



HAL
open science

ÉBOULIS MOBILES ET MARQUEURS BIOGÉOGRAPHIQUES : LE CAS DE LA HAUTE MONTAGNE DES PYRÉNÉES ORIENTALES

Stéphanie Huc

► **To cite this version:**

Stéphanie Huc. ÉBOULIS MOBILES ET MARQUEURS BIOGÉOGRAPHIQUES : LE CAS DE LA HAUTE MONTAGNE DES PYRÉNÉES ORIENTALES. Géographie. Université de Perpignan, 2010. Français. NNT: . tel-00545442

HAL Id: tel-00545442

<https://theses.hal.science/tel-00545442>

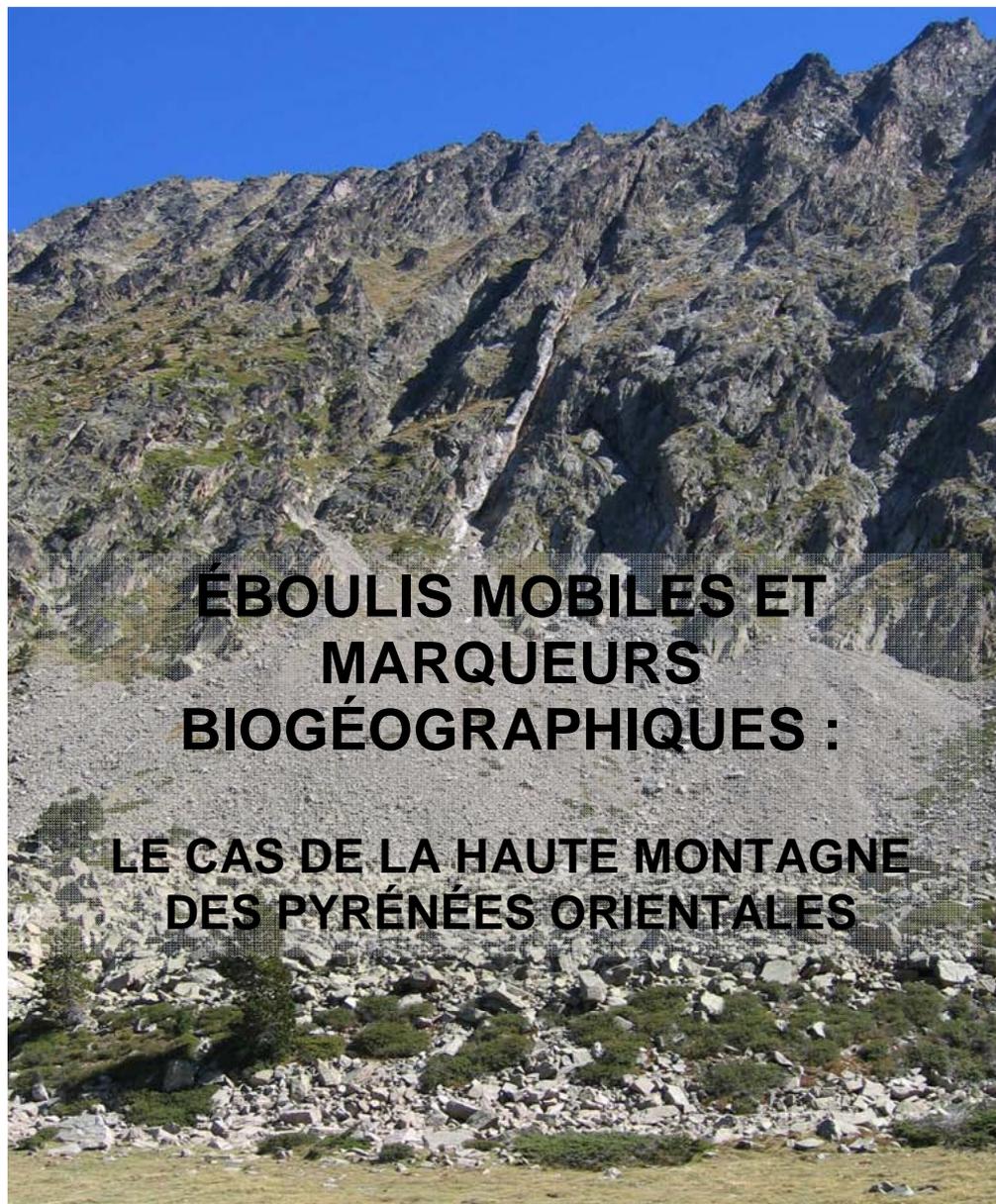
Submitted on 10 Dec 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE PERPIGNAN VIA DOMITIA
FACULTÉ DES LETTRES ET SCIENCES HUMAINES

THÈSE DE DOCTORAT
DISCIPLINE : GÉOGRAPHIE



Stéphanie HUC

Thèse soutenue publiquement le 18 novembre 2010,
devant un jury composé de :

Marc CALVET, professeur, université de Perpignan Via Domitia
Marie-Françoise ANDRÉ, professeur, université Blaise Pascal Clermont 2
Charles LE COEUR, professeur, université Paris 1 Panthéon-Sorbonne
Philippe SCHOENEICH, professeur, université Joseph Fourier, Grenoble
Georges ROVERA, enseignant-chercheur, université Joseph Fourier, Grenoble
Léon SERVE, enseignant-chercheur, université de Perpignan Via Domitia

Directeur
Rapporteur
Rapporteur
Président
Examineur
Examineur

*Université de Perpignan Via Domitia
Faculté des Lettres et Sciences Humaines
Laboratoire Medi-Terra JE 2522*

**Éboulis mobiles et
marqueurs biogéographiques :
le cas de la haute montagne
des Pyrénées orientales**

Thèse présentée pour l'obtention du titre de docteur en géographie

par

Stéphanie Huc

Le 18 novembre 2010

Volume 1/2

Composition du jury :

Marc CALVET, professeur, université de Perpignan Via Domitia	Directeur
Marie-Françoise ANDRÉ, professeur, université Blaise Pascal Clermont 2	Rapporteur
Charles LE COEUR, professeur, université Paris 1 Panthéon-Sorbonne	Rapporteur
Philippe SCHOENEICH, professeur, université Joseph Fourier, Grenoble	Président
Georges ROVERA, enseignant-chercheur, université Joseph Fourier, Grenoble	Examineur
Léon SERVE, enseignant-chercheur, université de Perpignan Via Domitia	Examineur

Remerciements

Ce document est maintenant terminé ; il est temps de faire le point sur le parcours suivi et les moments partagés tout au long de ces années.

Cinq années, c'est long et court à la fois. Il peut se passer de nombreux événements en cinq ans : grossesse, naissance, déménagement, nouveau boulot... Plein de choses qui font que le point final que l'on inscrit sur la dernière page est parfois long à venir. Mais ce jour arrive, et à ce moment-là, on a envie de remercier toutes les personnes qui ont contribué à sa réalisation.

En tout premier lieu, je souhaite exprimer ma plus grande reconnaissance à Marc Calvet qui m'a formé, suivi, soutenu et surtout fait confiance durant cette riche aventure. Ces conseils avisés, sur le terrain ou au bureau, m'ont permis d'avancer dans mes réflexions. Je le remercie aussi pour tout le temps qu'il m'a consacré. J'ai conscience que le travail sous sa direction est une grande chance.

La rencontre avec les pionniers de l'étude phytogéomorphologique en France des espaces supraforestiers des Pyrénées orientales fut également une aubaine. Les discussions avec Gérard Soutadé et André Baudière étaient riches d'enseignement. Merci également à Léon Serve pour les moments qu'il a consacré aux expérimentations sur les racines de *Xatardia scabra*. Leur travail novateur pour l'époque m'a séduite au point de prolonger leurs travaux de phytogéomorphologie.

Je remercie aussi Jean-Pierre Vigneau qui m'a donné de son temps en acceptant de relire le chapitre consacré à la climatologie. Les conseils d'un climatologue, spécialiste des Pyrénées orientales, m'ont été très utiles.

Sylvie Viguier-Pla, statisticienne à l'UMR CNRS C55830 de l'université de Toulouse Paul Sabatier, m'a beaucoup aidé pour le traitement statistique et l'analyse des quelques 20 800 données de terrain. Elle a toujours répondu très promptement à mes requêtes. Je l'en remercie.

Les conservateurs des Réserves Naturelles Nationales d'Eyne, Michel Baracetti, et de Mantet, Claude Guisset, ainsi que le directeur du Parc Natural del Cadi-Moixero, Jordi Garcia Petit, ont toujours facilité mon travail, pour les autorisations de prélèvement, la bibliographie, les données spécifiques aux réserves naturelles. Qu'ils en soient grandement remerciés. J'ajouterai une mention spéciale pour Michel Baracetti qui a inspiré mon sujet de thèse. Certes il avait l'idée d'une étude spécifique sur *Xatardia scabra*, mais quoi de plus normal pour un botaniste !

Ma reconnaissance va également à A.M. Cauwet pour son aide, ainsi qu'au professeur chilien, Rodomiro Osorio, et à la responsable de l'herbier de l'université de la Serena, Mme Gina Alberta Arancio Jofre, pour les informations précieuses qu'ils m'ont fournies sur les plantes rencontrées sur les éboulis andins.

Merci à Sylvie Milleville pour m'avoir fourni de précieuses informations sur les hauteurs de neige qu'elle a patiemment mesuré sur sa boîte aux lettres à St Pierre-dels-Forcats.

Mes remerciements s'adressent aussi à Magali Delmas, pour nos riches discussions, nos échanges et nos encouragements respectifs.

Je remercie très vivement les courageuses relectrices pour leur patience et leurs bons conseils, Candice, Laure, Anne-Marie et Benjamin.

Enfin, je dois exprimer toute ma gratitude à tous les valeureux montagnards qui ont eu le courage de m'accompagner sur les pentes empierrées et très instables des Pyrénées orientales : en premier lieu, Alain Arasa, garde de la Réserve Naturelle de Mantet, mais aussi, Flora, Isabelle, Ros, Charlotte, Marie-Odile, aux amis qui m'ont soutenu quand le moral n'était pas au beau fixe, Alex et Sara, Lolo, Tatiana et Lionel, Olivier, aux collègues du C.B.N. alpin qui m'ont encouragé et ma famille, Jacqueline, Virginie et Laurent, Cécile, René, Daniel, Anne-Marie et Rahim qui m'ont motivé, ainsi que tous ceux que j'oublie sans doute !

Enfin, je tiens à remercier de façon plus particulière mon compagnon, Sylvain, qui a fait preuve de patience et a su m'encourager quotidiennement pendant ces années.

Et une dédicace à Florin, ma petite fleur, qui a eu le temps de grandir au rythme de ce travail !

Sommaire

Introduction générale	7
Chapitre 1 : Une approche phytogéomorphologique de l'ébouilisation	17
1- L'ébouilisé, un objet polysémique	19
2- De l'utilisation des plantes en géomorphologie	44
3- Thèmes, problématiques et objectifs retenus	54
Chapitre 2 : Le cadre géomorphologique et biogéographique	65
1- La place des versants d'ébouilisation dans les volumes de reliefs supraforestiers	67
2- La composante biogéographique des paysages supraforestiers	107
Chapitre 3 : L'ambiance climatique d'altitude	143
1- Le climat des hauts bassins	145
2- Approche du climat des hauts massifs	168
Chapitre 4 : La dynamique saisonnière des talus d'ébouilisé. Approche quantitative et systémique – méthodes et résultats	205
1- Méthodes d'étude	207
2- Résultats : une dynamique saisonnière progressive active	216
3- Facteurs explicatifs de la mobilité des débris sur les talus d'ébouilisé oriento-pyrénéens	267
4- Lithophytes et morphodynamique	291
Chapitre 5 : Le fonctionnement global des géosystèmes d'ébouilisation oriento-pyrénéens et leur évolution	315
1- L'activité des parois rocheuses	317
2- Les dynamiques brutales et exceptionnelles	329
3- Bilan et modélisation	367
4- Dynamique biogéomorphologique des ébouilisé et changements climatiques	392
Conclusion générale	403
Références bibliographiques	415
Table des figures	455
Tables des tableaux	468
Table des matières	475
Annexes	Vol.2

Introduction générale

« Il est nécessaire, pour étudier la dynamique périglaciaire actuelle d'observer le comportement de la végétation. »

J. Tricart, 1967.

Dans les années 1970 et 1980, des chercheurs pyrénéens venant de disciplines différentes (Baudière et Serve, 1971 ; Soutadé, 1980 ; Somson, 1983) ont souligné l'importance des interrelations qui existent entre la végétation et les dynamiques morphogéniques. Leur travail, pluridisciplinaire et pionnier, qui reposait sur une approche essentiellement descriptive, a permis d'améliorer les connaissances sur les milieux naturels présents dans l'étage supraforestier cryonival et sur l'écologie des plantes qui les colonisent. Pelouses alpines, fruticées, éboulis ont fait l'objet d'études qualitatives approfondies. Pour ces auteurs, ce sont les processus dits périglaciaires (gélifraction et cryoturbation, nivation, éolisation, gélifluxion) qui, en haute montagne, régissent la majeure partie des phénomènes naturels (Baudière *et al.*, 1979). Ils jouent un rôle essentiel sur la végétation, créant des formes particulières (ostioles, terrassettes, buttes gazonnées...).

De ces études est née la notion de système phytomorphogénique proposée par A. Baudière et G. Soutadé en 1986 dans le cadre de leurs travaux sur l'espace supraforestier de la haute montagne oriento-pyrénéenne. Ils la définissent comme « un enchaînement spatial de modelés de détails et de communautés végétales associées le long duquel s'effectuent encore ou se sont effectués des transferts de matière et au sein duquel tout changement affectant (ou ayant affecté) de manière sensible le fonctionnement d'un compartiment du système a (ou a eu) des incidences sur l'ensemble des composantes dépendantes » (Baudière et Gauquelin, 1990, p. 361). L'analyse de ce système nécessite la connaissance des relations qui existent entre la végétation et son modelé support ; toute modification affectant l'une des composantes de l'enchaînement a des répercussions inéluctables sur les composantes développées en aval. Les auteurs ont essentiellement appliqué cette analyse globale du système aux pelouses d'altitude et aux versants d'éboulisation dans le but de comprendre le fonctionnement phyto- et morphodynamique de chacun de ces milieux et des interactions qui se produisent entre eux.

De tous les milieux présents dans cette haute montagne, nous avons choisi d'étudier plus particulièrement les versants d'éboulisation : les éboulis surmontés d'une paroi rocheuse, les versants en voie de régularisation et les versants réglés. Milieu façonné par un climat rigoureux dans lequel les processus cryonivaux jouent un rôle important, abritant tout un cortège d'espèces végétales hautement spécialisées, l'éboulis est un objet d'étude privilégié pour qui veut comprendre les relations qui existent entre le milieu physique (le modelé support) et biologique (les plantes lithophiles).

Au début du 20^e siècle, des botanistes et phytosociologues se sont intéressés à cette double approche géomorphologique et biogéographique des éboulis, dans d'autres montagnes du monde (Van Ufford, 1909 ; Harshberger, 1929a et b). Plus tard encore, botanistes et

géomorphologues, isolés ou associés, poursuivirent des investigations dans cette voie (Cox et Larson, 1993 ; Pérez, 1994, 1998 ; Arquès, 2005). La notion de système phytomorphogénique a d'ailleurs été appliquée aux éboulis alpins sous le terme modifié de phytomorphosystème d'abord par P. Pech en 1993 dans le Dévoluy puis par S. Arquès en 2005 en Grande Chartreuse. Le sens en est resté inchangé.

C'est dans ce contexte que s'inscrit le présent travail de thèse. Les observations de G. Soutadé (1980) selon lesquelles les éboulis oriento-pyrénéens sont subactifs et les travaux de P. Somson et A. Baudière (1986) sur les plantes lithophiles indicatrices de la mobilité des éboulis ont servi d'initiateur à ce travail de recherche. Sur la base des précédentes études et des constatations que les auteurs ont apportées, notre questionnement s'est focalisé principalement autour de deux interrogations : *i- quel est le degré d'activité actuel des versants d'éboulisation oriento-pyrénéens situés au-delà de la limite supérieure de la forêt et comment évoluent-ils ? ii- Quelles relations existe-t-il entre les espèces végétales lithophiles qui les colonisent et les dynamiques morphogéniques ?* L'hypothèse centrale de ce travail est révélée dans le titre même de la thèse « éboulis mobiles et marqueurs biogéographiques ». On considère qu'à différentes échelles spatiales et temporelles les éboulis pris en compte dans l'étude sont mobiles et qu'il existe des espèces végétales indicatrices de la mobilité de ces talus d'éboulis.

Les éboulis des Pyrénées orientales se prêtent bien à ce type de recherche. En effet, ils occupent une part importante, soit 18 %, de l'espace supraforestier en contexte de haute montagne méditerranéenne (fig. 0.1). Ils représentent un biotope privilégié pour toute une communauté d'espèces végétales adaptées aux conditions de vie difficiles et un milieu propice à l'éboulisation et par conséquent à une étude de géomorphologie dynamique à travers des mesures de quantification (fig. 0.2). De plus, l'existence de nombreuses études pionnières, parfois fort anciennes, tant dans le domaine de la botanique, de la phytosociologie, de la géomorphologie dynamique, de la climatologie et enfin des approches pluridisciplinaires croisées sont autant de bases fondamentales qui offrent un socle solide à de nouvelles études quantitatives.

Le secteur étudié (fig. 0.3), situé à l'extrémité orientale des Pyrénées, est composé de grands reliefs qui s'organisent de part et d'autre du long sillon tectonique néogène suivi par la Têt et le Sègre (fossés du Conflent et de Cerdagne). Le secteur méridional est composé de deux blocs allongés : le massif Canigou-Puigmal à l'est appartient à la zone axiale hercynienne et la Serre de Cadi à l'ouest est formée par la couverture sédimentaire méso-cénozoïque où dominent les calcaires massifs de l'Éocène inférieur. Au nord, la zone axiale est découpée en plusieurs massifs séparés les uns des autres par de grandes vallées ou une haute plaine (cas du graben du Capcir). Ce sont, d'est en ouest, les massifs du Madres, du Carlit, du Campcardos - Sud Andorre et du Nord Andorre. Le bâti hercynien constitue un ensemble rocheux plutôt homogène et résistant. Les gneiss en gros bancs, les granites et les assises carbonatés dévoniennes ou éocènes constituent des unités lithologiques massives mais les séquences schisteuses métamorphiques du Paléozoïque renferment aussi de multiples intercalations résistantes, quartzieuses ou carbonatées. Cette échelle de résistance doit être relativisée car toutes les roches présentent de multiples discontinuités, en particulier des fractures et fissures d'origine tectonique qui les fragilisent. À cause de son histoire géologique (orogénèse polyphasée avec plusieurs phases de schistosité et plusieurs épisodes de tectonique cassante) et de l'englacement quaternaire, les parois de cette haute montagne ont donc été particulièrement sujettes à l'éboulisation.



Figure 0.1 –Versants d’éboulisation dans la haute montagne oriento-pyrénéenne. Cliché pris depuis le col de Coma Mitjana (2006).



Figure 0.2 – Mesures stationnelles quantitatives (bandes peintes) réalisées sur un éboulis de la Serre de Cadi.

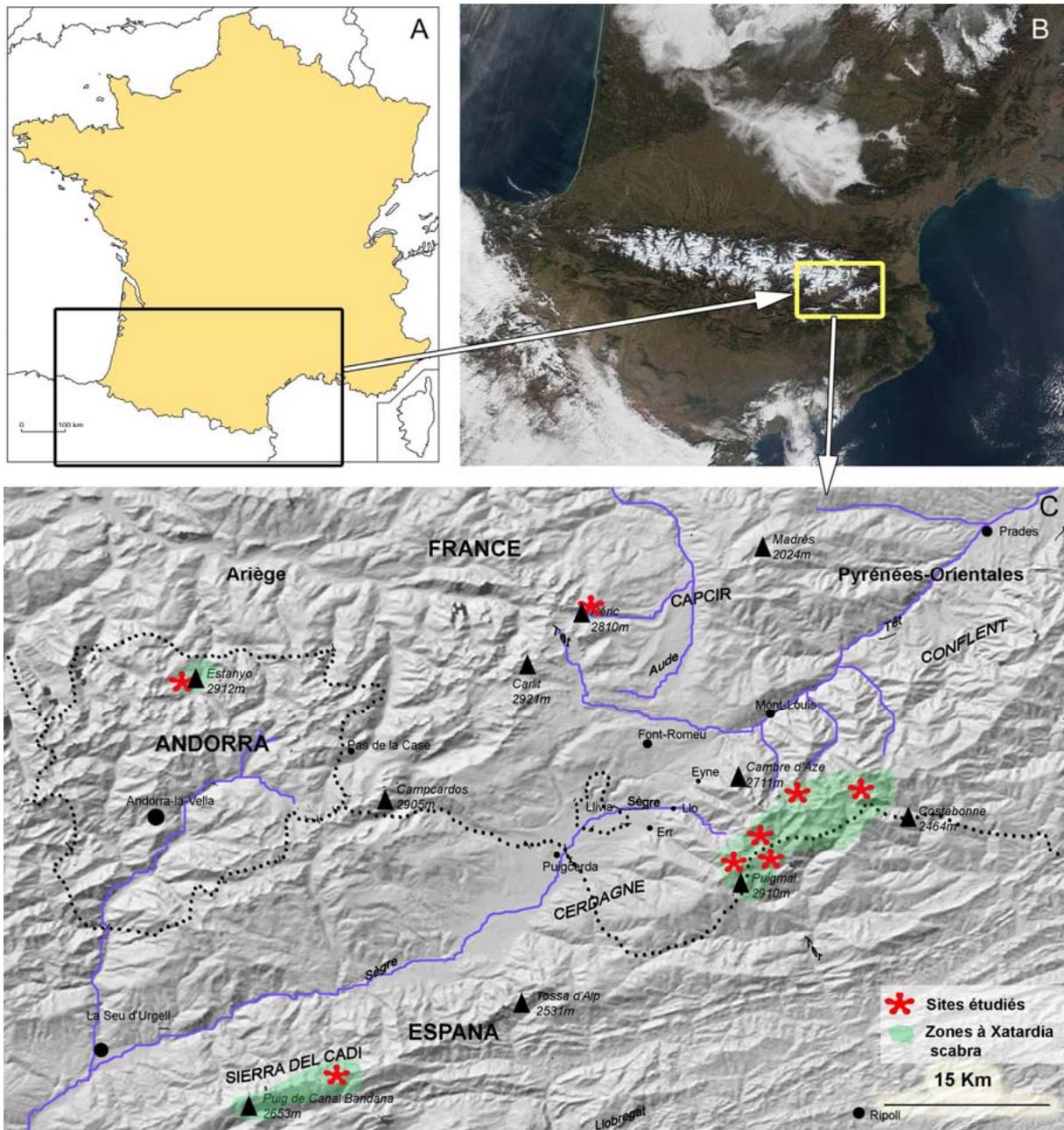


Figure 0.3 – Croquis de localisation de la zone d'étude (C), dans la partie orientale (B) de la chaîne des Pyrénées (A).

Notre démarche accorde un rôle central à l'étude quantitative basée sur une approche naturaliste et pluridisciplinaire. En effet, nous avons souhaité croiser les méthodes de la géomorphologie dynamique, de la climatologie et de la biogéographie pour répondre aux questions posées précédemment. Les méthodes et techniques utilisées sur le terrain sont simples. Elles ont permis de constituer un corpus de données, d'observations et de mesures stationnelles et/ou ponctuelles dans les différentes disciplines mentionnées ci-dessus. Les statistiques et l'analyse spatiale nous ont permis ensuite de traiter les informations grâce à des logiciels variés. Le présent travail s'organise autour de quatre axes.

✿ *La connaissance des géosystèmes d'ébouilisation de la haute montagne oriento-pyrénéenne*

Ce travail a pour but de comprendre la répartition spatiale des versants d'ébouilisation et glaciers rocheux de la zone d'étude et de les caractériser. Il a nécessité la constitution d'une base de données qui a été réalisée grâce à un inventaire des versants d'ébouilisation et glaciers rocheux à partir des cartes topographiques au 1/25 000^e et des Orthophotos de l'IGN. Des prospections de terrain ont également permis de valider ou modifier cet inventaire. Cette base de données est composée de variables qualitatives concernant les secteurs géographiques, l'aspect morphologique des formations de versants, l'exposition, la lithologie, le type de système et le degré de végétalisation des modelés. Les variables quantitatives concernent les altitudes de la racine et du front des glaciers rocheux, les altitudes minimales et maximales des versants d'ébouilisation ainsi que les dénivellations.

Cet inventaire a révélé 238 versants d'ébouilisation et 81 glaciers rocheux sur la zone d'étude. Le nombre important d'éléments recensés nécessite l'utilisation des statistiques pour répondre à cette première question : « quelles sont les caractéristiques des formations de pentes présentes dans l'espace supraforestier des Pyrénées orientales ? » Les statistiques univariées réalisées grâce au logiciel Excel ont alors permis de traiter l'information et de produire une description des versants d'ébouilisation et des glaciers rocheux. Pour répondre à la seconde question « comment se répartissent-ils dans le secteur étudié ? », nous avons utilisé l'analyse spatiale sous système d'information géographique grâce au logiciel MapInfo. L'utilisation d'analyse thématique a mis en évidence la distribution de ces formations dans l'espace étudié.

✿ *La connaissance de l'ambiance climatique d'altitude*

Le climat de la haute montagne est mal connu, en particulier dans les Pyrénées orientales. Même si le travail de J.-P. Vigneau (1986) est d'un apport considérable en la matière, il aborde très peu l'ambiance climatique des hautes terres. Afin d'apporter des informations nouvelles sur le sujet et préciser l'efficacité des processus qui en découlent, nous avons installé quatre enregistreurs autonomes de températures et un pluviographe au plus près des éboulis que nous étudions. Les dysfonctionnements de certains appareils n'ont pas permis d'avoir des séquences toujours continues mais le nombre de données récupérées est tout de même considérable (35 426) et a nécessité des traitements grâce au logiciel Access. À partir de ces informations, il a été possible de mettre en évidence les paramètres thermiques qui permettent de renseigner sur l'efficacité de la gélifraction dans les parois et chicots rocheux (le nombre d'occurrences gel-dégel, leur amplitude, la durée de gel et sa valeur sous les 0°C).

✿ *La connaissance du fonctionnement des géofaciès éboulis*

Les études quantitatives portant sur les versants d'ébouilisation des Pyrénées orientales sont peu nombreuses et ont été abordées de manière essentiellement descriptive. À la question « quel est le degré d'activité actuel des versants d'ébouilisation oriento-pyrénéens situés au-delà de la limite supérieure de la forêt ? », la réponse doit s'appuyer sur une quantification des matériaux fournis par la paroi, déplacés sur le talus d'éboulis et évacués du système. Vu la complexité du géosystème d'ébouilisation, du temps imparti pour réaliser l'étude et des méthodes à mettre en place pour répondre à cette question, nous nous sommes essentiellement focalisés sur la morphodynamique des talus d'éboulis. L'étude du fonctionnement global du géosystème est abordée mais avec moins de précision. Ainsi donc, le cœur de la thèse traite de la dynamique saisonnière des talus d'éboulis.

Le degré d'activité des talus d'éboulis a été apprécié grâce à des mesures stationnelles réalisées régulièrement pendant trois années, aux périodes pré et post nivales sur neuf éboulis témoins et selon un protocole précis. Ces informations ont permis de quantifier les

déplacements des matériaux à la surface des talus (bandes peintes) et en subsurface (tubes PVC). Ces données ont ensuite été mises en parallèle avec les données géomorphologiques relatives à chaque éboulis échantillonné telles que la granulométrie, le profil topographique, la pente, l'exposition ainsi que les espèces végétales. Pour chaque éboulis, une fiche synthétise ces informations pour les périodes nivales et estivales.

