

**UNIVERSITÉ BABEȘ-BOLYAI – CLUJ-NAPOCA
FACULTÉ DE GÉOGRAPHIE**

**Domaine
GÉOGRAPHIE**

Pop Olimpiu Traian

**ÉTUDE COMPARATIVE DES PROCESSUS
GÉOMORPHOLOGIQUES CONTEMPORAINS DANS LES
MASSIFS VOLCANIQUES DU SANCY ET DU CĂLIMANI**

RÉSUMÉ DE LA THÈSE DE DOCTORAT

DIRECTEUR DE THÈSE : Prof. Univ. Dr. Virgil SURDEANU

Cluj-Napoca
2012

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Problématique et objectifs	3
Localisation des zones d'étude	6
Méthodologie, sources d'information et bases de données utilisés	11
Plan de l'étude	13

PREMIÈRE PARTIE

Contextes morphogénétiques contemporains

Chapitre 1. Formes de relief héritées

1.1. Contextes structuraux pré-volcaniques.....	14
1.2. Dynamismes éruptifs.....	17
1.3. Formes de relief volcaniques, volcanoclastiques, volcano-tectoniques et epiclastiques héritées.....	27
1.3.1. Les dômes de lave émoussés par l'érosion.....	27
1.3.2. Les cônes de scories érodés.....	39
1.3.3. Les planèzes, les mesas et les coulées de laves mises en inversion de relief par l'érosion.....	41
1.3.4. Les dépôts pyroclastiques érodés.....	43
1.3.5. Les formes de déchaussement (les dykes).....	44
1.3.6. Formes dérivées du relief tectono-volcanique.....	45
1.3.7. Formes de relief résultées des anciens dépôts epiclastiques érodés.....	46
Chapitre 2. Caractéristiques du réseau hydrographique	55
Chapitre 3. Conditions climatiques, phytogéographiques et édaphiques	56
Chapitre 4. Activités anthropiques	70
4.1. Activités touristiques dans le Massif du Sancy.....	70
4.2. Activités minières dans le Massif du Călimani.....	72

DEUXIÈME PARTIE

Modelés et processus morphodynamiques contemporains

Chapitre 5. Modelés et processus morphodynamiques contemporains	76
Chapitre 6. Impact morphogénétique de l'écoulement torrentiel	77
6.1. Les coulées de débris – terminologie utilisée, modalités de manifestation, morphologies résultées.....	80

6.2. Inventaire des coulées de débris contemporaines.....	89
6.3. Fréquence des coulées de débris déterminées par méthodes dendrogéomorphologiques : l'exemple du bassin torrentiel des Edembouches, (Vallée du Mont Dore, Massif du Sancy).....	90
6.3.1. Facteurs d'instabilité à l'intérieur du bassin torrentiel des Edembouches.....	95
6.3.2. Cartographie géomorphologique détaillée et stratégie d'échantillonnage des arbres...	95
6.3.3. Analyse des anomalies de croissance des arbres.....	97
6.3.4. Apports de l'analyse dendrogéomorphologique.....	97
6.3.5. Analyse des seuils de déclenchement.....	108
6.4. Méthodes de protection et les travaux de mise en sécurité effectués : l'exemple du site des Egravats (Vallée du Mont-Dore, Massif du Sancy).....	111
Chapitre 7. Processus induits par l'activité anthropique.....	124
7.1. Processus géomorphologiques liées à l'activité minière dans le Massif du Călimani	124
7.1.1. Processus géomorphologiques présents dans la carrière d'exploitation du soufre....	124
7.1.2. Processus géomorphologiques qui conduisent à l'instabilité des terrils.....	124
7.1.3. Aggradation induite anthropiquement des lits de rivières.....	127
7.1.4. Réponse des forêts d'épicéas (<i>Picea abies(L.) Karst.</i>) à l'enfouissement dans des sédiments générés par l'activité minière : l'exemple des bassins de rétention Pinul et Dumitreleul.....	131
7.1.5. Mesures de lutte contre l'instabilité morphologique dans le site minier du Negoiu Românesc.....	147
7.2. Vulnérabilité à l'érosion des sentiers de randonnée.....	149
7.2.1. Définition des indices de sensibilité à l'érosion des sentiers de crêtes.....	149
7.2.2. La carte de sensibilité à l'érosion des sentiers de randonnée.....	159
7.2.3. La prise en compte du risque d'érosion par les autorités dans leurs plans de gestion des sentiers de crête du Sancy.....	161

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

BIBLIOGRAPHIE

INTRODUCTION GENERALE

PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

Par cette étude nous nous proposons d'analyser les processus morphogénétiques contemporains qui affectent les massifs du Călimani (Carpates Orientales Roumaines) et du Sancy (Massif Central Français), deux massifs volcaniques polygéniques inactifs du point de vue volcanologique. Nous avons préféré d'adopter une optique comparative de l'analyse dans le but de mieux surprendre les ressemblances et les différences entre ces deux systèmes morphogénétiques volcaniques.

L'évolution des massifs du Sancy et du Călimani se traduit dans leur morphologie par la présence d'une grande variété des formes de relief et modelés. Situés dans des contextes morphoclimatiques relativement semblables, l'évolution du relief des deux massifs s'est cependant déroulée d'une manière différente.

LOCALISATION DES ZONES D'ÉTUDE

Située dans la partie ouest des Carpates Orientales Roumaines, la chaîne volcanique néogène-quadernaire est constituée de plusieurs édifices volcaniques complexes. Le **massif du Călimani (figure 3)** en fait partie, étant constitué principalement des andésites. Vers l'est et le nord le massif est séparé par des dépressions (Borsec, Bilbor-Răchitiș, Secu, Drăgoiasa-Glodu, Păltiniș, Dornelor) des unités de cristallin mésozoïque des Montagnes de Bistrita. Vers le nord-ouest, une autre discontinuité d'ordre pétrographique le sépare des Monts Bârgău. Vers l'ouest et le sud-ouest une limite pétrographique et morphologique sépare le massif des formations sédimentaires pannoniennes appartenant à la Dépression de la Transylvanie. Au sud et sud-est, c'est plutôt une discontinuité morphologique qui permet de séparer le massif du Călimani du stratovolcan voisin Gurghiu : il s'agit d'un couloir orienté généralement est-ouest, suivi par le rivière Mureș, inséré depuis le Miocène Supérieur sur le flanc sud du Călimani et celui nord du Gurghiu (**Fielitz et Seghedi, 2005**).

Avec une altitude maximale de 2100 m dans le sommet Pietrosul, une superficie et volume calculés sur le **MNT** au pas de 10 m d'environ 1575,8 km², respectivement 1008 km³, ce massif volcanique est le plus grand stratovolcan de toute la chaîne volcanique des Carpates. L'activité volcanique explosive, effusive, extrusive et intrusive a duré environ 4,6 Ma (entre 11,3 et 6,7 Ma selon **Seghedi et al., 2005**). Deux types d'évènements majeurs ont marqué l'évolution du massif : les déstabilisations de flancs accompagnées de la mise en place des dépôts d'avalanches de débris, ainsi que l'effondrement du toit de la chambre magmatique et la formation d'une dépression de type caldera.

Les processus morphogéniques pléistocènes et holocènes (glaciaires, périglaciaires, fluviaux etc.) ont modifié constamment les structures volcaniques et volcano-tectoniques du massif, dès leur mise en place par l'activité volcanique. Actuellement, ce sont les coulées de débris qui dominent la morphogénèse sur les versants, tandis que l'érosion fluviale induit des changements morphologiques au niveau des lits de rivières. Les dernières décennies, une activité minière intense pour l'exploitation du soufre, les exploitations forestières, la construction des barrages d'accumulation hydro-énergétiques, ainsi que le pastoralisme ont causé un fort impact morphologique à la surface de l'ensemble du massif.

Le Massif du Sancy (figure 5) est localisé dans la partie nord-ouest du Massif Central Français, entre le Cantal, le Cézallier et la Chaîne des Puys et représente un stratovolcan d'âge pliocène-quaternaire constitué principalement des trachyandésites et trachybasaltes. Les limites du massif sont plutôt d'ordre volcanologique et tiennent beaucoup de l'évolution Pliocène-Quaternaire des manifestations volcaniques dans la région. Pour l'ensemble du massif (entre les limites indiquées sur la carte) le calcul de la superficie 3D et du volume total des roches volcaniques et volcanoclastiques sur un MNT au pas de 10 m nous indique des valeurs d'environ 117,23 km², respectivement 57,04 km³. L'extrémité nord du massif (le Massif Adventif) est constituée principalement par de dômes volcaniques. Le plateau de lave de la Durbise est encadré par le Massif Adventif et les Vallées de Chaudefour et du Mont Dore. Deux autres plateaux (Plaine des Moutons, Chambourguet), plus vastes que le premier constituent les flancs est et ouest du massif.

MÉTHODOLOGIE, SOURCES D'INFORMATION ET BASES DE DONNÉES UTILISÉES

La consultation des sources bibliographiques, la photo-interprétation, la cartographie numérique, le traitement SIG et statistique, combinés avec les observations de terrain, les analyses dendrogéomorphologiques, la consultation des archives et de divers témoignages sont utilisées ici afin de retracer l'activité morphogénétique contemporaine.

PLAN DE L'ETUDE

La thèse sera divisée principalement en 2 grandes parties. Dans la première partie nous analyserons les particularités morphologiques du relief hérité des deux massifs volcaniques. Ensuite, la deuxième partie comprendra une analyse des principaux processus morphodynamiques contemporains. Une carte géomorphologique pour chaque massif présentera la distribution spatiale des formes, modelés et formations cartographiés. Nous n'avons pas la prétention d'affirmer que l'analyse des processus géomorphologiques contemporains des deux massifs soit réalisée de manière exhaustive. On a préféré de ne pas de s'arrêter ici sur l'analyse de la totalité de ces processus contemporains, mais d'étudier seulement ceux dont l'impact morphologique actuel est le plus important. Cette deuxième partie comprendra quelques études de cas détaillant le rôle morphogénétique de certains processus et agents géomorphologiques : l'écoulement torrentiel et les activités anthropiques. L'impact morphologique des phénomènes semblables sera recherché à l'échelle décennale/séculaire à l'aide de la dendrochronologie et dendrogéomorphologie, la photo-interprétation et de la consultation des archives.

Les conclusions finales présenteront de manière synthétique les principaux résultats obtenus, les similitudes et les différences de manifestation des processus géomorphologiques dans les deux domaines morphogénétiques différentes.

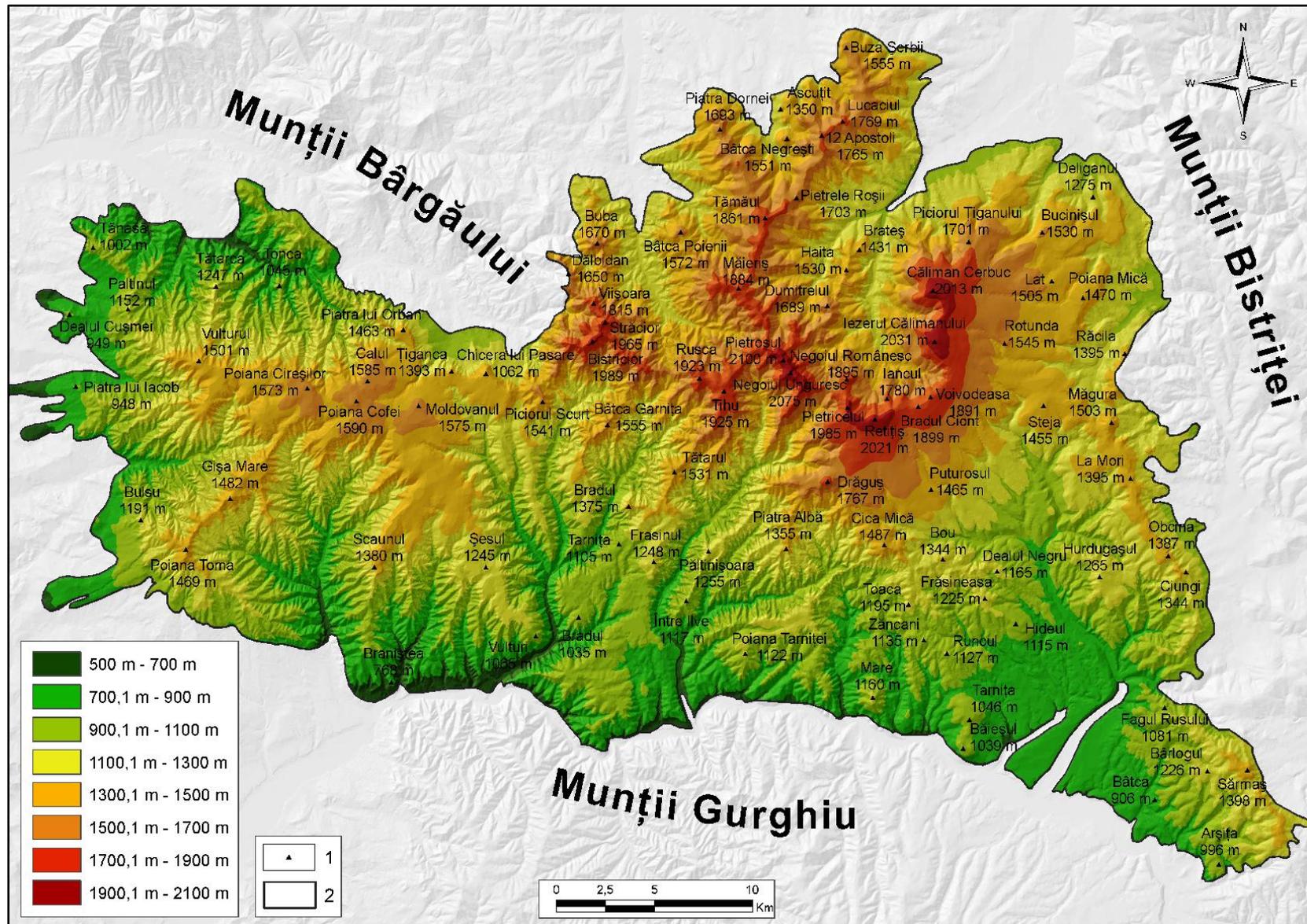


Figure 3 : Localisation du massif du Călimani par rapport aux unités morphologiques voisines : 1 – sommets principaux ; 2 – limites géomorphologiques et géologiques du massif (selon la Carte Géologique 1/200000ème, feuilles Bistrița et Toplița).

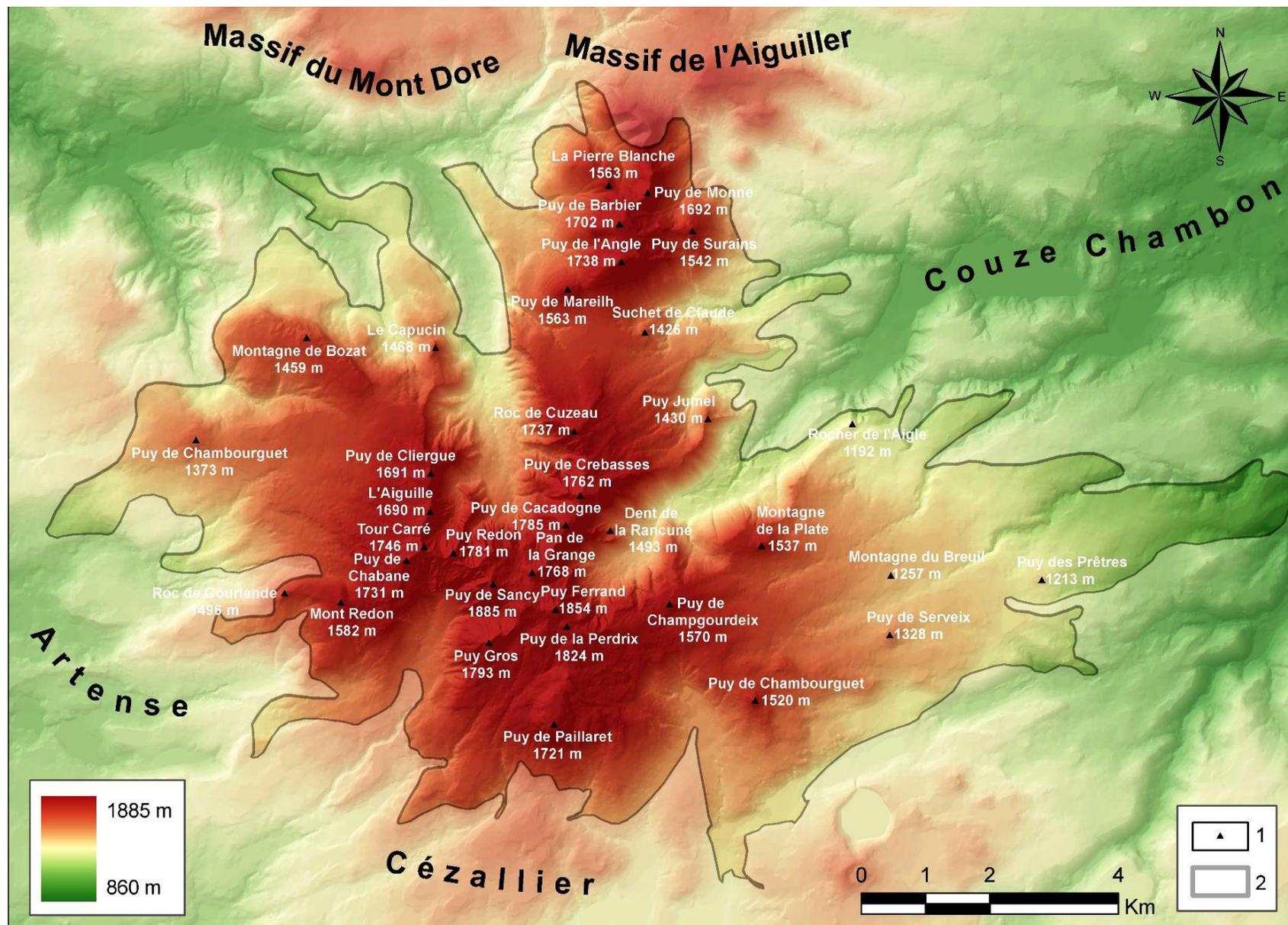


Figure 5 : Localisation du massif du Sancy par rapport aux unités morphologiques voisines : 1 – sommets principaux ; 2 - limites géologiques (d'après la Carte Géologique 1/50000ème, feuilles Bourg-Lastic et La Tour d'Auvergne) et géomorphologiques du massif.

