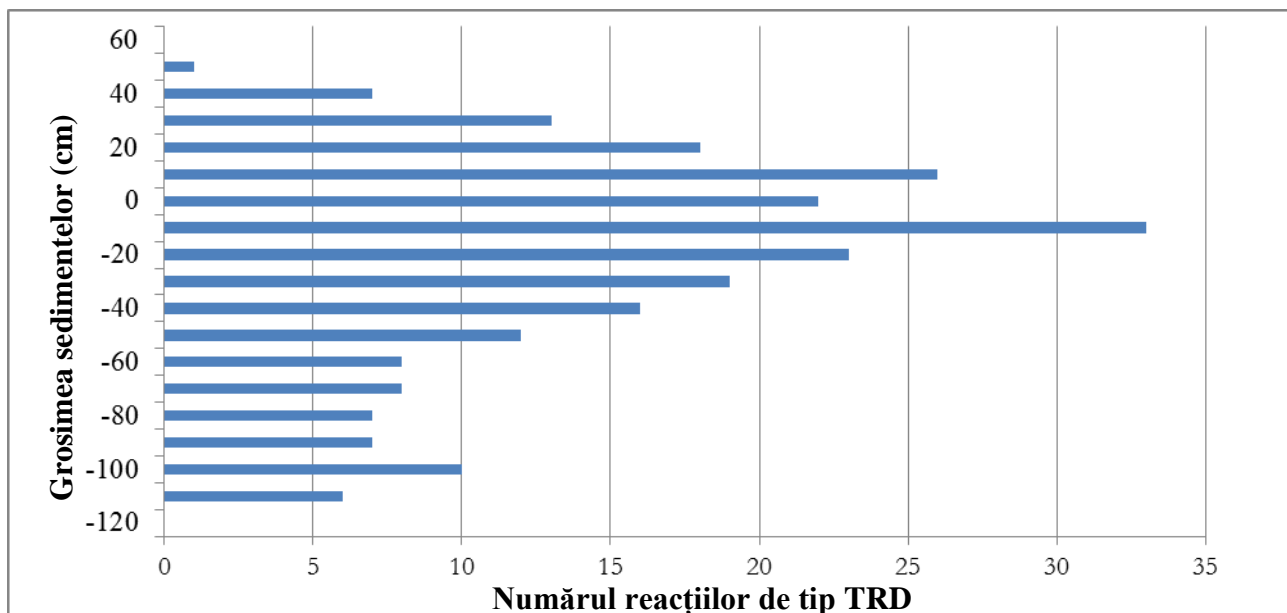


Figura 107: Numărul total de reacții de tip TRD identificate la diferite niveluri de acoperire cu sedimente a trunchiurilor.

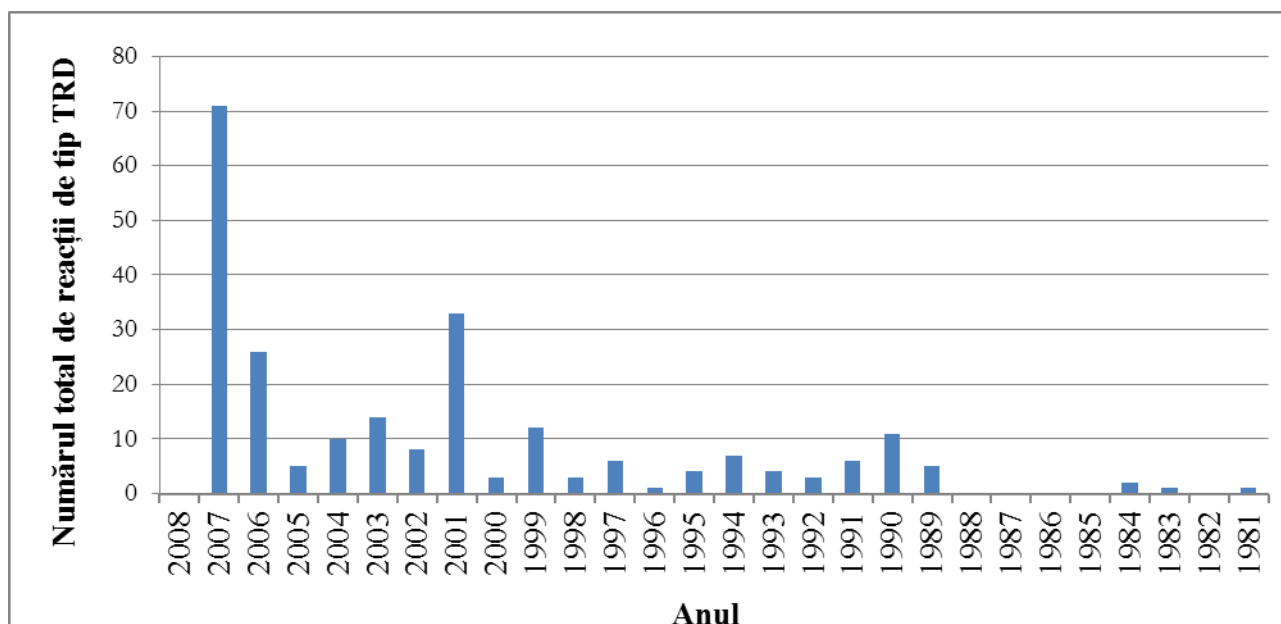


Figura 108: Distribuția pe ani a numărului total de reacții de tip TRD identificate în inelele tuturor arborilor, la toate nivelurile de acoperire a trunchiurilor cu sedimente.

O mare parte din suprafețele afectate în prezent de procesele geomorfologice care mobilizează materialul steril vor fi lăsate să se reîmpădurească în mod spontan. În acest context, unele aspecte ale studiilor noastre privind relațiile dintre procesele geomorfologice, materialul redepozitat și tipurile de reacții pe care arborii le dezvoltă devin importante pentru cei care gestionează sau pentru cei care reabilitează acest areal minier. În cadrul sitului minier, procesele geomorfologice găsesc anumite condiții ideale pentru a mobiliza volume considerabile de material steril, chiar și după mai bine de un deceniu de la sistarea definitivă a lucrărilor miniere. Astfel, rezultatele studiilor noastre nu ar trebui să fie neglijate de către cei care se ocupă cu reabilitarea acestor situri miniere și care prevăd utilizarea unor metode și tehnici de bioinginerie.

7.2. SUSCEPTIBILITATEA LA EROZIUNE A POTECILOR TURISTICE DIN SANCY

Impactul geomorfologic datorat suprasolicitării potecilor turistice a intrat doar de puțin timp în atenția geomorfologilor (**Reynard et al., 2003; Pelfini et Santilli, 2006**). În Masivul Sancy, eroziunea asociată frecventării excesive a potecilor turistice este mai intensă în cazul aceluia care urmează trasee de creastă. Ea se manifestă prin: compactarea solului și a substratului; detașarea unor volume de sol împreună cu vegetație; mobilizarea materialelor la trecerea turiștilor etc.