À partir de cette somme considérable d'informations (20 080 mesures), nous avons tenté de comprendre les variations dans la mobilité des éboullis en fonction des variables géomorphologiques décrites ci-dessus et en fonction des paramètres climatiques tels que les alternances gel-dégel, les hauteurs de neige ... Une analyse des variables deux à deux a permis de mettre en avant les facteurs explicatifs de la mobilité et de la complexité du système.

✿ *La connaissance de marqueurs biologiques de la mobilité des talus d'éboullis*

Plusieurs auteurs ont montré que certaines espèces végétales lithophiles jouaient le rôle d'indicateurs de dynamiques particulières sur les éboullis ; on parle alors de lithophytes migratrices ou sédentaires. De manière à aller plus loin dans cette voie, nous émettons l'hypothèse selon laquelle certaines plantes d'éboullis sont inféodées à des micromilieus particuliers régis par une dynamique morphogénique spécifique, une pente et une exposition caractéristique. Pour parvenir à démontrer cela, nous proposons d'utiliser une technique d'analyse multivariée qui a pour but d'« extraire le maximum d'informations sous une forme simple et cohérente à partir d'un ensemble très important de données et [qui] sert à mettre en évidence les interrelations entre les variables et les ressemblances et oppositions entre les unités géographiques analysées » (Sanders, 1989, p.17). Ainsi la variable espèce végétale est mise en corrélation avec les autres variables grâce au logiciel XLSTAT.

L'ensemble de ces thématiques de recherche est organisé de manière à proposer un manuscrit organisé en cinq chapitres :

- *Le premier chapitre* définit le cadre scientifique de la recherche autour de deux axes majeurs, les versants d'éboullisation et les plantes lithophiles. Concernant les éboullis, nous présentons un état des lieux des travaux existants, des précisions terminologiques sur les notions d'éboullis et sur les classifications des formes d'éboullisation établies par la communauté géomorphologique française. L'étude des espèces végétales lithophiles est abordée grâce à une présentation des recherches réalisées dans le domaine de la phytogéomorphologie afin de mieux saisir les possibilités d'utilisation de ces espèces en géomorphologie dynamique. Un exposé détaillé des thèmes, problématiques et démarches entreprises afin de décrire et expliquer le fonctionnement des versants d'éboullisation de la haute montagne oriento-pyrénéenne dans le contexte périglaciaire actuel conclut ce chapitre.

- *Le deuxième chapitre* décrit le cadre géographique de l'étude, dans sa dimension physique et biologique. Les massifs étudiés sont décrits par une approche géomorphologique afin de mieux comprendre le comportement des roches dans la dynamique morphogénique de haute altitude et l'évolution morphoclimatique pour déchiffrer l'histoire du façonnement des versants depuis le Würm. Les géosystèmes d'éboullisation sont appréhendés grâce à une analyse spatiale de manière à mieux saisir leur répartition dans le secteur étudié et à caractériser les géofaciès éboullis et glaciers rocheux. L'approche biogéographique du secteur d'étude présente, grâce à une analyse paysagère, les différentes associations végétales d'éboullis et de leurs marges ainsi qu'une description détaillée de leur couverture biologique actuelle.

- Le *troisième chapitre* traite du contexte climatique à deux échelles. L'étude du climat des hauts bassins permet de mieux comprendre l'ambiance climatique générale du terrain d'étude ainsi que les tendances climatiques pluriannuelles. L'ambiance climatique des hauts massifs dans les milieux d'altitude et l'efficacité des processus qui en découlent (gélifraction et solifluxion) sont appréhendées grâce à l'installation d'enregistreurs autonomes de températures.

- Le *quatrième chapitre* constitue le cœur de la thèse. Il traite des dynamiques saisonnières progressives qui participent au fonctionnement actuel des talus d'éboulis grâce à une approche quantitative. D'abord nous présentons les méthodes utilisées qui permettent de suivre le transit des matériaux en surface et dans la tranche superficielle des trois zones de l'éboulis (proximale, médiane et distale). Ensuite, les résultats, traités de manière analytique, exposent les caractéristiques morphologiques et morpho-dynamiques de chaque éboulis étudié, avant d'être mis en perspective avec d'autres travaux obtenus dans des contextes géographiques et climatiques différents de manière à situer le degré d'activité des talus d'éboulis des Pyrénées orientales dans un ensemble de versants d'éboulisation en milieu périglaciaire. Enfin, l'analyse des résultats dévoile, grâce à une confrontation des paramètres morphologique, dynamique et climatique, l'efficacité des facteurs qui interviennent dans la mobilité des débris. Les espèces végétales lithophiles sont également utilisés comme marqueurs de dynamiques morphogéniques particulières. À partir de ces informations, nous proposons des applications phytogéomorphologiques à différentes échelles spatio-temporelles.

- Le *cinquième chapitre* est consacré au fonctionnement global du géosystème d'éboulisation. Il complète le quatrième chapitre en incluant l'activité du système amont représenté par les parois rocheuses ou les chicots rocheux et le système aval (glaciers rocheux, pelouses). Il traite également des dynamiques rapides et exceptionnelles. Mais les résultats restent plus sommaires que pour le travail réalisé sur les talus d'éboulis car nous n'avons pu entreprendre une quantification systématique des flux de débris et de leur production. De plus, il n'a pas été possible d'enregistrer des événements exceptionnels sur la durée de la thèse. Malgré ces lacunes, ces données ont permis d'estimer des taux de recul des parois sur la base du cubage des talus holocènes, ainsi que, à titre de comparaison et sur les mêmes sites, pour le Tardiglaciaire. Un essai de modélisation ou plutôt une proposition de scénarios traduisant le fonctionnement global du géosystème et son évolution est proposée pour les différents types d'éboulis étudiés, dans les conditions climatiques actuelles. Enfin, les perspectives d'un changement climatique sont envisagées et confrontées aux effets qu'ils pourraient avoir à la fois sur la végétation et sur les versants d'éboulisation.

Les annexes, très abondantes pour le chapitre 4, figurent dans un livret à part afin de faciliter la lecture (volume 2/2).

Pour conclure, nous souhaitons partager avec le lecteur cette phrase écrite par A. Baudière et G. Soutadé en 1985 afin d'indiquer dans quel état d'esprit cette thèse a été écrite : « Cependant [...] la juxtadisciplinarité ne suffit plus : le géomorphologue doit devenir botaniste et le botaniste se faire géomorphologue. C'est aussi une condition pour que, dans les milieux de montagne, l'une et l'autre des deux disciplines cessent d'être purement descriptives pour se fondre en une seule qui pourrait, à défaut d'être explicative, avoir l'ambition d'être au moins interprétative ».

Chapitre 1

-

Une approche phytogéomorphologique de l'éboulisation

Les deux principales thématiques de recherche, l'éboulis et sa flore lithophile associée, sont traitées au travers d'une approche phytogéomorphologique. Ce chapitre propose un tour d'horizon bibliographique sur les principales thématiques abordées dans le manuscrit. D'abord, nous présentons un état des lieux des travaux ainsi que des précisions terminologiques sur les notions d'éboulis et sur les classifications des formes d'éboulisation qui existent à ce jour. Ensuite, une revue des recherches réalisées dans le domaine de la phytogéomorphologie permet de mieux saisir les possibilités d'utilisation des lithophytes présentes sur les talus d'éboulis oriento-pyrénéens. Enfin, nous développons les thèmes, problématiques et démarches entreprises afin de décrire et expliquer le fonctionnement des versants d'éboulisation de la haute montagne oriento-pyrénéenne dans le contexte périglaciaire actuel.

1- L'éboulis, un objet polysémique

1.1- Mise au point sur les définitions relatives aux éboulis

Selon les disciplines, selon les auteurs, le terme d'éboulis peut prendre un sens très différent. En 1983, plusieurs chercheurs ont senti la nécessité d'organiser un colloque à Paris sur le thème « Éboulis et environnement géographique passé et actuel ». Ce fut alors l'occasion, pour les géomorphologues français, de faire le point sur des termes souvent employés dans un sens très large et sans discernement. En effet, comme le disait G. Soutadé (1983, p.176) : « Si on n'y prend pas garde, tout devient éboulis ». Depuis cette époque, de nombreux travaux ont été réalisés sur le sujet dans différents contextes géographiques. Il nous a donc semblé intéressant de refaire le point sur la sémantique du terme *éboulis*.

Les géomorphologues ne sont pas seuls à fréquenter ces « amas lentement constitués de matériaux éboulés » (Petit Robert, 2004, p.815). Les botanistes aussi parcourent ces milieux hostiles à la recherche de plantes rares. Dans leur quête, ils s'intéressent, de près ou de loin, à la forme ou au fonctionnement des talus d'éboulis. Ainsi, parfois, le botaniste se fait géomorphologue et le géomorphologue botaniste. C'est pour cette raison que nous avons choisi de présenter le point de vue des deux disciplines.

1.1.1- L'éboulis vu par les géomorphologues

« Si les mots ont un sens, il convient de s'entendre sur les termes utilisés » (Soutadé, 1980).

Définir l'éboulis n'est pas chose aisée. Preuve en est la multiplicité des définitions et leur plus ou moins grande précision. Contrairement aux sciences de la matière qui ont un langage rigoureusement précis, la géomorphologie souffre parfois de redondances et de synonymes qui compliquent le vocabulaire. Selon les auteurs et les pays, le terme d'éboulis prend différents sens. La variété des termes employés reflète la difficulté d'une typologie claire due à la variété des conditions lithologiques, géomorphologiques, climatiques ou d'exposition (Campy et Macaire, 2003, p.187). Malgré ces aléas, il est tout de même indispensable de nommer et de classer sous peine de confusion.

Les éboulis décrits dans ce texte sont implicitement liés à un contexte montagnard de pentes raides et de grands versants à important dénivelé. Ainsi, par un glissement de sens bien compréhensible, l'éboulis est associé à des conditions morphoclimatiques froides au moins saisonnièrement. Mais c'est alors oublier que des éboulis existent jusque dans les milieux chauds et secs ainsi que dans des domaines peu ou pas montagneux, puisqu'il suffit de versants rocheux raides. Nous proposons un tour d'horizon du terme "éboulis", en contexte montagnard, dans la littérature géomorphologique.

En 1956, H. Baulig donne un exemple : « Le français "talus", qui désigne exclusivement une pente, a pris en anglais, surtout d'Amérique, le sens d'éboulis (pour lequel il existait le mot *scree*) de sorte qu'on rencontre le pléonasme *a talus slope* » (Baulig, 1956, p. VI). Dans le *Glossary of Geology* (Gary *et al.*, 1972), les auteurs mettent en évidence les deux sens de *scree*. Un premier sens dans lequel le terme représente le matériau (*broken rock debris*) et un second sens dans lequel *scree* est associé à la forme (*steep slope consisting of such fragments*). *Talus* s'emploie préférentiellement pour désigner le matériau : *material*

accumulating at the base of, and obviously derived from, a cliff or other projecting mass (Gary *et al.*, 1972, p. 636). Généralement, les deux termes – *talus* et *scree* – sont considérés comme des synonymes (Embleton et A.M. King, 1975 ; Selby, 1985 ; Summerfield, 1991 ; Huggett, 2003 ; French, 2004).

Le terme français éboulis a évolué au cours du temps. D'un sens purement descriptif, il prend progressivement en compte les contraintes dynamiques. H. Baulig distingue le matériau qu'il appelle « amas », de la forme qui en résulte, « cône d'éboulis » ou « talus d'éboulis » (Baulig, 1956, p. 21-22). Sa définition reste descriptive et il l'admet en justifiant l'intérêt de distinguer le vocabulaire descriptif et explicatif. J. Malaurie (1968, p. 251), dans son étude sur le nord-ouest du Groenland, donne une définition déjà explicative : « l'éboulis se distingue d'un éboulement par la discontinuité des processus qui ont présidé à sa mise en place. Un éboulis au sens strict est essentiellement le résultat du détachement successif de pierres d'une paroi. Celles-ci, tombant en chute libre au pied du mur, se calent les unes sur les autres. Elles constituent des amas au précaire équilibre dont le mouvement est l'effet de la force de gravité réduite par les frictions que les pierres exercent les unes sur les autres ». Jusqu'aux années 1970, il semble que l'on cherche davantage à décrire les formes qu'à comprendre leur fonctionnement.

Par la suite, il est davantage question d'étudier la dynamique des versants. B. Francou, à qui on doit en France la première thèse majeure consacrée à l'ébouilisation en montagne, s'inscrit dans cette optique (1981, p.9). Pour lui, il existe plusieurs définitions de l'éboulis : la première, dynamique, s'attache à rendre compte de la mise en place des fragments. La seconde est géologique, non génétique, et désigne les matériaux colluviaux masquant le soubassement (ou *bed-rock*). L'auteur affine son raisonnement avec B. Héty (Francou et Héty, 1989, p.17) : les talus d'éboulis sont des « formations détritiques mises en place progressivement sur un versant par suite du déclenchement successif et de la chute de fragments rocheux d'une paroi rocheuse ou de toute autre pente inclinée à plus de 40-45° ». Y. Veyret (1998, p.142) insiste sur l'action du froid : « Les éboulis sont des nappes de matériaux anguleux situés au pied d'une paroi ou d'un versant rocheux raide, alimentés progressivement par la chute individuelle de blocs détachés le plus souvent par l'action de la cryoclastie ». Plus tard, P. Bertran coordonne un ouvrage sur les dépôts de pente continentaux dans lequel une large place est accordée aux aspects dynamiques des versants. Il établit alors une définition synthétisant les travaux des différents auteurs qui participaient à l'élaboration de cet ouvrage collectif : « Le terme éboulis a une acception large et désigne d'une manière générale les matériaux grossiers accumulés au pied d'une paroi ou d'un versant raide. » (Bertran, 2004, p. 29). Cette définition, concise mais vague, ne fait aucune référence à la forme précise prise par ces accumulations, mais semble bien résumer la situation dans laquelle nous rencontrons les éboulis : des versants à parois jusqu'aux versants régularisés. Récemment, l'ouvrage de Y. Dewolf et G. Bourrié (2008) mentionne : « L'éboulis est l'accumulation formée au bas d'un versant ou au débouché d'une anfractuosité dans la paroi dominante par la chute gravitaire répétée de pierres ». Cette définition semble oublier les nombreux processus, autre que la gravité, qui construisent l'éboulis. L'élément essentiel à la définition de l'éboulis est sa pente, raide (autour de 30°), qui indique le rôle déterminant, exclusif ou combiné à d'autres processus, de la gravité. En effet, sur pentes moyennes ou même faibles, les talus d'éboulis ou les coulées de blocaille relèvent d'autres processus dominants (géli-solifluxion...) et appartiennent à la grande famille des colluvions *s.l.*... De plus, la forme prise par l'accumulation de matériaux sur le versant nécessite de distinguer les cônes d'éboulis des tabliers d'éboulis. Les premiers, de forme triangulaire, sont situés au débouché de couloirs. La juxtaposition de plusieurs cônes forme un ensemble de cônes d'éboulis coalescents. Les seconds, de forme trapézoïdale, sont situés à l'aplomb de paroi peu découpée.

Reste encore un terme à préciser, celui de *talus d'éboulis*. Récurrent dans la littérature, il est important de le définir et de le situer par rapport à l'*éboulis*. C'est à la suite de B. Kaiser (1982) qu'un glissement de sens s'est produit de la formation à la forme. Il convient alors de « distinguer le *talus d'éboulis* de l'*éboulis*, celui-ci étant la forme colluviale, celui-là son enveloppe extérieure ou interface avec l'atmosphère » (Tihay, 1983, p.22). Pour B. Francou et B. Héty (1989), les deux termes sont simplement des synonymes. Dans une thèse récente sur les talus d'éboulis de la Grande Chartreuse, S. Arquès (2005, p.20) se range au côté de J.P. Tihay (1983) et considère l'éboulis comme le matériau et le talus d'éboulis, comme la forme constituée par les matériaux accumulés. Les anglo-saxons s'attachent plutôt au matériel qu'à la forme et ont une vision dynamique du terme. Summerfield parle de *unconsolidated material transported* (Summerfield, 1991, p.163) alors que Selby parle de *loose blocks which fall and accumulate at the base of the cliff* (Selby, 1985, p.230).

Il nous semble important de ne pas confondre la forme et le matériel. Pour cela, on peut admettre que l'on désigne la forme lorsqu'on adjoint un qualificatif comme « cône » ou « tablier » d'éboulis. Le terme « éboulis », employé seul est très vague et renvoie, selon les auteurs et à leur sensibilité (géologue ou géomorphologue) soit à la forme, soit au matériel, voire aux deux. Nous le réserverons exclusivement pour désigner le matériel.

Mais cette vision très physique de l'éboulis ne doit pas faire oublier qu'il est aussi le support de nombreuses espèces végétales.

1.1.2- L' « éboulis » vu par les botanistes

« Vus à distance, ces éboulis donnent l'impression de la nudité. Mais qu'on se donne la peine de parcourir les pentes glissantes, on est surpris de découvrir parmi la pierraille tout un petit monde d'espèces curieuses, toujours les mêmes, qui s'avèrent parfaitement adaptées à la vie précaire dans ce milieu instable. » (J. Braun-Blanquet, 1948, p.43).

Ainsi, depuis le 18^e siècle, de nombreux botanistes parcourent les versants caillouteux malgré les difficultés d'accès et la rudesse du climat. Les naturalistes de la deuxième partie du 19^e siècle et du tout début du 20^e ne sont pas restés indifférents aux plantes qui poussent dans les éboulis et se sont intéressés à leur biotope (Companyo, 1861 ; Gautier, 1897-1898 ; Gaussen, 1926).

Q. Van Ufford (1909), dans sa thèse sur la flore des pierriers suisses, associe ces milieux à des terrains dysgéogènes (qui produisent difficilement du sol). C'est à partir des travaux précurseurs de C. Schroeter *et al.* (1908), dans lesquels cet auteur élabore une classification des plantes d'éboulis, que Q. Van Ufford décrit trois types de pierriers, caractérisés par leur dynamique morphogénique. Les pierriers fixes possèdent des conditions d'équilibre toujours identiques. Les pierriers actifs connaissent des modifications dues à l'apport de matériaux nouveaux. Les pierriers mobiles voient leur équilibre modifié par des mouvements de dislocation dus à la forte pente, au ruissellement et à l'humidité, mais sans apport nouveau. L'auteur cherche à mettre en évidence les relations qui existent entre le pierrier et sa flore, les conditions physiques d'un pierrier conditionnant une association floristique déterminée. Les sites qu'il a étudiés sont dans une tranche altitudinale comprise entre 800 et 2 100 mètres d'altitude. Les pentes varient de 28 à 40° selon les secteurs et la végétation en marge des pierriers est variée : de la forêt de pins à la pelouse pâturée. Cette étude descriptive a servi de moteur à de nombreux travaux de phytogéomorphologie. Outre-Atlantique, le botaniste américain J.W. Harshberger (1929b, p.13) confond *scree* et *talus slope*, et donne une définition très morphologique de l'éboulis : « *A scree is a pile of debris at the base of a cliff. It is a talus, or a slope of rocky fragments, which lies below a precipice*

from which pieces are broken off, and fall down to the base of the cliff ». L'auteur décrit d'ailleurs là un éboulis actif.

Après ces travaux, peu d'études ont été réalisées sur les éboulis. Il faut attendre le milieu du 20^e siècle pour voir émerger une étude dynamique de la végétation et le développement de la phytosociologie de l'école zuricho-montpelliéraine (Braun-Blanquet, 1948). Mais dans ce cas, seule la nature chimique du substrat était utilisée pour comprendre la répartition des plantes. Ce n'est que dans les années 1980, que le botaniste A. Baudière s'intéresse à la végétation lithophile des éboulis des Pyrénées orientales. Dans un article intitulé "Modes de perception de l'éboulis par les botanistes", A. Baudière le décrit comme un milieu nettement caractérisé où la vie y est régie par de nombreux facteurs (climatiques, édaphiques et biologiques). Les facteurs intrinsèques méritent d'être cités : « pesanteur et pourcentage de la pente, morphologie du relief dominant la station, volume des blocs entrant dans la composition du pierrier et par suite la profondeur à laquelle pourront s'enraciner les végétaux » (Baudière, 1983, p. 30). Cette approche dynamique du talus d'éboulis est nouvelle chez les botanistes, et, à ce titre, A. Baudière constitue un pionnier, les Pyrénées orientales étant un lieu privilégié dans lequel se sont développées de telles études. Il définit l'éboulis ainsi : « tout type de milieu colonisé par un peuplement végétal discontinu (ou non colonisé du tout), constitué de matériaux détritiques plus ou moins colmatés par une matrice interstitielle, très pauvre en matière organique, et dont l'agencement réciproque des débris résulte de l'action de plusieurs forces, parmi lesquelles la gravité et les changements d'état physique de l'eau interstitielle sont parmi les plus actifs » (Baudière, 1983, p. 30).

Contrairement au géomorphologue qui tente de préciser les différentes formes qu'englobe le terme d'éboulis, pour le botaniste « le terme éboulis recouvre (...) une profusion de milieux extrêmement variés englobant aussi bien des accumulations rocheuses provenant du démantèlement des parois que des nappes de gélifractions dont les déplacements des éléments constitutifs sont commandés par le jeu des processus périglaciaires » (Baudière *et al.*, 1979, p. 10). Ainsi lorsque le botaniste parle d' « éboulis » il désigne en fait un matériau, un pierrier, dont la pente est très variable (de l'éboulis vrai à des formes à pente très faible). Géomorphologues et botanistes ont donc des visions bien différentes de ce que représente le terme éboulis. La définition qu'en fait A. Baudière est très ambiguë et peut inclure tout support caillouteux périglaciaire, quelque soit la pente, qu'elle soit nulle ou très faible. D'ailleurs, peu de précisions sont apportées quant à la granulométrie ou à la pente de ces talus. La topographie n'est pas prise en compte : seul le matériau *sensu stricto* paraît avoir de l'importance. Il semble alors que le terme qui conviendrait le mieux aux botanistes soit plutôt celui de pierrier. Plusieurs raisons pour expliquer cela : d'une part, la fraction fine abondante et la présence d'une certaine mobilité même sur surface plane (due à la géliturbation par exemple) sont des constantes dans leur propos ; d'autre part, le terme pierrier est sans implication ou connotation génétique. Quoi qu'il en soit, le botaniste ne doit pas oublier que l'éboulis, au-delà de son rôle de substrat pour les plantes, est aussi un milieu dynamique en évolution permanente. Le travail interactif entre géomorphologues et botanistes permet d'avoir une double vision, le point de vue de la plante et le point de vue du matériau.

1.2- Mécanismes généraux de fonctionnement des éboulis

Alors que les définitions proposées pour le terme d'éboulis sont généralement simples, son fonctionnement est quant à lui beaucoup plus complexe. Si, au début du 20^e siècle, les géomorphologues se contentaient d'une simple description des formes, depuis une

quarantaine d'années, ils s'attachent à comprendre les dynamiques en jeu. Au-delà de l'étude trop limitative du seul talus, il convient de prendre en compte l'ensemble des systèmes interconnectés : le géosystème d'éboulisation est représenté par la paroi, le talus et son dispositif aval (notamment les glaciers rocheux) à l'échelle d'un panneau de versant. C'est bien dans ce cadre que nous envisageons de présenter le fonctionnement des versants d'éboulisation, même si cette étude s'est essentiellement focalisée sur la dynamique des talus d'éboulis.

1.2.1- Le système éboulis

1.2.1.1- La théorie des systèmes

Le développement de la théorie des systèmes en géomorphologie et plus largement en géographie est apparu quasiment en même temps de part et d'autre de l'Atlantique, d'un côté avec le concept de "géosystème" appliqué à l'étude des paysages et de l'autre avec la *General Systems Theory* (Von Bertalanffy, 1968), rapidement utilisée en géomorphologie et hydrologie.

Le concept de géosystème doit beaucoup à l'étude écosystémique, développée dans les années 1930 par l'écologie, qui porte sur les relations entre espèces et biotope. Cependant elle en diffère par les échelles et les facteurs pris en compte, l'espace géographique nécessitant une échelle spatiale plus vaste et l'intégration de l'action anthropique. En tant qu'outil conceptuel, le géosystème est apparu dans les années 1960 en Union soviétique. Cette approche globale est initiée par l'école soviétique de V.V. Dokoutchaev (1893, 1948), puis développée sous l'appellation de Complexe Territorial Naturel par V.P. Sotchava (1967) et sous le terme de géosystème par l'école française de G. Bertrand et G. Rougerie (Bertrand, 1968, 2002 ; Rougerie et Beroutchachvili, 1991). En réalité le concept de géosystème s'appuie sur la théorie systémique et vise à résoudre des problèmes d'ordre méthodologique. V.P. Sotchava le définit comme un système naturel, de niveau local, régional ou global, dans lequel le substrat minéral, le sol, les communautés d'êtres vivants, l'eau et les masses d'air, particuliers aux diverses subdivisions de la surface terrestre, sont interconnectés par des échanges de matière et d'énergie, en un seul ensemble (*in* Rougerie et Beroutchachvili, 1991, p. 59).

En Union soviétique, il constitue une aide à la mise en valeur des espaces faiblement peuplés par l'analyse de relevés stationnels et leur mise en corrélation. Le géosystème permet alors d'approcher un milieu sous ses trois dimensions : dans sa structure spatiale, à la fois horizontale et verticale, dans son fonctionnement et dans ses changements d'état. En France, le concept permet de dépasser le cloisonnement interne à la géographie physique par l'analyse des interactions entre géomorphologie, climatologie, hydrologie et biogéographie. De plus, l'action anthropique passée et actuelle est aussi prise en compte. La science du paysage se voit alors refondée par cette conception géographique globale qui s'efforce de clarifier les problèmes de discontinuités intrinsèques au paysage : l'article fondateur de G. Bertrand (1968) « Paysages et géographie physique globale » en est le témoin. À partir des années 1990, l'émergence de l'environnement dans les questions de société conduit G. Bertrand à modifier le sens premier du concept de géosystème pour l'inscrire dans une approche plus territorialisée, d'où la notion de « GTP : Géosystème, Territoire, Paysage » dans laquelle il prend une trajectoire davantage axée sur la notion de culture et société. D'un point de vue dimensionnel, G. Bertrand identifie des systèmes emboîtés, géosystèmes, géofaciès et géotopes, qui sont décrits dans le chapitre 2.

Parallèlement, la théorie des systèmes, appliquée à la géomorphologie, se développe en Angleterre et aux Etats-Unis (Chorley, 1962 ; Howard, 1965 ; Chorley et Kennedy, 1971 ; Huggett, 2003 ; 2007). Issue de la physique et dans une moindre mesure de la biologie, la systémique anglo-saxonne a surtout été appliquée aux versants et notamment à l'hydrogéomorphologie. R.J. Chorley et B.A. Kennedy la définissent ainsi : *A system is a structured set of objects and/or attributes. These objects and attributes consist of components or variables (i.e. phenomena which are free to assume variable magnitudes) that exhibit discernible relationships with one another and operate together as a complex whole, according to some observed pattern* (Chorley et Kennedy, 1971, p.1-2). R.J. Chorley (1962) utilise le concept en s'appuyant sur la notion d'entropie, issue de la thermodynamique, pour définir les systèmes fermés et les systèmes ouverts. Cette théorie fait suite à la remise en cause de la géomorphologie davisienne. Elle s'applique à l'ensemble de la géomorphologie, morphogénèse et tectonique des plaques, pour étudier le système morphogénétique dont le fonctionnement est lié à deux sources d'énergie, l'une exogène (énergie solaire) et l'autre endogène (énergie interne) qui interagissent avec les facteurs physiques (tectonique des plaques, climat) et biologique (végétation, homme) du système (Battiau-Queney, 2007). Mais cette approche anglo-saxonne a été plutôt négligée par l'école française, qui a privilégié l'école soviétique et biogéographique du « géosystème », alors que A. Cholley proposait pourtant, dès les années 1950, le terme de « système d'érosion ».