PREMIÈRE PARTIE

CONTEXTES MORPHOGÉNIQUES CONTEMPORAINS

CHAPITRE 1. FORMES DE RELIEF HÉRITÉES

Les cartes géologiques 1/200000ème (feuilles Toplița et Bistrița) du Călimani (**figure 6**) et 1/50000ème (feuilles Bourg-Lastic et La Tour d’Auvergne) du Sancy (**figure 7**) indiquent la distribution spatiale des dépôts volcaniques, volcanoclastiques et epiclastiques sur l’ensemble des deux massifs.

1.1. CONTEXTES STRUCTURAUX PRÉ-VOLCANIQUES

L’évolution paléogéographique du **Massif du Călimani** est étroitement liée à celle des unités carpatiques. Le système orogénique Carpato-Pannonien s’est développé vers les bordures ouest de la plaque Eurasiatique. Les blocs lithosphériques dont celle-ci est constituée (Tisia-Dacia et ALPACA) ont subi des déplacements sous forme de subductions et de rotations divergentes durant le Crétacé Moyen et Miocène. Les subductions ont été accompagnées par un magmatisme calco-alcaline (du Miocène jusqu’au Pléistocène), qui a conduit à la mise en place des édifices volcaniques dans la partie interne de l’arc des Carpates (**Pécskay et al., 1995**). Le soubassement du massif est en grande partie inconnu. Dans la partie sud du massif, des forages ont intercepté à une profondeur de 1535 m la limite entre dépôts sédimentaires et les roches cristallines (**Rădulescu, 1962**). Vers la périphérie SE et E du massif les vulcanites viennent en contact direct avec des dépôts sédimentaires quaternaires des bassins Drăgoiasa, Bilbor et Borsec, qui, à leur tour, reposent sur des roches cristallines mésozoïques. Le substrat cristallin est visible à proximité de Toplița. Dans la partie N du massif vers la Dépression Dornelor, les roches volcaniques recouvrent les dépôts sédimentaires d’âge Crétacée-Paléogène, tandis qu’à l’ouest le soubassement est constitué des sédiments pliocènes appartenant à la molasse du Bassin de la Transylvanie (**Rădulescu, 1962 ; Seghedi et al., 2005**).

Le Sancy fait partie des stratovolcans appartenant au Massif Central Français. Durant l’Eocène et l’Oligocène les déformations de la croûte produites dans les Alpes ont affecté les zones limitrophes. L’extension lithosphérique suivie de l’érosion thermique à la base de la lithosphère se sont déroulées sous l’effet du chevauchement crustal majeur de la chaîne alpine vers l’ouest. À partir de l’Oligocène Supérieur - Miocène Inférieur démarre le volcanisme qui continue avec certaines interruptions jusqu’en Holocène. Le substrat ante-volcanique affleure seulement à la périphérie du Sancy, au fond des vallées radiales (Mont Dore, Chaudefour). Il est constitué principalement des granites hercyniens, roches métamorphiques, formations gréseuses permienne, plus ou moins altérés, ainsi que des formations détritiques provenant de ce type de roches. (**Veyret, 1972**). Une caractéristique importante signalée **Vincent (1980)** serait le fait que l’emplacement actuel du massif est fait sur un bombement local du soubassement qui pourrait être mis en relation avec la formation des chambres magmatiques.

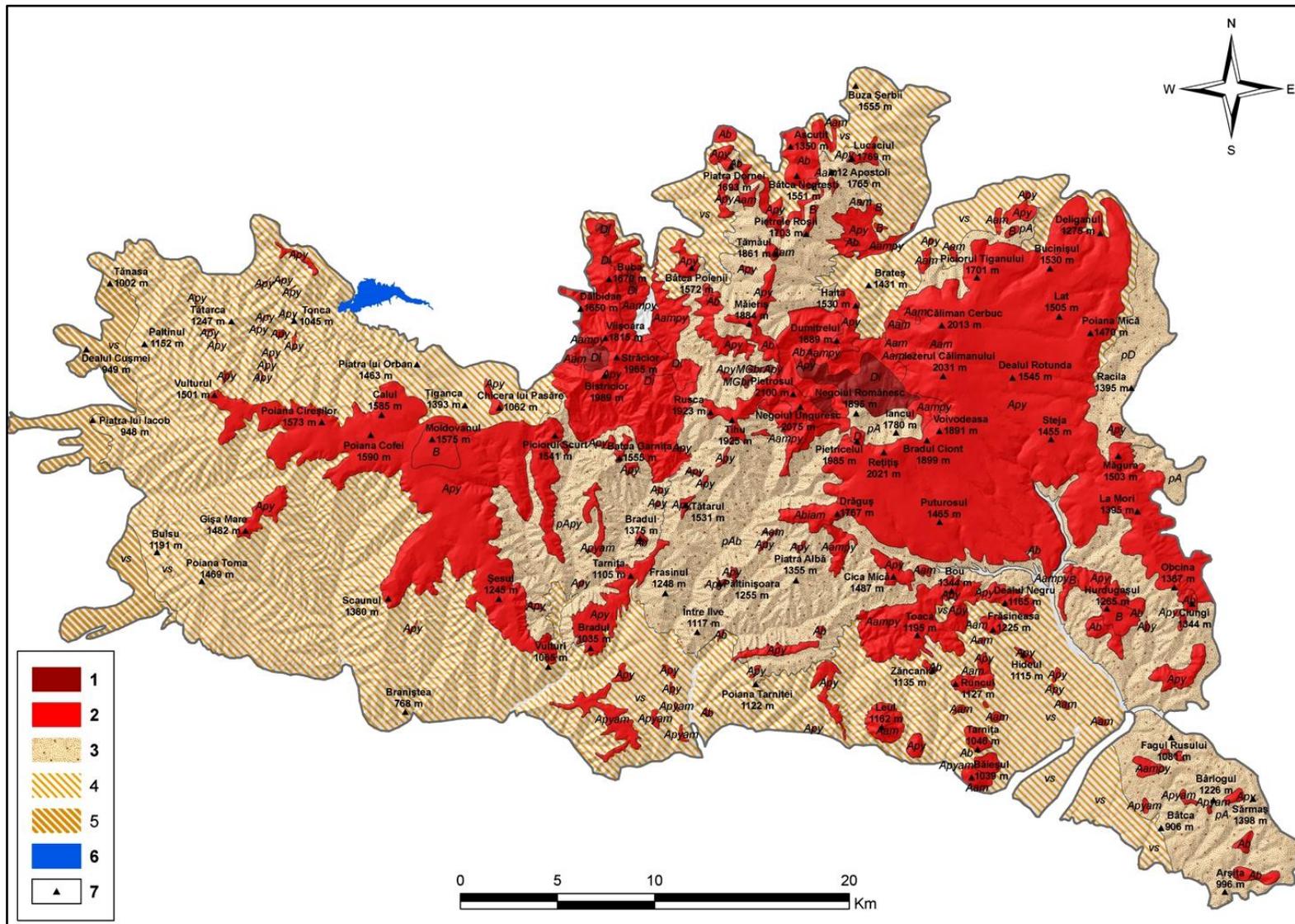


Figure 6 : Carte géologique du Massif du Călimani : 1 – intrusions subvolcaniques (Di-diorite ; MGbr- microgabbros) ; 2 – laves (B-basalte ; Ab-andésite basaltique ; Apy-andésite à pyroxènes ; Aam-andésite à amphiboles ; D-dacite) ; 3 – dépôts pyroclastiques (pA-pyroclastites andésitiques ; pD-pyroclastites dacitiques) ; 4 et 5 – dépôts epiclastiques (brèches volcano-sédimentaires, tuffites respectivement dépôts de lahars) ; 6 – lac artificiel Colibița ; 7 – sommets(adaptée d'après la **Carte Géologique 1/200000**, feuilles Toplița et Bistrița).

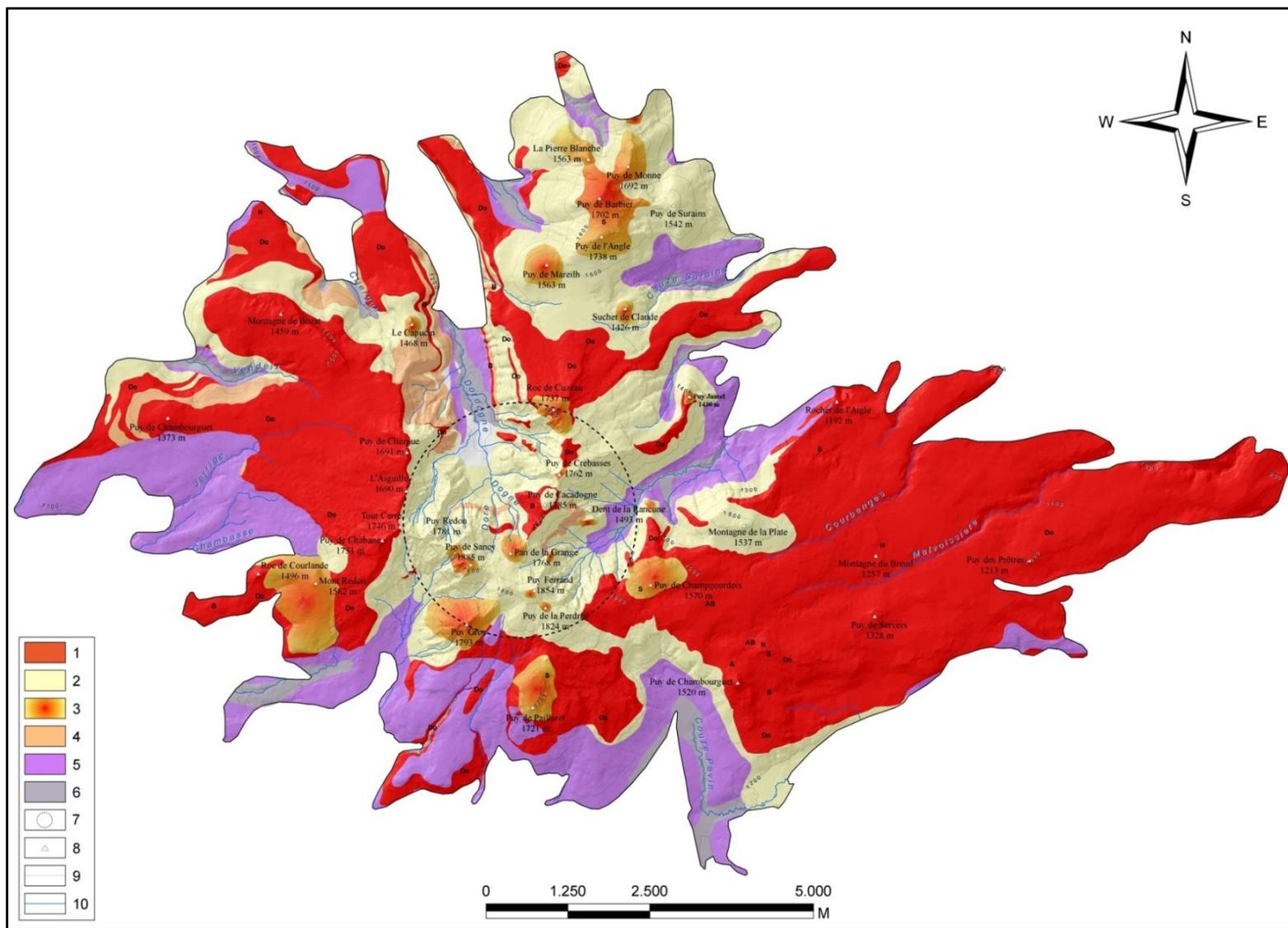


Figure 7 : Carte géologique du Massif du Sancy : 1 – laves (B-basalte ; A-ankaramite ; H-hawaïte ; Do-doréite ou trachybasalte) ; 2 – dépôts pyroclastiques ; 3 – complexe extrusif (laves extrudées et dépôts pyroclastiques ; S-sancyte ou trachyandésite) ; 4 – dépôts epiclastiques (tuffites, brèches volcano-sédimentaires dépôts de lahars) ; 5 – dépôts morainiques ; 6 – dépôts fluvio-glaciaires ; 7 – contour supposé de la caldera ; 8 – sommet ; 9 – courbe de niveau ; 10 – cours d'eau permanent (adaptée d'après la **Carte Géologique 1/50000**, feuilles Bourg-Lastic et La Tour d'Auvergne).

1.2. DYNAMISMES ÉRUPTIFS

Dans le cas de la chaîne volcanique Călimani-Gurghiu-Harghita, l'activité volcanique s'est déroulée, entre 11,3 Ma et 0,2 Ma (Pécskay *et al.*, 1995 ; Seghedi *et al.*, 2005). Les caractères explosif, effusif, extrusif et intrusif des éruptions ont déterminé la mise en place principalement des stratovolcans, caldera, cratères, dômes, plateaux de laves et de pyroclastites, ainsi que des intrusions. De vastes plateaux épicastiques sont disposés vers la périphérie des stratocônes (Savul, 1938 ; Götz, 1952 ; Naum, 1984 ; Posea, 2001 ; Schreiber, 1983, 1994). Dans le Massif du Călimani, les données géochronologiques obtenues indiquent une activité volcanique qui a duré entre 11,3 Ma et 6,7 Ma (Pécskay *et al.*, 1995 ; Seghedi *et al.*, 2005).

Dans le Massif du Sancy, les datations d'âge absolu K/Ar effectués par Cantagrel et Baubron (1983) ont permis d'ordonner chronologiquement les cycles éruptifs et érosifs qui s'y sont succédé. Ainsi, le massif du Sancy a suivi plusieurs étapes d'édification entre 0,79 Ma et 0,24 Ma.

1.3. FORMES DE RELIEF VOLCANIQUES, VOLCANICLASTIQUES, VOLCANO-TECTONIQUES ET EPICLASTIQUES HÉRITÉES

1.3.1. LES DÔMES DE LAVE ÉMOUSSÉS PAR L'ÉROSION

Les dômes volcaniques sont des formes de relief très répandues sur les flancs de tous les stratovolcans.

Le Puy de Sancy (**figure 14**) représente un dôme formé latéralement dans un cratère occupé initialement par un lac de lave, présentant un sommet pyramidal et des versants façonnés par l'érosion.



Figure 14 : Puy de Sancy vu du sud avec sa structure de dôme de lave émoussé par l'érosion.

Le cumulo-dôme Puy Gros semble avoir été moins vulnérable à l'érosion. On reconnaît cependant à la partie basale de l'édifice les traces de l'érosion exercée par les glaciers qui occupaient au Pléistocène la Vallée de la Fontaine Salée. Le dôme-coulée Puy de Paillaret garde à la partie sommitale des surfaces relativement planes, semblables aux surfaces des coulées de lave. Ses flancs sont plus raids et recouverts par plusieurs générations d'éboulis. Une forme de type protrusion donne le sommet appelé Le Capucin localisé sur le flanc gauche de la Vallée du Mont-Dore.

Le flanc de dôme érodé appelé Crête du Coq, localisé dans la Vallée de Chaudesfour atteste le pouvoir érosif des glaciers pléistocènes qui ont dû détruire la structure initiale laissant seulement ses parties plus résistantes.

Dans le Massif du Călimani des dômes gardent toujours des morphologies reconnaissables, en dépit de leurs âges plus avancés (7,0 Ma - 11,3 Ma, selon **Pécskay *et al.*, 1995, a et b**) que ceux des structures similaires du Sancy. Ces édifices sont présents soit en bordure de la caldera (Cica Mică – 8,7 Ma ; Pietricelul – 7,2 Ma, **figure 22**), soit à la périphérie nord (la structure de dôme identifiée dans la vallée 12 Apostoli – 11,3 Ma) ou celle du sud-est (Băieșul, Leul, Tarnița, Vârful Mare, Poiana Tarniței) du massif.



Figure 22 : Le dôme dacitique Pietricelul (7,2 Ma), localisé à la partie centrale du Călimani, en bordure sud de la caldera.

Sur des superficies variées ils sont tous entourés par les dépôts pyroclastiques (dépôts de cendres et blocs, dépôts de retombées phréatomagmatiques etc.) qui accompagnent habituellement la mise en place des extrusions. Des dépôts epiclastiques bordent surtout la base de ces dômes, complétant ainsi leur morphologie qu'ils affichent face à l'action des processus géomorphologiques contemporains.

1.3.2. LES CÔNES DE SCORIES ÉRODÉS

Les cônes de scories du Sancy sont les plus jeunes et par conséquent leur morphologie garde encore des traces de l'activité strombolienne. Le sommet actuel Montagne de la Plate est constitué de scories soudées, bombes et blocs de laves, qui se sont consolidés lors du refroidissement de ces projections stromboliennes.

Les scories soudées et les coulées de laves basiques, plus ou moins altérées, indiquent une activité strombolienne dans le cas des sommets actuels des stratocônes Lucaciul, Tămăul et Pietrele Roșii. Cependant, l'état avancé de l'érosion de ces stratocônes ne permet pas d'estimer les surfaces recouvertes initialement par les scories et les laves afférentes.

1.3.3. LES PLANÈZES, LES MESAS ET LES COULÉES DE LAVES MISES EN INVERSION DE RELIEF PAR L'ÉROSION

La planèze est en fait un plateau de laves de forme triangulaire détaché par l'érosion linéaire sur le flanc d'un stratocône. Un plateau de type *mesa* représente une autre forme d'inversion du relief qui suppose la présence d'une coulée de lave entourée par des reliefs surbaissés. Les types de coulées de laves en inversion de relief décrites ci-dessus peuvent être identifiés dans la morphologie des deux massifs volcaniques étudiés. Leur extension spatiale est représentée à l'échelle sur les cartes géomorphologiques des deux massifs.