7.2.1. DEFINIREA INDICILOR DE SUSCEPTIBILITATE LA EROZIUNE A POTECILOR TURISTICE DE CRESTĂ

Inventarierea morfologiei potecilor turistice s-a realizat pe o lungime totală de 26335 m. Observațiile din teren au vizat identificarea tronsoanelor considerate omogene din punct de vedere morfometric (în ceea ce privește lățimea, adâncimea, numărul de poteci paralele, panta) și al tipului de substrat (**Pop et Guitton, 2008**). Factorii altitudine, pantă, tip de substrat, tip de vegetație și frecvență turistică au fost considerați determinanți pentru manifestarea fenomenelor erozionale din cadrul potecilor turistice de creastă. Fiecărei clase aparținând factorilor erozionali favorabili enumerați i s-au atribuit indici calitativi (de la 1 la 5)

7.2.2. HARTA SUSCEPTIBILITĂȚII LA EROZIUNE A POTECILOR TURISTICE

Această hartă sintetică este realizată prin suprapunerea celor 5 hărți realizate pentru fiecare factor favorabil în parte, pe baza indicilor atribuiți claselor de favorabilitate. Cei 5 indici rezultați de la aceste hărți sunt adăunați pentru a obține indicele global **I**, a cărui valoare este cuprinsă între 10 și 25. Cele 5 clase de susceptibilitate la eroziune au fost definite utilizând acest indice global **I**:

I = 22,1 - 25, susceptibilitate foarte ridicată;

I = 19,1 - 22, susceptibilitate ridicată;

I = 16,1 - 19, susceptibilitate medie;

I = 13,1 - 10, susceptibilitate redusă;

I = 10 - 13, susceptibilitate foarte redusă.

Harta susceptibilității la eroziune (**figura 118**), realizată pe baza acestor clase pune în evidență tronsoanele de poteci turistice unde eroziunea poate să se manifeste intens și să ducă la degradări ireversibile ale morfologiei. Se constată că potecile cele mai afectate de eroziune corespund cu sectoarele de creastă unde se reunesc cele mai multe condiții favorabile (pante și altitudini mari, substrat friabil, absența vegetației, frecvență turistică ridicată). De asemenea, sunt evidențiate acele tronsoane unde eroziunea nu reunește condiții favorabile și prin urmare degradarea acestora se va produce mult mai lent. Tronsoanele potecilor de creastă din jurul văii Chaudfour prezintă cele mai favorabile condiții pentru eroziune, acestea fiind în prezent și cele mai degradate.

Aproape două treimi din lungimea potecilor turistice prezintă indici de susceptibilitate între 13 și 19 (clasele de susceptibilitate redusă și medie). Doar 516 m de poteci turistice de creastă prezintă cele mai mari valori ale indicelui de susceptibilitate (tronsoanele de pe Puy de Sancy și cele de pe Puy Ferrand). Tronsoanele cu susceptibilitate cea mai redusă la eroziune sunt localizate mai ales pe crestele periferice ale masivului.

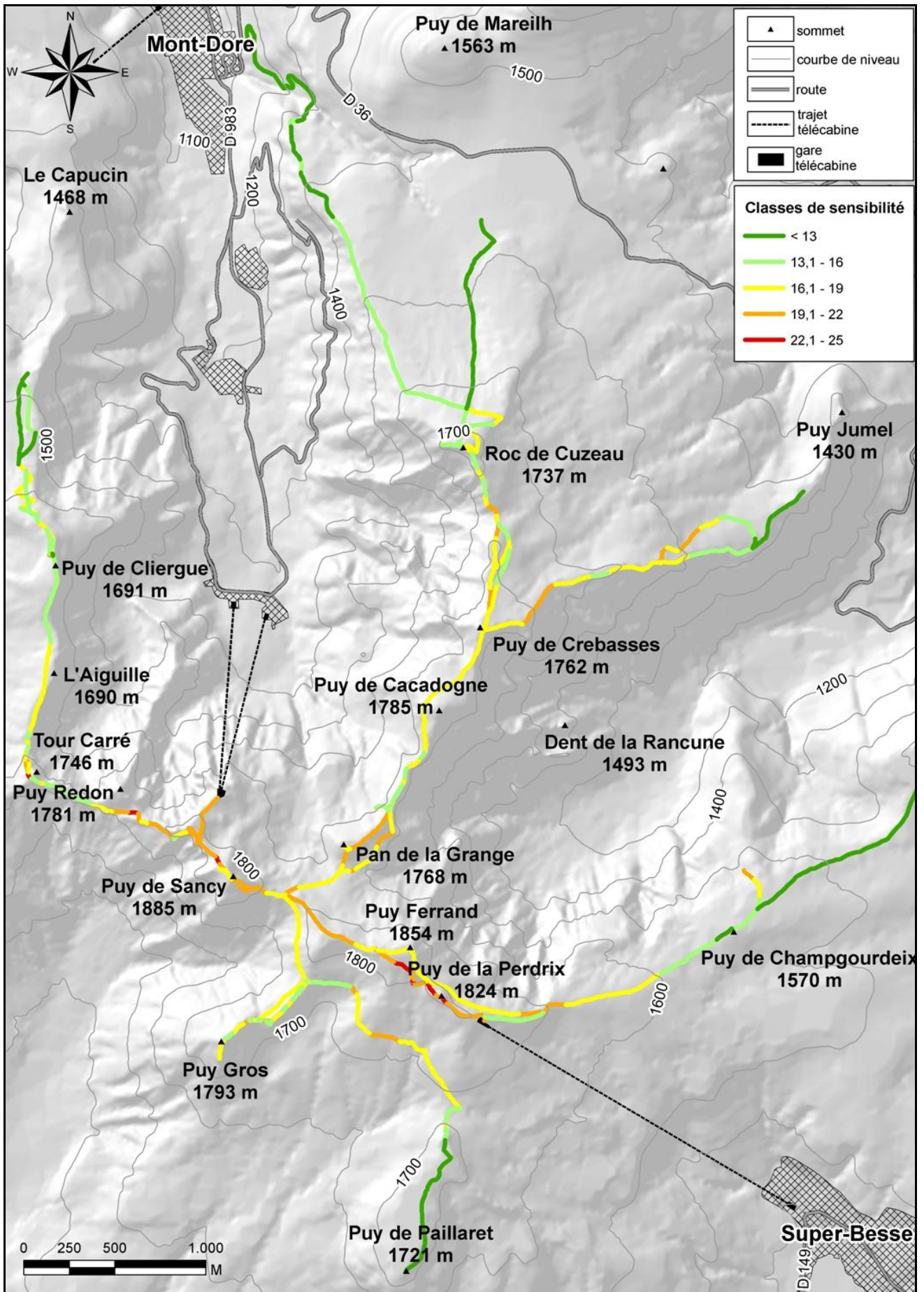


Figure 118: Harta susceptibilității la eroziune a potecilor turistice din Sancy.