1.2.1.2- L'application aux éboulis

Concernant le géosystème d'éboulisation, B. Francou le définit comme « une unité fonctionnelle et structurale constituée par l'articulation d'unités physiologiques homogènes d'échelle hectométrique, appelées "géofaciès" » (Francou, 1981, p.88). Pour préciser la notion d'unité fonctionnelle, B. Kaiser désigne « une unité morphologique telle que les processus qui se déroulent présentement à sa surface ou en profondeur soient responsables de sa forme » (B. Kaiser, 1982). Au-delà de la forme, il est donc important de considérer l'ensemble de la chaîne des mécanismes qui part du démantèlement de la corniche, se poursuit par le transfert des matériaux vers l'éboulis, pour aboutir à l'édification et à l'évolution du talus. Mais ces ensembles physiologiques représentés par les géofaciès et limités arbitrairement par des discontinuités topographiques révèlent naturellement des discontinuités fonctionnelles. Ainsi O. Dollfus (1971) pose la question de la détermination des limites des unités géographiques qui est l'une des plus difficiles de l'analyse géographique. En effet, les discontinuités spatiales qu'elles signalent sont, par elles-mêmes, révélatrices du contenu des structures. Selon le géosystème considéré, le nombre et la forme des géofaciès changent : le schéma classique précédemment cité est représenté par les géofaciès paroi, talus et dispositif aval alors que les versants régularisés ne comportent que les géofaciès talus et dispositif aval. Quant à G. Soutadé (1980), il préfère utiliser la notion d'« ensemble morphogénétique » car elle met surtout l'accent sur le résultat morphologique de la dynamique. Pour lui, l'idée de système est sous-entendue. Nous retiendrons le terme de géosystème pour son acception plus large dans la communauté scientifique et qui inclut *a priori* tout, donc aussi le vivant, espèces végétales et animales comprises. Le terme convient parfaitement dans le cadre de ce travail qui prend en compte aussi bien les communautés végétales que le biotope. Reste maintenant à préciser le fonctionnement de ces géosystèmes.

1.2.2- L'ébouilisation et les remaniements post-dépositionnels

Évidemment pour qu'il y ait genèse d'un éboulis, il faut impérativement un mécanisme d'ébouilisation, lequel définit la chute successive, et la sédimentation au pied d'une paroi, de débris rocheux isolés ou de groupes de débris. D'un point de vue dynamique, l'ébouilisation, dans le couple paroi-éboulis considéré comme un système morphogénique, « désigne l'enchaînement des processus et des formes dépendantes par lesquels s'effectue le transfert de matière vers le talus. On peut y distinguer quatre phases :

- a- la fragmentation de la paroi,
- b- la mobilisation (détachement du fragment de la paroi),
- c- la chute, le transit et l'accumulation,
- d- l'ensemble des remaniements sur la pente qui peuvent conduire du matériel en dehors du système » (Francou et Héty, 1989, p.18).

B. Francou (1982) met en évidence deux scénarios possibles : si les phases de mobilisation et d'ébouilisation sont concomitantes, alors les chutes sont qualifiées de « primaires » ; si ces deux phases sont dissociées, alors elles sont qualifiées de « secondaires ». Dans ce dernier cas, les chutes remobilisent un matériel déjà fragmenté à même la paroi. Pour ce faire, divers mécanismes entrent en jeu, liés à la pente des talus et notamment à ce que l'on nomme habituellement l' « angle de repos » (Francou, 1988, p.21). A. Pancza parle de mouvement initial, consécutif au détachement de la paroi et à la chute de l'éclat, et de mouvement « secondaire », postérieur à l'accumulation initiale (Pancza, 1979, p. 143). Plusieurs facteurs peuvent expliquer l'alimentation des talus : l'influence de la géologie et notamment la nature lithologique (André, 1993 ; Gerrard, 1988), la préparation tectonique, l'altération préalable mais aussi la sismicité (Vogt, 1984). Ce dernier pense que les secousses qui prolongent le mouvement principal et qui suivent l'éboulement initial provoquent, sur les corniches, des descellements de blocs qui s'écroulent alors individuellement. Il en aurait été ainsi en Carinthie lors de séismes de faible puissance. De même D. Andriès (1980) montre qu'à la suite des séismes de 1887 dans le pays niçois, certains éboulis formés lors de ce tremblement de terre ont une structure identique à celle des éboulis de gravité. Ainsi les séismes se substitueraient en quelque sorte aux processus de météorisation (Godard, 1983, p.177). Deux autres paramètres peuvent être à l'origine de la fragmentation de la paroi : le premier correspond aux conséquences de la déglaciation (André, 1993) et notamment la détente postglaciaire, le second à l'influence du climat, et plus particulièrement au rôle du gel et du dégel (Gardner, 1979 ; Francou, 1988 ; André, 1993 ; Prick, 1999 ; Matsuoka et Sakai, 1999).

Au sein des talus, A. Rapp (1960) pense que quatre phénomènes sont à l'origine des mouvements de matériaux dans les hautes latitudes : le tassement, actif au sommet, sous le poids des matériaux nouveaux ; la vraie reptation (*true talus-creep*) se traduisant par un mouvement régulier de l'ordre de 10 cm.an^{-1} qui s'amortit dans la zone distale et dont l'épaisseur du matériel concerné pourrait être de l'ordre de 10 à 20 cm ; les mouvements individuels, évalués en moyenne de 0,5 à 10 cm.an^{-1} , très irréguliers dans l'espace et dans le temps ; les mouvements collectifs sous formes de coulées de blocs qui peuvent atteindre la base des talus. Ces coulées sont intermittentes et peuvent se déplacer en une fois de un à plusieurs mètres par an. F.L. Pérez (1985) observe les mêmes mécanismes dans un tout autre milieu, sur les éboulis du Pàramo vénézuélien à 4 000 mètres d'altitude. A. Pancza (1979), sur les éboulis de moyenne montagne du Jura, en contexte périglaciaire, arrive aux mêmes conclusions que les deux auteurs précédents. Il oppose les mouvements brusques (roulements et glissements) qui sont « accidentels » aux mouvements lents, assimilables à un tassement ou à une reptation lente, plus ou moins constante, qui affecte l'ensemble de la couche

superficielle. Le suivi des déplacements de cailloux pendant deux ans sur la zone proximale de talus incliné à 36-40°, lui permet de conclure qu'il existe une grande hétérogénéité spatio-temporelle dans le déplacement (d'une année sur l'autre et selon les éboulis). Les petits fragments bougent plus souvent et plus loin. Les hivers sont favorables aux petits déplacements alors que les étés profitent aux longs. Ses mesures de déplacements en profondeur montrent que les mouvements sont essentiellement superficiels. Nos observations vont dans le même sens que celles réalisées par F.L. Pérez et A. Pancza dans d'autres contextes géographiques (chapitre 4).

1.2.3- Le dispositif aval

Le dispositif aval peut prendre plusieurs formes : système fermé ou système ouvert. De manière à mieux comprendre les mécanismes qui influencent l'un ou l'autre type de système, il est important de prendre en compte les interconnexions qui existent entre le talus et le système aval, et surtout les agents d'évacuation qui peuvent agir soit directement, soit de façon différée. La pente et la topographie de la zone distale du talus conditionnent aussi l'évacuation des matériaux vers le système aval. Plusieurs cas peuvent alors se présenter :

- Le système est fermé lorsque le dispositif aval empêche les matériaux de sortir de l'éboulis pour suivre leur course. Plusieurs configurations peuvent bloquer le système :

a- Un replat ou un fond plat permettant à la pelouse alpine de se développer sur fond de vallée. La topographie est plane, il s'agit le plus souvent d'un cirque, d'une auge ou d'un replat structural. Dans ce cas, les matériaux sont bloqués et participent à l'accumulation de débris dans la zone distale, affaiblissant, au cours du temps, la pente du talus. Ce type d'éboulis a été étudié par G. Soutadé (Soutadé, 1980, p.318-322) sur la Coma de Finestrelles (Pyrénées-Orientales).

b- Un glacier rocheux fossile. Il barre le système d'ébouilisation par la stabilité de ses matériaux et la contre-pente qu'il constitue.

c- Un cordon morainique frontal ou latéral hérité.

- Le système est ouvert lorsque le dispositif aval assure l'évacuation des matériaux provenant du talus. Celle-ci est conditionnée par les variations de rythme et d'intensité des processus en jeu :

a- Un torrent entraîne les débris hors du système d'ébouilisation. La quantité de matériaux évacués est fortement corrélée au débit et à la charge du cours d'eau.

b- Un glacier rocheux actif et contemporain de l'éboulis participe aussi au transport de matériaux hors du système. Ce déplacement est intimement lié à la vitesse du glacier rocheux.

c- Une moraine de névé active

d- Un protalus rempart actif

Les systèmes c et d correspondent à des formes réduites qui nécessitent à l'aval un autre agent actif d'évacuation.

Mais ces systèmes ne sont pas figés dans le temps et dans l'espace. Les variations de rythme et de fréquence des processus qui touchent l'éboulis, notamment les dynamiques rapides et exceptionnelles telles que les avalanches ou les coulées de débris peuvent brutalement conduire à modifier un système fermé en un système ouvert surtout si la fermeture est précaire comme dans le cas de replat relatif. L'intervention de coulée de débris importante, peut évacuer le matériel vers l'aval. L'arrêt de l'ensemble des processus, à dynamique rapide et lente, peut au contraire fermer un système qui était initialement ouvert.

1.2.4- L'évolution du géosystème d'ébouilisation

1.2.4.1- Les modèles de versant

De l'éboulis surmonté par une paroi au versant régularisé, de nombreuses formes intermédiaires existent. Ainsi les versants évoluent au cours du temps, la phase ultime étant représentée par le versant réglé ou régularisé, encore appelé versant de Richter. Les modèles visant à comprendre l'évolution d'un versant *sensu lato* existent depuis bien longtemps et sont aussi variés que nombreux. En voici trois. Les premiers, nommés modèles conceptuels, sont des images mentales d'un phénomène naturel sur lequel on ne retient que les traits essentiels, les détails de moindre importance étant exclus. Les seconds, modèles numériques scalaires, sont des modèles physiques permettant de prendre en compte les proportions des événements. Enfin, les modèles mathématiques représentent, par des symboles abstraits, les interactions qui existent dans le système. Penck fut le premier à développer un modèle conceptuel, imaginant les différents stades d'évolution des versants (Penck, 1925). Par la suite, les modèles numériques sont apparus, essentiellement mis en œuvre outre-Atlantique (Anhert, 1976, 1996 ; Selby, 1993). Mais les modèles conceptuels n'en sont pas pour autant oubliés (Summerfield, 1991 ; French, 2004). M.J. Selby (1993, p. 360) décrit d'ailleurs six modèles théoriques mis en évidence à partir de modèles mathématiques (fig. 1.1) :

- the gradual reduction of slopes to increasingly gentle inclinations as a result of creep on upper convexities with slope wash on middle and lower slopes.*
- the parallel recession of slopes which undergo uniform rates of weathering and transport across the main slope units, with basal wash slopes.*
- the gradual elimination of steep slope units and the joining of upper convexities and lower concavities.*
- the undercutting of a cliff by waves or streams.*
- accumulations at the base of a slope as a result of a rise in base-level.*
- downcutting at the base of a slope as a result of a fall in base-level.*

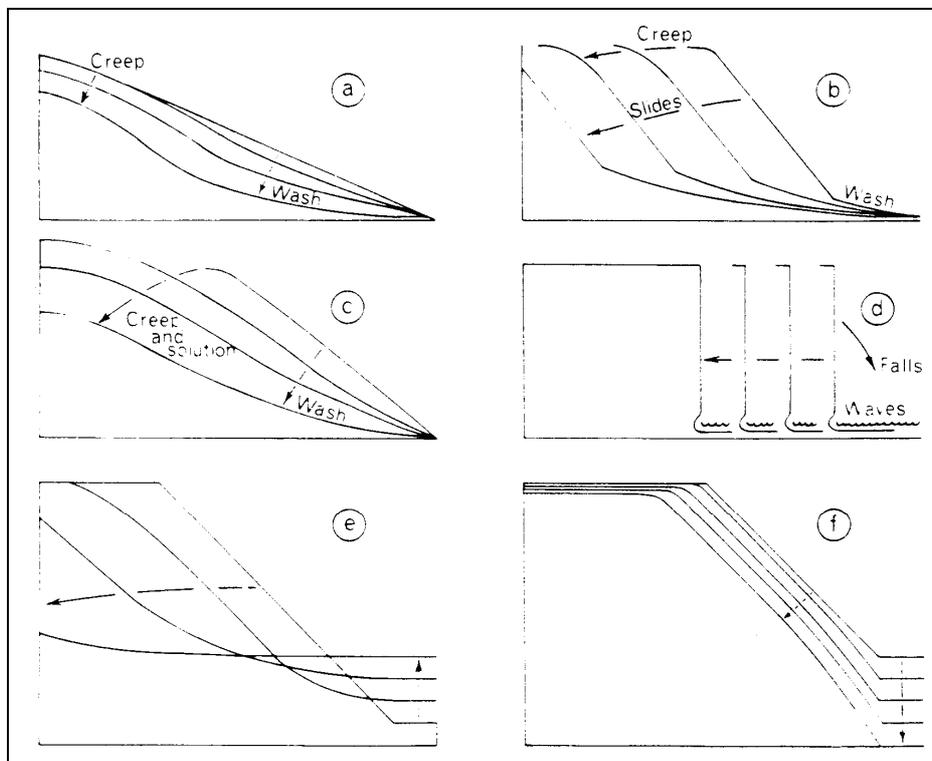


Figure 1.1 – Séquence de profils de versants développée par des modèles mathématiques (d'après Selby, 1993, p.360). Seuls les modèles b, e et f présentent une forme d'ébouilisation à un moment donné.

Cependant ces modèles, créés pour comprendre l'évolution d'un versant, ne s'appliquent pas forcément aux éboulis. La figure 1.1 ne présente que trois modèles où la forme ébouli intervient à un moment donné : il s'agit des modèles b, e et f qui présentent un talus d'ébouli réglé au début de l'évolution. Le talus réglé disparaît au fil du temps sur le modèle e, mais pourrait se pérenniser sur f, comme sur b, où sa hauteur se réduit avec le temps.

1.2.4.2 - Les modèles de versants d'ébouilisation

Le géosystème d'ébouilisation est un type de versant particulier. Depuis les années soixante, quelques auteurs ont proposé des modèles conceptuels (Tricart, 1977 ; Birot, 1981 ; Francou, 1988 ; Selby, 1993) ou numériques (Caine, 1969 ; Kirkby et Statham, 1975). Le système passe par plusieurs phases jusqu'à un stade ultime, le versant régularisé.

Les modèles numériques ont essentiellement été développés par les Américains et Anglo-Saxons et s'appliquent surtout aux versants en général. P. Birot fut un des seuls géomorphologues français à présenter et discuter ces modèles (Birot, 1981, p.390-406). Après lui, B. Francou (1988) a repris les travaux de M.J. Kirkby et I. Statham (1975) et ceux de N. Caine (1969) pour décrire les mécanismes fondamentaux qui entrent dans la construction d'une pente d'ébouli. Mais la complexité des processus en jeu rend la modélisation difficile : « Quand on s'éloigne des formes pures (ébouli de gravité pure, cônes d'avalanches, cônes alluviaux), les mécanismes de plusieurs processus s'imbriquent et la modélisation devient vite un exercice très périlleux » (Francou, 1988, p.20). Ainsi la plupart des auteurs se sont plutôt tournés vers des modèles conceptuels, tout aussi généralisateurs mais moins complexes à réaliser.

Plusieurs géomorphologues français ont travaillé sur ce type de modèles. J. Tricart (1977, p. 83) estime que l'évolution des versants d'ébouli est commandée par la vitesse de fragmentation. Les débris s'accumulent au pied de la corniche qui est repoussée graduellement vers le haut du versant. Son modèle conceptuel (fig. 1.2) décrit les différents stades d'évolution d'un ébouli de gravité. Les relais de processus sur le talus ne sont pas pris en compte.

Des variantes du modèle présenté ci-dessus existent. G. Soutadé (1980) à la suite de P. Barrère développe le cycle évolutif de l'ébouli sur le massif du Puigmal dans les Pyrénées-Orientales. L'auteur distingue trois phases (fig. 1.3) : l'ébouli sensu stricto, l'ébouli-transit et l'ébouli-régulant qui correspond au versant régularisé. Ce modèle prend en compte les phases successives d'évolution du système corniche-ébouli, du stade où les processus gravitaires dominent jusqu'à l'étape finale où les processus de remaniement prennent le relais.

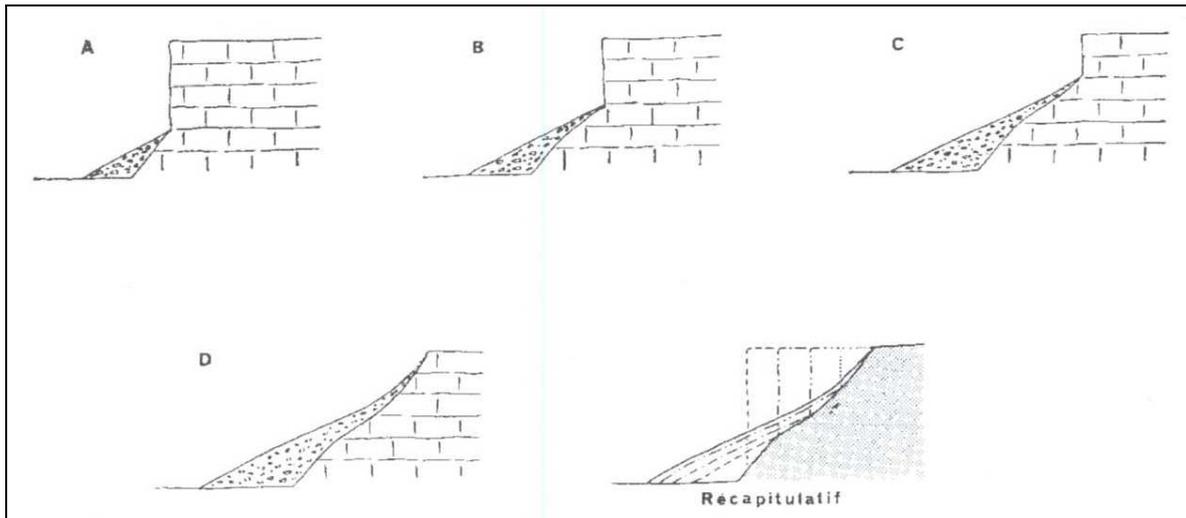


Figure 1.2 – Évolution d'un versant d'éboulis (Tricart, 1977, p.83).

- A- Stade initial : un versant raide, par exemple, un ancien sapement de cours d'eau, est soumis à une fragmentation grossière dont les produits ne sont pas évacués. Une grande corniche domine un petit talus d'éboulis.
- B- L'évolution est plus avancée : la corniche recule en restant abrupte. Le talus d'éboulis, situé à son pied, augmente de volume, et, simultanément, gagne vers le haut, au détriment de la hauteur de la corniche.
- C- Poursuite de l'évolution. Le talus d'éboulis devient graduellement plus mince vers le haut, recouvrant la roche démantelée.
- D- Stade final. La corniche disparaît. Le talus d'éboulis envahit tout le versant. Il est cependant plus mince vers le haut.

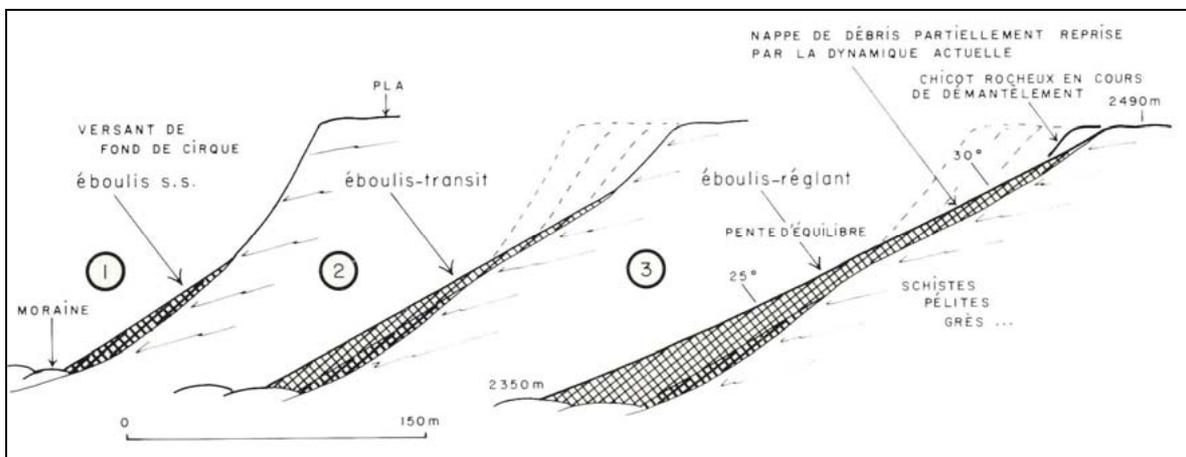


Figure 1.3 – Schéma de l'évolution postglaciaire des pentes méridionales du Pla de Gorra blanc (Soutadé, 1980, p. 265)

B. Francou a mis en évidence différents schémas d'évolution d'un talus en fonction de critères morphodynamiques en contexte périglaciaire (Francou, 1988, p. 632-641), et notamment selon l'influence du mécanisme gravitaire. Il s'est appuyé à la fois sur des modèles expérimentaux existants (Caine, 1969 ; Kirkby et Statham, 1975) et sur son travail de terrain pour développer trois modèles correspondant aux trois classes de talus suivantes : les éboulis contrôlés par le mécanisme gravitaire, les éboulis faiblement contrôlés par le mécanisme gravitaire et sans prélèvement distal, et les éboulis surtout contrôlés par le

prélèvement distal. L'évolution des éboulis de gravité pure est liée à un actif transfert de matériaux descendus d'une corniche dominante par des chutes de pierres répétées, les plus gros éléments participant à l'accrétion distale. L'auteur a mis en évidence un modèle biphasé (fig. 1.4-1), en réaction au modèle gravitaire de M.J. Kirkby et I. Statham, dans lequel se succèdent le long du profil une pente proximale d'accumulation et de transit et une pente distale d'accumulation. Le transit se développe sur le profil à mesure que la corniche se réduit, ce qui est conforme au modèle classique de l'angle de repos. Deux situations existent pour les éboulis mixtes : soit les éboulis sont faiblement contrôlés par le mécanisme gravitaire et sans prélèvement distal, soit ils sont surtout contrôlés par le prélèvement distal. Dans le premier cas, les éboulis évoluent par redistribution d'un dépôt gravitaire limité au secteur apical-proximal. Le contrôle climatique est alors important car les processus jouent un rôle essentiel dans l'étalement du premier dépôt vers le bas du talus (fig. 1.4-2). Mais ils peuvent aussi être soumis à un transfert et contrôlés par des agents de transit collectif : les avalanches chargées et les laves assurent alors l'essentiel du transfert entre la corniche et le dépôt. Atteignant le secteur distal, elles contribuent directement à l'accrétion de la base. De plus, une partie du dépôt apical est redistribuée vers le bas (fig. 1.4-3). Ce type d'éboulis est conditionné par l'existence de grands couloirs servant de collecteurs de débris et d'impluviums.

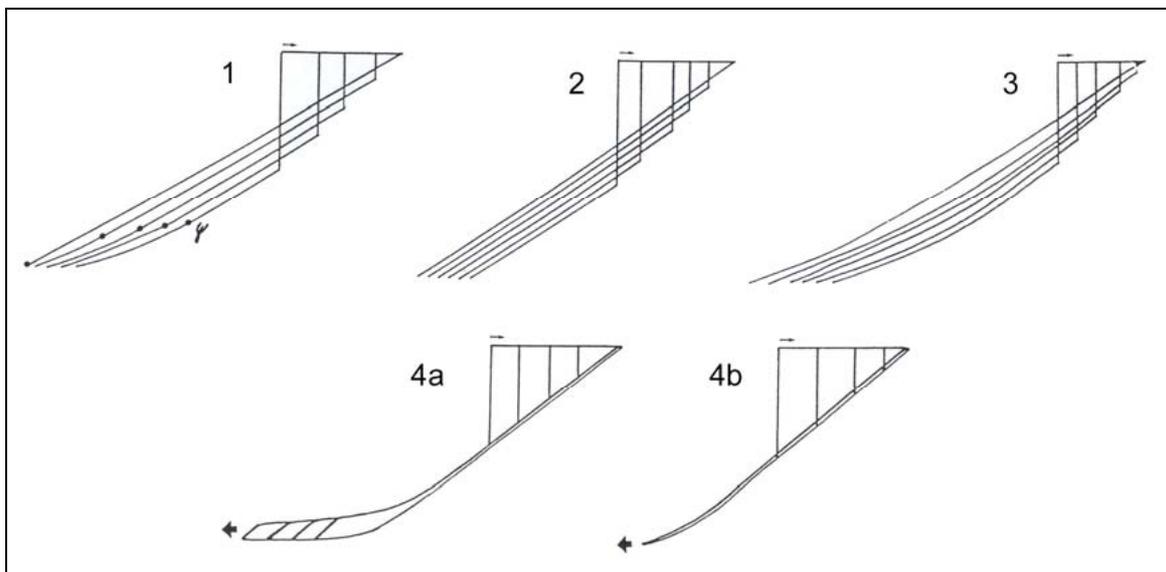


Figure 1.4 – Schéma d'évolution d'un talus d'éboulis d'après B. Francou (1988, p 635-636). 1 : modèle biphasé avec rétrécissement de la pente d'accumulation distale accompagnant le recul de la corniche, 2 : l'accrétion s'opère par dispersion de ses apports proximaux vers la zone distale, le bilan équilibré se traduisant par un profil linéaire, 3 : les apports issus de la corniche ou prélevés au talus parviennent directement au secteur distal, 4 : les éléments sont transférés en dehors du système, 4a : par un glacier rocheux (éboulis fluants), 4b : par solifluxion ou ruissellement diffus s'exerçant sur la zone distale.

Dans le cas des éboulis surtout contrôlés par le prélèvement distal, le système détritique est ouvert et l'éboulis fait transiter le matériel de la corniche vers l'aval où il est repris par différents processus. Ainsi cet éboulis transit pelliculaire ne présente pas de réelle accumulation au pied du versant. Le matériel est sans cohésion (« granulaire »). Dans ce cas, étant donné que la quantité de matériau fourni par la corniche est égale à celle qui sort du système par la zone distale, le versant recule. Il s'agit du versant de Richter. L'évacuation du matériel est assurée par un glacier rocheux, une solifluxion en nappe ou le sapement d'un

cours d'eau (fig. 1.4-4a et 1.4-4b). Les facteurs lithologiques et climatiques sont essentiels pour assurer la régulation du système.

M.J. Selby (1993) expose dans son manuel un modèle conceptuel expliquant l'évolution d'un versant avec paroi (fig. 1.5 et 1.6). Deux cas de figure se présentent : i- la paroi est détruite progressivement formant un talus dont l'angle de repos se maintient mais l'épaisseur de l'éboulis est réduite. ii- les produits de l'altération s'accumulent sur le versant et les processus de remaniement réduisent au fur et à mesure l'angle du versant. Les quatre premiers stades de la figure 1.5 semblent correspondre au modèle 4 de B. Francou (fig. 1.4) avec évacuation des matériaux du système.

Dans la figure 1.6, la phase d'éboulisation ne concerne que les deux premiers stades. Là, les débris se sont accumulés à la base car les apports sont supérieurs à l'évacuation comme dans les modèles 1 à 3 de la figure 1.4. Le modèle de M.J. Selby est cependant moins explicite que celui de B. Francou.