1.3.4. LES DÉPÔTS PYROCLASTIQUES ÉRODÉS

Les principaux dépôts pyroclastiques (téphras) ont résulté soit des éruptions pliniennes, soit de l'activité phréatomagmatique, strombolienne ou celle d'extrusion des dômes. Le Massif du Călimani possède la plupart de ses dépôts pyroclastiques qui ont à l'origine les éruptions pliniennes. Les pyroclastites de ce type sont absents dans le Massif du Sancy, où l'activité volcanique a été principalement de type extrusif, phréatomagmatique ou strombolienne.

Les pyroclastites non-soudées sont friables et par conséquent la torrencialité s'y installe dès les premières années après la mise en place du dépôt. La période de temps de préservation des plateaux pyroclastiques n'est jamais si longue comme dans le cas des plateaux de laves. Le relief de ces plateaux devient fortement fragmenté, avec interfluves étroits, des vallées profondes et versants pentus. À cause de leur structure (manque de cohérence des matériaux constituants), l'érosion de ces dépôts a été si forte que seulement les parties recouvertes par les laves sont actuellement préservées.

1.3.5. LES FORMES DE DÉCHAUSSEMENT (LES DYKES)

Ce sont des formes exhumées de largeur et longueur variables (habituellement les largeurs vont de quelques mètres jusqu'à quelques centaines de mètres et les longueurs peuvent atteindre dans certains cas des kilomètres) formées par la mise en place et consolidation des laves le long des fissures à l'intérieur de divers édifices volcaniques.

À mesure que ces dykes sont exhumés, les processus d'érosion (désagrégations mécaniques, avalanches de neige, coulées de débris, déflation etc.) retouchent leur forme primaire. Les processus de désagrégation mécanique par gel/dégel exploitent surtout les fissures dans les dykes qui délimitent des blocs de laves. Ces blocs s'en détachent suivant ces plans de fissuration, s'accumulant sous forme de talus d'éboulis sur le versant ou au fond des vallées.

1.3.6. FORMES DÉRIVÉES DU RELIEF TECTONO-VOLCANIQUES

La forme volcano-tectonique la plus marquée dans le paysage géomorphologique du Călimani est sa caldera qui occupe la partie centrale de ce massif. Le collapse proprement-dit a été daté à environ $7,1 \pm 0,5$ Ma (**Seghedi et al., 2005**).

Depuis sa formation, la caldera a imposé la formation d'un réseau hydrographique à caractéristiques centripètes évidentes. La rivière Neagra collecte tous les affluents qui drainent l'intérieur de la caldera. L'érosion a réussi à exhumer les grands corps subvolcaniques à l'intérieur de la caldera.

Une caldera hypothétique a été identifiée aussi dans le cas du Sancy (**Lavina, 1985**), mais son remplissage ultérieur à sa formation par des matériaux volcaniques ou epiclastiques a effacé totalement ses traces morphologiques.

1.3.7 FORMES DE RELIEF RÉSULTÉES DES ANCIENS DÉPÔTS EPICLASTIQUES ÉRODÉS

Les dépôts epiclastiques occupent des surfaces importantes dans les deux massifs étudiés. L'érosion, le transport et la rédéposition des matériels volcaniques par tout agent et processus géomorphologique constituent une partie importante de l'évolution des massifs volcaniques (**Cas et Wright, 1987**).

Les tuffites ont comblé des anciens lacs formés soit à l'intérieur des dépressions de type caldera, soit dans des cuvettes résultées par barrage volcanique. Dans le Sancy, ces tuffites occupaient l'ancien lac cantonné dans la caldera. Actuellement, les dépôts de ce type forment les parties moyennes et inférieures des versants dans les trois vallées principales (Vallée de Chaudefour, Vallée du Mont-Dore et Vallée de la Fontaine Salée). Elles affleurent dans de nombreux endroits grâce au travail de l'érosion. Dans le Călimani on retrouve des tuffites intercalées parmi les autres dépôts epiclastiques anciens qui constituent la partie sud et sud-ouest du massif.

Les dépôts d'avalanches de débris (DAD) et des lahars ont été signalés à la périphérie du massif, tout au long des Couzes Chambon et Pavin, leur âge étant estimé à 1 – 0,9 Ma (**Lavina, 1985 ; Pastre et Cantagrel, 2001**). On suppose que le lieu d'origine de ces dépôts devrait être la partie centrale du massif. Mais, dans sa partie centrale, aucune cicatrice d'effondrement n'est plus reconnaissable, ce qui nous fait penser au comblement de cette cicatrice hypothétique par des matériaux volcaniques et epiclastiques y déposés ultérieurement à sa formation. L'action des glaciers qui aurait pu détruire les traces d'une telle cicatrice n'est pas à exclure de cette analyse des indices visant à localiser l'origine des avalanches de débris et des lahars du Sancy. Des dépôts de lahars sont présents aussi au centre du massif, dans la partie gauche du bassin torrentiel des Edembouches (**Van Wik de Vries**, communication orale).

Dans le Călimani, **Szakács et Seghedi (2000)** ont identifié le **DAD** le plus vaste de toute la chaîne des Carpates. La zone de départ correspond avec la partie centrale-ouest du massif. Les sommets Rusca et Tihu représentent les restes d'un stratovolcan hypothétique détruit antérieurement à la formation de la caldera. Ces **DAD** indiquent une distance parcourue de 55 km, une superficie recouverte d'environ 870 km² et un volume de 26 km³. Cet événement majeur dans l'évolution du Massif du Călimani s'est produit il y a 8,5 – 8 Ma selon les auteurs, avant la formation de la caldera. Ces déstabilisations de flanc ont eu des conséquences géomorphologiques majeures telles que la formation des bassins lacustres de sédimentation qui ont constitué autant de niveaux de base locaux pour les anciens cours d'eau descendant le flanc sud du massif. Les dépôts epiclastiques résultés du transport des matériaux réalisé par les lahars sont présents surtout vers le sud, le sud-ouest et l'ouest du celui-ci (**Rădulescu et al., 1967**). Une vaste aire piémontane pliocène a ainsi résulté au contact du massif avec la Dépression de la Transylvanie. L'érosion a disséqué en grande partie ce piémont (**Gărbacea, 1956**) du nord-est de la Dépression de Transylvanie, des restes de dépôts de lahars n'y étant conservés qu'au niveau des interfluves des collines.

Les formes et formations d'origine glaciaire et périglaciaire sont présentes dans la morphologie contemporaine sous forme de retouches apportées par les processus et agents pléistocènes et holocènes aux formes et formations volcaniques primaires.

Certains auteurs ont reconnu la présence évidente des glaciers quaternaires dans le massif du Călimani (**Bojoi, 1986 ; Mândrescu, 2006**), tandis que d'autres n'y voient que de simples formes de nivation (**Sîrcu, 1964, Naum, 1970**). Selon une étude de synthèse concernant la distribution des glaciers dans les Carpates Roumaines (**Urdea et al., 2004**), les glaciers du Călimani ont atteint des longueurs de maximum 3,3 km. Au moins 79 d'entités glaciaires ont recouvert le massif sur environ 44,35 km². Ces glaciers sont descendus jusqu'à 1674 m d'altitude sur les versants et vallées orientés vers le nord et 1714 m sur les versants et vallées orientés vers le sud.

Les conditions morphogénétiques périglaciaires sont responsables du retrait des corniches rocheuses, de la formation des talus d'éboulis ou des autres dépôts de versant, ainsi que de l'évolution des formes complexes comme par exemple les terrasses de cryoplanation, niches de nivation, etc. (**Ichim, 1972**).

Les formes glaciaires et périglaciaires du Sancy ont été décrites par **Veyret (1978)** et **Valadas (1984)**. Selon eux, l'action glaciaire et celle périglaciaire doit être limitée ici à de simples retouches des formes volcaniques préexistantes. Les dômes et les coulées de laves semblent avoir mieux gardé les traces du creusement glaciaire. Les matériaux mobilisés par les processus géomorphologiques périglaciaires ont masqué en grande mesure les moraines. Ces dernières sont parfois recouvertes aussi, sur des épaisseurs variables, par les dépôts fluvio-glaciaires.

CHAPITRE 2. CARACTÉRISTIQUES DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

Les **figures 39** et **40** présentent la configuration actuelle du réseau hydrographique des deux massifs volcaniques. Une configuration centripète du réseau hydrographique existe à l'intérieur de la caldera du Călimani, tandis que les orientations radiales de ce réseau caractérisent les flancs externes du même massif. La majorité des eaux est collectée par les affluents du Mureș (ses affluents du flanc sud), le reste est partagé entre les affluents des rivières Dorna (les affluents du flanc nord), Bistrița Moldoveană (les affluents du flanc est et nord-est) et Bistrița Ardeleană (affluents du flanc nord-ouest).

Le massif du Sancy garde à présent une configuration radiale de son réseau hydrographique, caractéristique imposée par les structures volcaniques et les grandes vallées d'origine complexe. La moitié ouest du massif est drainée par les affluents de la Dordogne, tandis que sa moitié fournit les eaux pour les affluents de l'Allier.

CHAPITRE 3. LES CONDITIONS CLIMATIQUES, PHYTOGÉOGRAPHIQUES ET ÉDAPHIQUES

Les différences entre les climats des deux massifs volcaniques sont assez nettes et tiennent de leur localisation géographique et implicitement de leur position par rapport au déplacement des masses d'air à composante océanique (dans le cas du Massif du Sancy) ou plus continentalisées (dans le cas du Massif du Călimani).

Les caractéristiques des climats des deux massifs sont déterminées à l'aide de l'analyse des climogrammes Walter – Lieth (**figure 41 A et B**). Nous utiliserons ici ces données météo seulement dans le but d'essayer de surprendre les ressemblances et les différences entre les caractéristiques climatiques des deux massifs.

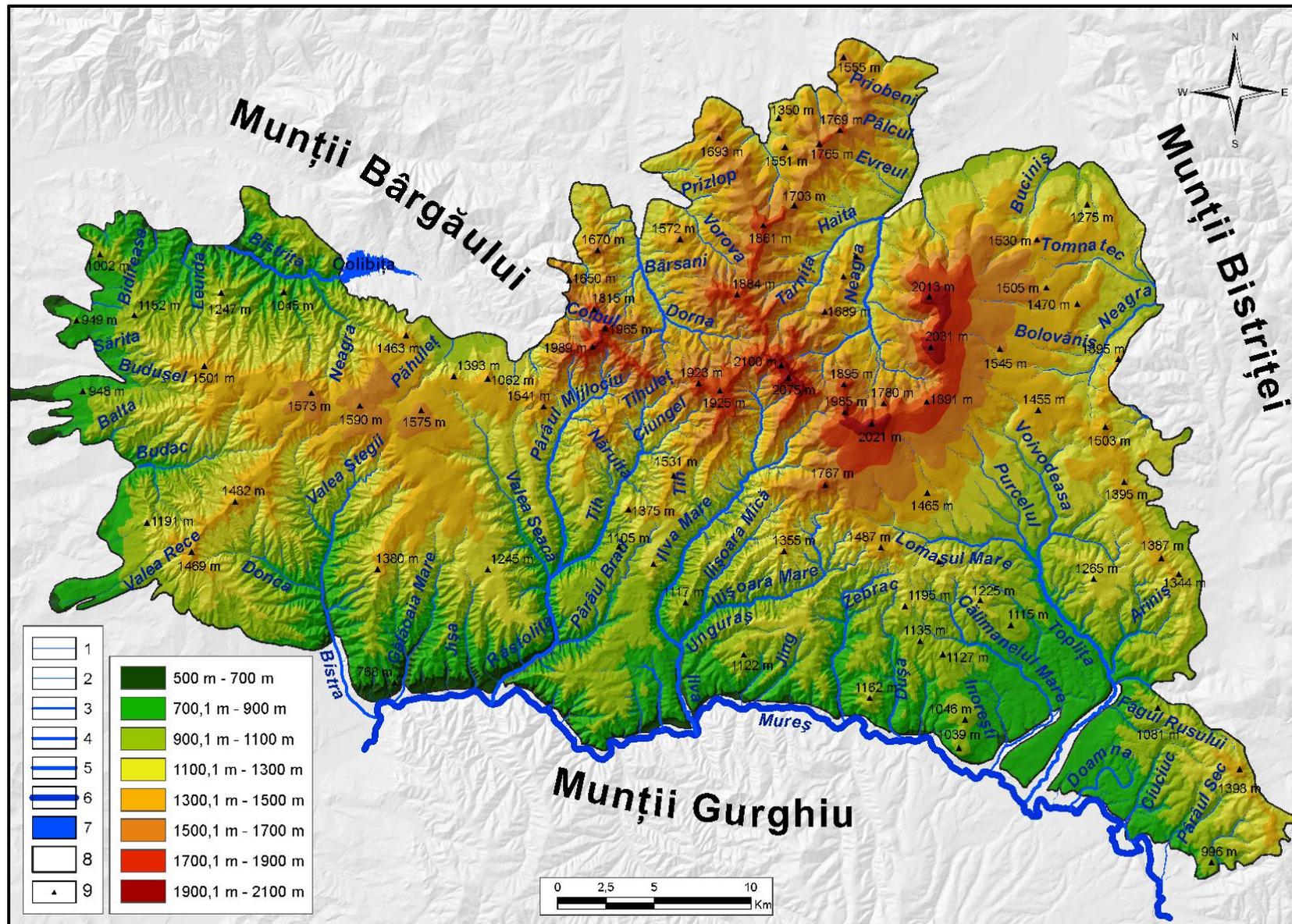


Figure 39 : Réseau hydrographique dans le massif du Călimani : 1-6 – ordre du segment de rivière (système Horton-Strahler) ; 7 – lac de barrage anthropique ; 8 - limites du massif ; 9 - sommets.

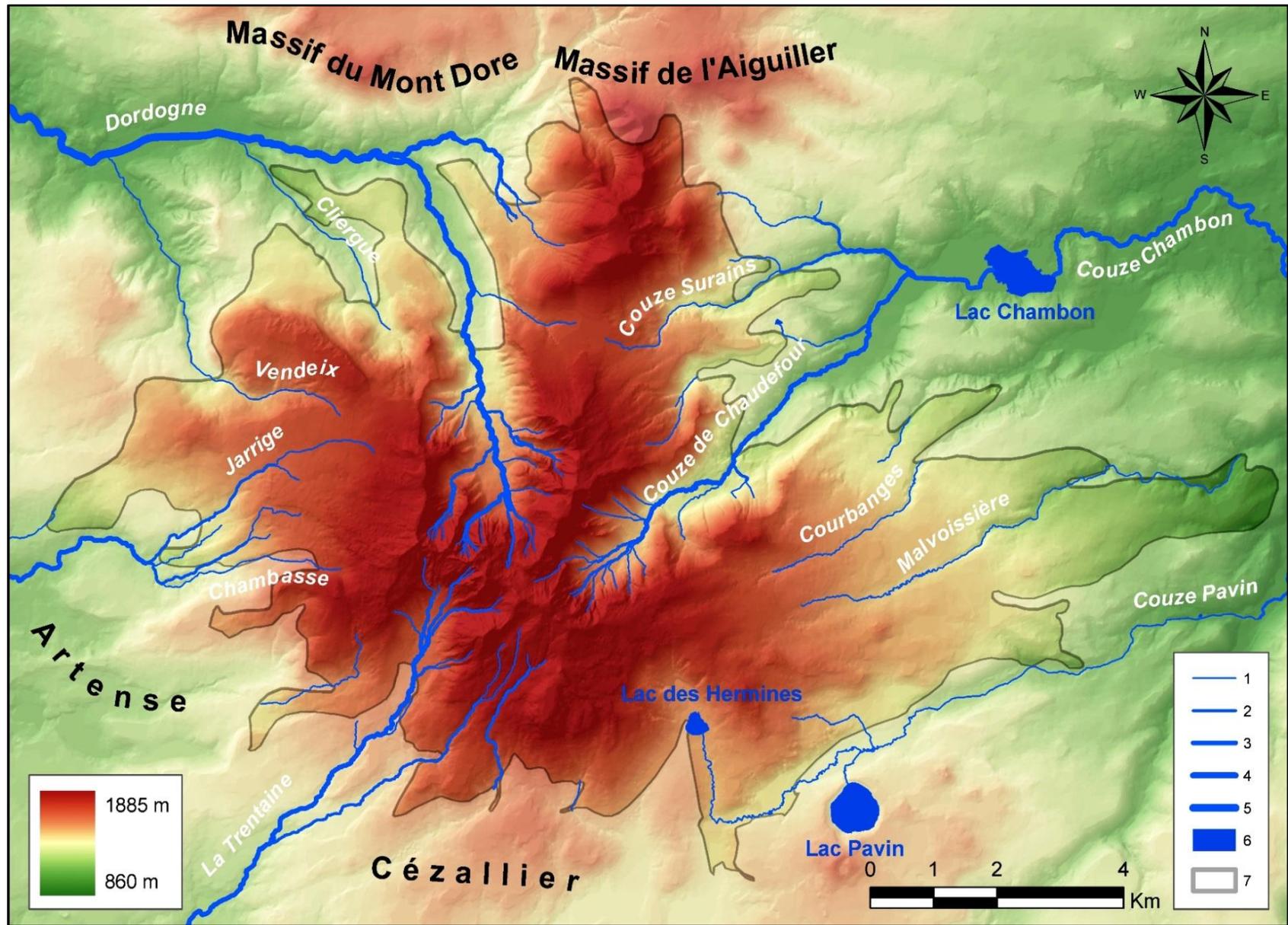


Figure 40 : Réseau hydrographique dans le massif du Sancy : 1-5 – ordre du segment de rivière (système Horton-Strahler) ; 6 – lac d’origine volcanique et anthropique ; 8 – limites du massif.