7.2.3. LUAREA ÎN CONSIDERARE A RISCULUI DE EROZIUNE A POTECILOR TURISTICE DIN SANCY ÎN PLANURILE DE GESTIUNE ELABORATE DE CĂTRE AUTORITĂȚI

Tehnicile de reabilitare a unui tronson de potecă turistică degradată se rezumă la a alege între o amenajare rapidă a aceluși tronson, pentru a-l reda cât mai rapid în folosință, sau a trasa unul nou care urmează un traseu mai puțin favorabil eroziunii. Principiile generale sunt aceleași, doar tehnicile alese pot varia în funcție de condițiile geologice, pedologice sau climatice: ghidarea turiștilor folosind diverse dispozitive cu cabluri pentru a limita divagarea lor laterală; reumplerea canalelor create de șiroirea apei; canalizarea scurgerii apei pentru a se evita eroziunea liniară sau distrugerea vegetației uneori slab fixată; trasatea unei noi poteci ținând cont de condițiile de pantă, soluri etc. Sensibilizarea turiștilor la eroziunea potecilor turistice este o altă modalitate de intervenție a celor care se ocupă de reabilitarea potecilor turistice. Începând cu anul 1987, un program de reabilitare a tronsoanelor de poteci de pe versantul nord-vestic al vârfului Puy de Sancy a prevăzut recondiționarea pajiștilor puternic degradate. Instalarea unor scări de lemn a fost preferată în locul utilizării betonului, deoarece acestea se încadrează mai bine în peisaj. Mai multe reabilitări au fost realizate după anul 2000 (sectorul Roc de Cuzeau în 2000; sectorul Puy de Clierge în 2004; sectorul Puy Ferrand în 2005). Pe lângă aceste șantiere punctuale, o întreținere minimă este de asemenea asigurată. Lucrările de reabilitare a sectorului Puy Ferrand (**figura 122**) par să fie eficiente. În acest caz, utilizarea materialelor naturale (scorii vulcanice și sol aduse din carierele din Auvergne, folosirea unor geotextile biodegradabile etc.) și renunțarea la lucrările care necesită utilizarea camioanelor mari au redus considerabil impactul morfologic și cel asupra celorlalte componente ale mediului. În 2008, la doar 3 ani după finalizarea lucrărilor (în urma cărora s-a realizat reumplerea potecilor erodate cu scorii, depunerea unui strat de sol, însămânțarea cu specii vegetale locale, instalarea geotextilelor biodegradabile etc.) se observă o refacere vizibilă a stratului erbaceu. Noua rezervație naturală Sancy Chastreix, alături de rezervația Chaudefour vor include în planurile lor de gestiune, reabilitarea altor tronsoane erodate de poteci turistice, ca de exemplu cele dintre Puy de Crebasses și Roc de Cuzeau.

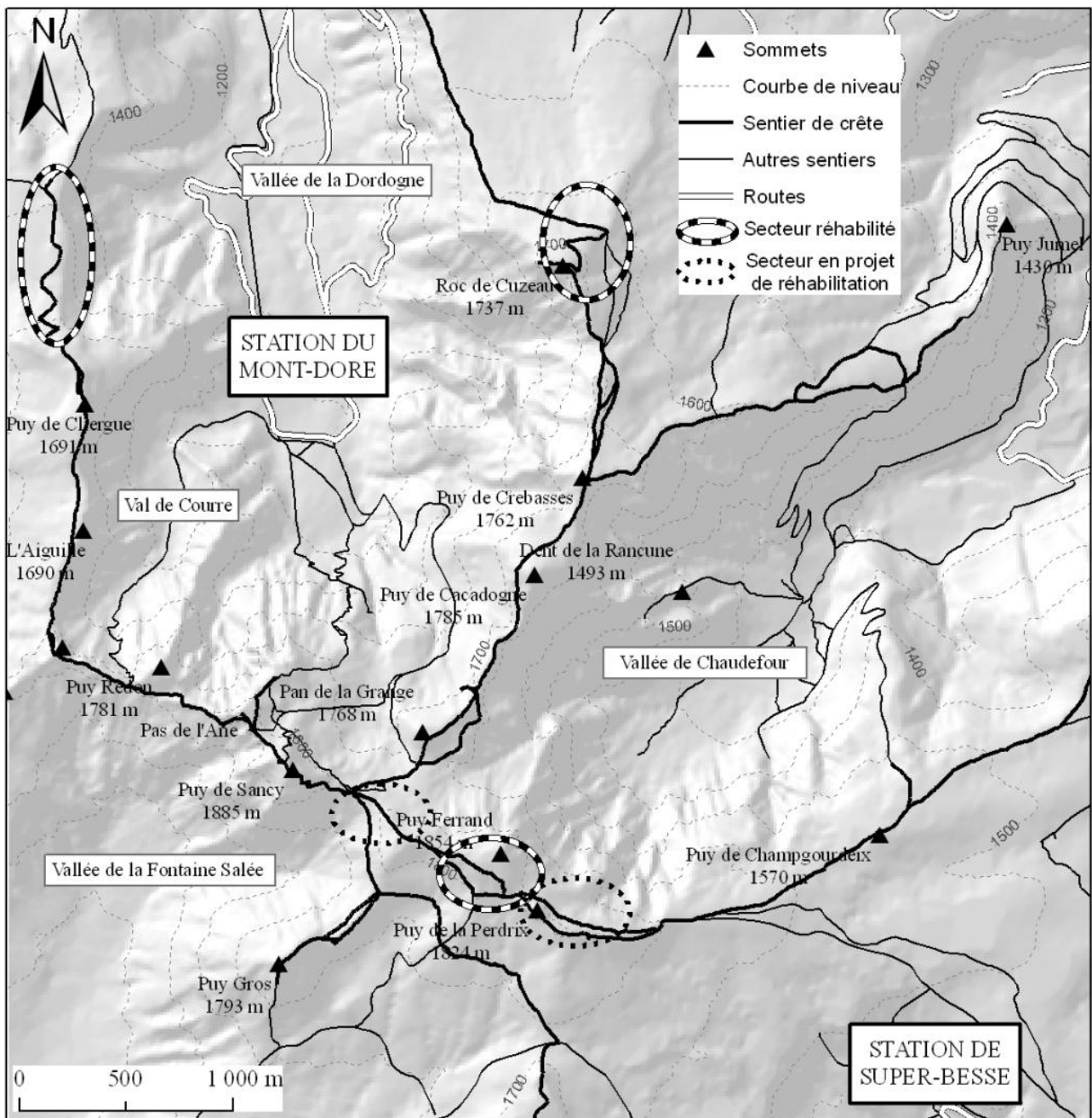


Figura 121: Localizarea unor tronsoane reabilitate sau în curs de reabilitare a unor poteci turistice erodate.





Figura 122: Sectorul reabilitat de pe versantul estic al vârfului Puy Ferrand; A – fotografie realizată înainte de demararea lucrărilor; (foto: Philippe BOICHUT, PNRVA, 15. 10. 2001); B – fotografie realizată în timpul lucrărilor (foto: Philippe BOICHUT, PNRVA, 23. 09. 2005); C - fotografie realizată după un an de la finalizarea lucrărilor (foto: Bernard PAUTY, PNRVA 08. 10. 2006); D - fotografie realizată după doi ani de la finalizarea lucrărilor (foto: Olimpiu POP, 08. 09. 2008).

CONCLUZII GENERALE

Contextele morfogenetice contemporane din cadrul celor două masive studiate condiționează manifestarea unor anumite procese geomorfologice. Prin acest studiu n-am intenționat să analizăm toate aceste procese, ci ne-am orientat doar asupra acelor care sunt dominante din fiecare masiv. Comparațiile între formele de relief moștenite sau cele contemporane au fost realizate doar acolo unde au existat termeni de comparație.