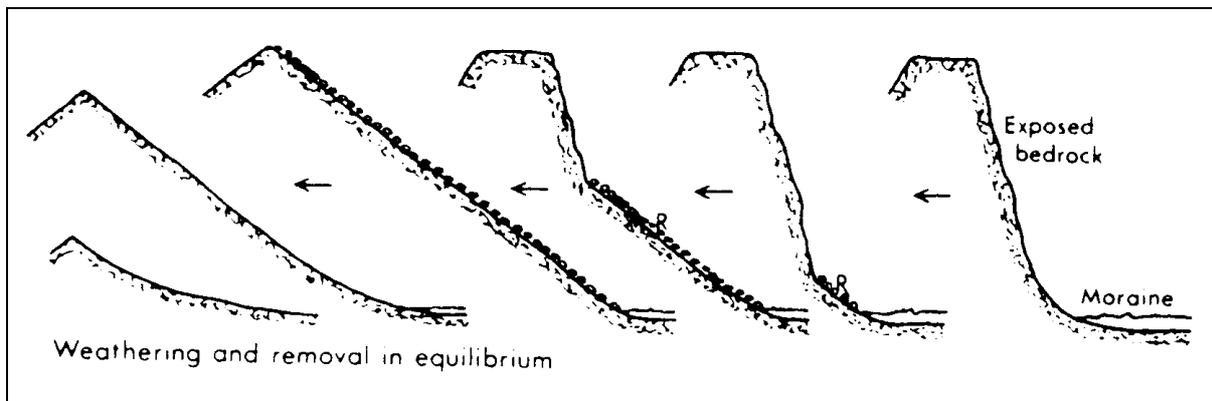


Figure 1.5 – Évolution d'un versant avec paroi vers un versant de Richter (d'après Selby, 1985, p.369).

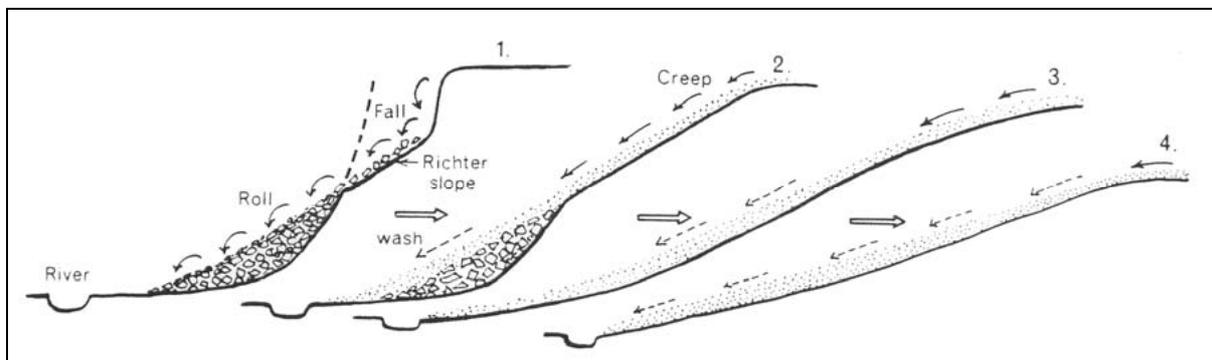


Figure 1.6 – Évolution d'un versant soumis aux processus d'érosion avec réduction de l'angle de repos (Selby, 1985, p. 369)

Cet exposé synthétique sur les modèles montre que les talus d'éboulis ont peu servi d'objet d'étude dans ce domaine, contrairement aux versants *sensu lato*. La complexité des processus (relais, succession) dans l'espace et dans le temps pourrait expliquer ces lacunes. En effet, n'oublions pas que « gommage des affleurements rocheux, obtention d'une pente d'équilibre, stabilisation ne sont pas pour autant synonymes d'évolution stoppée. C'est une simple péripétie dans l'histoire de l'éboulis et du support qui l'alimente. L'édifice construit est une forme extrêmement mobile dont le visage se modifie sans cesse » (Soutadé, 1980, p.315). Il est alors difficile pour un modélisateur de prendre en compte ces ruptures dans la

dynamique des versants. De même, fréquence et intensité des processus sont difficilement mesurables au cours du temps.

1.3- Éboulis périglaciaire : état des lieux des travaux

1.3.1- La notion de périglaciaire

« Les régions qui appartiennent au milieu périglaciaire sont celles où l'action du gel est importante. » (Pissart, 1987). Cela suffit-il à définir un contexte périglaciaire ? Dans ses recherches sur les hautes montagnes de l'Ossola, P. Pech (1994) précise qu'« en montagne, l'isotherme 0°C constitue globalement la limite inférieure des étages périglaciaires ». L'étude récente, menée par T. Feuillet et D. Sellier (2008) dans les Pyrénées centrales françaises (Bigorre), situe la limite inférieure de l'étage périglaciaire entre 2 250 et 2 300 m, pour une température annuelle moyenne d'environ 2,5°C et une température moyenne du mois le plus chaud voisine de 10°C. Les marqueurs actifs de la limite inférieure de l'étage périglaciaire sont des microformes telles que les petits sols structurés (ostioles et cercles de pierres), les blocs fluants et les terrassettes de gélifluxion. Les auteurs précisent que cette limite varie à l'échelle locale, en fonction des conditions de site (exposition, commandement des versants, effets de domination, lithologie) et à l'échelle régionale, en fonction des effets de l'océanité, propres à la montagne atlantique.

De plus, il est admis que le modelé périglaciaire résulte de l'action du gel intense, souvent combinée à la présence d'un pergélisol. Il n'existe que dans les régions froides, mais essentiellement non glaciaires. En fait, l'appellation périglaciaire provient de Walery von Lozinski qui, en 1909, la propose pour décrire l'action climatique du gel dans les *felsenmeer* des Carpates d'Europe centrale. Mais le périglaciaire de Lozinski est spatial dans sa définition - il correspondrait à la zone proglaciaire, comme le fait remarquer H. French (2004, p.11) - il est aussi génétique puisqu'il met en avant la prédominance du gel dans la désagrégation des roches (Etienne, 2004, p.25). Par la suite, la notion de « zone périglaciaire » s'impose pour désigner les conditions climatiques et géomorphologiques des régions en périphérie des inlandsis et des glaciers du Pléistocène. En théorie, cette zone était une toundra qui s'étendait au sud jusqu'à la limite forestière. Aujourd'hui, l'emploi du mot désigne un large éventail de conditions froides, indépendantes de la proximité des glaciers dans le temps et dans l'espace. Les milieux périglaciaires se trouvent donc en hautes latitudes et dans la toundra, mais aussi dans des régions de haute altitude (régions alpines), de latitudes tempérées ou intertropicales (Andes). Chacun connaît la définition du terme "périglaciaire" rappelée par H. French comme synonyme de froid non glaciaire (French, 2000). L'usage doit d'ailleurs le réserver à des « environnements dans lesquels les processus en relation avec le gel et/ou le pergélisol sont, soit dominants, soit caractéristiques » (French, 2000, p.35). J. Tricart et A. Cailleux (1967, p.9) le définissent comme le domaine « où la neige fond à peu près totalement et où il se produit des alternances au moins annuellement de gel et de dégel ». Longtemps contestée, la notion de périglaciaire est mise en cause en raison du risque de confusion qui peut exister avec le domaine glaciaire. S. Etienne (2004, p.19-45) illustre, dans sa thèse, la complexité du terme et de son acceptation controversée dans la communauté géomorphologique. Dans un article intitulé "La livrée périglaciaire des paysages polaires : l'arbre qui cache la forêt", M.F. André (1999) relativise l'action du froid dans les régions de haute latitude où, traditionnellement, elle est présentée comme le principal artisan de la morphogénèse. L'auteur montre comment le ruissellement et la météorisation biogénique par exemple, peuvent agir sur le fonctionnement morphodynamique des versants. En 2003, D. Mercier étaye la réflexion

en proposant différentes perceptions des processus glaciaires, périglaciaires, paraglaciaires - selon les échelles de temps et d'espace ainsi qu'une prise en considération des relais et des combinaisons de processus dans l'étude de géosystèmes complexes. Cette relativité du froid peut aussi s'appliquer dans les Pyrénées orientales où, même à 2 600 mètres d'altitude, on peut s'interroger sur la part des processus tels que la gélifraction, gélidisjonction, nivation, cryoplanation, gélifluxion sur la dynamique morphogénique actuelle. Il semble alors qu'une distinction s'impose entre les notions de paysage périglaciaire et de conditions périglaciaires (André, 2003).

1.3.2- Originalité des éboulis « périglaciaires »

M. Jorda (1983, p.176) fait remarquer que « définir l'éboulis périglaciaire c'est en fait s'interroger sur l'existence d'éboulis qui ne le sont pas ». Toute une combinaison de processus assure le fonctionnement de ces talus, du démantèlement des parois à l'alimentation des talus voire au transit des matériaux hors du système d'éboulisation. Ces processus interviennent, le plus souvent, de manière discontinue dans l'espace et dans le temps et fonctionnent soit en relais soit de manière complémentaire. Il est alors souvent difficile de les identifier précisément et de connaître la part de chacun d'eux dans la morphodynamique des versants d'éboulisation. Leur action est le fait du climat en lien avec l'altitude et la latitude mais pas seulement. Et c'est pour cette raison que nous distinguerons les processus zonaux et azonaux.

Souvent, un type de processus domine et confère au dépôt l'essentiel de ses caractéristiques. P. Bertran (2004, p.26) fait remarquer que toute une série de variables doit être prise en compte pour déterminer le processus dominant : la nature des composants (nature et granularité des particules solides, nature du fluide porteur ou interstitiel), l'abondance relative fluide-particules, la vitesse de déplacement, le volume des matériaux impliqués dans le mouvement. D'ailleurs il est courant de nommer l'éboulis par son processus dominant. On parle alors d'éboulis de gravité, d'éboulis soliflués, même si d'autres processus interviennent mais de manière moins efficace. Nous avons fait le choix de classer les processus d'une part en fonction de leur rapport au froid (processus zonaux et azonaux) de manière à mieux comprendre le fonctionnement de ces versants d'éboulisation périglaciaires et d'autre part en fonction de leur vitesse de déplacement. Agissant de manière régulière sur les talus, les phénomènes ordinaires provoquent des déplacements faibles qui ne bouleversent pas totalement la forme du talus. Phénomènes exceptionnels, de récurrence pluridécennale à pluriséculaire, les processus rapides sont largement visibles dans le paysage car ils modifient considérablement la morphologie des talus. Ils laissent des traces de leur passage durant des dizaines d'années, parfois même des siècles. Les processus induisant des dynamiques rapides et exceptionnelles telles que coulées de débris et avalanches, pour ne citer que les plus actives dans notre contexte, provoquent des déplacements de l'ordre du km.h^{-1} et jusqu'à 100 m.s^{-1} alors que les dynamiques lentes et saisonnières du type gélireptation et solifluxion sont de l'ordre du m.an^{-1} (fig. 1.7).

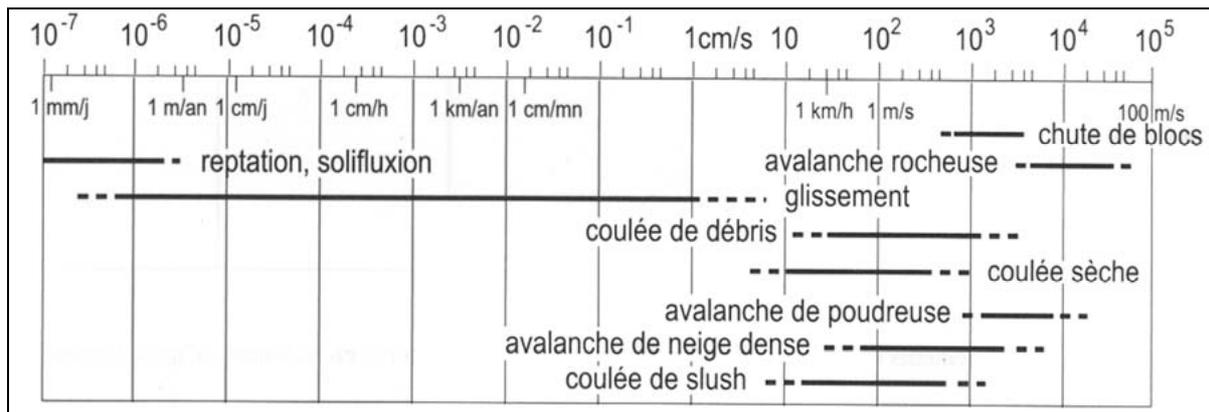


Figure 1.7 – Vitesses de déplacement des principaux processus de versant (extrait de Bertran, 2004, p.28). Remarque : une erreur s’est glissée dans le schéma de Bertran, il faut lire 1000 m/s au lieu de 100 m/s sur la droite du croquis.

1.3.3- Classification des éboulis périglaciaires

« Comme dans les autres sciences naturelles, la classification en Géomorphologie doit prendre en compte tous les critères qui définissent la forme. Or, contrairement à ce qui s’est passé en Botanique ou en Zoologie, il ne s’est pas développé dans notre discipline de véritable systématique. » (Francou et Héту, 1989, p.13).

Les principes taxonomiques n’existent pas en Géomorphologie d’où une confusion dans les critères de base pour classer les formes. Doit-on se préoccuper de critères proprement morphologiques, plutôt de critères sédimentologiques ou bien de critères dynamiques ? De manière à établir une classification sans ambiguïté, les spécialistes doivent s’entendre pour ne pas confondre le dépôt, la forme et le processus. Ainsi, pour caractériser une formation, il convient de « bien distinguer ce qui la définit en tant que forme (aspect géométrique), en tant que sédiment et en tant qu’unité dynamique (ou élément d’une séquence morphodynamique) » (Francou et Héту, 1989, p.13). Selon les auteurs, les classifications diffèrent. Cela s’explique essentiellement par trois raisons : d’abord la finesse du travail de recherche, les différents types d’éboulis étant définis avec plus ou moins de précision ; ensuite le lieu étudié, les auteurs décrivant des formes sensiblement différentes, leur octroyant parfois des termes locaux ; enfin, les critères de classification choisis conditionnant les possibilités de comparer des éléments comparables. Les confusions sont alors faciles. Pour faire un point sur l’état actuel des connaissances, nous proposons un tableau de synthèse (tab. 1.1) des différentes classifications énumérées dans la littérature géomorphologique périglaciaire française (Tricart, 1965, 1977 ; Malaurie, 1968 ; Soutadé, 1980 ; Tihay, 1983 ; Francou, 1988 ; Francou et Héту, 1989 ; Van Vliet Lanoë, 2005). Ce tableau compare les différentes catégories d’éboulis utilisées à différentes époques et dans différents contextes géographiques et met en évidence les critères de classification ainsi que les définitions des termes employés. On remarque alors que si certains éboulis ont une signification commune pour les auteurs (par exemple éboulis de gravité), d’autres ont des définitions plutôt divergentes (éboulis mixtes/éboulis assistés). Ainsi nous comparons et analysons les définitions qui en sont faites. Au final, nous sommes alors en mesure de donner une définition consensuelle pour chaque catégorie que nous utiliserons tout au long de cette étude.

Commençons par l'éboulis de gravité, la catégorie la moins sujette à discussion puisque l'ensemble des auteurs cités reconnaît l'existence de ce type d'éboulis. Ils sont tous d'accord sur le mécanisme fondamental de chute, sur l'existence d'un profil en long régulier, souvent concave et sur le granoclassement longitudinal. Nous retiendrons la définition de B. Van Vliet Lanoë (2005) : « éboulis à profil rectiligne et régulier, avec granoclassement longitudinal assez net, mis en place essentiellement par des chutes gravitaires de pierres ».

Pour l'éboulis mixte et l'éboulis assisté par contre, les divergences sont souvent grandes. Pour la plupart des auteurs, les deux termes sont équivalents et sous-tendent des éboulis dont les matériaux sont plus ou moins contrôlés par le mécanisme gravitaire puis relayés par d'autres processus. Seule B. Van Vliet Lanoë propose deux définitions distinctes pour ces éboulis. L'auteur considère que l'éboulis mixte n'est pas concerné par les mécanismes de chutes, contrairement aux éboulis assistés. En réalité, l'éboulis assisté de B. Van Vliet Lanoë correspond à l'éboulis mixte des autres chercheurs. Il s'agit donc d'éboulis fonctionnant grâce à des processus variés qui se relaient sur le talus (avalanches, solifluxion, reptation nivale, *debris flows*, ruissellement...). Nous considérons que les deux termes d'éboulis mixtes et d'éboulis assistés sont équivalents et désignent des éboulis polygéniques qui associent des processus variés.

Concernant les éboulis à avalanches, soufflés et soliflués, seuls B. Francou et B. Héty (1989) proposent des définitions particulières pour ces trois catégories. Les autres ne le font pas car ils considèrent l'action conjointe des trois processus – avalanches, vent et solifluxion – dans la conception qu'ils se font des éboulis mixtes ou assistés. Nous sommes plutôt d'accord avec ces derniers car dans la plupart des cas il est très délicat de faire la part de chaque processus.

Les éboulis fluants ou flués sont décrits par des critères différents, il est donc difficile de comparer les discours. B. Francou et B. Héty (1989) décrivent des formes (« morphologie ») alors que B. Van Vliet Lanoë (2005) souligne la genèse de ces éboulis. Ces éboulis fonctionnent par fluage grâce à des processus variés qui permettent la mise en place d'un bourrelet de fluage ou un glacier rocheux.

Les éboulis ruisselés font l'objet de définitions comparables chez tous les auteurs (Francou et Héty, 1989 et Van Vliet Lanoë, 2005). Il s'agit d'éboulis mis en place par le ruissellement concentré qui incise le secteur proximal et dépose les débris sous forme de cône sur le secteur distal.

Les éboulis stratifiés ont fait couler beaucoup d'encre. Les définitions proposées ont généralement une base commune (alternance de strates, stratification), mais les explications de la genèse de ces formations sont souvent divergentes. Pour J. Tricart et A. Cailleux (1967), ils sont le fait du gel. Pour G. Soutadé (1980), ce sont les alternances gel-dégel et les mouvements de masse tangentiels associés. Pour B. Francou (1988), c'est plutôt l'alternance de types de coulées (neige, boue, pierraille) qui conditionnerait la stratogenèse. De plus, si pour certains, le terme de grèzes lités est synonyme d'éboulis stratifié (Tricart et Cailleux, 1967), pour d'autres, il s'agit de deux éléments très différents (Soutadé, 1980 ; Francou, 1988 ; Francou et Héty, 1989). Pour les grèzes litées, J. Tricart et A. Cailleux (1967) leur donnent aussi pour nom éboulis stratifiés ou éboulis ordonnés. G. Soutadé (1975b, 1976b, 1977, 1980) les distingue des éboulis stratifiés (ou *terregalls*) par leur origine (« amenuisement d'un champ de blocs ») et par le contexte dans lequel ils se forment (nord-ouest/sud-est). Pour B. Francou et B. Héty (1989), la différence tient essentiellement aux discontinuités des lits.

Reste enfin les éboulis réglants ou réglés pour lesquels les définitions sont semblables. Il y a régularisation de la corniche ou des affleurements rocheux pour tous les auteurs. Les actions de remaniement sont dominantes. Seule B. Van Vliet Lanoë (2005) précise que le « matériel présente une tendance à la stratification ».

Ces comparaisons entre types d'éboulis montrent la grande hétérogénéité des dynamiques et des formes que prennent ces formations superficielles particulières. Le biotope étant maintenant connu, il reste à aborder le deuxième volet de notre étude qui concerne les plantes lithophiles que l'on rencontre sur les versants d'éboulisation et leur lien avec la morphodynamique.

Auteurs	Tricart, 1967 Tricart, 1977	Malaurie, 1968	Soutade, 1980	Tilley, 1985	Francois, 1988 Francois, 1989	Francois et Héty, 1989	Van Vliet Lanoë, 2005
<i>Critères de classification</i>	<i>Aspect du matériau</i>	<i>Aspect du matériau</i>	<i>Forme de versant et aspect du matériau</i>	<i>Processus de déplacement et/ou d'alimentation</i>	<i>Aspect morphodynamique</i>	<i>Processus et faciès</i>	<i>Processus, faciès et genèse</i>
Éboulis de gravité	Eboulis constitués par des blocs qui se détachent et roulent individuellement sur la pente. Leur pente est directement et exclusivement fonction du coefficient de frottement des blocs les uns sur les autres. Elle dépend de la nature des roches qui commandent la forme et les dimensions des débris. (p.330)	Eboulis à concavité régulière. La répartition des éléments s'y fait selon les lois de la pesanteur : les pierres les plus grosses et les plus lourdes sont rejetées en bas de pente. (p.298)	Eboulis caractérisés par leur classement. Les débris dévalent et s'arrêtent soit à même la caillasse soit sur la neige. (p.313)	Eboulis de gravité pure. (p. 23)	Eboulis contrôlés par le mécanisme gravitaire, dont l'évolution est liée à un actif transfert de matériel descendu d'une corniche dominante par les chutes de pierres répétées. (p. 633)	Eboulis à profil en long régulier, souvent concave. Le modèle de détail est peu développé. Le granoclasement longitudinal est assez net. Ils sont nus en place sous l'action dominante du mécanisme de chute (p. 21)	Eboulis à profil rectiligne et régulier, avec granoclasement longitudinal assez net. Mis en place essentiellement par des chutes gravitaires de pierres (p. 424)
Éboulis mixte			(ou) éboulis assisté ou éboulis transit). Présence d'un classement des éléments. La pesanteur est assistée par des mouvements de masses superficiels avec amenuisement in situ de nature cryoclastique du matériau éboulé. (p. 313-314)	Eboulis mixtes associant des processus variés qui se relaient sur le talus selon un calendrier saisonnier précis. (p.23)	Eboulis faiblement contrôlés par le mécanisme gravitaire et sans prélevement distal (système fermé), évoluant par redistribution d'un dépôt gravitaire limité au secteur apical-proximal. L'évolution est marquée par le fonctionnement des avalanches ou des laves. Eboulis surtout contrôlés par le prélevement distal : l'éboulis fait transiter de la corniche vers l'aval où il est repris par d'autres agents (glacier rocheux, solifluxion en nappe, sapement d'un cours d'eau). (p.634-3-637)		Eboulis caractérisés par une importante concavité distale et un classement anarchoïque des éléments, plus particulièrement dans la zone distale. La microtopographie est irrégulière, en conséquence des avalanches changées. (p.424)

Tableau 1.1 – Classification des éboulis selon différents auteurs (les cases blanches signifient que les auteurs n'ont pas donné de définition).

Auteurs	Tricart, 1967 Tricart, 1977	Malaurie, 1968	Soutaie, 1980	Tilhay, 1983	Franco, 1988 Franco, 1989	Franco et Héru, 1989	Van Vliet Lanoë, 2005
Critères de classification	Aspect du matériel	Aspect du matériel	Forme de versant et aspect du matériel	Processus de déplacement et/ou d'alimentation	Aspect morphodynamique	Processus et faciès	Processus, faciès et genèse
Eboules assisté						Eboules polygéniques. Leur forme et leur classement supposent l'intervention d'autres actions (avalanches chargées, laves) qui supposent d'autres mécanisme de chute. (p.21)	Eboules à profil concave, parfois irrégulier, avec chutes gravitaires de pierres, assistés par les avalanches chargées, les flots de débris, la solifluxion, le fluage de la glace, le ruissellement et la reptation nivale. Ces formes sont plus stratoïdes que les éboules de gravité, leur teneur en fines est généralement plus élevée. (p.424)
Eboules à avalanches						Eboules retouchés par l'action des avalanches. Concavité basale importante et classement anarctique des éléments. (p.21)	

Tableau 1.1 – Suite - Classification des éboules selon différents auteurs (les cases blanches signifient que les auteurs n'ont pas donné de définition).

Auteurs	Critères de classification	Tricart, 1967 Tricart, 1977	Aspect du matériel	Malaurie, 1968	Aspect du matériel	Soutade, 1980	Forme de versant et aspect du matériel	Tihay, 1983	Processus de déplacement et/ou d'alimentation	Francou, 1988 Francou, 1989	Aspect morphodynamique	Francou et Héru, 1989	Processus et faciès	Van Vliet Lanoë, 2005	Processus, faciès et genèse
Éboulis soufflés												<p>Éboulis constitués d'un matériel friable et placés dans des milieux très ventés. Le vent mobilise sur la corniche un matériel déjà désolidarisé dont la taille peut aller jusqu'aux petits cailloux et même aux galets dans certains cas. Le terme éboulis soufflés s'applique à des éboulis qui comportent, interstratifiés, des couches d'origine éolienne et qui sont polygéniques et à des dépôts d'origine purement éolienne, de matériel hétérométriques provenant de la corniche. (p.26)</p>			

Tableau 1.1 – Suite - Classification des éboulis selon différents auteurs (les cases blanches signifient que les auteurs n'ont pas donné de définition).

Auteurs	Tricart, 1967 Tricart, 1977	Malaurie, 1968	Soutadé, 1980	Tihay, 1983	Francois, 1988 Francois, 1989	Francois et Héru, 1989	Van Vliet Lamoë, 2005
Critères de classification	Aspect du matériel	Aspect du matériel	Forme de versant et aspect du matériel	Processus de déplacement et/ou d'alimentation	Aspect morphodynamique Fluage de la glace	Processus et faciès	Processus, faciès et genèse
Eboulis fluant					Formes aménagées par le fluage de la glace	(ou éboulis flués) éboulis à morphologie très originale s'associant très souvent à l'aval à un brouelet de fluage ou à un glacier rocheux. Ces éboulis montrent une nette extension distale qui se termine par un brouelet prés-enlant vers l'aval un front abrupt. Le fluage peut être déclenché par des avalanches, des laves, des coulées sèches. (p.25)	(ou flués) Eboulis se déformant en raison de la plasticité de la glace interstitielle et pouvant constituer la forme initiale ou mineure d'un glacier rocheux. (p.425)

Tableau 1.1 – Suite - Classification des éboulis selon différents auteurs (les cases blanches signifient que les auteurs n'ont pas donné de définition).

Auteurs	Tricart, 1967 Tricart, 1977	Malaurie, 1968	Soutadé, 1980	Tilley, 1983	Franco, 1988 Franco, 1989	Franco et Héty, 1989	Van Vliet Lamoë, 2005
<i>Critères de classification</i>	<i>Aspect du matériau</i>	<i>Aspect du matériau</i>	<i>Forme de versant et aspect du matériau</i>	<i>Processus de déplacement et/ou d'alimentation</i>	<i>Aspect morphodynamique</i>	<i>Processus et faciès</i>	<i>Processus, faciès et genèse</i>
Eboules russées						<p>Eboules dont la morphologie et la disposition du matériel résultent de remaniements successifs apportés par le ruissellement. Le haut est entaillé par un petit talweg et le bas est parcouru par des laves. L'incision linéaire tend à mettre en saillie la corniche, tandis que l'arrêt des laves sur le secteur distal peut contribuer à édifier un cône aplati individualisé. Le ruissellement est imputé à des averses pluvieuses concentrées. (p.22)</p>	<p>Eboules dont la morphologie et la disposition du matériel résultent de remaniements successifs imposés par le ruissellement (pluies brutales, concentrées). Le secteur proximal est entaillé par un petit talweg et le bas du talus est accidenté de laves (<i>debris flows</i>), pouvant constituer un cône aplati. Le granoclassement gravitaire est oblitéré au profit de classements transverses ou verticaux (stratification). (p.425)</p>
Eboules solitaires						<p>Eboules nettement remaniés par la solifluxion. La partie haute de l'éboule reste contrôlée par le mécanisme de chute mais le transfert des éléments vers le bas est systématique et s'opère par solifluxion (cryoreptation, géolifluxion, écoulements plus liquides). (p.22)</p>	

Tableau 1.1 – Suite - Classification des éboules selon différents auteurs (les cases blanches signifient que les auteurs n'ont pas donné de définition).