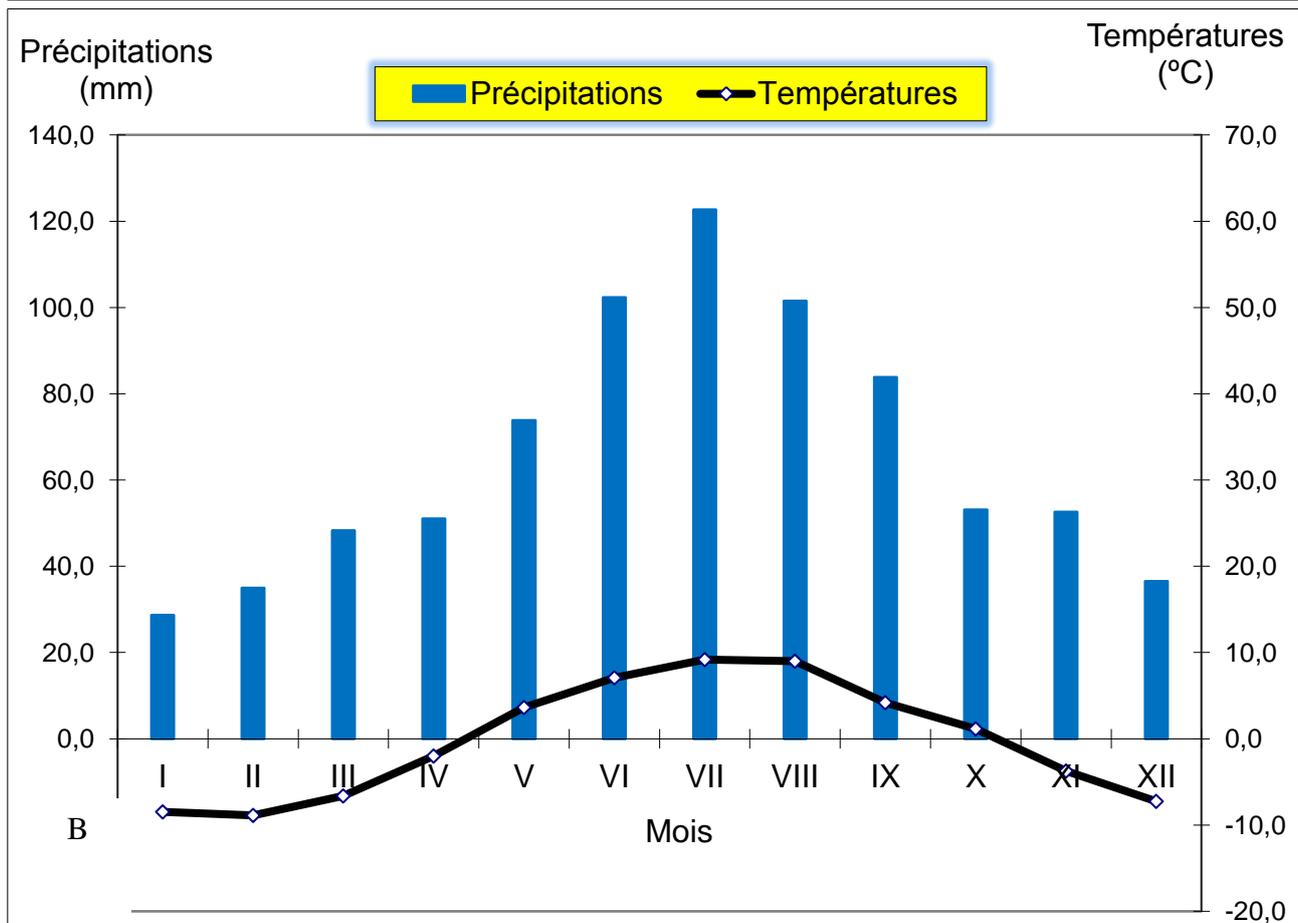
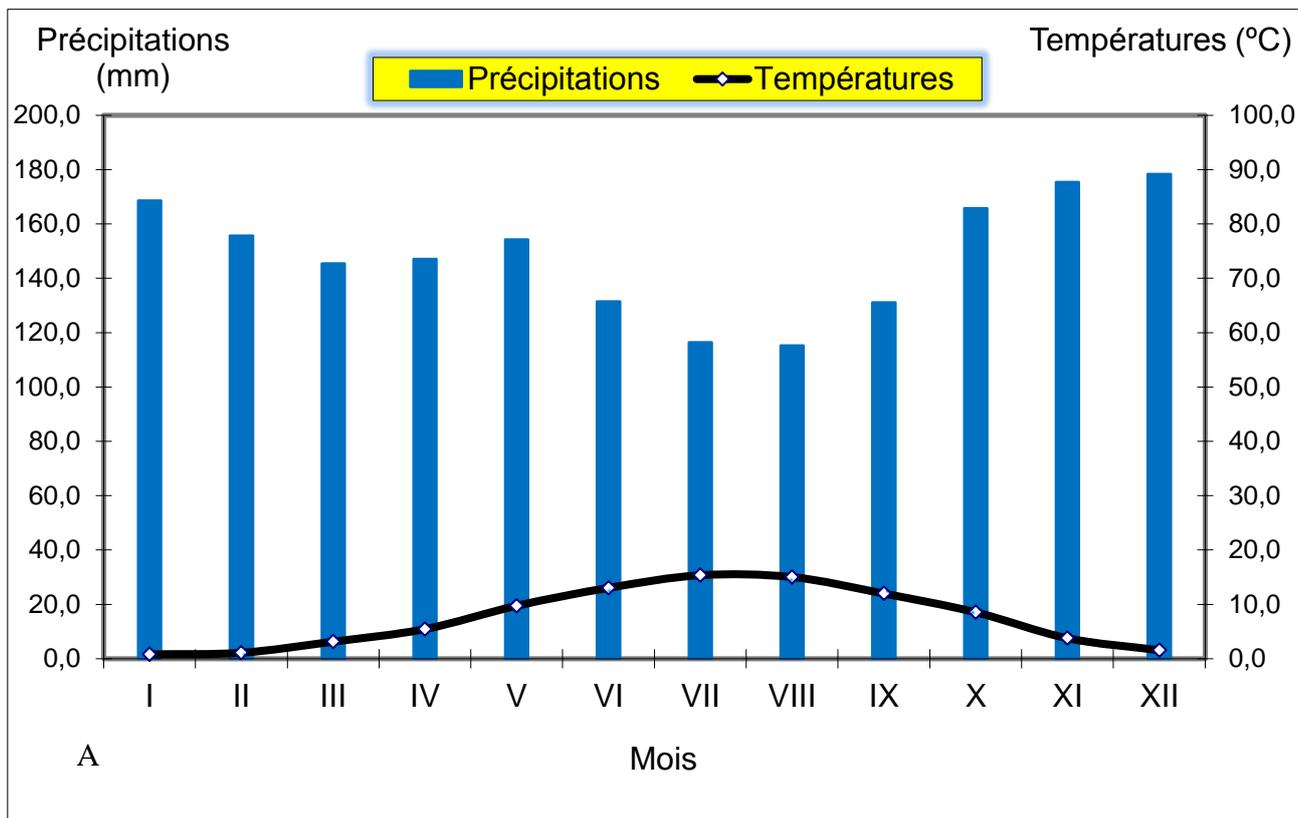


Figure 41 : Les climogrammes Walter – Lieth des Massifs du Sancy (A) et du Călimani (B).

La **figure 46** réalisée utilisant les données mises à disposition par Corine Land Cover 2006 (EEA) présente le type et l'extension spatiale de la végétation dans le Massif du Călimani. Les

associations végétales dominantes sont les forêts de conifères et conifères mélangés aux feuillus. Celles-ci occupent plus de 80% de la superficie totale du massif, soit 1265,24 km² du total de 1575,8 km². Les études phytogéographiques réalisées dans le Călimani par **Chifu et al., (1984, 2006)**, **Mititelu et al. (1986, a et b)**, **Cenușă (2010)** décrivent la distribution des espèces d'arbres dominantes, dont le hêtre (*Fagus sylvatica*), l'épicéa (*Picea abies*), le sapin (*Abies alba*), le mélèze (*Larix decidua*), le pin cembro (*Pinus cembra*). Les autres feuillus (*Carpinus betulus*, *Acer pseudoplatanus*, *Tilia cordata*, *Quercus robur* et *Quercus petraea*, *Betula pendula*, *Populus tremula*, *Salix caprea*, *Alnus glutinosa*) occupent les terrains de basse altitude (moins de 1000-1200 m). Les cambisols, les luvisols et les spodosols à caractères andiques sont présents dans cet étage némoral des feuillus. Les sols hydromorphes et les colluvisols sont présents surtout à proximité des lits majeurs des rivières et sur les cônes colluvio-proluviaux. Dans l'étage subalpin (*grosso-modo* entre 1700 et 1900 m d'altitude) dominent les arbustes, tels que le pin de montagne (*Pinus mugo*), des genévriers (*Juniperus sibirica*), des rhododendron (*Rhododendron myrtifolium*), des myrtilles (*Vaccinium myrtillus*), des airelles rouges (*Vaccinium vitis idaea*), etc. constituent l'étage subalpin. Les sorbiers des oiseleurs (*Sorbus aucuparia*) et les aulnes verts (*Alnus viridis*) colonisent surtout les corridors de discontinuité créés à l'intérieur du couvert arbustif par les avalanches de neige, les coulées de débris ou l'éboulement. L'étage alpin (entre 1900 et 2100 m d'altitude) inclut des espèces herbacées et autres plantes non-ligneuses dont le rôle protecteur contre l'érosion semble être l'un des plus réduits. Les lithosols et podzols sont représentatifs pour ces étages subalpin et alpin du massif.

La cartographie et de la description détaillée des formations végétales du Sancy (**Coquillard et al., 1994**) nous présente un contexte phytogéographique de ce massif peu différent de celui du Călimani.

a). Dans l'**étage montagnard sylvatique (<1450 m d'altitude)** sont incluses les forêts mélanges de feuillus et conifères (*Fagus sylvatica*, *Abies alba*, *Pinus sylvestris*), les formations préforestières, les landes et les pâtures.

b). L'**étage subalpin** caractérisé par l'asylvatisme est présent à plus de 1450 m d'altitude. Le manque des arbres à de telles altitudes serait dû soit à l'impact anthropique, soit à l'influence des vents. Sur ces terrains en altitude sont présentes seulement les formations appartenant aux landes, pelouses, ou celles des saulaies des valons de pente ainsi que les formations des niches de nivation.

c). Les tourbières topogènes (formées par l'accumulation de l'eau dans une dépression) ou soligènes (formées sur les versants, le long du ruissellement continu de l'eau de source ou de fonte de neige) sont dominantes surtout à l'étage montagnard et dans un nombre plus réduit à celui subalpin.

Les sols typiques pour les milieux forestiers et pour l'étage subalpin incluent plusieurs catégories, allant du type ranker (formés sur roches très acides – trachytes ou rhyolites) jusqu'aux andosols, sols andiques colluviaux, sols podzoliques et podzols hydromorphes.

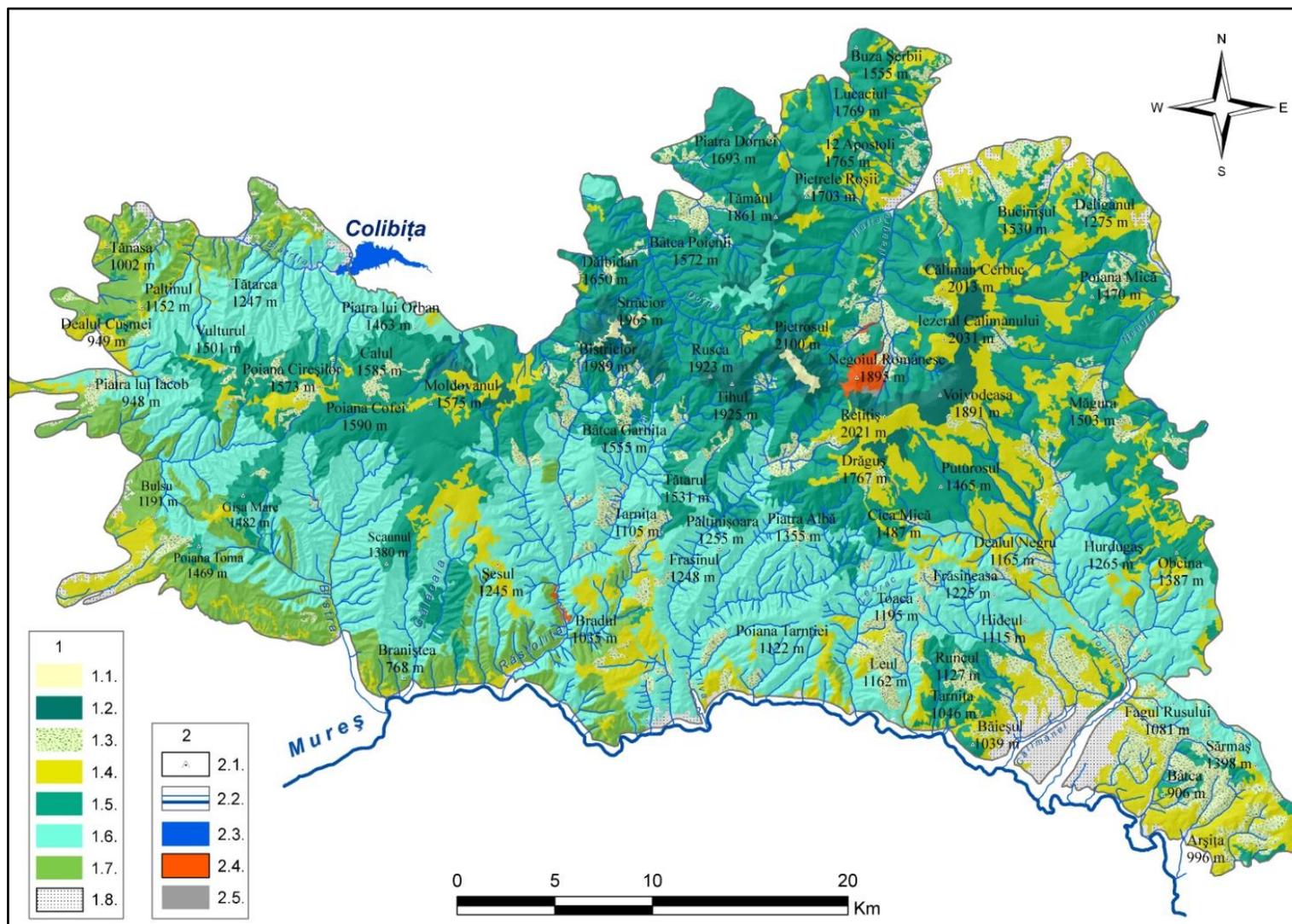


Figure 46 : Carte des types de végétation présentes dans le Massif du Călimani (source **Corine Land Cover, 2006**). Les symboles de la légende indiquent : **1. Végétation** : 1.1. Pelouses alpines ; 1.2. Arbustes subalpins ; 1.3. Forêts et végétation arbustive en mutation ; 1.4. Prairies secondaires ; 1.5. Forêts de conifères ; 1.6. Forêts mélangées (conifères et feuillus) ; 1.7. Forêts de feuillus ; 1.8. Terrains agricoles avec végétation cultivée ; **2. Autres symboles de la carte** : 2.1. Sommets ; 2.2. Réseau hydrographique ; 2.3. Lac de barrage anthropique ; 2.4. Espaces artificialisés (périmètre minière et barrage en construction) ; 2.5. Espace construit.

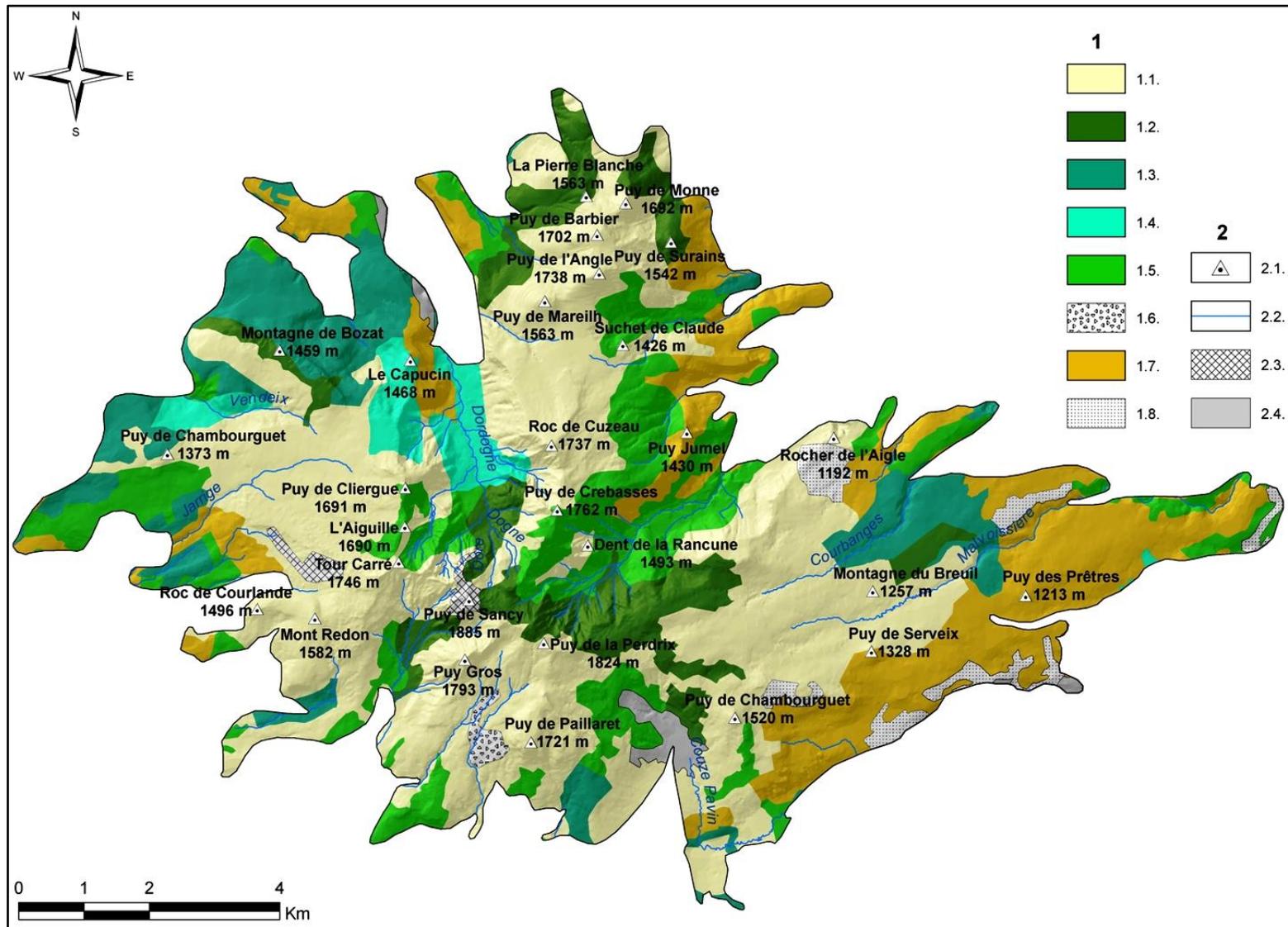


Figure 47 : Carte des types de végétation présentes dans le Massif du Sancy (source **Corine Land Cover, 2006**). Les symboles de la légende indiquent : **1. Végétation** : 1.1. Pelouses et pâturages naturels ; 1.2. Landes à arbustes ; 1.3. Forêts de conifères ; 1.4. Forêts mélangées (conifères et feuillus) ; 1.5. Forêts de feuillus ; 1.6. Roches nues ; 1.7. Prairies et pâtures ; 1.8. Terrains agricoles ; **2. Autres symboles de la carte** : 2.1. Sommets ; 2.2. Réseau hydrographique ; 2.3. Espaces artificialisés (équipements sportifs et de loisir) ; 2.4. Espace construit.