Capitolele 1-4 din prima parte a tezei descriu contextele morfogenetice care impun manifestări diverse ale proceselor geomorfologice contemporane. Formele de relief moștenite (vulcanice, glaciare, periglaciare, antropice etc.), împreună cu caracteristicile actuale ale rețelei hidrografice, ale climatului, ale vegetației și solurilor indică diferențe semnificative, condiționând tipul și distribuția spațio-temporală a proceselor geomorfologice contemporane. Hărțile geomorfologice ale celor două masive indică distribuția formelor de relief descrise. Activitățile antropice (activități turistice în Sancy; activități miniere în Călimani) au dus la schimbări agresive în morfologia celor două masive. Formele de relief rezultate în urma intervențiilor antropice s-au adăugat la cele moștenite, complicând morfologia contemporană a celor două masive.

În partea a doua, după o succintă prezentare a proceselor geomorfologice contemporane identificate în cele două masive (capitolul 5), s-a trecut la analiza proceselor dominante în morfogeneza contemporană. Este vorba despre curgerile de debris care induc cele mai ample schimbări morfologice în ambele masive. Distribuția spațială a sectoarelor de versant afectate de aceste procese este indicată de cele două hărți geomorfologice. O analiză a frecvenței spațio-temporale a activității curgerilor de debris este realizată în Masivul Sancy cu ajutorul metodelor dendrogeomorfologice, această abordare fiind de altfel o premieră în arealul respectiv. Capitolul 7 a fost rezervat în întregime studierii proceselor geomorfologice induse antropic. O primă analiză în acest sens s-a realizat asupra morfodinamicii sitului minier din masivul Călimani unde curgerile torențiale sunt în prezent foarte active. Analizele dendrogeomorfologice din acest areal au indicat diferite modalități prin care sunt afectate pădurile de conifere și felul în care arborii reacționează la stress-ul cauzat de acoperirea lor cu sedimente. Luctările de reabilitare a acestui sit minier, bazate pe excavarea sedimentelor din bazinele de retenție și relocarea lor pe haldele de steril nu vor reduce problemele de poluare într-un context morfodinamic activ, caracterizat prin dese destabilizări ale haldelor de steril cauzate de curgerile torențiale. Studiul vizând analiza potecilor turistice erodate din masivul Sancy încheie capitolul 7 din partea a doua. După evaluarea stării eroziunii contemporane în care se află aceste poteci turistice, o metodă bazată pe utilizarea unor indici semi-cantitativi ne-a permis realizarea hărții de susceptibilitate la eroziune a potecilor turistice. Conștientizarea de către autorități (Communauté des Communes, Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne-PNRVA, Réserve Naturelle de la Vallée de Chaudefour, Conseil Régional, Conseil Général) a acestui fenomen de eroziune a potecilor turistice este discutată la sfârșitul capitolului 7. Utilitatea diverselor metode de reabilitare este de asemenea discutată în acest capitol.

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

- ALEXANDRESCU G., MUREȘAN G., PELTZ S., SĂNDULESCU M., 1968.** Harta geologică a României, scara 1: 200000 - foaia Toplița. Comitetul de Stat al Geologiei, Institutul Geologic, București;
- BARDOU E., DELALOYE R., 2004.** Effects of ground freezing and snow avalanche deposits on debris flows in alpine environments. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 4, pp. 519 - 530;
- BECHT M. et RIEGER D., 1997.** Debris flows on alpine slopes (eastern Alps). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, n° 1, pp. 33 - 42;
- BERTI M., GENEVOIS R., SIMONI A. et TECCA P.R., 1999.** Field observations of a debris flow event in the Dolomites. *Geomorphology*, vol. 29, pp. 265 - 274;
- BERTRAN P., 2004.** Classification des mécanismes de transport des sédiments. *Quaternaire*, hors-série « Dépôt de pente continentaux – dynamique et faciès », Bertran P. (dir.), n°1, pp. 24 - 27;
- BOELHOUWERS J., HOLNESS S., SUMNER P. (2000),** Geomorphological characteristics of small debris flows on Junior's Kop, Marion Island, maritime subantarctic. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 25, pp. 341 - 352;
- BOJOI I., 1986.** Le rôle des glaciers pléistocènes et des processus périglaciaire dans le modelé du relief des Călimani (Carpates Orientales). *Analele Științifice ale Universității „Al. I. Cuza” Iași*, serie nouă, secțiunea II b. Geologie-Geografie, tomul XXXII, pp. 60 - 62;
- BOJOI I., BRÂNDUȘ C., 1984.** Influențe antropice asupra modelării reliefului Masivului Căliman. *Studii și Cercetări de Geologie, Geofizică și Geografie, seria Geografie*, vol. XXXI, pp. 14 - 18;
- BOJOI I., BRÂNDUȘ C., 1985.** Considérations sur la morphodynamique actuelle du Massif des Călimani (Carpates Orientales). *Analele Științifice ale Universității Al. I. Cuza, Geologie-Geografie, Iași*, vol. XXXI, n° II b, pp. 67 - 73;
- BOLLSCHWEILER M., 2007.** Spatial and temporal occurrence of past debris flows in the Valais Alps - results from tree-ring analysis. PhD thesis, Faculty of Science, University of Fribourg. *GeoFocus*, vol. 20, 182 p.;
- BOLLSCHWEILER M., STOFFEL M., EHMISCH M., MONBARON M., 2007.** Reconstructing spatio-temporal patterns of debris-flow activity using dendrogeomorphological methods. *Geomorphology*, vol. 87, n° 3, pp. 337 - 351;
- BOLLSCHWEILER M., STOFFEL M., SCHNEUWLY D. M., BOURQUI K., 2008.** Traumatic resin ducts in *Larix decidua* stems impacted by debris flows. *Tree Physiology*, vol. 28, pp. 255 - 263;
- BOLLSCHWEILER M., STOFFEL M., 2010, a.** Tree rings and debris flows: recent developments, future directions. *Progress in Physical Geography*, vol. 34, pp. 625 - 645;
- BOLLSCHWEILER M., STOFFEL M., 2010, b.** Changes and trends in debris-flow frequency since AD 1850: Results from the Swiss Alps. *The Holocene*, vol. 20, pp. 907 - 916;
- BOLLSCHWEILER M., STOFFEL M., VÁZQUEZ-SELEM, L., PALACIOS, D., 2010.** Tree-ring reconstruction of past lahar activity at Popocatepetl, Mexico. *The Holocene*, vol. 20, pp. 265 - 274;
- BONNET-STAUH I., 2001.** Une méthodologie d'analyse et de cartographie de l'aléa «initiation de laves torrentielles» – application au torrent du Bragousse (France). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, vol. 59, pp. 319 - 327;