Auteurs	Tricart, 1967 Tricart, 1977	Malaurie, 1968	Soutadé, 1980	Tilhay, 1983	Franco, 1988 Franco, 1989	Franco et Héru, 1989	Van Vliet Lanoë, 2005
<i>Critères de classification</i>							
Éboulis stratifiés	(ou éboulis ordonnés) Éboulis de pente plus faible que les éboulis de gravité (30-37°), avec peu ou pas de triage de haut en bas. Une coupe dans ces éboulis montre une alternance de lits plus fins et plus grossiers superposés les uns aux autres. Quant à la granulométrie, il n'y a pas de matrice fine dans les lits grossiers, et peu dans les lits fins. Ils sont le fait de la microglaciation (gel modéré mais fréquent). (p. 239)	Éboulis à grossière stratification longitudinale de lits maigres et gras de 15 cm à 20 cm chacun, répétés. (p. 303)	(ou éboulis lités ou terrégallis) La roche en place n'affleure qu'exceptionnellement au niveau des crêtes. La stratification s'explique par les mouvements de masse tangentiels dus au gel-dégel de rapidité inégale selon le niveau : plus rapides en surface, plus lents au-dessous. Dans les Pyrénées orientales, les terrégallis se sont développées dans un espace compris entre l'ouest et le sud-est. (p.328-330)		Éboulis présentant une alternance de strates (ou lits) qui se différencie les unes des autres par la quantité de matrice présente au milieu des fractions plus grossières. Leur pente maximale est proche ou supérieure à 30°, les chutes de pierres et les coulées sèches peuvent intervenir dans leur fonctionnement. Leur matériel est hétérométrique. Différents de grèzes litées, mais synonyme d'éboulis lités. (p.637)	Éboulis dont le matériel présente, en coupe, une nette stratification, c'est-à-dire une alternance plus ou moins régulière de couches de caractères sédimentologiques bien distincts. (p.27)	Éboulis présentant en coupe une nette stratification. Alimentés principalement par apport gravitaire. (p.425)
Grèzes lités		Caractérisées par une stabilité parfaite des talus, des écoulements brefs suivis de percolation, des temps de dessiccation prolongés et saisonniers. (p.311)	Produit issu d'un cryo-amenusement de champs de blocs. Dans les Pyrénées orientales, elles se sont développées dans un éventail ouvert du nord-ouest au sud-est (p.330)			Dépôt qui présente une alternance de lits ayant, sur le plan vertical, des caractères sédimentologiques distincts. Les lits sont parallèles entre eux mais on peut rarement les suivre longitudinalement sur plus de 8 à 10 mètres. Si la pente est inférieure à 27-28°, il ne s'agit plus d'éboulis. (p.34)	

Tableau 1.1 – Suite - Classification des éboulis selon différents auteurs (les cases blanches signifient que les auteurs n'ont pas donné de définition).

Auteurs	Tricart, 1967 Tricart, 1977	Malaurie, 1968	Soutade, 1980	Tilley, 1983	Franco, 1988 Franco, 1989	Franco et Héru, 1989	Van Vliet Lanoë, 2005
<i>Critères de classification</i>	<i>Aspect du matériel</i>	<i>Aspect du matériel</i>	<i>Forme de versant et aspect du matériel</i>	<i>Processus de déplacement et/ou d'alimentation</i>	<i>Aspect morphodynamique</i>	<i>Processus et faciès</i>	<i>Processus, faciès et genèse</i>
Éboulis réglants		(ou versants réglés ou versant de Richier)	La régularisation passe par le gommage des affleurements rocheux de manière à obtenir une pente d'équilibre. (p.315)			Eboulis tendant à recouvrir entièrement ou sur sa plus grande partie la zone de départ du matériel, qui est la plus souvent une corniche en voie de régularisation. Eboulis d'une grande extension, de profil rectiligne à doucement concave, avec granoclassement longibédinal médiocre. La dynamique de chute est très limitée. Les actions de remaniements sont prépondérantes (laves, coulées sèches, solifluxion). Ces actions peuvent être à l'origine d'une solifluxion. (p.29)	Eboulis recouvrant entièrement (ou sa plus grande partie) la corniche rocheuse, à profil longibédinal tendu et granoclassement longibédinal médiocre. La paroi est réglée, puis gagnée par l'extension de l'accumulation. Les processus non gravitaires sont largement dominants et le matériel présente une tendance à la stratification.

Tableau 1.1 – Suite - Classification des éboulis selon différents auteurs (les cases blanches signifient que les auteurs n'ont pas donné de définition).

2- De l'utilisation des plantes en géomorphologie

2.1- Les origines de la phytogéomorphologie

La phytogéomorphologie est une branche d'une science plus large, la biogéomorphologie, dont le terme est utilisé pour la première fois en 1980 (Viles, 1988). Il implique la combinaison de l'écologie et de la géomorphologie, deux sciences qui ont longtemps développé, en parallèle, leurs propres concepts pour décrire, d'une part, les trajectoires d'évolution des formes et d'autre part, des assemblages d'espèces vivantes (Corenblit, 2006 ; Corenblit *et al.* 2007 ; 2008). Les fondements de la biogéomorphologie sont très bien décrits par K.J. Gregory (1985 *in* Corenblit, 2006) et par S. Étienne (2002 ; 2004). Nous insisterons plutôt sur les applications de la biogéomorphologie dans les différents champs disciplinaires que compte la géomorphologie.

L'utilisation de la biogéomorphologie est essentiellement liée à deux situations. Dans la première, les dynamiques végétales servent d'indicateurs de la morphodynamique, en contexte fluvial (Gregory, 1985 ; Hupp *et al.*, 1996 ; Piégay *et al.*, 2003 ; Corenblit, 2006), littoral (Fournier, 2007), de versant (Soutadé, 1980 ; André, 1992b ; Arquès, 2005) ou de marge proglaciaire (Moreau, 2006). Dans la seconde, les espèces végétales sont utilisées comme outil de mesures pour dater des événements ou des surfaces, pour en évaluer la fréquence ou pour calculer des vitesses. C'est le cas de la lichénométrie (Jomelli *et al.*, 2007b), de la dendrochronologie (Winchester et Harrison, 2000), toutes deux fréquemment utilisées pour étudier des processus rapides de type crue (Jacob *et al.*, 2002), lave (Astrade *et al.*, 1998 ; Winchester et Chaujar, 2002 ; Santilli et Perfini, 2002) et avalanche (Boucher *et al.*, 2003), mais aussi pour comprendre le fonctionnement des glaciers rocheux (Hamilton et Whalley, 1995b) ou le retrait glaciaire actuel (Cossart *et al.*, 2006). La biogéomorphologie est donc un domaine très vaste mais nous nous restreindrons à décrire la branche qui nous intéresse, la phytogéomorphologie.

2.1.1- Des botanistes géographes...

En présentant la discipline, A.P. de Candolle (1855) situe son origine au 18^e siècle avec C. Linnaeus (1781) qui est le premier naturaliste à avoir mis en évidence les zones géographiques des plantes dans les ouvrages généraux. Il distingue les « habitations », c'est-à-dire les pays dans lesquels les plantes poussent, et les « stations », c'est-à-dire la nature particulière des localités dans lesquelles elles ont l'habitude de se développer. Il semble donc que C. Linnaeus soit le précurseur de la géographie botanique. Mais A. de Humboldt (1814) a été le premier à avoir réellement fait œuvre de phytogéographie avec son ouvrage *Essai sur la géographie des plantes* dans lequel il expose les régularités de répartition des plantes en fonction de l'altitude (étages de végétation) et de la latitude (bandes ou zones de végétation). La question est donc posée des rapports entre la nature et la distribution géographique des végétaux, et les caractéristiques climatiques des régions. L'auteur introduit la notion de forme de croissance en s'intéressant aux principaux types de réponses des végétaux aux conditions des milieux. Les descriptions détaillées des paysages végétaux qu'il a ramenées d'Amérique tropicale en font le fondateur incontestable de la géographie botanique.

A sa suite, A. de Candolle (1820) affine les fondements de la discipline grâce à son approche géographique, basée sur l'étude de l'aire. L'auteur définit la géographie botanique en trois points : i- l'influence que les éléments extérieurs exercent sur les végétaux, et les modifications qui en résultent, pour chaque espèce, du besoin qu'elle a de chaque substance,

ou des moyens par lesquels elle peut échapper à son action ; ii- les conséquences qui découlent de ces données générales pour l'étude des stations ; iii- l'examen des habitations des plantes, et les conséquences relatives à l'ensemble de cette science. Dans son ouvrage de 1855, l'auteur précise que la géographie botanique doit « montrer ce qui, dans la distribution actuelle des végétaux, peut s'expliquer par les conditions actuelles des climats et ce qui dépend des conditions extérieures ». A. de Candolle s'efforce de départager la distribution des plantes grâce aux conditions climatiques actuelles d'une part, et grâce aux facteurs géologiques, géographiques et physiques d'autre part. Il utilise d'ailleurs de nombreuses données climatiques ainsi que des méthodes statistiques. Il introduit la dimension historique des groupements végétaux comme facteur explicatif de leur composition floristique. Jusqu'à la fin du 19^e siècle, de nombreux auteurs poursuivent sur cette voie tout en développant les concepts de formation phytogéographique (Grisebach, 1838) et d'association végétale (Lecoq, 1854-1858).

En 1866, le naturaliste allemand darwinien, E. Haeckel, invente le terme d'écologie qui signifie littéralement « science de l'habitat » et dont il propose la définition suivante : « par écologie, nous entendons la totalité de la science des relations de l'organisme avec l'environnement ». Il ouvre alors la voie à de nouveaux concepts. Puis en 1895, le botaniste danois E. Warming, montre les limites de la géographie descriptive des plantes, trop exclusivement floristique selon lui, et qui délaisse des questions aussi importantes que l'adaptation, la structure et la classification des communautés (*In* Bouzillé, 2007). Il propose de distinguer une géobotanique floristique et une géobotanique écologique. C'est une véritable démarche scientifique qu'introduit E. Warming en ce qui concerne les communautés végétales. Il cherche à savoir quelles espèces sont habituellement associées dans des stations semblables et pourquoi les espèces s'associent pour former des communautés déterminées possédant une physionomie caractéristique.

En parallèle, dès 1901, C. Flahault pose les bases de la phytosociologie, développant en particulier le concept d'association végétale, qui sera ensuite repris par son élève J. Braun-Blanquet (1915, p.39-40) : « L'association est un groupement végétal plus ou moins stable en équilibre avec le milieu, caractérisé par une composition floristique dans laquelle certains éléments exclusifs révèlent une écologie particulière et autonome ». Cette phytosociologie sigmatiste, de SIGMA (Station internationale de géobotanique méditerranéenne et alpine, dirigée par Braun-Blanquet) est classiquement utilisée par les botanistes (Rietz, 1920 ; Paczowski ; 1925 ; Braun-Blanquet, 1964 ; Gounot, 1969) encore aujourd'hui, même si une nouvelle méthode a vu le jour dans les années 1980. La méthode phytosociologique synusiale intégrée est conçue par ses auteurs (De Foucault, 1986 ; Julve, 1986 ; Gillet, 1986, 2000 ; Gillet *et al.*, 1991) comme un complément et un perfectionnement de la méthode sigmatiste classique de Braun-Blanquet (1964). Deux principes fondamentaux la distinguent de la phytosociologie sigmatiste classique : i - les communautés végétales élémentaires sont situées au niveau d'organisation de la synusie, dont l'échelle varie selon l'échantillonnage et donc en fonction du type de formation végétale considérée. La synusie se définit comme une communauté végétale élémentaire occupant un compartiment aérien et un compartiment souterrain déterminés, directement liée à des conditions de milieu uniformes du point de vue de la topographie locale, du microclimat, du sol et des facteurs biotiques (Gillet *et al.*, 1991). ii - les complexes de végétations (phytocénoses, teselas, catenas) sont décrits par intégration à partir du niveau de base qu'est la synusie. Parallèlement à ces méthodes phytosociologiques, la géographie botanique évolue, prenant en compte les apports de ces nouvelles disciplines (Croizat, 1952 ; Gaussen, 1954 ; Polunin, 1967).

En haute montagne, les phytogéographes ont peu étudié les formations végétales, certainement en raison du caractère peu accessible du terrain. Pourtant, dans les Pyrénées

orientales, la richesse et la variété de la flore ont retenu l'attention d'éminents botanistes, depuis très longtemps. Sans les citer tous, voici quelques personnages célèbres : A. De Candolle (1820), P. Picot de Lapeyrouse (1813), Abbé H. Coste (1937), C. Flahault (1901), G. Gautier (1897-1898), Fr. Sennen (1899), H. Gaussen (1926) et J. Braun-Blanquet (1948), sans oublier les botanistes catalans, également nombreux : J.L. Companyo (1861, 1864), L. Conill (1932, 1935) et J. Susplugas (1942).

Concernant les éboulis, la liste des études phytogéographiques se réduit encore considérablement. On notera tout de même les travaux pionniers de C. Schroeter *et al.* (1908) et de L.M.Q. Van Ufford (1909) dans les Alpes suisses, ceux de J.W. Harsberger (1929a) et de R.F. Daubenmire et A.W. Slipp (1943) en Amérique du Nord puis de F.J.F. Fisher (1952) en Nouvelle-Zélande. Les études phytosociologiques de J. Braun-Blanquet décrivant les groupements d'éboulis et de pierriers dans les Pyrénées orientales (1948), ont été complétées par des approches écologiques plus précises sur les associations végétales et les traits fonctionnels des plantes (Baudière et Bonnet, 1963 ; Baudière, 1983, 2000 ; Somson, 1983; Serve, 1989).

2.1.2- ...aux géomorphologues botanistes

En 1985, un ouvrage américain consacré exclusivement à la phytogéomorphologie voit le jour (Howard et Mitchell, 1985). Il est né de l'importance selon les deux auteurs de combiner les deux facteurs environnementaux majeurs, les plantes et les formes du relief. Dès 1888, De La Noë et De Margerie décrivent le rôle de la végétation dans le fonctionnement des talus d'éboulis (Marston, 2010). En 1981, l'ouvrage de P. Birot expose les liens qui existent entre les plantes et la morphogénèse. J. Tricart souligne aussi l'importance de l'interdisciplinarité entre la géomorphologie et l'écologie : « Les plantes peuvent devenir des indicateurs de la morphogénèse, tandis que la géomorphologie peut fournir un des éléments du milieu écologique » (Tricart, 1967, p. 512). Afin d'apporter notre contribution à cette discipline encore récente, et pour laquelle peu de développements théoriques existent, nous proposons modestement la définition suivante : La phytogéomorphologie est la science qui utilise les plantes soit comme outil de mesures ou de datations, soit comme indicateur pour étudier une forme ou un processus géomorphologique. Elle combine les apports de la botanique et toutes ses facettes (taxonomie, systématique, morphologie, histologie, physiologie et biogéographie végétales) et ceux de la géomorphologie dynamique ou climatique.

En contexte de versants d'éboulement, ce n'est réellement qu'à partir des années 1970 que géomorphologues et botanistes ont travaillé conjointement de manière à enrichir les deux disciplines, les uns souhaitant mieux comprendre les dynamiques morphogéniques grâce aux dynamiques végétales, les autres espérant mieux connaître l'écologie des plantes à partir des modèles et processus de versants. Les travaux de G. Soutadé (1971, 1973, 1975a) puis les binômes A. Baudière et G. Soutadé (1985) dans les Pyrénées et la Sierra Nevada, L. J. Kershaw et J. S. Gardner (1986) au Canada, puis J.-M. Gobat et A. Pancza (1990) dans le Jura sont précurseurs. Ce n'est qu'en 1985 que la parution de l'ouvrage *Phytogeomorphology*, cité précédemment, confirme la naissance de la discipline. Mais les études interdisciplinaires restent encore marginales, les auteurs travaillant surtout de manière indépendante, avec d'un côté des botanistes qui exploitent les acquis de la géomorphologie dynamique (Baudière, 1983 ; Somson, 1983, 1984 ; Cox et Larson, 1993) et d'un autre côté les géomorphologues qui utilisent des éléments de botanique et d'écologie (Tricart et Cailleux, 1967 ; Beschel et Weidick, 1973 ; Soutadé, 1980). Ces travaux pluridisciplinaires et pionniers servent alors de tremplin au développement de la phytogéomorphologie. Dès le début des années 1990,

quelques géomorphologues donnent une réelle identité à la discipline : ils utilisent l'écologie et la botanique pour comprendre les dynamiques morphogéniques de versants. Ce fut le cas de M.F. André (1992b), P. Pech (1993), F.L. Pérez (1994, 1998), P. Bertran et J.P. Texier (1999), S. Arquès (2005) et Huc (2006, 2008). Certains publient même dans des revues spécialisées en écologie (Pérez, 1994).

2.2. Les espèces végétales lithophiles

Les apports de la phytogéomorphologie ont montré que certaines plantes peuvent constituer des outils de mesures, de datation ou des indicateurs de dynamiques particulières. C'est à partir de ce constat que nous proposons d'utiliser certaines espèces végétales lithophiles, appelées aussi lithophytes, pour appréhender le fonctionnement des talus d'éboulis oriento-pyrénéens. Les lithophytes se définissent comme des plantes qui poussent dans les débris rocheux ou à la surface de la roche. Les plantes alpines ont développé des adaptations morphologiques, biologiques et physiologiques pour faire face aux nombreux stress auxquels elles sont soumises (Guinochet, 1938 ; Baudière et Serve, 1971). L'utilisation de quelques-unes de ces plantes comme outil de mesures nécessite de bien connaître leur écologie et particulièrement leurs traits fonctionnels, c'est-à-dire leurs attributs physiologiques et morphologiques qui affectent leur comportement écologique ou évolutif. Les classifications des lithophytes réalisées par les écologues à partir de leur type racinaire servent alors de base à nos investigations.

2.2.1- Spécificités des plantes alpines

Entendons-nous tout d'abord sur le terme d'alpin. Dans l'acception botanique, ce terme s'applique à la zone et aux plantes situées au-dessus de la limite naturelle des forêts (en l'absence d'intervention humaine), et ce, quelle que soit la partie du globe envisagée (Aubert *et al.*, 2006). Contraintes à rester sur place même lorsque les conditions deviennent difficiles, les plantes adoptent des stratégies pour survivre dans un milieu perturbé et stressant d'un point de vue climatique, édaphique et biotique. Voici décrites succinctement les adaptations des plantes aux contraintes du milieu alpin en général et des éboulis en particulier.

2.2.1.1- Les facteurs limitant les cycles biologiques

On entend par cycle biologique, les évènements suivants : la production de fleurs, leur pollinisation, l'arrivée à maturité des graines, leur dissémination, leur germination. Pour réaliser tout cela, le temps est compté puisque en zone alpine, la période de végétation est très courte, de quelques semaines à trois mois.

Les plantes doivent faire face à des contraintes climatiques liées aux températures basses, voire négatives et aux très fortes amplitudes thermiques. L'enneigement, précoce en début et tardif en fin de saison hivernale, limite la période de végétation. Le vent a un effet mécanique sur la végétation et renforce l'effet du froid, du gel et de l'évapo-transpiration. Le rayonnement solaire, alors indispensable pour assurer la photosynthèse, devient un facteur de stress lorsque son intensité, plus forte en montagne en raison de la pureté et de la rareté de l'air, excède les capacités d'utilisation par les plantes. La plante doit alors se protéger contre cet excès d'énergie qui peut provoquer la synthèse de molécules toxiques. En effet, l'intensité des rayons ultraviolets peut provoquer des détériorations du patrimoine génétique et engendrer un stress oxydatif.

Les contraintes édaphiques sont liées à trois phénomènes. Le premier concerne la pauvreté des sols alpins en azote utilisable par les plantes. D'une part le froid ralentit l'activité des microorganismes du sol responsables de la minéralisation de la matière organique morte, d'autre part, alors que la neige constitue un réservoir d'azote disponible lors de la fonte, celle-ci ne profite réellement qu'aux plantes de combes à neige. Le deuxième concerne exclusivement les éboulis : l'installation de la végétation dans ce milieu est liée à la présence indispensable d'un sol (lithosol) entre les éléments pierreux ou sous la couche formée par ces éléments. Les processus d'altération de la roche sur l'éboulis conduisent à une fragmentation de plus en plus poussée des éléments jusqu'à l'obtention d'éléments fins (essentiellement sables, mais aussi limons et argiles). Le milieu édaphique représente à la fois un support et un milieu nutritif pour les végétaux. Les caractéristiques de ce support (présence/absence de carbonate de calcium, pH, capacité de rétention en eau...) conditionnent la présence ou l'absence de telle ou telle espèce ou groupe d'espèces. Concernant la ressource en eau, A. Baudière et A.L.M. Bonnet (1963) considèrent que les plantes d'éboulis vivent « sur un véritable château d'eau ». La couche d'air emprisonnée entre les éléments pierreux assure une protection efficace contre la dessiccation. Le troisième est lié à la nature chimique du « sol » qui intervient dans la sélection des espèces. Certaines espèces ne tolèrent pas la présence d'ions calcium, c'est le cas de *Senecio leucophyllus* D.C. ou de *Cerastium pyrenaicum* J.Gay.

Les contraintes biotiques concernent essentiellement les phénomènes de compétition et de facilitation (Choler *et al.*, 2001). Il est généralement admis que dans un milieu ouvert comme l'éboulis, les espèces sont plutôt tolérantes aux stress abiotiques, c'est-à-dire résistantes aux perturbations, mais supportent mal ou pas du tout la compétition (Körner, 2003). Pourtant une étude menée en parallèle dans les montagnes des Rocheuses, dans les Andes, dans le Caucase, la Sierra Nevada espagnole et dans les Alpes (secteur du Lautaret) montre que lorsque les conditions de vie deviennent difficiles (sols pauvres et instables), les relations de compétition sont remplacées par des relations d'entraide entre espèces (Callaway *et al.*, 2002). Cela semble contradictoire avec la première affirmation mais la nature exacte de ces relations d'entraide est encore à l'étude. Il pourrait s'agir d'une protection physique (stabilisation du sol, protection contre le froid ou contre l'excès de lumière) ou d'échanges chimiques au niveau des racines.

Sur les éboulis, les contraintes morphodynamiques sont liées aux facteurs pente, morphologie du relief dominant la station, granulométrie entrant dans la composition de l'éboulis, profondeur à laquelle pourront s'enraciner les plantes et surtout déplacements des débris en surface et en sub-surface provoqués par différents processus.

2.2.1.2- Les adaptations des plantes

Pour faire face à tous les facteurs de stress présentés, les plantes développent des adaptations morphologiques et physiologiques tout en adoptant deux types de stratégie : soit l'évitement qui consiste à échapper aux facteurs stressants qui n'entrent pas à l'intérieur de l'organisme, soit la tolérance, c'est-à-dire contrecarrer les agents stressants à l'intérieur de l'organisme.

D'un point de vue morphologique, les plantes alpines sont généralement de petites tailles, avec des types biologiques (Raunkier, 1934) prédominants : les hémicryptophytes majoritairement, ainsi que quelques géophytes et chaméphytes. Les thérophytes sont très rares et les phanérophytes absents. Le nanisme est lié à la faible teneur naturelle des sols en composés azotés et à l'utilisation plus intense de la chaleur du sol. Les feuilles sont de petites tailles, coriaces, vernissées ou limitées à des aiguilles comme le Génévrier. Certaines sont charnues ou développent une pilosité importante. Les tiges courtes protègent les jeunes feuilles et les bourgeons du vent et du rayonnement ultra-violet. Par contre le système racinaire est souvent développé, assurant un bon ancrage et un approvisionnement en eau en

profondeur. Dans les éboulis, la mobilité des débris conditionne une adaptation anatomique et morphologique importante au niveau des racines (Van Ufford, 1909, Somson, 1983).

D'un point de vue biologique, l'essentiel des adaptations concernent la reproduction. Dans un milieu où la pollinisation est rendue difficile par la rareté des insectes et par les vents violents, où la période de végétation est courte pour permettre la maturation des graines et où les sites propices à l'installation des graines sont peu nombreux, la reproduction végétative ou clonale semble un bon moyen pour survivre. D'ailleurs, la proportion de plantes qui utilisent la reproduction clonale augmente avec l'altitude et avec la latitude, elle est plus importante lorsque les conditions de vie deviennent difficiles (Körner, 2003). Il s'agit d'un mode de reproduction asexué (fig. 1.8). Cette technique décrite par Aubert *et al.* (2006) consiste à produire des copies conformes de l'individu initial (clone). Le « genet » est l'ensemble des individus clonaux issus d'une même plante mère, alors que le « ramet » représente chaque unité clonale. De nouveaux ramets se différencient à partir d'une tige horizontale puis chacun d'eux s'individualise par destruction de la racine horizontale ou par acquisition d'une indépendance fonctionnelle (racines, photosynthèse) lorsque la tige persiste. La multiplication végétative se fait par stolon, rhizome, marcottage, bulbille... Cette méthode de propagation très répandue en milieu rhéxistatique, représente 95 % des nouveaux individus qui envahissent les éboulis. La reproduction sexuée existe aussi mais elle est moins utilisée en raison des contraintes énoncées ci-dessus. De manière à l'optimiser, certaines plantes préforment des bourgeons un ou deux ans à l'avance, produisent des fleurs aux couleurs vives pour attirer les pollinisateurs et augmentent les durées de floraison. D'autres espèces pratiquent les deux formes de reproduction, la reproduction sexuée n'étant alors utilisée par la plante que pour la colonisation de nouveaux milieux : c'est ce que l'on appelle la stratégie de conservation de l'espace. Ainsi très peu de plantes annuelles (moins de 2 % dans les Alpes et en Arctique selon Körner, 1994) fréquentent ces milieux du fait que ces plantes dépendent exclusivement du succès de la reproduction sexuée. Les plantes vivaces sont largement dominantes.

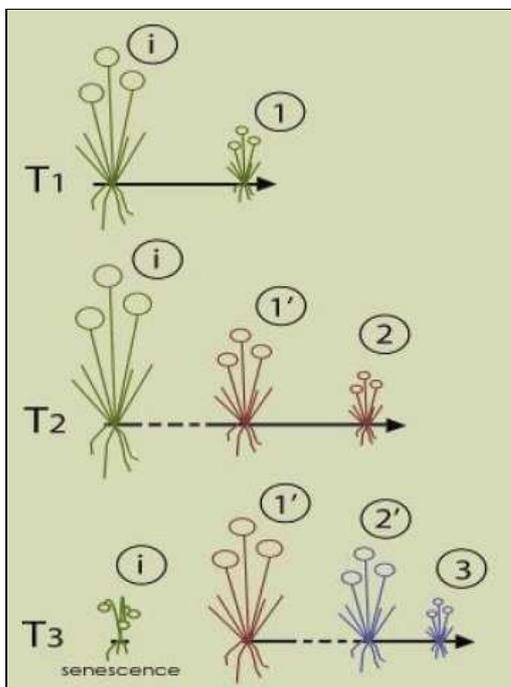


Figure 1.8 – Reproduction clonale à partir d'une tige à croissance horizontale (stolon ou rhizome). L'individu initial (i), issu de la germination d'une graine produit des plantes toutes identiques génétiquement (ramets), qui s'individualisent par dégénérescence ou par autonomisation. Sur le schéma, les couleurs différentes correspondent aux ramets 1' et 2' qui ont pris leur autonomie par rapport à l'individu initial (i). Les nouveaux clones 1, 2 et 3 après s'être rendus autonomes, vont développer de nouveaux ramets qui reproduisent le même processus. T1 à T3 : temps successifs (semaines, mois ou années, selon les espèces considérées). Extrait de Aubert *et al.* (2006).

D'un point de vue physiologique, les plantes résistent au froid et à la déshydratation en produisant des molécules (sucres et protéines) qui protègent les membranes des cellules des

effets du gel. L'excès de lumière est évité grâce à des stratégies d'évitement (cuticule réfléchissante) et de tolérance : l'accumulation d'antioxydants (en particulier la vitamine C) permet de neutraliser les formes réactives de l'oxygène générées par l'excès de lumière blanche ou d'ultra-violet (Aubert *et al.*, 2003).