CHAPITRE 4. ACTIVITÉS ANTHROPIQUES

4.1. ACTIVITES TOURISTIQUES DANS LE MASSIF DU SANCY

Vers 1912, l'activité touristique se développe surtout dans la ville du Mont-Dore grâce notamment aux infrastructures du thermalisme (hôtellerie, commerces) et surtout à la présence du chemin de fer. Les versants raides et le dénivelé de plus de 400 m entre le fond des vallées et les sommets favorisent la pratique du ski alpin. Le ski a été introduit dans le Sancy à partir du début du XXème siècle. En 1937, l'installation du premier téléphérique (le deuxième entrera en fonction en 1962), la station Mont-Dore devient alors le troisième domaine skiable de France. En 1961, la station, Super-Besse, est créée sur le versant sud du massif, avec la construction d'une télécabine. Suivront ensuite quelques autres petites stations : Chastreix-Sancy ou Chambon des Neiges (cette dernière étant à l'heure actuelle démantelée). Le massif a vu se couvrir rapidement de remontées mécaniques ainsi que de chemins d'accès aux structures et aux pistes de ski pour l'entretien. Le Puy de Sancy, par son attribut emblématique de point culminant du Massif Central (1885 m) attire de plus en plus de randonneurs qui y viennent à cause de la facilité d'accès par le téléphérique de la station du Mont Dore ou par la télécabine de Super-Besse.

Veyret *et al.*, (1990), Krezmień (1995), Valadas (1997) ont montré les conséquences négatives des pratiques touristiques (randonnée et ski) sur la morphologie des crêtes et des versants du Sancy. Les pratiques touristiques variées (randonnées, ski de piste et de fond, équitation, VTT etc.) constituent une menace réelle pour la stabilité morphologique de certains secteurs des versants ou des crêtes qui, auparavant, n'étaient pas affectés par l'érosion. Si les pistes de ski bénéficient annuellement d'un bon entretien imposé pour la pratique dans des conditions de sûreté des sports de d'hiver, on ne peut dire la même chose de l'entretien des sentiers de randonnée.

4.2. ACTIVITÉS MINIÈRES DANS LE MASSIF DU CĂLIMANI

Autrefois, dans le Massif du Călimani les activités anthropiques traditionnelles étaient le pastoralisme et l'exploitation forestière (Someşan, 1933). La découverte du soufre dans la partie centrale du massif a attiré une intense activité minière. Après l'arrêt définitif de l'exploitation du soufre en 1997, la carrière et les terrils qui en ont résulté sont devenus très instables morphologiquement, constituant une menace permanente pour les infrastructures (route d'accès vers la partie centrale du massif, barrages de décantation et de rétention des résidus stériles ou des sédiments provenant des terrils). La carte de la **figure 50** présente l'occupation du sol dans cette partie centrale du massif du Călimani, profondément modifiée par les activités minières.

DEUXIÈME PARTIE

CHAPITRE 5. MODELÉS ET PROCESSUS MORPHODYNAMIQUES CONTEMPORAINS

Les premières mobilisations des matériaux se réalisent sous l'influence de la météorisation. Les processus d'altération chimique dominant surtout dans le cas des terrains recouverts de forêts. La vitesse de préparation des matériaux par ces processus de météorisation (gélifraction et altération

chimique) détermine ainsi les rythmes de l'activité des processus géomorphologiques sur les versants. Les principaux types élémentaires de mouvements des débris sur les versants incluent la

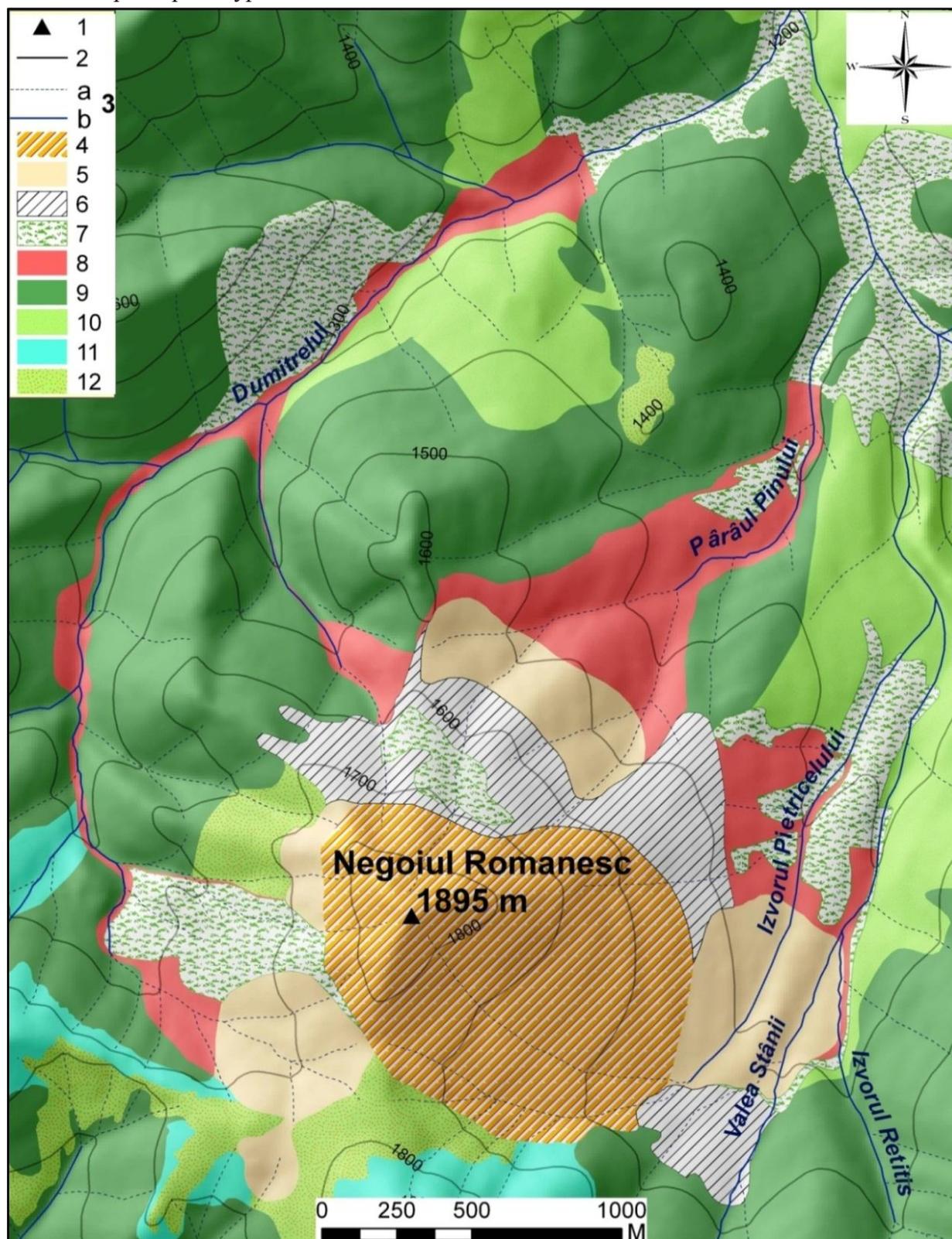


Figure 50 : Carte de l'occupation du sol de la zone affectée par l'activité minière. Les symboles de la légende indiquent : 1 – sommets ; 2 – courbe de niveau ; 3a – cours d'eau temporaire, 3b – cours d'eau permanent ; 4 – carrière ; 5 – terrils ; 6 – usine et autres bâtiments ; 7 – forêt initiale, partiellement affectée par l'activité minière ; 8 – forêt fortement détruite par les glissements de terrain et les coulées de débris sur les terrils ; 9 – forêt conservée ; 10 – reboisements ; 11 – végétation arbustive subalpine ; 12 – pelouses alpines.

chute (éboulisation, éboulement, écroulement, avalanche rocheuse), la reptation (creep, solifluxion), le glissement, l'écoulement (liquide, dilué, hyperconcentré, coulées boueuses, coulées de débris, coulées sèches, avalanches de neige), le charriage et la suspension. Les processus d'érosion, de transport et d'accumulation fluviale, la torrentialité et les processus cryonivaux dominent la morphogénèse dans les deux massifs.

CHAPITRE 6. IMPACT MORPHOGÉNÉTIQUE DE L'ÉCOULEMENT TORRENTIEL

6.1. LES COULÉES DE DÉBRIS – TERMINOLOGIE UTILISÉE, MODALITÉS DE MANIFESTATION, MORPHOLOGIES RÉSUULTÉES

Les coulées de débris sont des processus contemporains qui jouent un rôle morphogénétique majeur sur les versants abrupts de diverses régions montagneuses du monde (**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.**).

En tant que processus morpho-dynamique, une coulée de débris représente l'écoulement très rapide d'une masse de débris saturée en eau, non-cohésif, le long des chenaux à pente forte (**Hungr, 2005**).

Les débris sont des matériaux hétérogènes mobilisables et proviennent des dépôts d'origine variée: dépôts colluviaux, sols résiduels, dépôts d'origine glaciaire ou périglaciaire, dépôts pyroclastiques ou terrils miniers. Leur texture est caractérisée par un mélange de sables, graviers et blocs auxquels s'ajoutent, en proportion variable, des silts, argiles et limons (**Hungr, 2005**). Ce type de processus intermédiaire entre les glissements de terrain superficiels et les coulées hyperconcentrées (**Coussot et Meunier, 1996 ; Rickenmann, 1999**) qu'on observe lors des crues torrentielles dans les régions montagneuses est présent dans des contextes géologiques et morpho-climatiques variés, là où certains facteurs se réunissent pour favorisent leur activité. Ainsi, on considère les coulées de débris plutôt un processus géomorphologique à caractère azonal (**Decaulne, 2001**).

D'une manière générale, on considère qu'au moins trois conditions sont nécessaires pour qu'une coulée de débris soit initiée (**Innes, 1983 ; Bonnet-Staub, 2001**) : présence du matériel mobilisable dont la cohésion est faible ; présence d'eau en quantité suffisante pour fluidifier le matériel par la surpression interstitielle ; une pente suffisante ($> 25^\circ$) pour dépasser le seuil critique de mobilisation par écoulement des matériaux sur les versants.

6.2. INVENTAIRE DES COULEES DE DEBRIS CONTEMPORAINES

Notre analyse détaillée de la distribution spatiale des coulées de débris contemporaines sur les versants des deux massifs volcaniques est basée sur un travail cartographique utilisant les sources préexistants (cartes topographiques 1/25000 des deux massifs, orthophotoplans, mais aussi les observations de terrain. La distribution spatiale des coulées de débris des deux massifs est représentée à l'échelle sur la carte géomorphologique. Une coulée de débris qui affecté le versant nord de la caldera a fait l'objet d'une étude détaillée (**figure 55**).



Figure 55 : La coulée de débris au nord du sommet Negoitul Unguresc (photo du 16 juin 2007).

6.3. FRÉQUENCE DES COULÉES DE DÉBRIS DÉTERMINÉE PAR DES MÉTHODES DENDROGÉOMORPHOLOGIQUES : L'EXEMPLE DU BASSIN TORRENTIEL DES EDEMOUCHES, (VALLÉE DU MONT DORE, MASSIF DU SANCY)

Dans le Massif du Sancy, les coulées de débris dominent la morphogenèse contemporaine. Leur impact sur l'infrastructure et la zone construite s'est avéré souvent destructif, comme ce fut le cas en 1994 (31 juillet) ou en 2004 (14 janvier). Des analyses de ce type n'ont pas encore été faites dans ce massif, bien que plusieurs secteurs de versants présentent des indices clairs de l'activité des coulées de débris. L'intégration des résultats de ce type d'étude dans les plans de gestion de ces territoires serait d'une réelle utilité, voire même indispensable.

6.3.1. FACTEURS D'INSTABILITÉ À L'INTÉRIEUR DU BASSIN TORRENTIEL DES EDEMOUCHES

Le bassin torrentiel des Edembouches (**figure 59**) réunit des conditions favorables pour la manifestation des coulées de débris : une zone-source caractérisée par la présence des dépôts friables

de blocs et cendres ; la quasi absence sur les versants pentus, du sol et de la végétation forestière. Les arbres dominants colonisant le dépôt sont les sapins pectinés (*Abies alba* Mill.), les hêtres (*Fagus sylvatica*) les sorbiers (*Sorbus aucuparia*) et les bouleaux (*Betula verrucosa*).

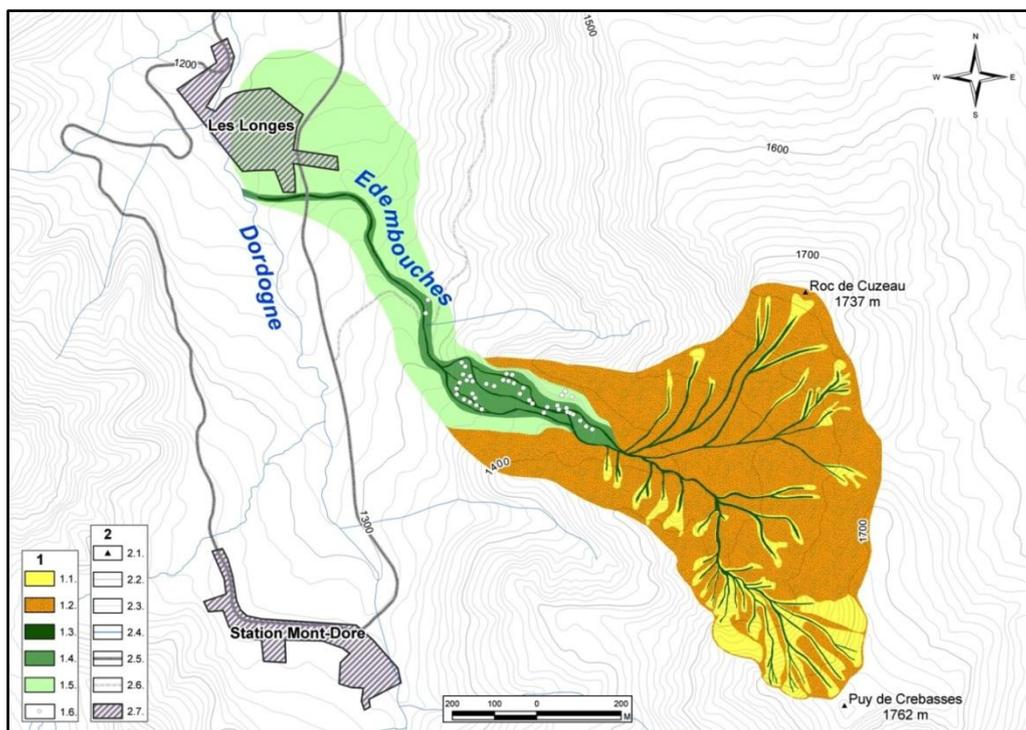


Figure 59 : Le bassin torrentiel des Edembouches. Les symboles représentent : 1- Eléments morphologiques du bassin : 1.1. cicatrice de départ des coulées de débris ; 1.2. versant en dépôt pyroclastique et epiclastique; 1.3. chenal des coulées de débris ; 1.4. dépôt proluvio-alluvial actuel ; 1.5. dépôt proluvio-alluvial récent ; 1.6. arbres échantillonnés ; 2 – Autres éléments de la carte : 2.1. sommet ; 2.2. courbe de niveau principale ; 2.3. courbe de niveau normale ; 2.4. cours d'eau permanent ; 2.5. route ; 2.6. chemin forestier ; 2.7. bâtiments.

6.3.2. CARTOGRAPHIE GÉOMORPHOLOGIQUE DÉTAILLÉE ET STRATÉGIE D'ÉCHANTILLONNAGE DES ARBRES

Les informations provenant de l'analyse des caractéristiques morphologiques du bassin (pente, orientation des versants, longueur des chenaux, etc) dérivées du Modèle Numérique de Terrain (MNT) au pas de 10 m, la cartographie sur le terrain des formes caractéristiques créées par les coulées de débris (chenaux, levées latérales et dépôts) boisés ont été réunies dans la base de données SIG et ont servi ultérieurement à la réalisation des cartes.

L'échantillonnage des sapins s'est orienté préférentiellement vers les arbres montrant des indices visuels d'impact mécanique sur leurs troncs et racines (présence des cicatrices, courbure basale et enfouissement des troncs, racines visibles, étêtement, etc.). Leur position spatiale a été ensuite déterminée en terrain et indiquée sur la carte géomorphologique. Au total, 42 sapins endommagés ont été échantillonnés (2, 3 ou 4 carottes par arbre, 93 carottes). À proximité, 17 arbres non-affectés ont été échantillonnés (34 carottes au total), dans le but d'obtenir une série chronologique de référence du site.