- BOVIS M. J., JAKOB M., 1999.** The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 24, pp. 1039 - 1054;
- BROUSSE R., RANCON J.-P., VEYRET Y., TEMPIER P., 1989.** Carte géologique de la France 1/50000: feuille Bourg-Lastic et notice explicative. Editions du BRGM, Orléans, France;
- BROUSSE R., SUIRE J., TEMPIER P., 1990.** Carte géologique de la France 1/50000: feuille La Tour d'Auvergne et notice explicative. Editions du BRGM, Orléans, France;
- BRUN A., 1973.** Dynamiques des différents ensembles volcaniques du massif du Mont Dore. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, n° 38, fascicule 1, pp. 55 - 60;
- BRUN A., 1973.** La fosse d'effondrement volcano-tectonique de la Bourboule - le Mont Dore et ses bordures. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, n° 38, fasc. 1, pp. 25 - 43;
- BUTLER D. R., 2001.** Geomorphic process-disturbance corridors-a variation on a principle of landscape ecology. *Progress in Physical Geography*, vol. 25, n° 2, pp. 237 - 248;
- BUTLER D. R., WALSH S. J., 1994.** Site characteristics of debris flows and their relationship to alpine treeline. *Physical Geography*, vol. 15, n° 2, pp. 181 - 199;
- CANTAGREL J. M., BAUBRON J. C. 1983.** Chronologie des éruptions dans le massif volcanique des Monts-Dore (méthode potassium-argon). Implications volcanologiques. *Géologie de la France*, vol. 2, n° 1-2, pp. 123 - 142;
- CAS R. A. F., WRIGHT J. V., 1987.** Volcanic successions - modern and ancient. Allen and Unwin, London, 528 p.;
- CENUȘĂ E., 2010.** Cercetări privind instalarea vegetației naturale în zone afectate de activități miniere din Parcul Național Călimani. Teza de Doctorat, Universitatea „Transilvania”, Facultatea de Silvicultură și Exploatare Forestiere, Brașov, 144 p.;
- CHIFU T. ȘTEFAN N., DĂSCĂLESCU D., MITITELU D., VIȚALARIU GH., MIHAI GH., 1984.** Molidișul de limită cu zâmbru (*Cembreto-Piceetum abietis nov. Ass.*) din Munții Călimani. *Studii și Cercetari Biologice*, seria Biologie Vegetală, vol. 36, n° 1, pp. 28 - 35;
- CHIFU T., MÂNZU C., ZAMFIRESCU O., 2006.** Flora și vegetația Moldovei, vol. I et II, Editura Universității „Al. I. Cuza”, Iași;
- COTEȚ P., 1970.** Magmatismul carpatic din România și influența lui asupra reliefului. *Studii și cercetări de Geologie, Geofizică și Geografie, seria Geografie*, vol. XVII, n°1, București, pp. 45 - 57;
- COUSSOT P. et MEUNIER M., 1996.** Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth Science Review*, vol. 40, pp. 209 - 227;
- DECAULNE A., 2001.** Les debris flows: une dynamique de versant azonale ? *Environnements Périglaciaires*, vol. 8, pp. 44 - 65;
- DECAULNE A., 2005.** Debris flow triggered by rapid snowmelt - a case study in the Gleidarhjalli Area, North Western Iceland. *Geografiska Annaler*, vol. 87, pp. 487 - 500;
- DINCĂ I., 2004.** Apa și peisajele din Munții Călimani. Edit. Universității, Oradea, 162 p.;
- EATON L. S., MORGAN B. A., KOCHER R. C., HOWARD A. D., 2003.** Role of debris flows in long-term landscape denudation in the Central Appalachians of Virginia. *Geology*, vol. 31, n° 4, pp. 339 - 342;
- FIELTIZ W., SEGHEDI I., 2005.** Late Miocene-Quaternary volcanism, tectonics and drainage system evolution in the East Carpathians, Romania. *Tectonophysics*, vol. 410, pp. 111 - 136;

- FINK J. H., ANDERSON S. W., 2000.** Lava domes and coulées. In “*Encyclopedia of volcanoes*”, Sigurdsson H. (editor-in-chief), Academic Press, San Diego, pp. 307 - 319;
- FRANCIS P., OPPENHEMER C., 2004.** Volcanoes. Oxford University Press, New York, 521 p.;
- GÂRBACEA V., 1956.** Piemontul Călimanilor. *Studii și Cercetări de Geologie-Geografie*, Ed. Academiei R.P.R., Filiala Cluj, 1-4, anul VII, pp. 57 - 69;
- GÖTZ, A., 1952.** Vulcanologia și stratigrafia Munților Gurghiului de nord și raporturile formațiunilor cu cele din Masivul Călimanilor. Extras din *Dări de Seamă ale Ședințelor Comitetului Geologic București*, vol. 39, pp. 275 - 281;
- GOURGAUD A., 1985.** Mélanges de magmas dans les séries alcalines et calco-alcalines: leur rôle dans la genèse des laves intermédiaires et leur influence sur les mécanismes éruptifs – exemples pris dans le Massif Central français (Mont Dore, Chaîne des Puys), à la Martinique (Montagne Pelée, fissure Buros-Diamant) et au Mexique (Pico de Orizaba). Thèse de Doctorat, Université de Clermont-Ferrand, 491 p.;
- GRISSINO-MAYER H. D., 2001.** Evaluating crossdating accuracy: a manual and tutorial for the computer program COFECHA. *Tree-Ring Research*, vol. 57, n°2, pp. 205 - 221;
- HÉTIER J.-M., 1975.** Formation et évolution des andosols en climat tempéré. Thèse de Doctorat en Sciences Naturelles, Université de Nancy, 194 p.;
- HOLMES R. L., 1983.** Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bulletin*, vol. 43, pp. 69 - 78;
- HOLMES R. L., ADAMS R. K., FRITTS H. C., 1986.** Quality Control of Crossdating and Measuring: A User’s Manual for Program COFECHA. In “Tree-Ring Chronologies of Western North America: California, eastern Oregon and northern Great Basin”, Laboratory of Tree-Ring Research, University of Arizona, pp. 41 - 49;
- HUNGR O., 2005.** Debris flow hazard and related phenomena – classification and terminology. In Jakob M., Hungr O., (eds.) “*Debris flow hazard and related phenomena*”, Praxis Springer, Berlin Heidelberg, pp. 9 - 23;
- HUPP C. R., 1984.** Dendrogeomorphic evidence of debris flow frequency and magnitude at Mount Shasta, California. *Environmental Geology and Water Science*, vol. 6, n° 2, pp. 121 - 128;
- HUPP C. R., OSTERKAMP W. R., THORNTON J. L., 1987.** Dendrogeomorphic evidence and dating of recent debris flows on Mount Shasta, northern California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1396-B, pp. 1 - 39;
- ICHIM I., 1972.** Problema teraselor de crioplañație din Masivul Călimani. *Lucrările Stațiunii „Stejarul” Pângărați, Biologie-Geologie-Geografie*, seria Geologie-Geografie, vol. 5., pp. 83 - 92;
- INNES J. L., 1983.** Debris flows. *Progress in Physical Geography*, vol. 7, n° 4, pp. 469 - 501;
- IRIMUȘ I. A., DINCĂ I., 1993.** Procesele geomorfologice actuale din perimetrul structurilor vulcanice ale munceilor Băii de Arieș. *Studia Univitatatis Babeș-Bolyai*, seria Geographia, vol. 38, n° 2, pp. 21-29;
- JAKOB M., 2005.** A size classification for debris flows. *Engineering Geology*, vol. 79, pp. 151 - 161;
- JAKOB M., BOVIS M. J., ODEN M., 2005.** The significance of channel recharge rates for estimating debris-flow magnitude and frequency. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 30, p. 755 - 766;
- JUBERTIE F., 2006.** Les excès climatiques dans le Massif Central Français. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, UMR – 6042 – CNRS – Géodynamique des milieux naturels et anthropisés, Clermont-Ferrand, 461 p.;