Tous ces mécanismes d'adaptation permettent aux plantes alpines, et particulièrement à celles qui poussent dans les éboulis de survivre dans un environnement difficile, où l'équilibre morphodynamique est souvent perturbé soit quotidiennement par des processus morphogéniques lents de types gélifluxion soit exceptionnellement par des événements rapides de type coulées de débris ou avalanches. Malgré ces perturbations, les talus d'éboulis sont colonisés par tout un cortège de plantes lithophiles, en quête de territoire à conquérir.

2.2.2- Classification des lithophytes selon les systèmes racinaires

La principale contrainte à laquelle doivent faire face les plantes d'éboulis que nous nommeront lithophytes est l'instabilité du milieu. Les déplacements de débris sur les talus sont le résultat d'apports de matériaux issus des parois amont mais aussi de remaniements saisonniers provoqués par la solifluxion *s.l.*, et par le passage répété des hardes d'isards et de mouflons en nombre important. Les mouvements des matériaux en surface et en sub-surface exercent une pression sélective sur les organismes végétaux. Certaines plantes répondent favorablement à ces perturbations en adoptant un système racinaire approprié. L'éboulis représente alors une mosaïque de micromilieus colonisés soit par des espèces capables de vivre dans le mouvement, soit de plantes profitant de zones stables pour se développer.

Dès le début du 20^e siècle, dans les Alpes, des phytogéographes (Schroeter *et al.*, 1908 ; Van Ufford, 1909) cherchent à mettre en relation le pierrier et sa flore, tenant compte du fait qu'à un certain faciès du pierrier, déterminé par son inclinaison, la taille de ses matériaux, son exposition, son humidité, correspond une association florale déterminée. Ils ont souligné la possibilité de classer les plantes lithophiles selon leur stratégie de survie dans l'éboulis à partir des appareils végétatifs souterrains, considérant qu'ils présentent des adaptations tendant à empêcher que la plante ne soit ensevelie. D'abord C. Schroeter (1908) distingue cinq types dont nous reproduisons les noms en allemand ainsi que leur traduction d'après les recherches d'écologues germaniques ayant travaillé sur les stratégies de survie des plantes en milieu alpin (Franz, 1979 ; Ellenberg, 1986 ; Nachtigall, 1986 ; Jedicke et Jedicke, 1992 ; Pott, 1996). La signification des mots allemands de C. Schröter est construite à partir du mot *schutt* qui signifie débris et des caractéristiques de chaque groupe. Le premier type, nommé *schuttwanderer*, regroupe les plantes qui migrent (de façon passive) avec les débris. Le deuxième, *schuttüberkriecher*, correspond aux plantes qui forment des racines ramifiées sous la surface du sol et se développent par multiplication végétative. Le type *schuttstrecker* désigne les plantes avec des racines longues, parallèles à la surface du sol, qui s'ancrent dans les couches de terre fine en profondeur. Le type *schuttdecker* est associé aux plantes qui recouvrent les débris et donc les fixent. Et enfin, le type *schuttstauer* rassemble les plantes qui forment des touffes ou coussinets solidement ancrés dans le sol et qui opposent une résistance à la migration des débris, ce qui a pour conséquence une tendance à l'accumulation. Cette classification intéresse le géomorphologue en raison des corrélations possibles entre anatomie des plantes et biotope mobile.

Puis L.M.Q. Van Ufford (1909) considère que les types 2 (*schuttüberkriecher*) et 4 (*schuttdecker*), ainsi que les types 3 (*schuttstrecker*) et 5 (*schuttstauer*) de C. Schröter sont difficiles à distinguer et préfère la classification qui suit (Van Ufford, 1909). Les **lithophiles migrants** possèdent des stolons hypogés ou épigés qui parcourent le pierrier parallèlement

à la surface. Si une partie du stolon vient à être détruite, les plantules deviennent indépendantes. C'est le cas de *Crepis pygmaea* L.. Les **lithophiles recouvreurs** ont des rejets épigés qui s'étalent à la surface du pierrier. L.M.Q. Van Ufford donne pour exemple *Saxifraga aizoides* L. qui s'enracinent, forment de petits gazons et participent donc à la fixation du milieu. Ce type radicaire correspond au groupe *schuttdecker* de M. Schröter. De même *Linaria alpina* L. (Mill.), non radicaire, peut être assimilé au groupe *schuttüberkrieker* de cet auteur. La dernière catégorie de L.M.Q. Van Ufford, les **lithophiles ascendants**, ont des rejets émis par la souche hypogée qui percent la couche détritique et forment des pousses feuillées dressées. Il s'agit, entre autre, de *Ranunculus parnassifolius* L.. L'auteur distingue un sous-type qu'il nomme **lithophile fixateur** (*schuttstauer*). Il s'agit de végétaux cespiteux, formant de grandes touffes et dont la partie aérienne inférieure résiste aux mouvements du pierrier et en arrête les matériaux localement. Certes, ces classifications ne s'appuient pas prioritairement sur le mouvement des débris mais plutôt sur l'adaptation des plantes au transit. Elles ont tout de même le mérite de traiter, de manière innovante, des liens entre le végétal et le mouvement de matériaux sur l'éboulis.

Bien plus tard dans les Pyrénées centrales et orientales, P. Somson (1983) distingue les « stratégies migratrices » et les « systèmes sédentaires ». En effet, pour l'auteur, il convenait « de faire la part, parmi les systèmes souterrains, de ceux qui permettent aux végétaux de suivre ou de subir le mouvement et de ceux qui ne le permettent pas » (Somson et Baudière, 1986). Cette classification, pourtant élaborée par un écologue, présente des avantages certains pour le géomorphologue qui souhaite utiliser les plantes comme marqueurs de dynamiques morphogéniques. Elle rappelle la classification de C. Schröter. Parmi les stratégies migratrices, P. Somson individualise :

a- Les **lithophytes migrants par allongement** ont un appareil végétatif souterrain peu ramifié qui s'allonge annuellement en donnant l'impression d'étirer leurs racines dans le sens de la pente avec le mouvement des matériaux. Deux espèces présentes sur les éboulis étudiés sont représentatives de cette catégorie : *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meissn. et *Papaver suaveolens* Lapeyr.. Pour P. Somson et A. Baudière (1986, p.453), ces deux espèces coloniseraient préférentiellement les milieux où sévit une gélifluxion ou une solifluxion active mais de courte durée. Ces critères dynamiques (gélifluxion, solifluxion active) sont cependant imprécis car les auteurs ne détaillent pas les modalités qui leur permettent de définir ces notions. Aucune mesure de vitesse de déplacement de matériaux n'a été réalisée. Seule une description du milieu leur a permis d'aboutir à de telles conclusions. Ces observations ont été faites sur le seul site du Puigmal, donc dans des conditions lithologiques particulières - dans des schistes, entre 2 500 et 2 850 mètres d'altitude - alors que l'aire de répartition de *X. scabra* (Lapeyr.) Meissn. est bien plus étendue et les conditions écologiques et géomorphologiques très variées. Affirmer que l'espèce est préférentiellement associée à des milieux géliflués ou soliflués semble alors très simplificateur.

b- Les **lithophytes migrants par allongement et régénération** possèdent un système souterrain extrêmement ramifié et flexueux. Lorsque les glissements saisonniers surviennent, s'ils sont lents, alors il y a allongement de l'appareil végétatif souterrain, de nouvelles tiges se forment sur celles de l'année précédente recouvertes par les matériaux détritiques. Lorsque les mouvements sont plus importants, les traumatismes ponctuels favorisent la multiplication végétative. *Cerastium pyrenaicum* J. Gay, *Crepis pygmaea* L. et *Galium cometorhizon* Lapeyr. appartiennent à cette classe. D'après P. Somson et A. Baudière (1986, p.453), ces espèces seraient bien "représentées sur les nappes de débris intensément cryoturbés et sur les éboulis assistés par une dynamique périglaciaire active". On peut alors se

demander si ces critères dynamiques (« intensément cryoturbés » et « dynamique périglaciaire active »), purement qualitatifs et là encore non définis par les auteurs, sont suffisants pour affirmer que cette catégorie d'espèces lithophiles est inféodée à un type de formation de pente bien précis et quelle différence peut-on faire avec les qualificatifs du type précédent (gélifluxion, solifluxion active).

c- Dans la catégorie des **lithophytes par multiplication végétative**, on ne présentera que *Doronicum grandiflorum* Lam. var. *pyrenaicum* qui possède de remarquables possibilités de régénération après traumatisme ou fragmentation de l'appareil végétatif, surtout au niveau du rhizome. La mobilité des matériaux impliquerait alors un bouturage plus important. Mais les auteurs ne donnent aucune précision quant au type de mobilité et de milieu morphodynamique.

d- Les **lithophytes indépendants** s'affranchissent des contraintes du mouvement. En cas de glissement, le pied entier est déterré et déplacé plus loin si les conditions édaphiques le permettent. *Ranunculus parnassifolius* (L.) et *Viola diversifolia* (DC.) appartiennent à cette classe.

Dans la catégorie des systèmes sédentaires, certains ont un « appareil végétatif composé de racines fines et densément ramifiées ou de nombreuses racines longues et robustes qui (...) rendent la plante solidaire de son substrat » (Somson et Baudière, 1986, p.454). Les fétuques d'éboulis - *Festuca eskia* Ram., *Festuca gautieri* (Hack.) Richt., *Festuca durissima* (Hack.) - en sont de bons exemples. Ce sont des espèces fixatrices du milieu. D'autres possèdent un système aérien édificateur, c'est le cas du *Senecio leucophyllus* (L.) DC. et de *Juniperus sibirica* Lodd. Ex Burg. La densité et l'enchevêtrement des feuilles retiennent les matériaux fins. L'accumulation de matières organiques à leur pied assure l'installation d'autres espèces.

Ces classifications, basées sur la morphologie du système racinaire en lien avec la dynamique du biotope, aident à mieux comprendre l'évolution de la végétation sur les milieux complexes que sont les éboulis. L'un des objectifs de ce travail est de préciser les conditions géomorphodynamiques qui président à l'adoption de l'une ou l'autre de ces stratégies et donc de dépasser les indications purement qualitatives et peu précises fournies en terme de morphodynamique par les auteurs précités.

2.3- Dynamique de la végétation

L'étude de la dynamique végétale permet d'apprécier le fonctionnement et l'évolution des espèces et des communautés végétales au cours du temps en fonction de contraintes écologiques, climatiques, anthropiques et morphodynamiques. Elle fait appel à plusieurs disciplines complémentaires dont les plus importantes sont la phytosociologie et l'écologie des communautés. Mais pourquoi mettre l'accent sur l'écologie pour traiter du fonctionnement des éboulis ? Nous répondons à cette interrogation par une phrase tirée d'Emberger (1968) qui dit que « la végétation est le miroir du milieu ». En effet, les variations de compositions floristiques peuvent traduire des modifications des conditions écologiques, climatiques ou morphodynamiques des habitats : on ne trouve pas n'importe quoi, n'importe où ! A. Baudière et A.L.M. Bonnet (1963) mettent en avant les relations étroites qui existent

entre les dynamiques végétales et les dynamiques morphogéniques : « La végétation permet de déterminer le degré d'évolution de l'éboulis. Elle est l'expression synthétique du milieu ». D'où l'intérêt de l'approche phytosociologique et écologique pour comprendre le fonctionnement actuel des talus d'éboulis. Nous ne rentrerons pas en détail dans les théories écologiques expliquant les dynamiques de végétation car ce n'est pas notre sujet. Par contre, une présentation succincte de la science phytosociologique s'impose car elle propose une méthodologie pour étudier les habitats naturels et contribuer à leur interprétation écologique. Nous utiliserons donc la phytosociologie pour définir les associations végétales présentes sur les éboulis étudiés et pour décrire leur état écologique en tant que révélateurs de conditions particulières du milieu.

La phytosociologie est née de la géobotanique. Elle oppose deux courants géographiquement distincts. En Europe, C. Flahault (1901) et J. Braun-Blanquet (1915) développent la discipline. J. Braun-Blanquet introduit d'ailleurs la notion d'espèces caractéristiques pouvant révéler par leur présence une écologie particulière. Aux Etats-Unis, les travaux de F.E. Clements (1916) formalisent l'écologie des successions végétales. L'auteur introduit la notion de climax. L'ouvrage de F.E. Clements (1920) développe l'idée de base selon laquelle chaque plante est l'expression précise de conditions écologiques données (Bouzillé, 2007). Dès le début du 20^e siècle, l'optique américaine considère les plantes comme indicateurs potentiels du milieu. À l'heure actuelle, face aux problèmes posés par l'évolution de la biodiversité, on assiste à une convergence internationale des approches au sein de l'I.A.V.S. (*International Association Vegetation Science*).

L'identification des associations des éboulis oriento-pyrénéens tient compte de l'approche sigmatiste de Braun-Blanquet (1948) mais aussi des travaux menés ultérieurement par A. Baudière et A.L.M. Bonnet (1963) et plus récemment des synthèses phytosociologiques rédigées dans le cadre de la directive européenne « Habitats ». Ces classifications sont développées dans la présentation biogéographique du chapitre 2.

Précisons tout de même que la dynamique de l'éboulis passe par trois étapes : colonisation, puis fixation de l'éboulis et enfin emprise de la pelouse. À chaque étape de cette évolution correspond une végétation particulière, des espèces adaptées aux conditions morphodynamiques. Mais un même éboulis peut héberger à la fois des faciès à lithophytes migrants et des faciès à lithophytes stabilisateurs. L'interpénétration de ces deux types de faciès prédit une fixation relative du milieu. Cela implique généralement que les remaniements de matériaux soient moins nombreux et/ou de plus faible ampleur, d'où une tendance à la stabilité. Le stade suivant correspond à la pelouse climacique, que l'on observe en premier lieu sur les marges de l'éboulis, avec une emprise « centripète ». Dans le cas où le milieu est déjà stabilisé, une végétation pionnière envahit l'éboulis inactif, participant grâce à son pouvoir édificateur de sol, à l'installation de la pelouse. En milieu subalpin, la dynamique est plus complexe, liée aux facteurs morphoclimatiques et à l'histoire anthropique du milieu. Généralement, en versants nord, s'installent d'abord les fougères puis les arbrisseaux de type rhododendrons, viennent ensuite les espèces arborées. En versants sud, les éboulis stabilisés sont d'abord colonisés par les fétuques puis par les espèces arbustives (genêts, genévriers) et enfin par les pins à crochets.

La végétation des éboulis réagit aux modifications apportées à ce milieu complexe. Sur les versants enherbés de l'espace supraforestier des Pyrénées orientales, à la suite des travaux de G. Soutadé (1980), A. Baudière et T. Gauquelin (2005) observent une évolution récente de la végétation qui se traduit par un développement des nappes de débris au détriment de la pelouse alpine. Ce phénomène s'expliquerait par un changement climatique dont la caractéristique majeure serait la réduction des précipitations nivales, ayant pour conséquence une plus grande efficacité des dynamiques périglaciaires. Les versants

d'ébouilisation représentent des laboratoires *in situ* pour observer les changements globaux actuels.

3- Thèmes, problématiques et objectifs

3.1- Un sujet « banal en apparence, mais plus compliqué qu'il en a l'air » (Francou, 1993)

Les versants d'ébouilisation sont toujours présents dans la haute montagne supraforestière. Ils y occupent d'ailleurs une place considérable. Pour le seul département français des Pyrénées-Orientales, les éboulis et autres formations caillouteuses représentent 18 % de l'espace supraforestier, qui lui-même occupe 511 km² soit 12,5 % de la surface départementale. Ces valeurs, calculées par photo-interprétation et analyse dans un S.I.G. (MapInfo), représentent les surfaces projetées. Ces formations de pente sont présentes dans des conditions très variées : lithologie, pente, exposition, dénivelé... Le choix de s'intéresser particulièrement à ces « piles coniques de détritiques brillamment colorés qui s'élèvent en pente rapide vers la montagne » (Darwin *in* Francou, 1993) et aux espèces végétales qui les fréquentent repose sur deux raisons principales.

La première raison est personnelle. Elle est le résultat de l'intérêt porté depuis de nombreuses années à la montagne, en tant que paysage et support de toute une biocénose particulière. C'est à partir de connaissances naturalistes, dans les domaines de l'écologie et de la biologie, que nous nous sommes intéressées aux plantes d'altitude et en particulier à une espèce relique, spécialisée pour vivre dans le mouvement (Somson, 1986 ; Baudière, 2000) : *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meisn. L'approche géographique nous a naturellement incitée à étudier son support, l'ébouilis et les relations que les deux objets entretiennent entre eux (Huc, 2004). Milieu difficile d'accès, souvent isolé et peu touché par les activités humaines, les versants d'ébouilisation en sont d'autant plus attractifs. Mais comme le dit B. Francou (1993), « il n'est pas nécessaire d'être masochiste pour aimer les éboulis ». Le seul plaisir de les étudier pour leur simplicité de forme et leur complexité de fonctionnement suffit au chercheur. C'est ainsi qu'est née l'envie d'étudier ces formes et les plantes qui les colonisent.

Mais ce n'est pas le seul motif. La seconde raison est d'ordre méthodologique. Après de nombreuses recherches bibliographiques, il s'est avéré que les travaux biogéographiques et géomorphologiques concernant les versants d'ébouilisation des Pyrénées orientales étaient peu nombreux. En effet, ce n'est réellement qu'au 20^e siècle, lorsque les conditions d'accès à la haute montagne se font plus commodes, grâce notamment à la création des stations de ski facilitant la marche d'approche, que les études se succèdent. Dans les Pyrénées orientales, quelques travaux géomorphologiques portent sur la haute montagne et ses modelés froids hérités ou actuels. Les plus importants pour nous sont ceux de G. Soutadé sur les modelés et dynamiques supraforestières des versants d'ébouilisation du Canigou, du Puigmal et du Carlit (1971, 1973, 1975b, 1980) ; mais cette thèse ne traite que très marginalement des éboulis. On peut aussi citer D. Auriol *et al.* (1972) sur les modelés périglaciaires du massif du Carlit, D. Serrat (1977) sur le périglaciaire d'altitude espagnol, A. Gomez-Ortiz (1987) et enfin Ph. Allée (1983) sur les versants du Haut-Vallespir. Aucun des auteurs cités n'a fait de l'ébouilis l'essentiel de ses préoccupations scientifiques. Botanistes et écologues parcourent aussi les formations de pente à la recherche de plantes rares. Les travaux d'A. Baudière et A.L.M. Bonnet (1963), de P. Somson (1983) et de L. Serve (1989) ont élargi les connaissances sur

l'écologie des plantes de cette haute montagne supraforestière. À partir des années 1970, botanistes et géomorphologues s'associent de manière à confronter et enrichir leurs domaines d'étude dans un travail pluridisciplinaire : A. Baudière, L. Serve et G. Soutadé (1979 ; 1985) ont mis en avant l'utilisation des deux sciences de manière complémentaire pour étudier les milieux supra-forestiers, *plas* et formations de pentes. À cette époque, l'approche est avant tout descriptive bien que certain (Serve, 1989) introduise déjà quelques mesures quantitatives.

La voie était donc ouverte. Les travaux pluridisciplinaires d'A. Baudière, G. Soutadé, L. Serve et P. Somson ont servi d'incitation, vingt-cinq ans plus tard, à une étude quantitative des dynamiques végétales et morphogéniques sur les éboulis, même si ce thème n'est pas porteur et peu étudié à travers le monde aujourd'hui. En effet, dans le contexte du *global change*, les recherches se tournent davantage vers les glaciers rocheux et le pergélisol, les versants et les *debris-flows* plutôt que vers les éboulis et les lithophytes. Pourtant, les éboulis constituent aussi des indicateurs des modifications climatiques, tant d'un point de vue phytogéographique (Arquès, 2005 ; Baudière et Gauquelin, 2005) que morphodynamique (Jomelli, 2007 ; Jomelli *et al.*, 2003 ; 2007a). Malgré ce désintérêt relatif de la communauté scientifique internationale, nous estimons que ces formations de pente méritent une attention particulière. La complexité de leur fonctionnement nécessite une approche systémique globale, prenant en compte les interactions entre les données géomorphologiques, climatologiques et biogéographiques.

3.2- Choix spatial et temporel

L'espace géographique sélectionné représente la partie orientale des Pyrénées, non pas le seul département français des Pyrénées-Orientales mais par extension la zone climatique à influence méditerranéenne englobant aussi une partie de l'Andorre et la Serre de Cadi en Espagne. Les éboulis étudiés se situent dans un contexte bio-morpho-climatique particulier, puisqu'il s'agit de versants d'éboulisation situés au-dessus de la limite supérieure de la forêt et dans un espace antérieurement touché par l'emprise glaciaire würmienne. Cet espace inclut donc le domaine des éboulis post-glaciaires essentiellement d'âge holocène, qui s'adosent à des versants hérités de l'action glaciaire : pied de parois d'auges raides et, principalement, murailles de cirques. Ces éboulis sont présumés subactifs (Soutadé, 1980) et souvent en voie de colonisation par la végétation herbacée voire arbustive. Ainsi, ni les versants d'éboulisation supra-glaciaires, fort restreints et limités à quelques pyramides rocheuses plus ou moins régularisées que l'on présume avoir toujours émergé des glaciers, ni les éboulis situés à l'étage forestier dont le fonctionnement récurrent a pu s'amorcer précocement dans le Quaternaire et qui sont en général hérités et fixés, ne sont pris en compte. Les éboulis étudiés sont répartis sur l'ensemble des massifs oriento-pyrénéens, dans des contextes morphologiques et lithologiques variés.

L'échantillonnage des talus d'éboulis à instrumenter a suivi quatre étapes (fig. 1.9). La première a consisté en un pré-zonage, à partir de cartes géologiques et topographiques, et de photographies aériennes, afin de localiser les formations superficielles de pente correspondant à des versants d'éboulisation, et de repérer les différents ensembles lithologiques. La deuxième étape a été de cartographier les limites de l'espace supraforestier et de l'emprise glaciaire würmienne. Cette cartographie sert de cadre biogéographique et géomorphologique. Dans l'étape trois, nous avons répertorié les versants d'éboulisation et dressé leur typologie en prenant en compte les formations associées (paroi, glacier rocheux) à partir de cartes topographiques et d'orthophotos, tout en se référant aux limites précédemment identifiées.

Une analyse thématique réalisée sur S.I.G. à partir d'une base de données a permis de mettre en évidence la distribution de ces versants d'éboulisation dans l'espace. La dernière étape a consisté à sélectionner neuf éboulis à instrumenter. La méthodologie est présentée dans le chapitre 2.

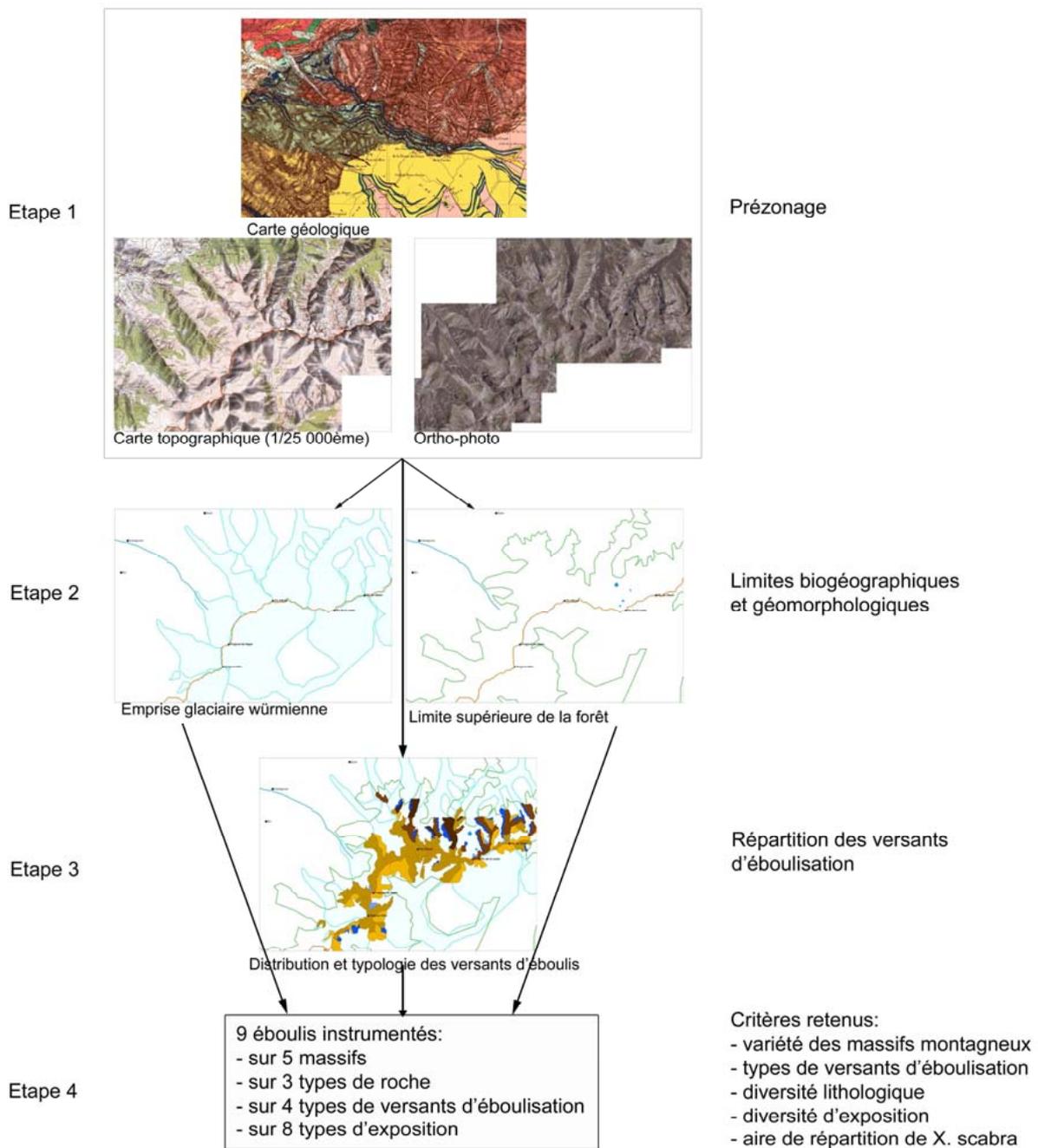


Figure 1.9 – Démarche suivie pour l'échantillonnage des éboulis instrumentés dans le but d'étudier les dynamiques morphogéniques saisonnières. Les différentes étapes sont signalées par les chiffres 1 à 4.

Les éboulis échantillonnés sont instrumentés afin de réaliser des mesures quantitatives des dynamiques morphogéniques saisonnières. Plusieurs critères ont servi à sélectionner les talus d'éboulis : la variété des massifs montagneux, les types de versants d'éboulisation (éboulis à corniche continue, éboulis à paroi découpée, versants en voie de régularisation ou réglés), la diversité lithologique, la diversité d'exposition et l'appartenance à l'aire de répartition d'une plante endémique des Pyrénées orientales, *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meissn. qui sert d'outil de mesure et d'indicateur morphogénique. Un seul cas déroge à ce dernier critère : l'éboulis du Pérac. En effet, l'absence de *X. scabra* sur le massif du Carlit limitait l'étude aux secteurs essentiellement méridionaux (sauf pour l'Andorre). La présence de nombreux versants d'éboulisation dans un contexte climatique légèrement différent sur ce massif nous semblait justifier le choix d'un éboulis à instrumenter dans ce secteur. Un autre critère plus pratique a aussi été pris en compte. C'est celui de la facilité d'accès aux sites : temps de marche et dénivellation ont été déterminants pour « rentabiliser » les sorties. Ainsi, on exclut les sites trop éloignés (> 3 heures de marche d'approche et > 1 000 mètres de dénivelée). En hiver, une autre contrainte intervient, c'est la traversée de zones à risques d'avalanches. Toutes ces contraintes ont influencé quelque peu le choix des sites instrumentés. De plus la pression d'observation est variable selon les éboulis, plus importante sur les cônes du Malaza pour lesquels nous avons consacré quasiment un quart du temps passé sur le terrain et très faible sur le tablier du Col d'Arènes en Andorre.