6.3.3. ANALYSE DES ANOMALIES DE CROISSANCE DES ARBRES

En laboratoire, les carottes extraites ont parcouru les étapes classiques utilisées en dendrochronologie pour leur préparation et analyse. Le comptage et les mesures de l'épaisseur des cernes ont été réalisés utilisant le système Lintab 5 et le logiciel TSAP-Win Professional. L'interdatation des séries chronologiques de chacun des arbres affectés avec la série de référence a été ensuite réalisée utilisant le logiciel COFECHA (Holmes, 1983).

Les perturbations de croissance (*growth disturbances*, **GD**) dues à l'activité des processus géomorphologiques ont été datées à une résolution annuelle. Celles-ci incluent les rangées tangentielles des canaux résinifères traumatiques (*traumatic resin ducts*, **TRD**), les séquences de bois de compression (*compression wood*, **CW**), de chute évidente de la croissance (*growth suppression*, **GS**) et/ou de croissance exagérée de la largeur des cernes (*growth release*, **GR**) (Schweingruber, 1996 ; Stoffel et Bollschweiler, 2008).

La chronologie de référence obtenue à partir des carottes provenant des arbres non-perturbés par les coulées de débris a été comparée enfin avec chacune des carottes des arbres affectés par les coulées de débris. Finalement, les années-événement déterminées par les reconstitutions dendrogéomorphologiques ont été comparées avec les données météo (températures moyennes et précipitations journalières) disponibles pour la période 1968-2007 enregistrées à la station Mont Dore situé à environ 3 km en aval du cône des Edembouches.

6.3.4. APPORTS DE L'ANALYSE DENDROGÉOMORPHOLOGIQUE

La figure 66 indique la localisation des sapins à la surface du cône ainsi que leur âge déterminé par le comptage des cernes. Sur cette carte on constate que les arbres les plus vieux sont localisés principalement du côté droit du cône de débris, tandis que vers l'apex et du côté gauche du cône les arbres ont des âges plus jeunes.

La détermination des événements a été réalisée seulement dans le cas où les années avec perturbations de croissance ont été identifiées dans les cernes d'au moins 5 arbres différents. Afin d'éviter la surestimation des perturbations de croissance individuelle, nous avons calculé, pour chaque année-événement identifiée, une valeur indexée (I_t) utilisant la formule proposée par Shroder (1978) :

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

où

I_t = le nombre d'arbres présentant des perturbations de croissance ;

R = les perturbations de croissance ;

t = l'année-événement ;

A = le nombre total des arbres échantillonnés pour l'année t .

Les perturbations de croissance (cicatrices avec **TRD** et tissu calleux, chute de croissance (**GS**), croissance exagérée (**GR**), bois de compression (**CW**) ainsi que le nombre total de réactions (**GD**) par arbre et les valeurs indexées calculées (I_t) ont été réunies dans le tableau 9. Pour la période 1900 - 2007, un nombre total de 151 **GD** ont été identifiées dans les cernes des arbres affectés par les coulées de débris. Les réactions les plus fréquentes sont les **GR** (49 réactions, 32,6% du total) et **GS** (44 réactions, 29,1% du total), suivies par les **TRD** (20 réactions, 13,2% du total) et **CW** (9 réactions, 5,9% du total). La figure 69 présente les séries de fréquence des coulées de débris reconstituées à partir des analyses dendrogéomorphologiques.

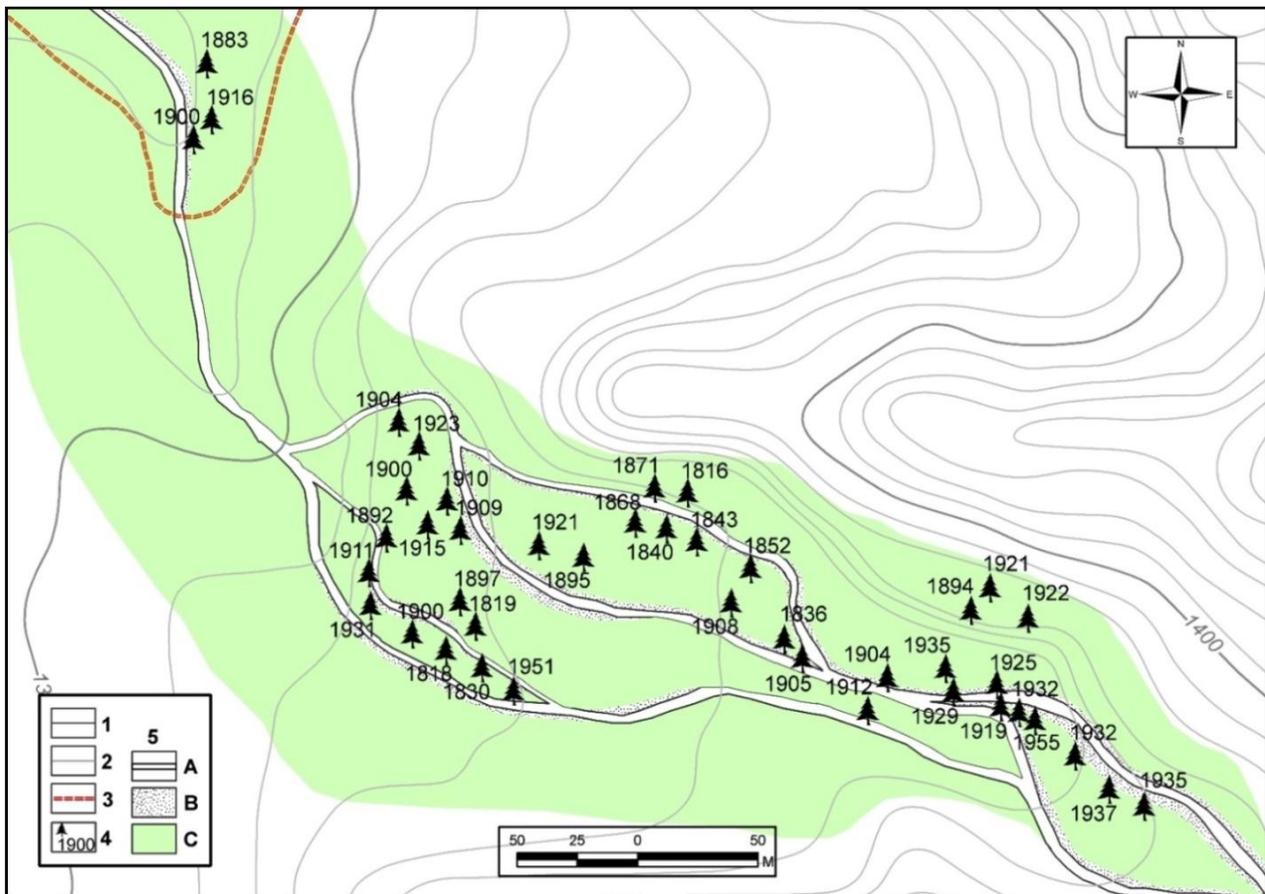


Figure 66 : Localisation des arbres échantillonnés à la surface du cône de débris des Edembouches; les symboles dans la légende indiquent : 1 et 2 – courbes de niveau principale et secondaire ; 3 – chemin forestier ; 4 – âge de l’arbre déterminé par comptage des cernes ; 5 – morphologie des coulées de débris (5A – chenal ; 5B – levées latérales ; 5C – dépôt de débris).

Tableau 9 : Nombre et type de perturbations de croissance (GD) et valeur indexée (I_t) pour les années-événement déterminées par l’analyse des cernes des arbres.

Année-événement	TRD	GR	GS	CW	Total arbres avec GD	N° GD par arbre	N° arbres vivants	Valeur index [It]
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

La distribution spatiale de l'activité des coulées de débris pour chacune des années-événements est indiquée par la position des arbres qui y ont réagi. La carte de la **figure 70** montre un exemple de ce type de représentation cartographique.

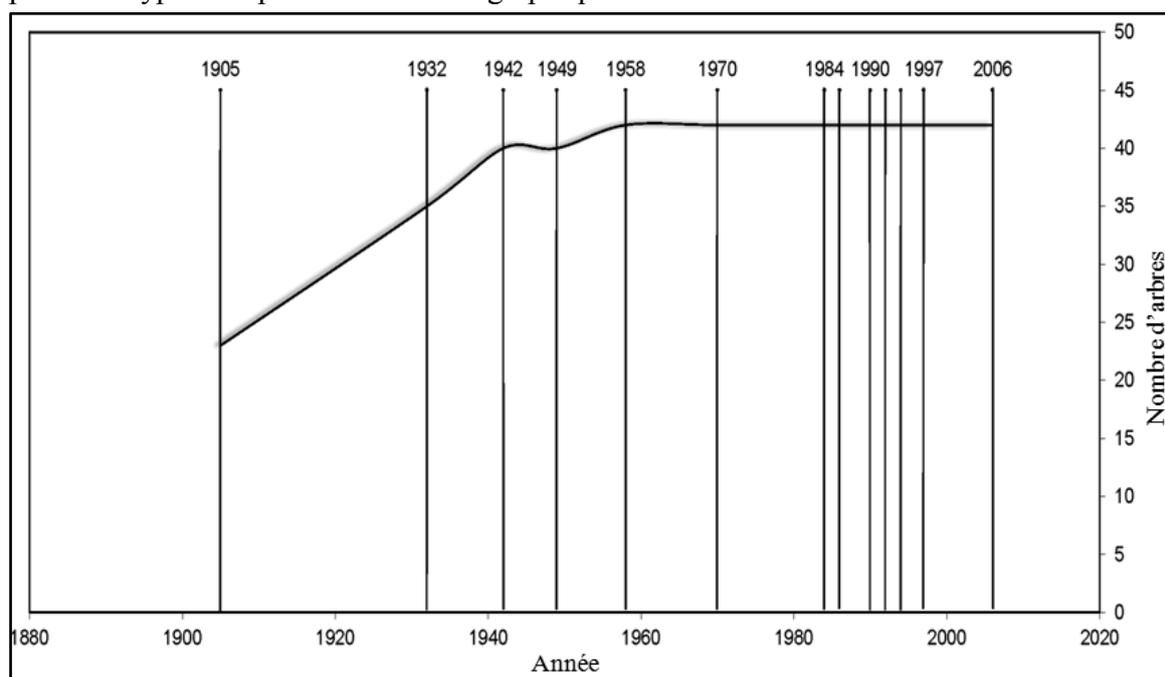


Figure 69 : Fréquence minimale des coulées de débris sur le cône des Edembouches entre 1900 et 2007.

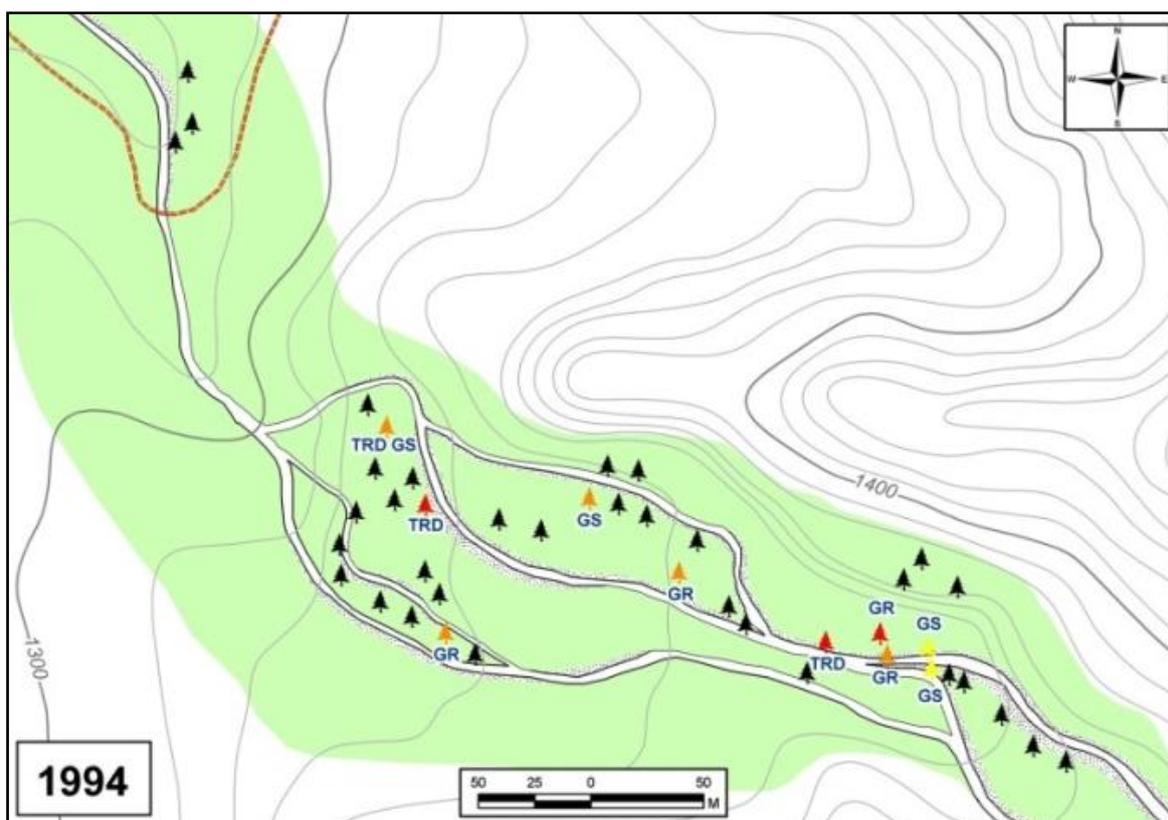


Figure 70 : Distribution spatio-temporelle, type et intensité des réactions des arbres échantillonnés.
TRD - cernes avec rangées tangentielle des canaux résinifères traumatiques (*traumatic resin ducts*) ;
CW - bois de compression (*compression wood*) ; **GS** - chute évidente de la croissance des cernes (*growth suppression*) **GR** - croissance exagérée des cernes (*growth release*); intensité forte (rouge) ; intensité moyenne (orange) ; intensité faible (jaune).

6.3.5. ANALYSE DES SEUILS DE DÉCLENCHEMENT

Les archives mentionnent les effets dévastateurs de l'activité des coulées de débris durant la journée de 31 juillet 1994. À cette date, une forte tempête accompagnée par la chute de précipitations de 58,3 mm ont été enregistrées à la station météo du Mont Dore. Une comparaison entre la liste des enregistrements météo disponibles à partir de 1968 et les 8 années - évènements identifiés par les méthodes dendrogéomorphologiques pour la même période fait ressortir la difficulté dans l'identification du seuil de déclenchement des coulées de débris. Les méthodes dendrogéomorphologiques ne permettent que la détermination d'une fréquence minimale annuelle, de l'activité géomorphologique du site.

6.4. MÉTHODES DE PROTECTION ET TRAVAUX DE MISE EN SÉCURITÉ EFFECTUÉS : L'EXEMPLE DU SITE DES EGRAVATS (VALLEE DU MONT-DORE, MASSIF DU SANCY).

Suite aux évènements de type coulée de débris et de boue du 14 janvier 2004, la Préfecture du Puy de Dôme, a sollicité une étude globale des risques présents aux Egravats. Cette étude préliminaire a été réalisée par deux organismes spécialisés dans ce type d'étude, **BRGM** (*Bureau de recherches géologiques et minières*) et **CEMAGREF** (*Centre national du machinisme agricole, du génie rural, des eaux et des forêts*) devenu depuis 2011 **IRSTEA** (*Institut de recherche en sciences et technologies pour l'environnement et l'agriculture*).

L'urbanisation des Egravats a été faite sans prendre en considération l'activité géomorphologique ancienne de ce site. Il a fallu attendre les évènements du 14 janvier 2004 pour que les autorités et les habitants de la région se rendent compte du pouvoir destructif des coulées de débris et de boue. Le Plan de Prévention des Risques Naturels Prévisibles - Mouvements de Terrain (PPR) pour le site des Egravats prévoyait une série de stratégies de protection actives et passives ont été proposées afin de limiter l'impact des coulées de débris et de boue sur les 49 chalets. Les stratégies actives adoptées ont visé les causes des phénomènes dommageables. Plusieurs types d'aménagements (barrages de consolidation et seuils dans les chenaux d'écoulement, goulottes en béton au fond des ravins, tuyaux de drainage des eaux en amont et reforestation dans la zone-source, etc.) ont été réalisés dans le but de réduire l'érosion dans les ravins et stabiliser les dépôts colluviaux.

CHAPITRE 7. PROCESSUS INDUITS PAR L'ACTIVITÉ ANTHROPIQUE

7.1. PROCESSUS GÉOMORPHOLOGIQUES LIÉES À L'ACTIVITÉ MINIÈRE DANS LE MASSIF DU CĂLIMANI

7.1.1. PROCESSUS GÉOMORPHOLOGIQUES PRÉSENTS DANS LA CARRIÈRE D'EXPLOITATION DU SOUFRE

La morphologie de la carrière de soufre du Negoiu Românesc est modelée les processus contemporains de désagrégation, les chutes de blocs, l'éboulement, le ruissellement, la déflation etc.

7.1.2. PROCESSUS GÉOMORPHOLOGIQUES INDUISANT L'INSTABILITÉ DES TERRILS

Tout autour de la carrière et de l'ancienne usine, plusieurs terrils ont été déposés sur les versants. Leurs modalités d'emplacement qui n'ont pas toujours respecté les normes de stabilité. Ainsi, le terril Pinul (**figure 88**) a été construit dans la vallée drainée par le ruisseau Pinul sur des versants qui présentaient des secteurs avec des tourbières, donc à forte humectation. Les explosions utilisées dans la carrière, les modalités d'emplacement, le degré élevé d'humectation au contact entre les terrils et la surface préexistantes ont contribué en grande mesure à la déstabilisation de ces terrils et au déclenchement de plusieurs glissements de terrain. Ce fut le cas en 1979 et plusieurs années après. Les glissements majeurs ont été poursuivis par des écoulements torrentiels sur quelques km en aval de la confluence avec la rivière Neagra (**Bojoi et Brânduș, 1984**). Cela a conduit à l'aggradation accélérée des lits majeurs des rivières Pinul et Neagra. Ultérieurement, des coulées de débris ont modelé les corps des glissements, transportant des quantités importantes de matériaux en aval dans les lits des rivières ou derrière les barrages construits pendant les années '80 du XXème siècle.