- KARÁTSON D., 1996.** Rates and factors of stratovolcano degradation in a continental climate: a complex morphometric analysis for nineteen Neogene/Quaternary crater remnants in the Carpathians. *Journal of volcanology and geothermal research*, vol. 73, pp. 65 - 78;
- KOTARBA A., 1997.** Formation of high-mountain talus slopes related to debris-flow activity in the High Tatra Mountains. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 8, pp. 191 - 204;
- KRZEMIEŃ K., 1991.** Le rôle morphogénique des coulées de lave torrentielle dans les Monts Dore et Tatras occidentales. Dans Actes du colloque franco-polonais « *Développement régional en moyenne montagne, Carpates et Massif Central* », Edition Presses Universitaires, collection CERAMAC, Clermont – Ferrand: pp. 21 - 37;
- KRZEMIEŃ K., 1995.** *Le rôle du tourisme dans la transformation des versants du massif des Monts Dore.* Dans « Milieu naturel et activités socio-économiques dans les montagnes Carpates – Massif Central », Krzemień K. (dir.), Pracegeograficzne, zeszyt 99, Uniwersytetu Jagiellonskiego, pp. 23 - 34;
- KRZEMIEŃ K., SOBIECKI K., 2004.** Le rôle des processus morphogéniques contemporains dans le modelage du Massif volcanique des Monts Dore (Massif Central). Dans « *Les transformations du milieu montagnard Carpates-Massif Central français et autres montagnes d'Europe* », Krzemień K. (dir.), Institute of Geography and Spatial Management, Jagiellonian University, Cracovie, pp. 11 - 25;
- LAVINA P., 1985.** Les volcans du Sancy et le Massif Adventif – Etudes volcanologiques et structurales. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 211 p.;
- LUCKMAN B. H., 1992.** Debris flows and snow avalanche landforms in the Lairig Ghru, Cairngorm Mountains, Scotland. *Geografiska Annaler*, vol. 74, n° 2-3, pp. 109 - 121;
- MARCHI L., TECCA P. R., 2006.** Some observations on the use of data from historical documents in debris-flow studies. *Natural Hazards*, vol. 38, pp. 301 - 320;
- MÂNDRESCU M., 2006.** Geomorfometria circurilor glaciare din Carpații Românești. Teza de Doctorat, Universitatea Alexandru Ioan Cuza, Iași, 334 p.;
- MERLE O., MICHON L., 2001.** The formation of West European rift: a new model as exemplified by the Massif Central area. *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 172, n° 2, pp. 213 - 221;
- MICHON L., MERLE O., 2001.** The evolution of the Massif Central rift: spatio-temporal distribution of the volcanism. *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 172, n° 2, pp. 201 - 211;
- MITITELU D., VIȚALARIU GH., CHIFU T., ȘTEFAN N., DĂSCĂLESCU D., HOREANU CL., 1986, a.** Flora Munților Călimani. *Analele Științifice ale Universității „Al. I. Cuza” din Iași*, tomul 32, seria II a, Biologie, pp. 28 - 30;
- MITITELU, D., CHIFU T., VIȚALARIU GH., ȘTEFAN N., DĂSCĂLESCU D., HOREANU CL., 1986, b.** Contribuție la studiul vegetației lemnoase din Munții Călimani. *Analele Științifice ale Universității „Al. I. Cuza” Iași*, tomul 32, seria II a., Biologie, pp. 31 - 32;
- MOSSARD PH., CANTAGREL J. M., VINCENT P. M., 1982.** La caldera de Haute-Dordogne: âge et limites (Massif des Monts-Dore, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 7, tome 24, n° 4, pp. 727 - 738;
- NAUM T., 1970.** Complexul de modelare nivo-glaciara din Masivul Călimani. *Analele Universității din București*, tomul XIX, pp. 67 - 76;
- NAUM T., 1984.** Tipuri de relief vulcanic. *Analele Universității București, seria Geografie*, tomul XXXIII, pp. 99 - 104;

- OSTERKAMP W. R., HUPP C. R., BLODGETT J. C., 1986.** Magnitude and frequency of debris flows, and areas of hazard on Mount Shasta, Northern California. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, vol. 1396-C, 21 p.;
- PECH P., JOMELLI V., 2001.** Le rôle du cône apical dans le déclenchement des coulées de débris alpines du Massif du Devoluy, Hautes-Alpes, (France). *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 55, n° 1, pp. 47 - 61;
- PÉCSKAY Z., LEXA J., SZAKÁCS A., BALOGH K., SEGHEDI I., KONEČNÝ V., KOVÁCS M., MÁRTON E., KALIČIAK M., SZÉKY-FUX V., PÓKA T., GYARMATI P., EDELSTEIN O., ROȘU E., ŽEC B., 1995 a.** Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Vulcanologica*, vol. 7, n° 2, pp. 15 - 28;
- PÉCSKAY Z., EDELSTEIN O., SEGHEDI I., SZAKÁCS A., KOVÁCS M., CRIHAN M., BERNAD A., 1995, b.** K-Ar dating of Neogene-Quaternary calc-alkaline volcanic rocks in Romania. *Acta Vulcanologica*, vol. 7, n° 2, pp. 53 - 61;
- PELFINI M., SANTILLI M., 2006.** Dendrogeomorphological analyses on exposed roots along two mountain hiking trails in the Central Italian Alps. *Geografiska Annaler*, vol. 88 A, n° 3, pp. 223-236;
- PETREA D., 2005.** Obiect, metodă și cunoaștere geografică. Editura Universității din Oradea, 234 p.;
- PHIE MC. et al., 1993.** Volcanic textures – a guide for interpretation of textures in volcanic rocks. Tasmanian Government Printing Office, Hobart, 198 p.;
- POP O. T., HODOR N., SURDEANU V., IRIMUS I.-A., 2009.** Conséquences de l'instabilité morphodynamique liée à l'exploitation du soufre dans le massif volcanique du Călimani (Roumanie). *Revue Géographique de l'Est* [en ligne], vol. 49, n° 1, URL: <http://rge.revues.org/955>;
- POP O. T., THOURET J.-C., SURDEANU V., 2009.** Geomorphological features of Holocene landslides in the Pliocene-Quaternary stratovolcano massif of Sancy. *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geographia*, Cluj-Napoca, tomul LIV, vol. 2, pp. 5 - 14;
- POP O. T., GUITTON M., 2010.** L'érosion sur les sentiers de randonnée du Sancy (Massif Central, France): entre pratiques touristiques et aménagements. Volume du sixième colloque franco-polonais « *Développement durable des territoires: de la mobilisation des acteurs aux démarches participatives* », Daniel RICARD (dir.), Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France, pp. 379 - 394;
- POP O. T., SURDEANU V., IRIMUȘ I.-A., GUITTON M., 2010.** Distribution spatiale des coulées de débris contemporaines dans le Massif du Călimani (Roumanie). *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geographia*, Cluj-Napoca, tomul LV, vol. 1, pp. 33 - 44;
- POP O. T., S. BUIMAGA-IARINCA, M. STOFFEL, T. ANGHEL, V. SURDEANU, 2011.** Reaction of Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.) to sedimentation by toxic debris in the Dumitreleul Basin (sulphur mining area, Călimani Massif, Romania). *Geophysical Research Abstracts*, EGU General Assembly, Viena, Austria, vol. 13, 13994;
- POPA I., KERN Z., 2008.** Long-term summer temperature reconstruction inferred from tree-ring records from the Eastern Carpathians. *Climate Dynamics*, vol. 32, n° 7-8, pp. 1107 - 1117;
- POSEA, GR., 2001.** Vulcanismul și relieful vulcanic – hazarde, riscuri, dezastre, relieful vulcanic din România. Editura Fundației „România de Măine”, București;