Ainsi trois échelles spatiales sont prises en compte (fig. 1.10) : 1- les massifs, pour lesquels nous réalisons une cartographie des versants d'éboulisation mettant en évidence la distribution des formes, 2- les versants d'éboulisation que nous considérons comme des géosystèmes (cf. chapitre 2), 3- les neuf éboulis sélectionnés qui s'inscrivent dans les hauts massifs méridionaux (Canigou, Puigmal-Carança et Serre de Cadi) et septentrionaux (Carlit et Nord Andorre) des Pyrénées orientales entre 2 150 et 2 850 m d'altitude (cf. chapitre 4).

Les échelles temporelles s'organisent aussi en trois niveaux (fig. 1.10). L'échelle pluriannuelle est fondamentale dans notre travail. Elle correspond aux trois années de mesures sur le terrain. Nous avons réalisé une étude stationnelle croisant les paramètres microclimatiques, biogéographiques et morphodynamiques de manière à obtenir des mesures permettant d'évaluer le transit des débris sur les talus d'éboulis. À cette échelle, ce sont essentiellement les processus progressifs qui sont pris en compte car des événements exceptionnels n'ont guère de chance de se produire sur les neuf sites étudiés. À l'échelle pluriséculaire et historique, nous tentons de replacer les versants d'éboulisation dans un contexte plus large. Mais nous n'avons pas réellement les moyens d'aborder ce pas de temps faute d'archives utilisables. Seules quelques données ponctuelles permettent de l'envisager. Enfin, l'échelle pléistocène permet d'aborder la déglaciation des parois depuis le Würm supérieur et leur histoire ultérieure au Tardiglaciaire et à l'Holocène. Mais cette échelle a été, elle aussi, peu explorée et essentiellement pour mettre en perspective nos versants d'éboulisation sur le long terme.

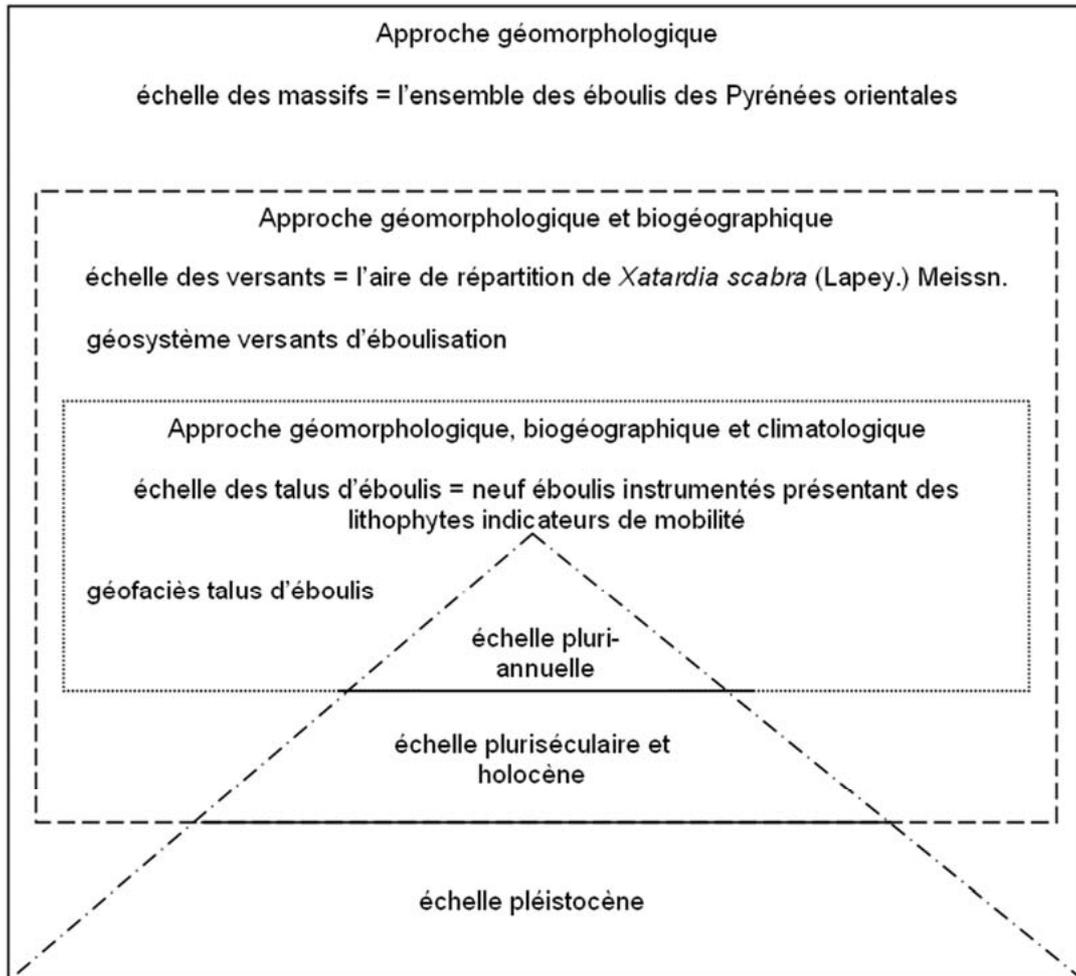


Figure 1.10 – Cadre spatio-temporel représenté par trois échelles spatiales (celles des massifs, des versants et des éboulis) et trois échelles temporelles (celles du temps holocène, historique et actuel, le Quaternaire n'étant pas pris en compte dans l'étude).

3.3- Démarche d'analyse du géosystème d'éboulisation

3.3.1- Lacunes passées et nouveaux apports

De nombreux versants d'éboulisation des Pyrénées orientales ont été explorés par les botanistes et géomorphologues. Le tableau 1.2 présente les travaux plus ou moins anciens qui ont contribué à apporter de nouvelles connaissances sur le sujet que ce soit d'un point de vue purement structural, morphodynamique ou écologique. La plupart des études géomorphologiques sont très générales et ne traitent que très sporadiquement des éboulis (Biro, 1937 ; Serrat, 1977 ; Gomez-Ortiz, 1980, 1987 ; Calvet, 1996). Même le travail de G. Soutadé (1980), qui représente pourtant une référence en matière de morphodynamique périglaciaire supraforestière pour les Pyrénées orientales, laisse peu de place aux éboulis, seulement 10 % de sa thèse concernant directement ce type de modelé. De plus, l'auteur a essentiellement présenté les éboulis transits et réglants en laissant de côté les éboulis

surmontés par une paroi pourtant largement présents dans le massif de Carança. Son échantillonnage est réduit puisque seuls les panneaux d'éboulis du Carlit et des hautes vallées du Puigmal ont été traités. De plus, les études écologiques ou géomorphologiques (Baudière et Serve, 1971 ; Soutadé, 1980 ; Somson, 1983 ; Serve, 1989) ont abordé l'étude des versants d'ébouilisation par une approche essentiellement descriptive et globale des milieux et des plantes qui les colonisent. Très peu de mesures ont été réalisées (Serve, 1989).

La présente étude a donc pour objectif principal d'apporter des éléments nouveaux sur la connaissance générale des systèmes d'ébouilisation dans les Pyrénées orientales : distribution et caractérisation de ces formations de pente à l'échelle de la zone d'étude, fonctionnement général actuel et si possible sur une plus longue période (Holocène) à partir d'un échantillon représentatif et sur une plus grande quantité de sites de mesures. Notre approche est essentiellement quantitative et saisonnière. L'apport principal réside dans la double compétence écologique et géomorphologique. En effet, l'intérêt d'étudier conjointement la végétation et les mécanismes morphodynamiques est double : il s'agit d'apprécier le degré d'activité actuel des éboulis et d'améliorer les connaissances sur les espèces végétales lithophiles qui les colonisent : nous verrons comment les deux disciplines s'interconnectent et se complètent.

Tableau 1.2 – Principaux axes de recherche développés sur la thématique des versants d'ébouilisation dans les Pyrénées orientales depuis le début du 20^e siècle.

Discipline	Auteur	Zone étudiée	Thème
Géomorphologie	G. Viers (1961, 1963, 1966, 1971)	Pyrénées (tous les massifs)	morphologie glaciaire
Ecologie	J. Braun-Blanquet (1948)	montagne oriento-pyrénéenne (tous les massifs)	groupements des éboulis et pierriers (calcaires et siliceux)
Ecologie	A. Baudière (1963, 1971, 1990)	espace supra-forestier	systèmes phytomorphogéniques, Ecologie et végétation
Géomorphologie	D. Serrat (1977)	Pyrénées orientales	morphologie glaciaire et périglaciaire
Géomorphologie	Ph. Allée (1983)	Haut Vallespir	dynamiques de versants (Würm, Holocène et Actuel)
Géomorphologie	G. Soutadé (1980)	espace supra-forestier (tous les massifs sauf Madrès)	systèmes phytomorphogéniques, dynamiques morphogéniques actuelles et holocènes
Ecologie	P. Somson (1983)	Pyrénées occidentales et orientales (Puigmal)	végétation de pierriers et éboulis
Géomorphologie	A. Gómez-Ortiz (1987)	Cerdagne et Alt Urgell	modèles glaciaires et périglaciaires
Ecologie	L. Serve (1989)	étage alpin (tous les massifs sauf Madrès)	écologie des groupements végétaux

3.3.2- Problématique et démarche de l'étude

Les travaux géomorphologiques réalisés sur les éboulis des Pyrénées orientales sont restés très descriptifs et qualitatifs. Les travaux de G. Soutadé (1980) apportent de nombreuses connaissances, notamment sur la dynamique des talus d'éboulis. En effet,

l'auteur considère que les éboulis périglaciaires sont subactifs. À partir de cette constatation purement qualitative, nous proposons d'**apprécier le degré d'activité de ces éboulis par une approche quantitative et au-delà, le fonctionnement global de ces géosystèmes d'ébouilisation ainsi que leur évolution au cours du temps**. Quatre problématiques sous-jacentes se rattachent à ce questionnement :

1- Quels types de versants d'ébouilisation (forme du géosystème) occupent la partie orientale des Pyrénées et comment se répartissent-ils dans l'espace ?

2- Le micro-climat d'altitude est-il favorable à l'ébouilisation et à l'alimentation des talus comme dynamique de ces derniers ?

3- Existe-il des plantes lithophiles indicatrices du degré d'activité des talus d'ébouilisation qui pourraient servir d'outil de diagnostic et de quantification de la mobilité des versants ?

4- Quelle est la part des dynamiques lentes et saisonnières, et des dynamiques rapides et exceptionnelles dans le bilan global pour les talus d'ébouilisation ?

Une dernière question marginale et pourtant d'actualité : les éboulis mobiles supra-forestiers constituent-ils des indicateurs des changements climatiques actuels ?

Pour répondre à ces questions, nous proposons une démarche pluridisciplinaire (fig. 1.11) associant géomorphologie et écologie (Baudière et Soutadé, 1985 ; Soutadé et Baudière, 1973a, 1973b ; Soutadé *et al.*, 1982). La présente étude a donc pour objectif de poursuivre les investigations de ces auteurs en mettant l'accent sur l'apport de mesures quantitatives en lien avec les dynamiques de versants. On croise alors la géomorphologie dynamique et la biogéographie voire la climatologie de manière à mieux saisir la dynamique actuelle des versants d'ébouilisation, à la fois les phénomènes lents et les processus rapides. Nous cherchons aussi les liens qui existent entre les dynamiques morphogéniques et les plantes associées dans le système ébouilisation.

Dans un milieu aussi complexe, il convient de prendre en compte plusieurs échelles spatiales et temporelles de manière à ne négliger aucun paramètre. Nous nous appuyons d'ailleurs sur les différents niveaux d'organisation de l'espace basés sur l'étude du paysage afin de réaliser un échantillonnage stratifié. L'utilisation des techniques d'information géographique permet de représenter et de caractériser les éboulis dans l'espace. L'analyse statistique permet ensuite de traiter les nombreuses données obtenues à partir des mesures de terrain. Cette étude repose avant tout sur un travail géomorphologique mais il est important de souligner l'esprit écologique de cette thèse, élément indispensable pour traiter des interactions entre le milieu physique et biologique. La vision naturaliste a permis d'apprécier le milieu dans sa globalité et dans son intégrité et non de le segmenter en paramètre biotique d'une part et abiotique d'autre part, même si l'organisation de ce manuscrit nécessite une organisation thématique.

Précisons que le détail des méthodologies utilisées est explicité dans les chapitres qui suivent. Même si nous avons envisagé l'ensemble du géosystème d'ébouilisation, seuls les talus d'ébouilisation et les dynamiques lentes ont fait l'objet d'une analyse systématique approfondie. Les dynamiques rapides ont été traitées plus sommairement car elles sont beaucoup plus difficiles à saisir à l'échelle temporelle de cette étude et avec les moyens d'investigation dont nous disposons.

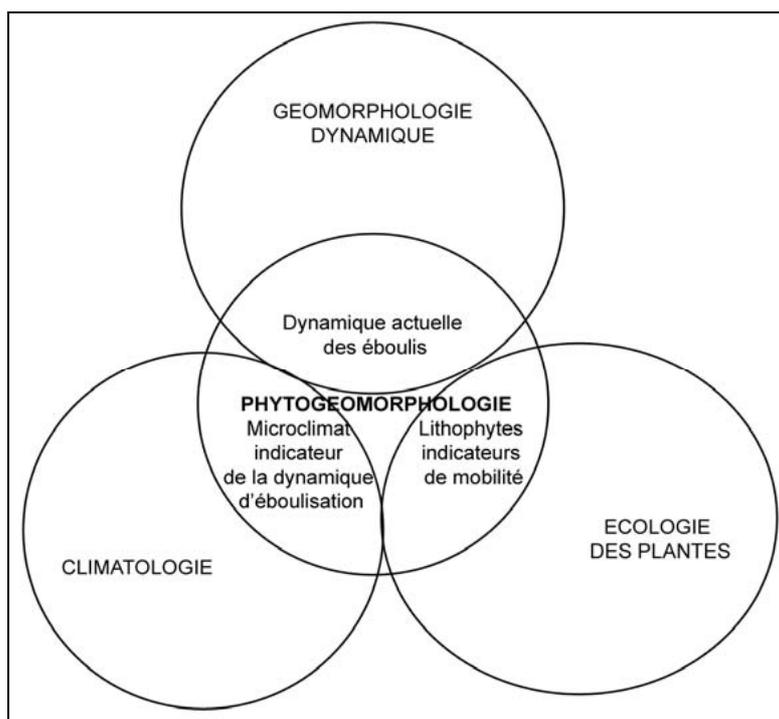


Figure 1.11 – Démarche pluridisciplinaire basée sur une approche naturaliste, associant les apports de la géomorphologie dynamique, de la climatologie et de l'écologie végétale pour étudier le système complexe que constitue l'éboulis.

L'éboulis constitue un objet de recherche sur lequel de nombreuses interrogations subsistent, notamment dans les Pyrénées orientales. Il est le support de nombreuses espèces végétales, aux particularités physiologiques et anatomiques, qui supportent les contraintes du milieu et peuvent être considérées comme des outils pour le phytogéomorphologue. Après avoir défini le cadre scientifique, dans ses dimensions physiques et biologiques, nous proposons, dans le chapitre qui suit, une présentation des caractéristiques géomorphologiques et biogéographiques du secteur d'étude.

Chapitre 2

-

Le cadre géomorphologique et biogéographique

Ce chapitre présente le cadre géographique de l'étude entreprise, dans sa dimension physique et biologique. Plusieurs massifs de la partie orientale des Pyrénées ont servi de supports aux travaux réalisés sur les versants d'éboulisation. Chacun de ces massifs est original par sa situation géographique, son histoire paléoclimatique et son paysage végétal. Pour ces raisons, nous proposons au lecteur un tour d'horizon des principales caractéristiques géomorphologiques et biogéographiques des secteurs étudiés.

Dans un premier temps, nous traitons de la place occupée par les versants d'éboulisation dans les volumes de reliefs supraforestiers. L'objectif est de proposer au lecteur une description des caractéristiques morphologiques et paléo-climatiques de la zone d'étude afin de mieux comprendre le fonctionnement actuel des versants d'éboulisation. Pour cela, une analyse lithologique des massifs étudiés permet d'appréhender le comportement des roches dans la dynamique morphogénique de haute altitude. Puis nous nous intéressons à l'évolution morphoclimatique afin de déchiffrer l'histoire du façonnement des versants depuis le Würm. Enfin, une analyse spatiale des géosystèmes d'éboulisation permet de saisir la distribution des géofaciès éboulis et glaciers-rocheux dans la zone étudiée.

Dans un second temps, le cadre biogéographique du secteur d'étude est posé. Une analyse paysagère met en évidence la place occupée par les associations végétales d'éboulis et de leurs marges grâce à des illustrations phyto-géographiques. Une description de leur couverture biologique actuelle est réalisée à partir des données bibliographiques ; sans oublier la faune qui participe aussi au fonctionnement des talus d'éboulis.

1- La place des versants d'ébouilisation dans les volumes de reliefs supraforestiers

1.1- Cadres lithostructuraux

Plusieurs travaux géologiques et géomorphologiques ont fait le point sur le cadre lithostructural des Pyrénées orientales (Biro, 1937 ; Autran et Guitard, 1957, 1968 ; Cavet, 1959 ; Guitard, 1970 ; Lagasque, 1971 ; Llac, 1973 ; Serrat, 1977 ; Soutadé, 1980 ; Allée, 1984 ; Calvet, 1996). L'architecture du bâti structural et la fragilité potentielle des roches permettent d'apprécier la capacité des parois et affleurements rocheux à produire des débris à différentes échelles de temps et d'espace. Les ensembles montagneux étudiés se sont formés soit dans le bâti hercycien, composé principalement de gneiss et de granite, homogène et résistant qui occupe une large place soit dans ce même bâti hercynien, dans d'épaisses séquences schisto-gréseuses beaucoup plus friables, soit enfin dans de puissantes assises carbonatées de la couverture plissée méso-cénozoïque, mais aussi de la zone axiale hercynienne (calcaires et marbres *s.l.* du Dévonien). Leur degré de résistance/fragilité varie en fonction de nombreux critères et constitue un paramètre très important pour comprendre le comportement des roches face aux processus en jeu dans un contexte périglaciaire de haute altitude.

1.1.1- Les ensembles morphostructuraux

Les grands reliefs des Pyrénées orientales s'organisent de part et d'autre du long sillon déprimé suivi par la Têt et le Sègre. Au sud, des blocs allongés se distinguent, le massif Canigou-Puigmal à l'est, la Tossa d'Alp au centre et la Serre de Cadi à l'ouest. Au nord, plusieurs massifs sont séparés les uns des autres par de grandes vallées ou une haute plaine pour le Capcir. D'est en ouest se présentent les massifs du Madrès, du Carlit, du Campcardos - Sud Andorre et du Nord Andorre.

1.1.1.1- Les chaînons méridionaux

Deux grandes unités homogènes d'un point de vue structural et lithologique s'individualisent. D'une part, le massif Canigou-Puigmal (fig. 2.1), situé en France, représente un vaste dôme allongé de gneiss avec ses enveloppes micaschisteuses. D'autre part, côté espagnol, la Tossa d'Alp est un petit massif qui se singularise par la présence de calcaire dévonien, et la Serre de Cadi (fig. 2.2), un ensemble calcaire nummulitique formant une unité compacte. Ces deux entités espagnoles présentent une dissymétrie N-S due à la géométrie des volumes et au plan du réseau hydrographique : un front nord particulièrement escarpé et un front sud aux pentes plus douces qui se termine dans la masse des chaînons prépyrénaïens. Les modes de drainage différents confèrent une architecture aux versants nord et sud très dissemblable. Une dissection en vallées rectilignes au nord fournit des serres parallèles ; un drainage en réseau hiérarchisé au sud crée des vallées affluentes.

Le massif de Carança est situé à l'est du massif du Canigou. Il est limité à l'est par la Portaille de Mantet et à l'ouest par la ligne de crête allant du Cambre d'Aze au pic d'Eyne

(Soutadé, 1980, p. 28). De la vallée de Planès à celle de l'Alemanya, les unités orographiques sont petites, à l'exception de la vallée de la Carança.

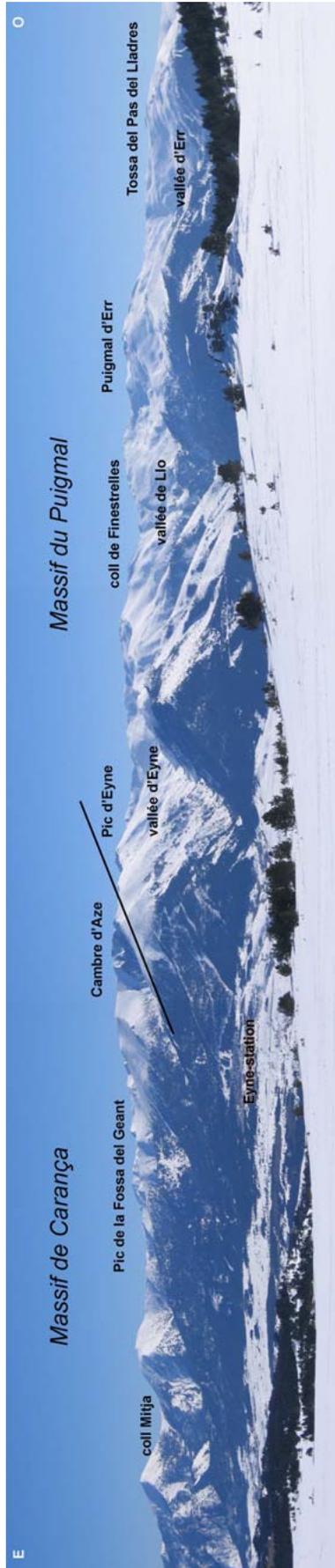


Figure 2.1 – Panorama sur les massifs de Carança à l'est et du Puigmal à l'ouest. La ligne de crête allant du Cambre d'Aze au pic d'Eyne sépare les deux massifs avec à l'est des formes vigoureuses et à l'ouest des croupes convexes et des plas d'altitude.



Figure 2.2 – Panorama sur les chaînons méridionaux. On observe quatre unités structurales et lithologiques avec les gneiss du massif de Carança, l'enveloppe schisteuse du Puigmal, l'assise de calcaire dévonien de la Tossa d'Alp et de la Serre de Cadi en Espagne.

La lithologie dominante est le gneiss qui prend plusieurs formes (types G1, G2 et G3) ; il s'agit de gneiss ocellés en général assez grossiers et à foliation assez fruste pour le faciès G2 très dominant. La série primaire y est formée de micaschistes en alternance irrégulière avec des bancs de marbre. Le versant méridional est essentiellement formé de séries schisteuses et flyschoides. Ce massif est caractérisé par des modelés de type alpin selon M. Calvet (1996, p. 38) avec de « longues arêtes rocheuses et aiguës, pics en forme de horn, grandes parois de cirque et auge mais aussi hautes croupes convexes ou aplanies (Dona et Cambre d'Aze) et serres émoussées ». Les formes vives et acérées sont essentiellement d'origine lithologique et cantonnées aux gneiss, aux micaschistes et aux marbres de la base de l'enveloppe paléozoïque. L'espace supraforestier est largement occupé par des versants d'éboulisation. Dans les gneiss, les talus d'éboulis sont le plus souvent surmontés d'une paroi alors que, dans les roches schisteuses, les versants régularisés ou en voie de régularisation dominant. La limite avec le massif du Puigmal est marquée par la différence d'orientation des bassins versants supraforestiers. À l'est de la crête allant du Cambre d'Aze au Pic d'Eyne, les vallées sont orientées globalement nord-sud. Par contre à l'ouest, les directions sont franchement obliques avec un axe préférentiellement nord ouest - sud est (Soutadé, 1980).

Dans le massif du Puigmal, les formes générales sont moins heurtées que dans la Carança en raison de la monotonie des séquences schisteuses flyschoides et de la plus grande rareté des accidents tectoniques majeurs (Soutadé, 1980, p. 57). Trois zones peuvent être identifiées : 1- la zone des schistes verdâtres et pélites jusqu'à l'ouest de la haute vallée d'Err, de la Serre de l'Artigue à la Tosse, 2- la zone de la chlorite de la rivière d'Err au Sègre supérieur et 3- la zone de la biotite du col de Finestrelles au point de contact avec les gneiss. Cela donne un modelé de croupes convexes, de serres très émoussées et de versants qui se raidissent vers le fond des talwegs, ainsi qu'un très bel ensemble de *plas* en position culminante à l'ouest du massif. Sur ce massif, la fréquence des éboulis réglants et la rareté des chicots rocheux donnent un aspect émoussé. D'ailleurs, d'après G. Soutadé (1980, p. 57), les versants supérieurs à 30° occupent un peu plus de la moitié de l'espace supraforestier. Mais ils ne sont jamais très longs et sont rapidement relayés par de vastes étendues plus ou moins planes.

La Serre de Cadi, qui appartient à la couverture plissée post-hercynienne, forme un ensemble à l'architecture différente, en forme de bloc rectangulaire. Elle a un aspect très compact et élevé, à plus de 2 000 m d'altitude. Ce massif est extrêmement dissymétrique. Le versant nord très escarpé est constitué de parois verticales hautes de 400 à 600 m découpées par des couloirs vertigineux, les *canals* qui permettent d'accéder à la crête, ou bien par des niches semi-circulaires qui échancrent la paroi. Le versant méridional est plus faiblement incliné formant de grands versants plans émoussés. Le massif est un gigantesque crêt tourné vers le nord, bâti dans des assises de calcaire reposant sur les marnes rouges. Les versants d'éboulisation sont nombreux en versant nord, au pied des grandes corniches rocheuses. Ils sont généralement bloqués à l'aval par la forêt ou par les moraines.

1.1.1.2- Les bastions septentrionaux

Ces unités montagneuses ont des formes massives. Elles sont constituées d'ensembles structuraux et lithologiques très hétérogènes appartenant à la zone axiale. D'ouest en est, se distinguent les massifs de Nord Andorre, de Campcardos-Sud Andorre, du Carlit et du Madrès-Dourmidou. Mais pour notre propos, seul le petit massif du Nord d'Andorre sur l'Estanyo et le massif du Péric au sein du massif du Carlit *s.l.* retiennent notre attention.

Le massif du Péric se situe à l'intérieur du grand massif du Carlit *s.l.* qui s'étend sur plus de 20 km, de la vallée du Carol au sud-ouest à celle du Galbe au nord-est. D'une superficie de 7 km², il s'étend à l'est de l'Oriège et jusqu'au pic de Mortiers au-delà du couloir de la Grave (Soutadé, 1980, p. 34). Les sommets situés sur ce massif (Pic Péric, 2 810 m) sont globalement un peu moins élevés que dans celui du Carlit *s.s.* (Pic Carlit, 2 921 m). La lithologie est représentée par des micaschistes très quartzeux du Paléozoïque. De vastes cirques très ouverts présentent des planchers dominés par des parois de forte déclivité. Les versants d'éboulisation dominent le paysage même s'ils sont relativement courts en raison du plateau situé en aval, vers 2 300-2 400 m, ponctué de nombreux lacs et largement boisé (fig. 2.3).

Le grand ensemble du Nord d'Andorre est formé de matériels cambro-ordoviciens, très métamorphiques. Il occupe un espace compris entre le Valira du Nord à l'ouest et le riu de la Coma à l'est. Le Casamanya délimite la bordure méridionale. L'originalité de ce massif réside dans la grande variété des formations lithologiques. Le secteur qui nous concerne présente un contact géologique entre les calcaires dévoniens de Casamanya au sud et les schistes de la Serre de l'Estanyo au nord (fig. 2.4). Ainsi les modelés plutôt mous aux longs versants schisteux s'opposent aux arêtes plus vives des calcaires.



Figure 2.3 – Secteur est du massif du Péric avec les étangs des Camporeils au premier plan.



Figure 2.4 – Contact géologique entre les calcaires de Casamanya et les schistes de la Serre de l'Estanyo dans le massif de Nord Andorre.