7.1.3. AGGRADATION ANTHROPIQUE DES LITS DE RIVIÈRES

Suite à la déstabilisation du terril Pinul, la forêt a été totalement détruite sur plusieurs km². Une partie plus liquéfiée du corps glissé a suivi la vallée du Pinul déposant dans le lit majeur de la rivière des volumes considérables de sédiments.



Figure 88 : Terrils déposés sur le versant nord du stratocône Negoiu Românesc et dans la vallée Pinul ;

Depuis une vingtaine d'années, les corps de glissements semblent être stabilisés, tandis que que les surfaces affectées par les coulées de débris continuent de s'agrandir. Les surfaces résultées après les glissements des terrils ont été partiellement colonisées avec des épicéas, bouleaux, peupliers ou saules marsault. Durant une campagne de terrain 2008, les morphologies contemporaines

résultées après ces déstabilisations successives des terrils du Pinul ont été cartographiées, dans le but de mettre en relation leur stabilité et le rythme de colonisation des arbres (**Surdeanu et al., 2011**).

Des coulées de débris provenant des terrils suivent les cours de certains affluents de la rivière Neagra, produisant des dégâts au niveau de la route d'accès vers la carrière. On retrouve leurs dépôts mélangés aux dépôts alluviaux de la rivière Neagra qui draine tous les eaux d'écoulement provenant du périmètre minier,

7.1.4. RÉPONSE DES FORÊTS D'ÉPICÉAS (*PICEA ABIES* (L.) KARST.) À L'ENFOUISSEMENT DANS DES SÉDIMENTS GÉNÉRÉS PAR L'ACTIVITÉ MINIÈRE : L'EXEMPLE DES BASSINS DE RÉTENTION PINUL ET DUMITRELUL

Nous présenterons ici les résultats des recherches dendrochronologiques, dirigées dans le périmètre des barrages de rétention des sédiments Pinul et Dumitrelul dans le but d'analyser les réactions des arbres à l'enfouissement, autour de leurs troncs, par des sédiments toxiques provenant des terrils, ainsi que de déterminer le temps et le niveau d'enfouissement que l'arbre supporte dans ce milieu (**Pop et al., 2011 ; Surdeanu et al., 2010**).

Des relevés topographiques réalisés l'été 2007 ont permis d'estimer le volume de sédiments accumulés dans le bassin Dumitrelul et Pinul (**Pop et al., 2009**). Ainsi, dans le cas du barrage Dumitrelul ce volume était d'environ 25500 m³, le taux d'accumulation des matériaux étant estimé à environ 1430 m³ par an. Le volume des sédiments du barrage Pinul était de 91100 m³, ce qui correspond avec un taux d'accumulation estimé à 3250 m³ par an.

Dans le cas du bassin Pinul, 30 épicéas (*Picea abies*) enfouis, localisés sur la berge droite du bassin de rétention ont été choisis pour étudier les réactions liées à l'impact mécanique des sédiments transportés par les coulées de débris et les coulées hyperconcentrées. Les analyses des années de formation des anomalies de croissance identifiées sur les carottes des arbres affectés sont réunies dans le **tableau 14**.

Notre étude vise l'identification des réactions des épicéas au stress géomorphologique causé par les coulées de débris et les coulées hyperconcentrées qui se manifestent à la surface des terrils. Cela n'exclut pas l'existence d'autres causes perturbatrices qui puissent induire des réactions semblables des arbres. Ainsi, la présence dans les sédiments des eaux acides devrait causer un stress environnemental supplémentaire que les arbres subissent.

Une autre étude dendrogéomorphologique similaire a été menée en 2010 au barrage Dumitrelul, localisé dans le lit majeur de la rivière portant le même nom. Dans ce cas, les 22 épicéas échantillonnés ont été tous vivants, alignés sur la bordure gauche (nord-ouest) du bassin et enfouis à des profondeurs variables (entre 0 cm dans le cas des arbres situés en bordure du dépôt et plus de 160 cm). L'analyse des 450 carottes et 57 sections transversales prélevées de ces arbres indique la formation des TRD à plusieurs niveaux sur le tronc. En plus, ce type de réaction est identifié dans les cernes des épicéas pendant plusieurs années et semble indiquer autant d'évènements majeurs d'enfouissement dans le bassin. La **figure 107** présente de manière synthétique le nombre total de cernes montrant des rangées de canaux résinifères traumatiques (**TRD**) à différents niveaux d'ensevelissement des troncs. On constate que les **TRD** sont présents jusqu'à -110 cm au-dessous et +50 cm au-dessus. Le nombre le plus important de réactions a été enregistré dans les arbres aux niveaux -10 cm, +10 cm et -20 cm sur le tronc. Sur le graphique de la **figure 108** est représenté le nombre total des **TRD** identifiés dans les cernes des 22 arbres pendant la période 1980-2007, à tous les niveaux d'ensevelissement.

Tableau 14 : Caractéristiques des arbres et années de réaction des arbres affectés.

Arbre	Branches vivantes (%)	Distance arbre-berge (cm)	Epaisseur des sédiments (cm)	Canaux résinifères traumatiques (TRD)	Chute de croissance des cernes (GS)
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

Des réactions plus sévères (plus de 10 réactions au total) sont enregistrées par exemple en 1999 (4 arbres), 2001 (6 arbres), 2003 (4 arbres), 2006 (8 arbres) et 2007 (13 arbres). Ces années semblent indiquer autant d'événements majeurs de sédimentation dans le bassin et autour de certains arbres. L'absence des réactions de tous les arbres les mêmes années semble indiquer le fait que la sédimentation dans le bassin se réalise par avulsions répétées qui touchent progressivement différentes parties des berges.

7.1.5. MESURES DE LUTTE CONTRE L'INSTABILITÉ MORPHOLOGIQUE DANS LE SITE MINIER DU NEGOIUL ROMÂNESC

Les travaux de réhabilitation prévoient la démolition totale de l'ancienne usine et des autres bâtiments, le décolmatage des bassins de rétention des sédiments Dumitreleul et Pinul, le drainage et l'épuration des eaux polluées et surtout la stabilisation des terrils. Ces terrils seront nivelés dans le

but de réduire la pente des talus et empêcher ainsi l'érosion torrentielle ou les glissements des corps de matériaux. Ensuite, les surfaces des terrils seront reboisées avec des arbres appartenant aux espèces indigènes. Une grande partie des surfaces actuellement affectées par les processus géomorphologiques transportant matériel en aval des terrils seront laissées pour être colonisées naturellement par la forêt.

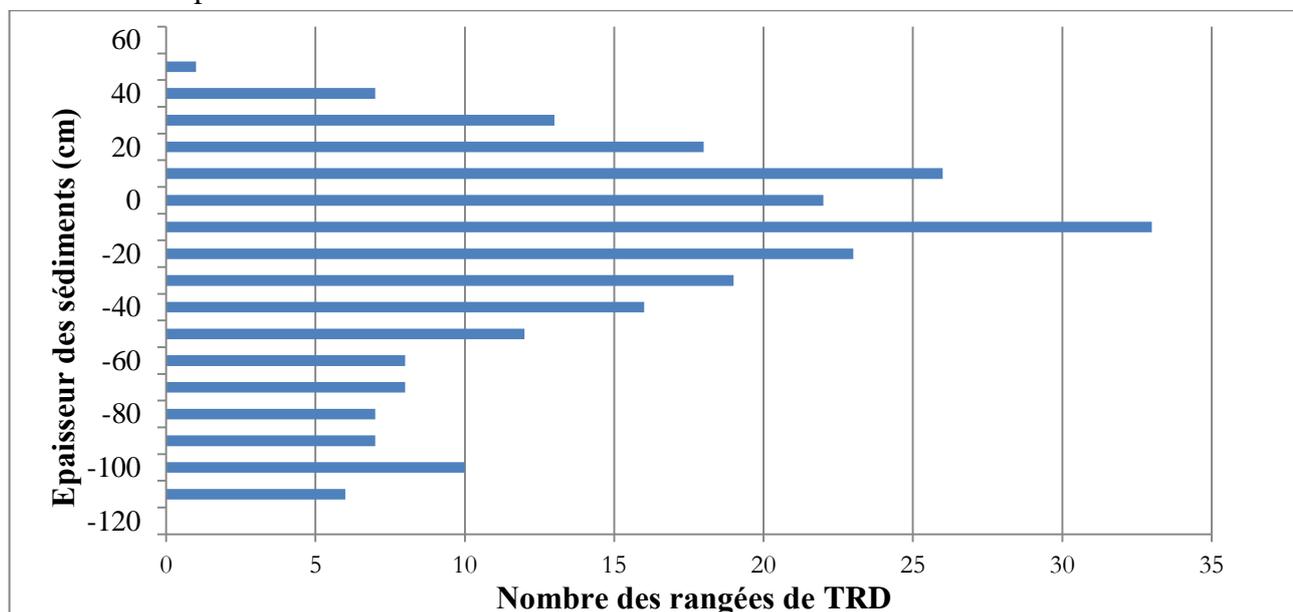


Figure 107 : Distribution du nombre total des cernes montrant des rangées de canaux résinifères traumatiques (TRD) identifiées à plusieurs niveaux d'ensevelissement.

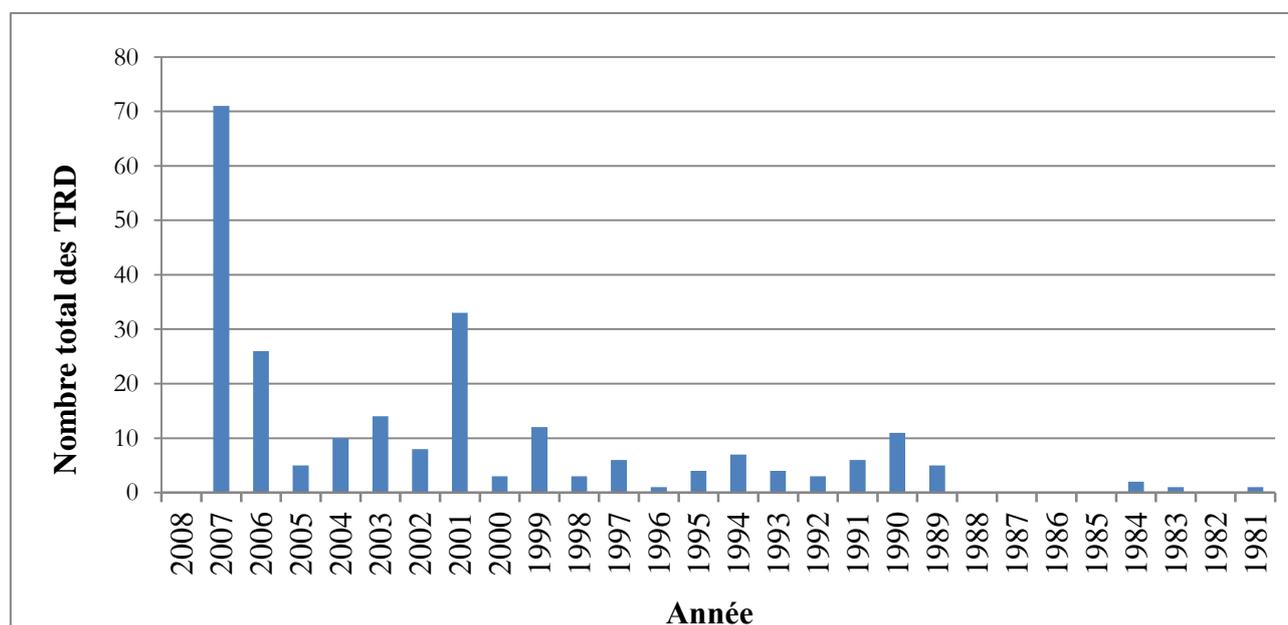


Figure 108 : Nombre total des rangées de canaux résinifères traumatiques (TRD) identifiés dans les cernes des arbres à tous les niveaux d'échantillonnage.

Les aspects concernant les relations entre processus géomorphologiques, matériel transporté et redéposé et réactions des arbres sont très importants surtout pour les gestionnaires et tous ceux qui effectuent à présent la réhabilitation du site minier. Les processus géomorphologiques trouvent dans le périmètre minier des conditions idéales pour mobiliser des volumes considérables de matériaux, après plus d'une décennie de l'arrêt définitif des travaux miniers. Or, ces faits ne sont pas à négliger

si on pense à la réhabilitation des sites affectés par les activités minières faisant appel aux méthodes et techniques de bioingénierie.

7.2. VULNERABILITÉ À L'ÉROSION DES SENTIERS DE RANDONNÉE

L'impact géomorphologique lié à la surfréquentation touristique des sentiers de randonnée est depuis peu de temps entré dans l'attention des géomorphologues (**Reynard *et al.*, 2003 ; Pelfini et Santilli, 2006**).

Dans le Massif du Sancy, l'érosion due à la surfréquentation des chemins de randonnée pédestre est plus évidente dans le cas de ceux qui suivent les crêtes : compaction du sol et du substrat ; arrachement des mottes de sol et de la couverture végétale ; déplacement des matériaux par piétinement répété lors du passage du randonneur etc.

7.2.1. DÉFINITION DES INDICES DE SENSIBILITÉ À L'ÉROSION DES SENTIERS DE CRÊTES

L'inventaire des sentiers de crête a été réalisé sur une longueur totale de 26335 m. Les observations ont visé d'identifier des tronçons de chemin de randonnée considérés homogènes du point de vue de leurs paramètres morphométriques (largeur, profondeur maximale et minimale des chemins, nombre de cheminements par tronçon, pente) et du type de substrat (**Pop et Guitton, 2008**). Les facteurs altitude, la pente, type de substrat, type de végétation présente à proximité des sentiers et fréquentation touristique sont considérés ici importants pour l'érosion qui se produit au niveau des sentiers de crête. Les indices (de 1 à 5) ont été attribués à chacune des classes de ces facteurs qui favorisent plus ou moins l'érosion des sentiers de crête.

7.2.2. LA CARTE DE SENSIBILITÉ À L'ÉROSION DES SENTIERS DE RANDONNÉE

La carte synthétique est réalisée par superposition des cinq cartes représentant chacune par un indice. Dans chaque zone homogène ainsi obtenue, les cinq indices sont additionnés afin d'obtenir un indice global I, dont la valeur est comprise entre 10 et 25. Les cinq classes de sensibilité à l'érosion ont été définies à partir de **l'indice global I**:

I compris entre 22,1 et 25, – très élevée ;

I compris entre 19,1 et 22, – élevée ;

I compris entre 16,1 et 19, –moyenne ;

I compris entre 13,1 et 10, –faible;

I compris entre 10 et 13, –insignifiante.

La carte ainsi réalisée met en exergue les zones où l'érosion peut continuer de manière plus ou moins agressive et conduire à une dégradation irréversible de la morphologie des crêtes ou des versants.

Sur la carte de sensibilité (**figure 118**), on peut repérer les tronçons les plus fragiles. Les sentiers des crêtes autour de la vallée de Chaudefour sont en plusieurs endroits très dégradés. On constate que les chemins les plus touchés par l'érosion correspondent aux secteurs qui réunissent le plus des facteurs favorables (pente et altitude élevées, substrat friable, absence de végétation autour des sentiers, fréquentation touristique élevée).

Près des deux tiers des sentiers ont des indices compris entre 13 et 19 (les classes de sensibilité à l'érosion moyenne et faible). Peu de chemins sont concernés par les valeurs les plus

élevées (516 mètres), ceux-ci étant majoritairement localisés autour du Puy de Sancy et du Puy Ferrand. Les secteurs les moins fragiles sont situés surtout vers les crêtes périphériques du massif.

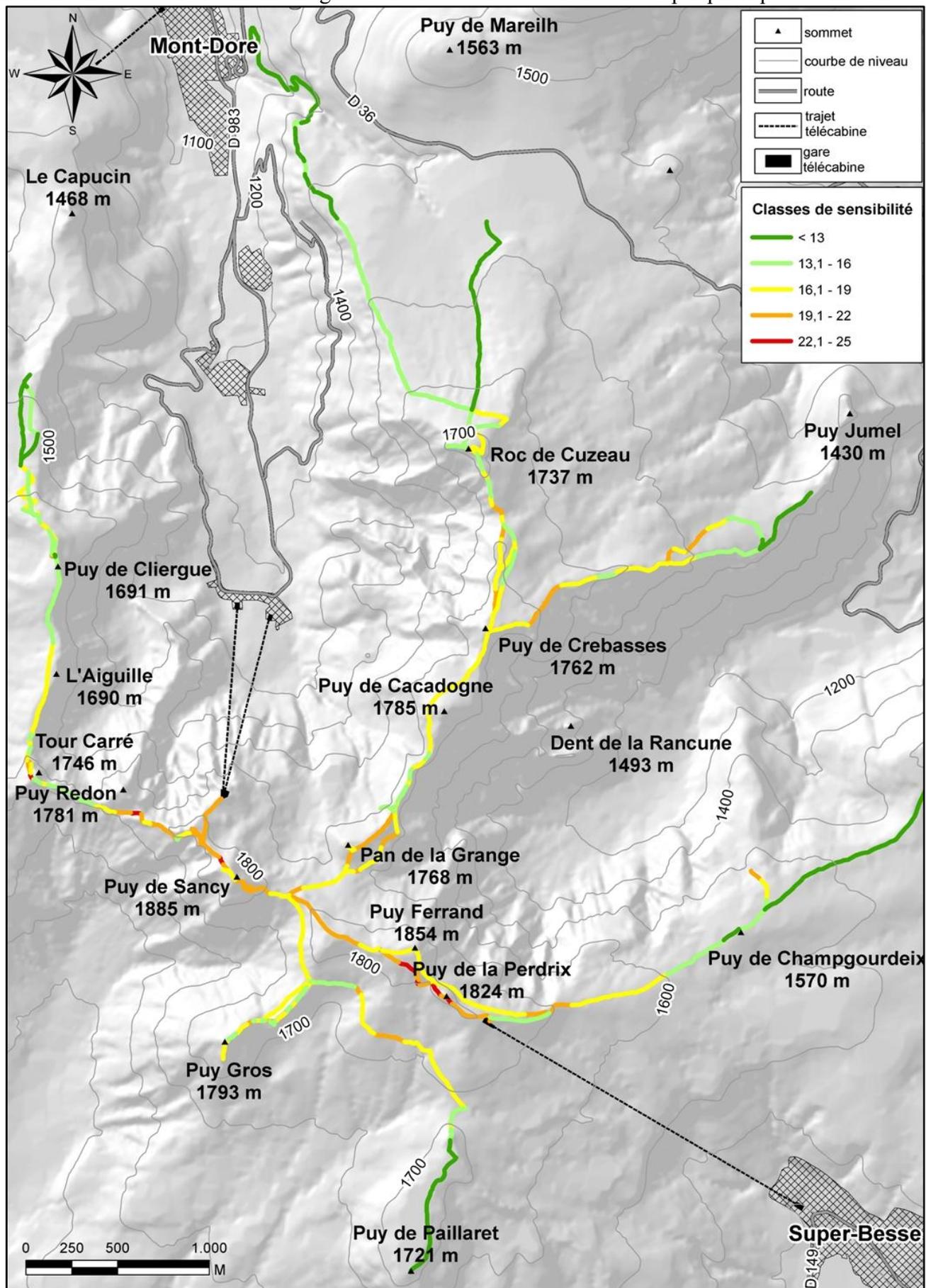


Figure 118 : Carte de sensibilité à l'érosion des sentiers de crêtes du Sancy.