- RAPP A., NYBERG R., 1981.** Alpine debris-flows in Northern Scandinavia. Morphology and dating by lichenometry. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, vol. 63, n°3/4, pp. 183 - 196;
- RAPP A., 1992.** Frequency and importance of major debris flows in arctic and other mountains. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, vol. 3, pp. 249 - 252;
- RAPP A. et NYBERG R., 1981.** Alpine debris flows in Northern Scandinavia. Morphology and dating by lichenometry. *Geografiska Annaler*, vol. 63 A, pp. 183 - 196;
- RĂDOANE M., RĂDOANE N., ICHIM I., SURDEANU V., 1999.** Ravenele – forme, procese, evoluție. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 266 p.;
- RĂDULESCU D. P., 1962.** Probleme ale vulcanismului terțiar în Munții Călimani-Gurghiu-Harghita. Studii și cercetări de Geologie, 2, tomul VII, București, pp. 355 - 368;
- RĂDULESCU D. P., PELTZ S., 1967.** Asupra prezenței depozitelor de lahar în Munții Călimani-Gurghiu-Harghita. *Dări de Seamă ale Ședințelor Comitetului Geologic*, București, vol. LIV, n° 1, pp.101 - 109;
- RĂDULESCU D. P., 1970.** Observații asupra paleogeografiei teritoriului lanțului eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita. *Studii și cercetări. de Geologie, Geofizică, Geografie*, seria Geologie, tomul 15, nr. 1, București, pp. 261 - 266;
- RĂDULESCU D. P., 1972.** Considerații asupra cronologiei proceselor vulcanice neogene din Munții Călimani-Gurghiu-Harghita. *Dări de Seamă ale Ședințelor Comitetului Geologic*, vol. LIX, București, pp. 135 - 142;
- RĂILEANU G., RĂDULESCU D., MARINESCU F., PELTY S., 1967.** Harta geologică a României, scara 1: 200000 - foaia Bistrița. Comitetul de Stat al Geologiei, Institutul Geologic, București;
- REBETEZ M., LUGON R., BAERISWYL P.-A., 1997.** Climatic change and debris flows in high mountain regions: the case study of the Ritigraben Torrent (Swiss Alps). *Climatic Change*, vol. 36, pp. 371 - 389;
- REFFAY A., 1980.** Les dômes volcaniques, essai de typologie géomorphologique. *Norois*, n° 105, pp. 19 - 31;
- REFFAY A., 1982.** Les dômes volcaniques complexes. *Norois*, n° 114, pp. 229 - 237;
- REFFAY A., 1982.** L'évolution géomorphologique des dômes volcaniques. *Norois*, n° 115, pp. 403 - 414;
- REYNARD E., MORAND S., AMMANN T., 2003.** Protection et mise en valeur touristique d'un site géomorphologique: la région du Sanetsch (Valais, Suisse). Dans « *Géomorphologie et tourisme* », Travaux et recherches n° 24, Reynard, E., Holzmann, C. Guex, D., Summermatter, N., (eds.), Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, pp. 35 - 51;
- RICKENMANN D., 1999.** Empirical relationships for debris flows. *Natural Hazards*, vol. 19, n°1, pp. 47 - 77;
- SANTILLI M., PELFINI M., 2002.** Dendrogeomorphology and dating of debris flows in the Valle del Gallo, Central Alps, Italy. *Dendrochronologia*, n°. 20/3, pp. 269 - 284;
- SAVUL M., 1938.** La bordure orientale des Monts Călimani. *Anuarul Institutului Geologic al României*, vol. XIX, Imprimeria Națională, București, p. 361 - 378;
- SCHMINCKE H.-U., 2004.** Volcanism. Springer-Verlag, Berlin, 324 p.;
- SCHREIBER W., E., 1983.** Relieful vulcanic. Dans „*Geografia României*”, vol. I, Geografia Fizică. Editura Academiei Române, București, pp. 116 - 121;

- SCHREIBER, W., E., 1987.** Lanțul vulcanic Călimani-Gurghiu-Harghita. Dans „*Geografia României*”, vol. III, Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei. Editura Academiei Române, București;
- SCHREIBER W., E., 1994.** Munții Harghita – studiu geomorfologic. Editura Academiei Române, București, 134 p.;
- SCHUMM S. A., 1977.** The fluvial system. John Wiley & Sons, New York, 338 p.;
- SCHUMM S. A., 1979.** Geomorphic thresholds: the concept and its applications. *Transactions of the Institute of British Geographers*, vol. 4, pp. 485 - 515;
- SCHUMM S. A. et LICHTY R. W., 1965.** Time, space, and causality in geomorphology. *American Journal of Science*, vol. 263, pp. 110 - 119;
- SCHWEINGRUBER F. H., 1996.** Tree-ring and environment. Dendroecology. Paul Haupt Publishers, Berne, 609 p.;
- SEGHEDI I., 1980.** Contribuții la studiul petrologic al calderii Călimani. *Dări de Seamă ale Institutului Geologic și Geofizic*, vol. LXVII, n°1, pp. 87 - 126;
- SEGHEDI I., 1987.** Studiul petrologic al calderii Călimani. Teză de doctorat. Universitatea București, pp. 1 - 161;
- SEGHEDI I., SZAKÁCS AL., PÉCSKAY Z., MASON P. R. D., 2005.** Eruptive history and age of magmatic processes in the Călimani volcanic structure (Romania). *Geologica Carpatica*, vol. 56, n° 1, pp. 67 - 75;
- SHRODER J. F., 1978.** Dendrogeomorphological analysis of mass movement, Table Cliff Plateau, Utah. *Quaternary Research*, 9: 168 - 185;
- SHRODER J. F. Jr., 1980.** Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating. *Progress in Physical Geography*, vol. 4, n° 2, pp. 161 - 188;
- SIEBERT L., 1984.** Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n° 22, pp. 163 - 197;
- SÎRCU I., 1964.** Câteva precizări în legătură cu glaciația cuaternară din Carpații Orientali Românești. *Revista Natura*, seria Geografie-Geologie, n° 3, București, pp. 24 - 31;
- SOMEȘAN L., 1932.** Urme glaciare în Munții Călimani. *Buletinul Societății Regale Române de Geografie*, Bucuresti, tomul LI, pp. 295 - 299;
- SOMEȘAN L. 1933.** Viata pastorală în Munții Călimani. *Buletinul Societății Regale Române de Geografie*, Bucuresti, tomul LII, 49 p.;
- STERLING S., SLAYMAKER O. (2007).** Lithologic control of debris torrent occurrence. *Geomorphology*, vol. 86, pp. 307 - 319;
- STOCK J. D., DIETRICH W. E., 2003.** Valley incision by debris flows: Evidence of a topographic signature. *Water Resources Research*, vol. 39, n° 4, 1089, 25 p.;
- STOCK J. D., DIETRICH W. E., 2006.** Erosion of steepland valleys by debris flows. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 118, n° 9-10, p. 1125 - 1148;
- STOFFEL M., 2008.** Dating past geomorphic processes with tangential rows of traumatic resin ducts. *Dendrochronologia*, 26, 53 - 60.
- STOFFEL M., 2010.** Magnitude-frequency relationships of debris flows – a case study based on field surveys and tree-ring records. *Geomorphology*, vol. 116, pp. 67 - 76;
- STOFFEL M., LIÈVRE I., CONUS D., GRICHTING M. A., RAETZO H., GÄRTNER H. W., MONBARON M., 2005.** 400 years of debris flow activity and triggering weather conditions: Ritigraben VS, Switzerland. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, vol. 37, no. 3, pp. 387 - 395;

- STOFFEL, M., S. PERRET. 2006.** Reconstructing past rockfall activity with tree rings: some methodological considerations. *Dendrochronologia*, vol. 24, pp. 1 - 15;
- STOFFEL M., BOLLSCHWEILER M., 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, pp. 1424 - 1437;
- STOFFEL M., BOLLSCHWEILER M., 2008.** Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 8, pp. 187 - 202;
- STRUNK H., 1989.** Dendrogeomorphology of debris flows. *Dendrochronologia*, vol. 7, pp. 15 - 25;
- STRUNK H., 1992.** Reconstructing debris flow frequency in the southern Alps back to AD 1500 using dendrochronological analysis. In “Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions (Proceedings of the Chengdu Symposium, July 1992)”. IAHS Publication, vol. 209, pp. 299-306;
- SURDEANU V., 1998.** Geografia terenurilor degradate - alunecările de teren. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 273 p.;
- SURDEANU V., POP O., CHIABURU M., DULGHERU M., ANGHEL T., 2010.** La dendrogeomorphologie appliquée à l'étude des processus géomorphologiques des zones minières dans le Massif du Călimani (Carpatés Orientales, Roumanie). Dans «*Dendrogeomorphologie et dendroclimatologie-méthodes de reconstitution des milieux géomorphologiques et climatiques des régions montagneuses* », Surdeanu V., Stoffel M., Pop O. (eds.), Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, pp. 107-124;
- SURDEANU V., POP O., DULGHERU M., ANGHEL T., CHIABURU M., 2011.** Relationship between trees colonization, landslide and debris-flow activity in the sulphur mining area of Călimani Mountains (Romania). *Revista de Geomorfologie*, vol. 13, pp. 39 - 48;
- SZAKÁCS A., SEGHEDI I., 1995.** The Călimani-Gurghiu-Harghita Volcanic Chain, East Carpathians, Romania: volcanological features. *Acta vulcanologica*, vol. 7, n° 2, pp. 145 - 153;
- SZAKÁCS A., SEGHEDI I., 2000.** Large volume volcanic debris avalanche in the East Carpathians, Romania. Dans „*Volcaniclastic Rocks from magmas to sediments*”, Leyrit H., Montenat C., (eds.), Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, The Netherlands, pp. 131 - 150;
- SZAKÁCS, A., KRÉZSEK C., 2006.** Volcano–basement interaction in the Eastern Carpathians: explaining unusual tectonic features in the Eastern Transylvanian Basin, Romania. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 158, pp. 6 - 20;
- THOURET J.-C., 1999.** Volcanic geomorphology – an overview. *Earth-Science Reviews*, vol. 47, pp. 95 - 131;
- THOURET J.-C., 2004.** Geomorphic processes and hazards on volcanic mountains. Dans “*Mountain Geomorphology*”, Philip N. Owens, Olav Slaymaker (eds.), Oxford University Press Inc., pp. 242 -273;
- UI T., TAKARADA S., YOSHIMOTO M., 2000.** Debris avalanche. In "*Encyclopedia of volcanoes*", Sigurdsson H. (editor in chief), Academic Press, San Diego, USA, 1417 p.;
- URDEA P., ONACA A., ARDELEAN F., ARDELEAN M., 2011.** New evidence on the Quaternary glaciation in the Romanian Carpathians. Dans “*Quaternary Glaciations – Extent and Chronology*” Ehlers J., Gibbard P. L., Hughes P. D. (eds.), Elsevier, The Netherlands, pp. 301 - 308;

- VALADAS B., 1984.** Les hautes terres du Massif Central français – contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur les versants cristallins et volcaniques. Thèse de Doctorat, Université de Paris I, 927 p.;
- VALADAS B., 1997.** Les paysages des Monts Dore: étude de la dynamique actuelle et prospectives. Dans Cinquième Colloque Franco-Polonais «*Gestion des espaces fragiles en moyenne montagne, Massif Central – Carpates polonaises*», Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, pp. 243 - 254;
- VAN DINE D. F., 1985.** Debris flows and debris torrents in the southern Canadian Cordillera. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 22, pp. 44 - 68;
- VAN WYK DE VRIES B., FRANCIS P. W., 1997.** Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading. *Nature*, vol. 387, pp. 387 - 390;
- VEYRET Y., 1972.** Morphologie glaciaire de la région de Saint Sauves (Haute-Dordogne). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, vol. 9, n° 1, pp. 21 - 30;
- VEYRET Y., 1978.** Modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif Central français – problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne. Thèse de Doctorat, Université de Paris I Panthéon-Sorbonne, 783 p.;
- VEYRET Y., HOTYAT M., BOUCHOT P., 1990.** L'érosion d'origine anthropique dans un milieu de moyenne montagne: le massif montdorien. Dans «*La Terre et les Hommes – Mélanges offerts à Max Derruau*», Publication de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, pp. 545 - 556;
- VEYRET Y., 1999.** Géomorphologie et forêt. Dans «*Les milieux forestiers. Aspects géographiques*», Dubois J. J. (coord.), Sedes, Paris, 336 p.;
- VINCENT M., 1980.** Volcanisme et chambres magmatiques: l'exemple des Monts Dore. *Mémoires de la Société Géologique de France*, n° 10, pp. 71 - 85;
- WILKERSON F. D., SCHMID G. L., 2003.** Debris flows in Glacier National Park, Montana: geomorphology and hazards. *Geomorphology*, vol. 55, pp. 317 - 328;
- *****EUROPEAN ENVIRONMENT AGENCY (EEA): <http://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/corine-land-cover-2006-raster>;
- *****Les Egravats, commune du Mont Dore (63), 2004. Evaluation de l'aléa relatif aux coulées de boue, glissements de terrain et éboulements rocheux. Définition et chiffrage de solutions de mise en sécurité pour le lotissement. Rapport final BRGM/RP – 53442 – Fr;
- *****Plan de Prévention des Risques naturels prévisibles – mouvements de terrain – Commune du Mont-Dore, 2008, note de présentation.