7.2.3. LA PRISE EN COMPTE DU RISQUE D'ÉROSION PAR LES AUTORITÉS DANS LEURS PLANS DE GESTION DES SENTIERS DE RANDONNÉE

Les techniques pour réhabiliter un secteur dégradé se résument à faire un choix entre aménager rapidement le sentier pour qu'il soit de nouveau praticable ou tracer un nouveau sentier plus adéquat. Les principes généraux sont assez simples mais les techniques choisies peuvent varier en fonction de données géologiques, pédologiques ou climatiques : guider les touristes à l'aide des câbles montés à droite ou à gauche du sentier pour limiter les divagations ; rebouchage des ornières ; ré-engazonnement ; canalisation des écoulements de l'eau afin d'éviter l'érosion et la dégradation d'une végétation encore mal fixée ; traçage de nouveaux chemins en prenant en compte la nature du sol ou la pente. La sensibilisation des touristes aux problèmes d'érosion des sentiers est également l'un des aspects importants pris en compte par ceux qui s'occupent de la réhabilitation des sentiers. Pour favoriser l'accès au sommet principal (par le versant nord-ouest du Puy de Sancy) qui s'était considérablement dégradé, à partir de 1987 un programme de réhabilitation a prévu de restaurer la pelouse fortement dégradée. L'installation d'un ouvrage en bois a été préférée au bétonnage du sentier parce qu'elle est perçue comme s'intégrant mieux dans le paysage. Récemment, plusieurs aménagements ont été réalisés sur les secteurs du Roc de Cuzeau en 2000, le Puy de Cliegue en 2004 et le Puy Ferrand en 2005. A côté de ces chantiers ponctuels, un entretien minimum est organisé. Beaucoup plus efficaces semblent être les travaux pour aménager le secteur érodé sur le versant est du Puy Ferrand (**figure 122**). Dans ce cas, l'utilisation des matériaux naturels (scories volcaniques des carrières auvergnates, sols, géofiletts en jute biodégradable, etc.) ainsi que l'effort de minimaliser les travaux avec des gros engins (transport des matériaux assuré par hélicoptère) ont réduit considérablement l'impact sur la morphologie et sur les autres composants du paysage. En 2008, trois ans après la finalisation des travaux qui ont visé le remplissage des sentiers érodés avec des scories suivi de la déposition d'une couche de sol, ensemencement avec des espèces végétales locales, mise en place des géofiletts en jute), on y constate une reconstitution partielle évidente du couvert herbacé.

La nouvelle réserve naturelle de Sancy Chastreix, comme celle de la vallée de Chaudefour envisageront dans leurs futurs projets la réhabilitation et la gestion de certains tronçons de chemins de randonnée sensibles. D'autres tronçons de sentiers fortement érodés, comme c'est le cas de la crête reliant Puy de Crebasses et Roc de Cuzeau attendent des financements pour les travaux d'aménagement.

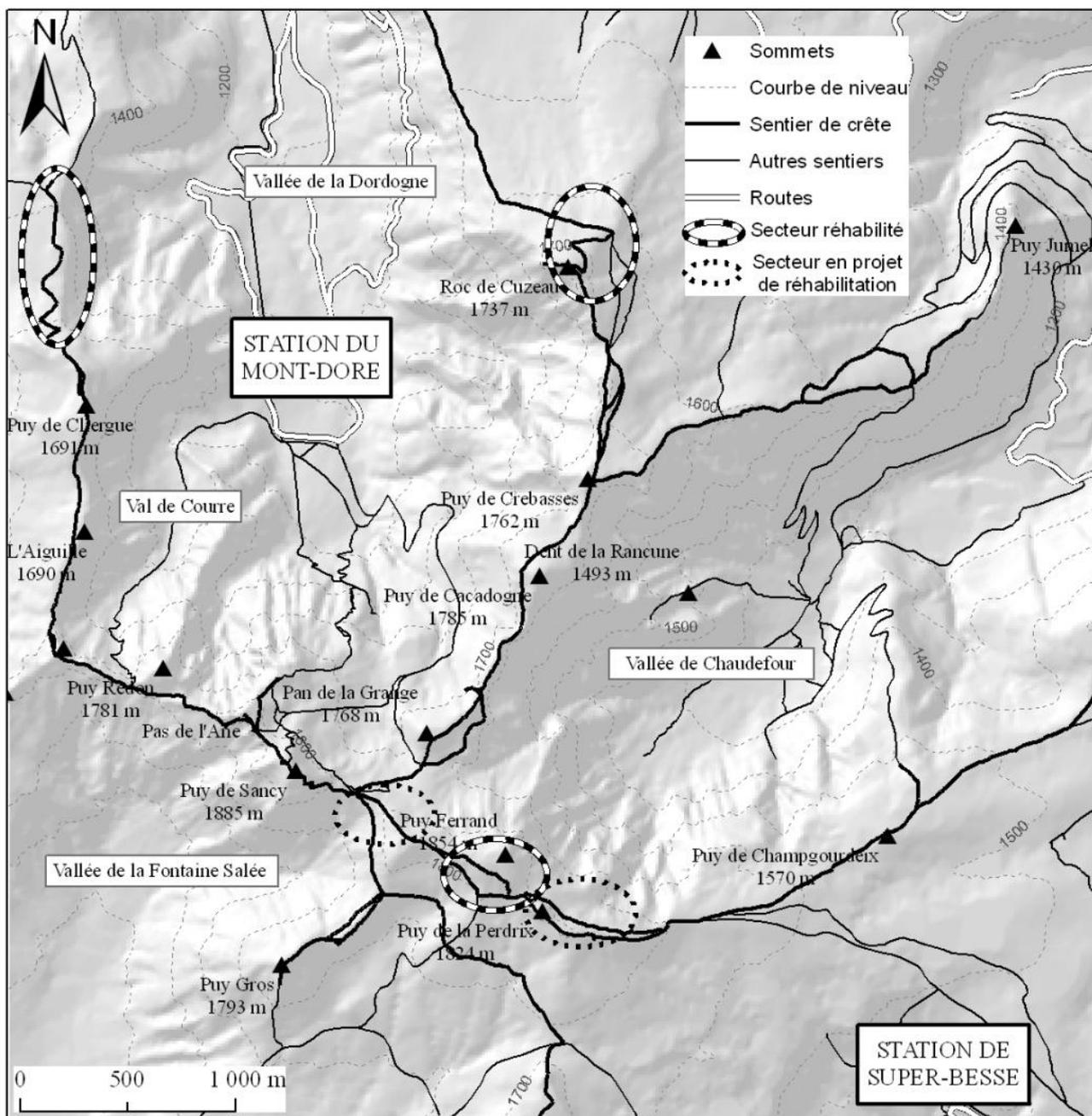


Figure 121 : Les sentiers de crêtes avec les aménagements réalisés jusqu'à présent ou prévus par les projets.

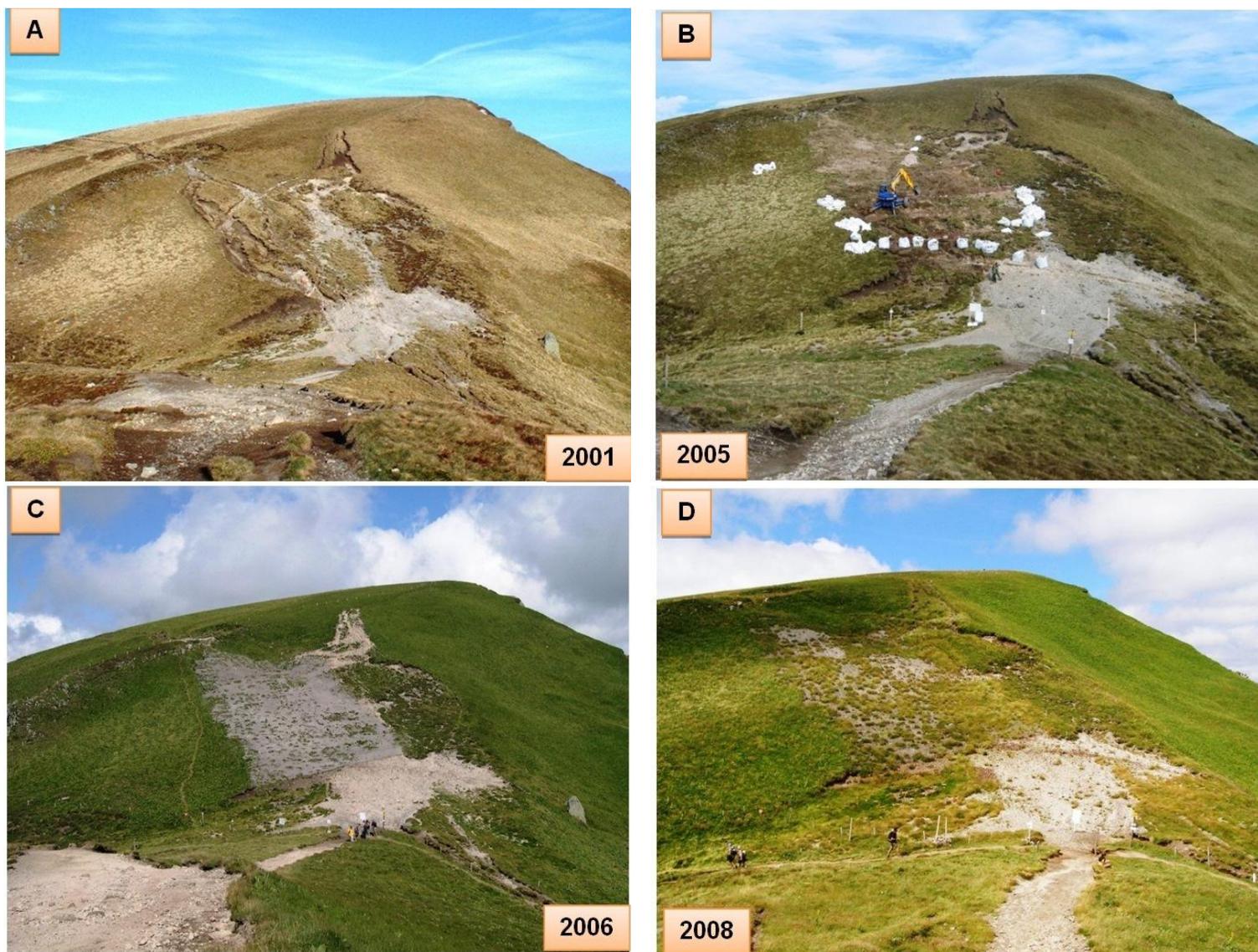


Figure 122 : Suivi du secteur des sentiers aménagés sur le versant est du Puy Ferrand ; A – image prise avant l’aménagement (photo : Philippe BOICHUT, PNRVA, 15. 10. 2001); B – image prise durant les travaux (photo : Philippe BOICHUT, PNRVA, 23. 09. 2005) ; C - image prise un an après la finalisation des travaux (photo : Bernard PAUTY, PNRVA 08. 10. 2006); D - image prise deux ans après la finalisation des travaux (photo : Olimpiu POP, 08. 09. 2008).

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les contextes morphogénétiques contemporaines des deux massifs volcaniques analysés conditionnent la manifestation d'une grande variété de ces processus. Nous n'avons pas intentionné d'analyser ici tous les processus qui y concourent, mais on a adopté plutôt une approche visant l'analyse détaillée des processus dominants dans chacun des massifs étudiés. Des comparaisons entre les formes de relief héritées ou celles contemporaines ont été faites, surtout dans la mesure où celles-ci peuvent être comparées.

Les chapitres 1-4 de la première partie de notre thèse décrivent les contextes géomorphologiques des deux massifs qui conditionnent la manifestation des processus géomorphologiques contemporains. Les formes de relief héritées d'origine diverse (volcanique, glaciaire, périglaciaire, anthropique), ainsi que les caractéristiques du réseau hydrographique, celles des climats et phyto-climatiques et pédogéographiques présentées indiquent des différences significatives au niveau des éléments conditionnant le type et distribution spatio-temporelle des processus géomorphologiques. Les cartes géomorphologiques des deux massifs montrent la distribution spatiale de ces formes de relief décrites. L'activité anthropique (activité touristique dans le cas du Sancy, activité minière dans celui du Călimani) a apporté des changements agressifs dans la morphologie des deux massifs. Ainsi, les formes de relief résultées des interventions anthropiques se sont rajoutées, compliquant ainsi la morphologie contemporaine des deux massifs volcaniques étudiés.

Dans la deuxième partie de la thèse, après une présentation des processus géomorphologiques observés dans les deux massifs (chapitre 5), nous avons passé à l'analyse de ceux dominant la morphogénèse contemporaine. Il s'agit des coulées de débris, celles-ci représentant des processus induisant les changements morphologiques les plus évidents dans les deux massifs. L'analyse détaillée des contextes qui favorisent la manifestation des coulées de débris confirment le rôle joué par de divers facteurs, tels que la pente, le type de couvert végétal, les conditions climatiques, etc. L'emprise spatiale de cette catégorie de processus est indiquée par les cartes géomorphologiques. Une analyse spatio-temporelle de la fréquence des coulées de débris est réalisée utilisant des méthodes dendrogéomorphologiques. C'est d'ailleurs une première pour le Massif du Sancy, des reconstitutions dendrogéomorphologiques n'y étant jamais réalisées auparavant, en dépit d'un potentiel assez élevé que d'autres secteurs à forte activité des coulées de débris montrent pour l'utilisation de telles méthodes de datation absolue. Le chapitre 7 a été entièrement dédié aux processus géomorphologiques induits anthropiquement. Nous nous sommes penchés premièrement sur l'analyse des facteurs impliqués dans la morphodynamique des sites miniers qui, dans le Massif du Călimani ont favorisé la manifestation des coulées de débris d'origine anthropique. Une approche dendrogéomorphologique a permis d'évaluer, au moins partiellement, l'impact de l'activité minière sur les forêts d'épicéas. Les méthodes dendrogéomorphologiques utilisées ici aussi pour la première fois se sont avérées très utiles pour étudier l'effet des processus géomorphologiques (coulées de débris et coulées hyperconcentrées) sur la croissance des arbres. Les travaux de réhabilitation actuels, qui excavent les sédiments de bassins de rétention pour le déposer à nouveau sur les terrils ne permettront pas d'amenuiser les graves problèmes de pollution dans un contexte géomorphologique actif, avec nombreuses instabilités des pentes anthropiques des terrils par les coulées de débris et écoulements hyperconcentrés.

L'étude concernant les sentiers de randonnée du Sancy, fortement érodés par la fréquentation touristique achève le chapitre 7 de la deuxième partie. Après avoir dressé l'état d'érosion actuel de ces sentiers de randonnée, une méthode basée sur l'utilisation de plusieurs indices semi-quantitatifs

nous a permis de réaliser une carte de sensibilité à l'érosion de ces sentiers de crête. La prise en compte des phénomènes d'érosion des sentiers de randonnée par les différents décideurs dans leurs politiques d'aménagement (Communauté des Communes, Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, Réserve Naturelle de la Vallée de Chaudefour, Conseil Régional, Conseil Général) est discutée à la fin du chapitre 7. L'utilité de diverses méthodes de réhabilitation des sentiers adoptées fait aussi l'objet de ces discussions.

BIBLIOGRAPHIE SÉLÉCTIVE

- 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., BRANDUS 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., BRANDUS 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 Popocatépetl, Mexico. *The Holocene*, vol. 20, pp. 265 - 274 ;
- BONNET-STAUD 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., DASCALESCU D., MITITELU D., VITALARIU 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., MANZU 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 ;
- DERRUAU M., 1979.** Les cendres de retombée dans l'évolution géomorphologique. Publication de l'Institut de Géographie, Faculté des Lettres, Université de Clermont, vol. LVII, pp. 97 - 101 ;
- 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 ;
- FIELITZ 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 criplanație 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 ;
- IRIMUŞ I. A., DINCĂ I., 1993.** Procesele geomorfologice actuale din perimetrul structurilor vulcanice ale munceilor Băii de Arieş. *Studia Univitatatis Babeş-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 caldéra 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., SZAKACS A., BALOGH K., SEGHEDI I., KONECNÝ V., KOVACS M., MARTON E., KALICIAK M., SZEKY-FUX V., POKA T., GYARMATI P., EDELSTEIN O., ROSU 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 Dumitrelel 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 (Carpates 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.