1.1.2- Le matériel lithologique

La forme des reliefs et leur évolution géomorphologique sont intimement liées à la capacité des roches à résister aux différentes formes d'altération. L'étude de la fragilité et de la résistance des roches s'avère donc indispensable pour comprendre le façonnement des modelés de la haute montagne oriento-pyréenne au cours du temps. Dans les secteurs étudiés, P. Birot et G. Guitard (1971), J.J. Lagasquie (1978), G. Soutadé (1980) et M. Calvet (1996) ont déjà largement abordé ce sujet. G. Soutadé (1980) a fait procéder à des expériences de gélifraction en laboratoire dans l'optique d'étudier la résistance des roches face à la fragmentation mécanique par le gel. Dans la lignée de ses travaux, nous cherchons aussi à mettre en évidence, sur la base des données bibliographiques, la fragilité des roches vis-à-vis des processus mécaniques de fragmentation (gélifraction, gélidisjonction, détente, hydratation...), de manière à apprécier les possibilités de démantèlement des parois en vue de fournir des éclats ou des blocs qui vont nourrir les talus d'éboulis. Nous retiendrons les trois types de roches présentes dans la zone d'étude, qui alimentent les versants d'ébouilisation : les gneiss du socle, les roches schisteuses et les roches carbonatées.

1.1.2.1- Les facteurs de faiblesse des roches

La communauté scientifique a établi des paramètres permettant de mettre en évidence le degré de fragilité relative d'une roche (Godard, 1972 ; Soutadé, 1980). La nature et l'architecture de la roche doivent être prise en compte à trois échelles, du volume rocheux, de l'arrangement des matériaux entre eux et de la structure du simple cristal. Dans notre cas, nous nous limiterons à présenter les facteurs qui ont une influence sur la fragmentation mécanique de la roche c'est-à-dire les discontinuités et fracturations potentielles, la tectonique et la décompression.

La présence de discontinuités de type fissures (diaclasses, fractures ou failles) et plans de schistosité ou de foliation fragilisent la roche. Ainsi les données géologiques doivent être prises en compte à travers deux critères : i- La cohésion de la roche, les discontinuités dues aux failles et aux diaclasses favorisent une dynamique gravitaire ; ii- La disposition structurale d'ensemble (pendage, schistosité, densité et orientation des diaclasses) participe à l'évolution des versants sous l'effet des mouvements gravitaires.

Dans les Pyrénées orientales, le bâti hercynien constitue un ensemble rocheux homogène et résistant. Les unités lithologiques sont massives dans les gneiss, les granites et les assises carbonatées. Même les séquences schisteuses renferment de multiples intercalations coriaces, quartzieuses ou carbonatées. Mais cette sensation de dureté doit être relativisée car ces roches sont fragilisées par les discontinuités potentielles qu'elles renferment. Ces discontinuités sont matérialisées près de la surface topographique par des fissures et fentes ouvertes, facilitant la circulation des eaux d'infiltration. Les joints de stratification, propres aux roches sédimentaires, correspondent à une interruption de la sédimentation et l'intercalation, même minime d'une couche de nature différente (marne, argile), fragilisent l'ensemble. L'abondance de ces joints détermine l'allure de ces couches. Les roches métamorphiques de type gneiss et micaschistes sont affectées par deux types de discontinuité : la schistosité de flux et la foliation. Dans le premier cas, les plans de schistosité se développent presque parallèlement à l'axe des plis. Ce sont des zones de réorganisation de la matière, faisant suite à un autre processus, avec cristallisation de matériaux néoformés (chlorite, biotite...). Dans le second cas, les flancs des plis s'étirent, les anciens plans de schistosité sont le lieu de fortes recristallisations (muscovite, biotite, quartz...). La roche devient feuilletée avec alternance de lits sombres (biotite) et de lits clairs (feldspaths, quartz...).

La néo-sismotectonique participe également à la fracturation des roches mais beaucoup plus faiblement. Elle la prépare grâce à trois phénomènes : les réajustements sous forme de séismes de faible intensité, les rejeux de faille et de plis de tous âges, et les mouvements verticaux lents. Mais c'est sans oublier toutes les phases tectoniques cassantes qui ont laissé leurs traces dans le bâti rocheux de la zone axiale depuis le Permien, avec en particulier la phase compressive majeure dite pyrénéenne (éocène-oligocène). Les Pyrénées orientales sont dans une zone sismique peu active, avec des séismes majeurs de fréquence au moins pluriséculaire, sinon millénaire ; leur rôle reste donc minime dans la fragmentation des roches. Enfin la décompression faisant suite aux périodes glaciaires a certainement contribué à déstabiliser la roche en place, dans de grandes proportions, participant activement à la mise en place des glaciers-rocheux et des éboulis à matériaux de gros calibres.

Ainsi « toute roche a une histoire complexe, et a pu enregistrer de multiples phases de diagenèse/recristallisation/métamorphisme/fusion/fracturation tectonique » (Freytet *in* Dewolf et Bourrié, 2008). La météorisation agit alors sur des matériaux fragilisés par leur histoire complexe. Sur le terrain, définir un degré de fragilité/résistance réel des roches est très difficile et demande de « confronter les formes du relief avec la pétrographie et utiliser la topographie comme révélateur du comportement des roches » (Calvet, 1996, p. 120). Nous chercherons seulement à l'approcher grâce aux travaux antérieurs, aux notices des cartes géologiques et à nos propres observations, en décrivant les trois grands ensembles lithologiques dans lesquels sont localisés les éboulis étudiés.

1.1.2.2- Les gneiss du socle

Sur l'ensemble Canigou-Carança, les gneiss du socle forment des massifs ovoïdes très réguliers et bien conservés (Calvet, 1996, p.99). Leur originalité tient à la stratification de l'ensemble dont le cœur présente une succession de dalles de gneiss et de niveaux micaschisteux. On compte quatre variétés lithologiques de ce type de roches métamorphiques de la Carança au Canigou (Guitard, 1970). Les gneiss G2 occupent la masse principale. Il s'agit d'orthogneiss dérivant de granites calco-alcalins porphyroïdes. Ils présentent de gros yeux feldspathiques (fig. 2.5) et une allure feuilletée en raison de l'agrégation de la biotite en paquets et traînées flexueuses. Les gneiss G3 sont peu homogènes, riches en biotite, de faciès massif non lité et à petits yeux feldspathiques. Pour certains, il s'agit d'orthogneiss, pour d'autres de paragneiss. Les gneiss G1 enveloppent G2 et G3 d'une manière quasi continue. Ce sont des paragneiss aux strates plus massives. La foliation est bien marquée par la biotite. Le dernier type est formé par les gneiss de Casemi, exclusivement dans le massif du Canigou, qui sont des leptynites claires ou grises et finement litées.

Alors que la différence est assez faible, il semble que les gneiss de type G2 soient tout de même plus fragiles que les autres en raison de la grosseur de leurs cristaux et de leur arrangement (Soutadé, 1980, p. 96). Les versants en auge de la Haute-Carança et les grands pans rocheux fréquents de l'Alémany à la vallée de Planès sont taillés dans les gneiss G1. De manière générale, la structure foliée des gneiss favorise le débitage en dalles d'épaisseur décimétrique à pluridécimétrique. Il semble que le pendage des bancs soit important pour expliquer la résistance des roches : sur le Pla Guillem, les structures subtabulaires conservent des reliefs compacts alors que dans la vallée de Carança, le pendage plus marqué favorise la dissection (Soutadé, 1980, p. 123).

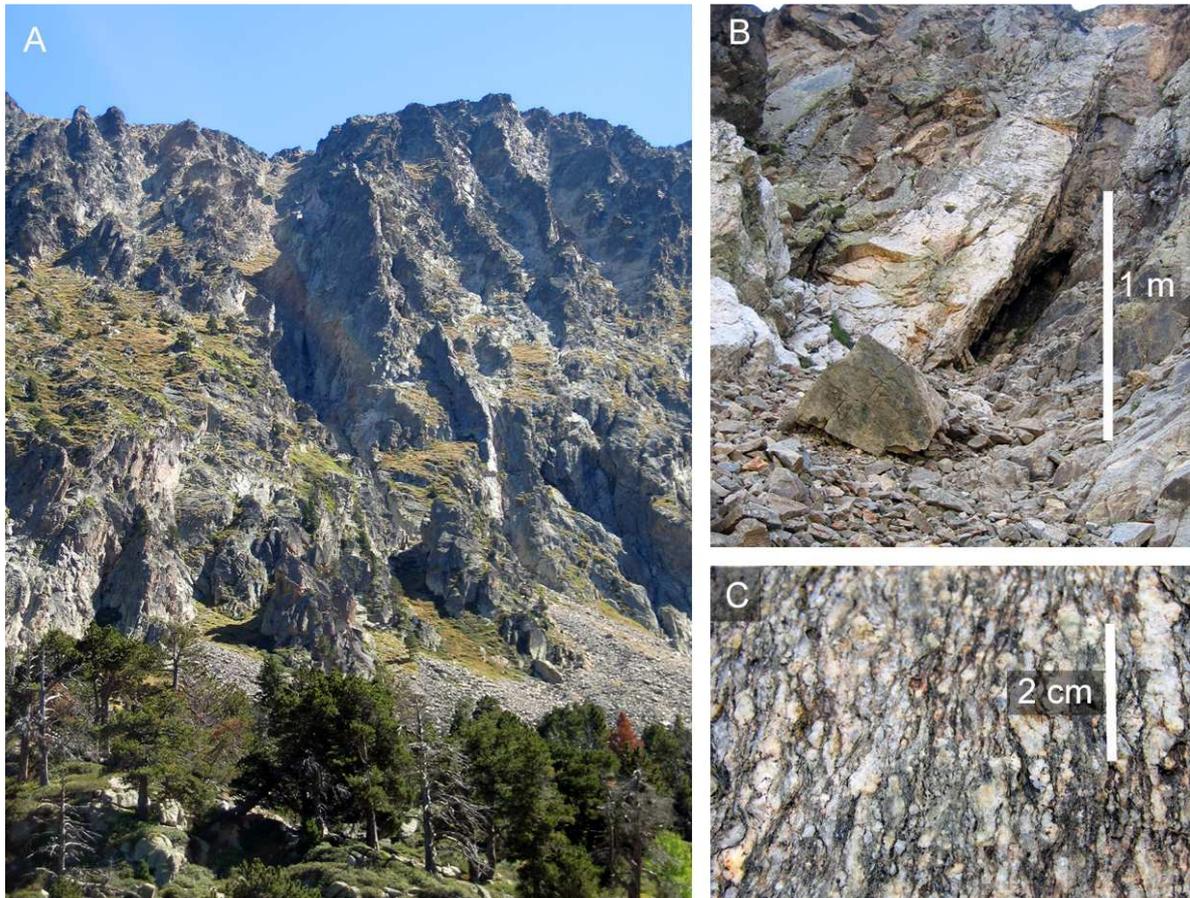


Figure 2.5 – Gneiss de type G 2 (Malaza, vallée de Planès). A : vue générale sur l'ensemble rocheux ; B : discontinuités à l'échelle de l'affleurement rocheux ; C : gros yeux de feldspaths à l'échelle d'un bloc.

Ce type de roches s'avère très sensible à la macrogélivation. Ainsi, au-dessus de 1 700-1 800 mètres d'altitude, on trouve de puissantes nappes détritiques ou bien des parois rocheuses susceptibles d'alimenter de grands éboulis cryoclastiques. Durant le Würm, le climat périglaciaire d'altitude fut très efficace dans les gneiss, dans les secteurs non englacés ou situés au-dessus des auges englacés, et a permis la mise en place des versants réglés quaternaires (Allée, 1984, p. 161). La fragilité de la roche liée à sa structure foliée s'exerce à deux échelles puisque sa forte gélivité entraîne l'éjection de débris grossiers mais facilite aussi la désagrégation granulaire en générant une matrice sablo-graveleuse (*loc. cit.*, p. 179). Cela explique la diversité des versants d'éboulisation sur les massifs du Canigou et de Carança.

1.1.2.3- Les roches schisteuses

Elles sont présentes sur les massifs du Puigmal, du Péric et de Nord Andorre et ont été décrites par de nombreux auteurs (Cavet, 1959 ; Guitard, 1970 ; Laumonier et Guitard, 1986 ; Laumonier et Autran, 1998). Dans le Paléozoïque inférieur, on distingue au sommet les schistes de la série de Jujols et à la base ceux de la série de Canaveilles. Dans la série de Jujols, trois types de schistes se différencient. Les schistes gris-verdâtres sont plus ou moins gréseux. Ils forment des alternances régulières de lits millimétriques à centimétriques de pélites sombres et de silt, ou de grès fins et clairs, souvent plissotés et prenant parfois un aspect noduleux. Les schistes pélitiques sont gris et se débitent en crayons. Les schistes argileux jaunâtres sont injectés de filons de quartz laiteux. La série de Canaveilles comporte

treize lithofaciès avec des séquences où s'associent des faciès détritiques périto-gréseux, des faciès carbonatés et des tufs ou coulées volcaniques. Les séries schisteuses sont extrêmement hétérogènes. Leur degré de fragilité/résistance dépend de la répartition des faciès, de leur combinaison et des faits structuraux, notamment les schistosités. La présence de sulfures (pyrite) y est un facteur supplémentaire de fragmentation par hydratation.

Sur les versants étudiés, les nappes de débris dominent le paysage. Les chicots rocheux sont largement fissurés. La gélivité est favorisée par la présence de schistosités et assure un démantèlement de la masse rocheuse par plaquettes d'épaisseur centimétrique dans le cas des schistes du Puigmal (fig. 2.6 A) et plutôt en « frites » dans le cas du Péric (fig. 2.6 B). Les expériences en laboratoire réalisées par G Soutadé en 1980 ont montré que pour les schistes très gélifs du Puigmal, le « seuil de fatigue » des roches était atteint au bout de 200 cycles gel-dégel environ. Ce n'est qu'au bout de 300 cycles qu'on obtient des lamelles très aplaties (indice 20), la médiane de la plus grande longueur se situant entre 1 et 2 cm.

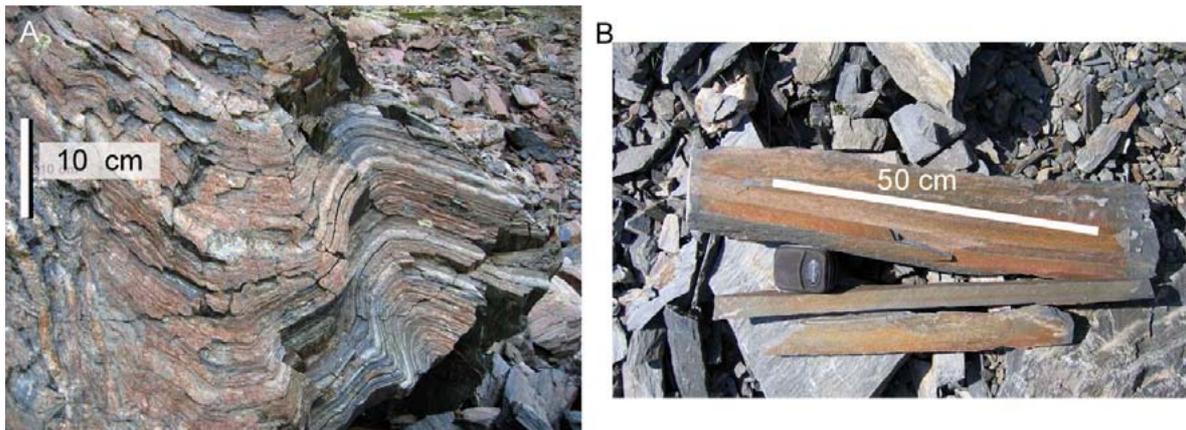


Figure 2.6 – Matériaux schisteux. A : microplis préparant la fracturation et le débitage en plaquettes (Puigmal) ; B : débitage en « frites » (Péric).

1.1.2.4- Les roches carbonatées

Concernant les roches de la Serre de Cadi, les calcaires nummulitiques donnent un aspect massif au relief, présumant un pôle de résistance évident à toutes les échelles. Mais la présence de couches de résistance différente (fig. 2.7 A) préfigure une certaine fragilité. La porosité des calcaires les rend en général assez gélifs (fig. 2.7 B). Les esquilles de calcaire débitées en lamelles par l'action du gel dans la zone aval des talus d'éboulis témoignent d'une gélifraction intense au moins dans certains bancs calcaires.



Figure 2.7 – Corniche compacte de la Serre de Cadi. A : bancs de calcaires alternants avec marnes, B : éclats et esquilles aplaties issus de la roche calcaire gélifractée au pied des talus d'éboulis.

1.2- L'évolution morphoclimatique depuis le Würm

La connaissance de l'évolution paléoclimatique depuis 20 000 ans (non calibrés) passe par l'utilisation de méthodes appropriées. Palynologie, dendrochronologie, variation de la limite supérieure de la forêt, fluctuation des glaciers, datation au ^{10}Be , chronostratigraphie permettent d'apprécier les changements climatiques qui se sont produits depuis la fin de la dernière période froide, de mieux saisir les environnements passés et donc de préciser l'ambiance dans laquelle les éboulis que nous étudions se sont formés et ont évolué. Nous utilisons des travaux traitant de géomorphologie glaciaire et périglaciaire, et d'études paléoenvironnementales réalisées à différentes échelles temporelles afin de reconstruire les paléodynamiques morphologiques et les paléomilieus végétaux de notre zone d'étude.

Dès 17-18 000 cal. BP, des changements écologiques majeurs se sont produits dans les zones déglacées de l'Europe occidentale (Schoeneich, 2003 ; Lowe *et al.*, 2008). Cette affirmation est confirmée par divers indices concordants : les isotopes de l'oxygène dans les lacs, la palynologie, les variations séculaires paléomagnétiques et les fluctuations des glaciers. L'évènement GS-2b (tab. 2.1), correspondant à ce changement, se caractérise par un retrait probable des glaciers, une expansion d'une couverture végétale herbacée, la diminution de la sédimentation détritique dans les lacs et le passage à une sédimentation fine par décantation en eaux calmes et enfin, une augmentation de la bioproduktivité des lacs. Ce réchauffement significatif a donc entraîné une amélioration des conditions du milieu dans la première partie du Tardiglaciaire connue pour être une période froide. Ces recherches, encore en cours, sont en accord avec les données des palynologues qui avaient daté l'évènement 15 000 BP (non calibré) comme marqueur du début du Tardiglaciaire (Beaulieu et Reille, 1984). Cet évènement palynologique est marqué par une expansion de l'armoise au détriment du pin.

Le calibrage de cette date par le logiciel OxCal 4.0 de l'Université d'Oxford selon la méthode IntCal04 donne l'intervalle de 18 556-18 085 cal. BP (Reimer *et al.*, 2004). Afin d'harmoniser les dates, nous proposons de placer systématiquement entre parenthèse la date calibrée selon la méthode IntCal04 précédemment citée.

Les paragraphes qui suivent ont pour but de mettre en avant le cadre dans lequel les versants d'éboulisation étudiés ont évolué depuis le Würm grâce à une présentation et une interprétation de l'histoire des paysages et des climats.

1.2.1- L'englacement quaternaire

Avant 20-22 ka BP (Delmas, 2005 ; Delmas *et al.*, 2008), les versants raides d'auges et de cirques sont sous la glace. Le climat froid assure un englacement considérable à l'échelle des Pyrénées (Taillefer, 1968, 1969). D'ailleurs, l'englacement würmien fut tel qu'il fit pratiquement disparaître toute trace de glaciaire plus ancien. Par contre, les contrastes régionaux sont importants, entre les versants nord et sud mais aussi entre les massifs les plus orientaux et les plus occidentaux de la chaîne (Calvet, 2004). Dans les Pyrénées orientales, alors que le versant nord de la haute chaîne axiale, de l'Aspe à l'Ariège, représente les trois quarts des surfaces englacées des Pyrénées, la partie orientale a connu un englacement limité dû à la remontée de la limite des neiges permanentes (LNP) et au morcellement en massifs isolés (Biro, 1937; Gomez Ortiz, 1980, 1987 ; Gomez Ortiz *et al.*, 1994 ; Calvet, 1996). En effet, la LNP s'élève à 2 200 m sur le versant sud du Carlit, dans le Canigou ou sur le Puigmal, atteignant même 2 300 m dans certaines zones d'abri en marge de la Cerdagne. En versant sud du Canigou-Carança par contre, elle peut redescendre localement vers 2 100 m, en raison des flux perturbés méditerranéens (Calvet, 2004, p. 122-123).

Comme ailleurs dans les Pyrénées, le stade de calotte glaciaire n'a jamais été atteint. Par contre, le Carlit et le nord de l'Andorre, de par leur position, ont produit non seulement un glacier de plateau, mais aussi des langues puissantes comme celle du Carol qui atteignait 23 km de longueur pour 400 m d'épaisseur. Sur le massif du Madrès, on observe une dissymétrie très nette entre le versant nord qui présente des langues de 6 km fondant à 1 200 m et le versant sud où les glaciers n'atteignaient que 3 km, terminant leur course dès 1 500 m d'altitude. En Carança, les langues composées mesuraient de 6 à 8 km. Celles-ci sont bien plus courtes sur le massif du Canigou et seuls les cirques y sont bien marqués. En Serre de Cadi, en raison de la raideur des pentes, de petits cirques atrophiés étaient présents au-dessus de 2 000 m surtout en versant nord.

1.2.2- La déglaciation et le façonnement des versants

La vision monoglaciale de l'école toulousaine de G. Viers (1961, 1963, 1966, 1971) et de P. Barrère (1954, 1963), et dans une moindre mesure celle de F. Taillefer (1982) qui prônait une seule période glaciaire au Pleistocène supérieur, ont été discréditées dans les années 1980 grâce aux progrès de la paléoclimatologie et de la stratigraphie globale (Marti Bono et Garcia Ruiz, 1994). Dans les Pyrénées orientales, M. Calvet a mis en évidence trois générations de moraines, aux formes nettes, sur le complexe du Carol (1997). Les vallums terminaux, aux matériaux très peu altérés, sont à rapporter au Würm. Les travaux récents de M. Delmas apportent des informations nouvelles sur les étapes du retrait des glaciers sur le massif du Carlit ainsi qu'une chronologie plus fine grâce au site daté de la Grave-amont et aux datations ^{10}Be (Delmas, 2005, 2006 ; Delmas *et al.*, 2008 ; Delmas, 2010). L'auge de la Têt conserve huit complexes de retraits bien individualisés, du complexe de Mont-Louis correspondant au stade de maximum glaciaire au stade des cirques. La déglaciation fut précoce dans cette partie méditerranéenne des Pyrénées. M. Delmas fixe à 20 ka cal. BP la disparition totale et définitive des grands glaciers de vallées sur le versant méridional du massif du Carlit (bassin de la Têt) grâce à la datation d'une tourbière située à 2 150 m d'altitude dans la vallée de la Grave. Avant même le Tardiglaciaire, la glace s'était déjà retirée au niveau des cirques, c'est la phase des cirques jusqu'au Dryas ancien ; puis l'englacement disparaît complètement après l'Alleröd vers 14,6 ka. Cette chronologie est comparable aux schémas établis dans les Pyrénées centrales, dans les Monts cantabriques (Jimenez Sanchez et Farias Arquer, 2002) et dans les Pyrénées aragonaises (Garcia-Ruiz *et al.*, 2003). Mais il semble que la particularité des Pyrénées orientales réside dans la rapidité et la précocité de cette déglaciation (Delmas, 2005, p. 54).

D'après les travaux de M. Delmas sur la déglaciation du massif du Carlit (2008) et ceux de M. Calvet (2004), on peut faire l'hypothèse d'une déglaciation échelonnée dans le temps pour les divers sites étudiés dans ce travail. Cela impliquerait donc une durée d'évolution pour les versants, à l'air libre et en régime périglaciaire, variant entre 20 et 15 Ka. Les secteurs d'étude, localisés sur les massifs sud-orientaux, Dona, Cadi et Malaza 1 et 2, les deux sites d'Eyne et d'Err 1 et 2 connaissent une déglaciation précoce autour de 20 Ka. Les bastions septentrionaux, Péric et Col d'Arènes, situés au-dessus de 2 500 m d'altitude ont connu une déglaciation plus tardive, estimée par M. Delmas aux alentours de 14,6 Ka pour Péric. La phase de décrue fut particulièrement active entre 22 et 20 ka cal. BP dans une ambiance de froid vif mais sec (Delmas *et al.*, 2008). Ainsi en haute montagne, la détente post-glaciaire coïncide avec la phase de déglaciation précoce des cirques après 20 ka cal. BP. Cette décompression engendre alors une fissuration des parois rocheuses. Cette déstabilisation des versants, combinée à l'action du gel, provoque des processus d'éboulement et

d'écroulement rocheux, favorable à la mise en place de glaciers-rocheux et de talus d'éboulis dès le Dryas ancien.

Avant les travaux de M. Delmas (2006, 2008, 2009) et R. Pallas *et al.* (2006), l'ambiance climatique correspondant à la déglaciation était mieux connue dans le domaine atlantique que dans la partie centrale et orientale des Pyrénées grâce aux études palynologiques. La région de Biscaye (Lourdes) fut un des sites de sondage permettant d'améliorer les connaissances sur cette période (Jalut *et al.*, 1985). L'analyse palynologique a mis en évidence une phase de sécheresse avec un développement de l'Armoise à partir de 24 000 BP (non calibré) et jusqu'à 15 000 BP (18 690 cal. BP). La phase de développement de *Juniperus* qui suit, occupe la période 15 000 BP (18 690 cal. BP) – 13 500 BP (16 074 cal. BP). Cette phase de réchauffement à l'échelle des Pyrénées s'accompagne sans doute d'un accroissement de l'humidité (Jalut *et al.*, 1985) suivi d'une période plus rigoureuse qui s'achève vers 13 500 BP (16 074 cal. BP). Cette phase correspond bien à l'évènement GS-2b de la *event stratigraphy* (Björck *et al.*, 1998, Lowe *et al.*, 2008). Durant le Dryas ancien inférieur, G. Jalut (1974) souligne le climat froid et sec des Pyrénées orientales, avec une limite inférieure de la forêt de pins à crochets situés localement en dessous de 1 000 mètres d'altitude sur le Madrès. C'est à partir du Dryas moyen que les conditions paléophytogéographiques et paléoclimatiques sont mieux connues dans les Pyrénées méditerranéennes grâce à des sondages de plus en plus nombreux (Balcère, La Borde, Gourg Nègre...). Pendant l'Optimum de l'Alleröd, daté par M. Reille et V. Andrieu (1993) entre 11 500 BP (13 340 cal. BP) et 10 700 BP (12 765 cal. BP), le climat devient plus chaud et humide. La limite supérieure de la forêt de *Pinus uncinata* se situait, dans les Pyrénées orientales, autour de 1 700 mètres (Reille et Andrieu, 1993) pour des sites au nord du Capcir. Pendant le Dryas récent, cette limite s'est abaissée aux alentours de 1 300 mètres. Ce retrait altitudinal de quasiment 400 mètres par rapport à l'Alleröd donne une idée de l'ampleur du refroidissement au Dryas récent (Reille et Andrieu, 1993, p. 549 ; Reille et Lowe, 1993 ; Guiter *et al.*, 2005).

Le tableau 2.1 montre les corrélations qui existent entre la courbe isotopique du sondage GRIP et NGRIP (Lowe *et al.*, 2008) et les dates proposées par les palynologues ayant travaillé dans la partie orientale des Pyrénées (Reille et Andrieu, 1993 ; Reille et Lowe, 1993 ; Jalut, 2000). Le signal isotopique groenlandais utilisé pour apprécier les fluctuations climatiques passées semble donc bien représentatif de l'ensemble de la zone Atlantique Nord (Schoeneich, 2003) et corréléable dans l'espace et dans le temps (Schwander *et al.*, 2000).

La déglaciation marque un changement déterminant pour la dynamique ultérieure. Ainsi, les conséquences des dernières traces du Quaternaire froid sont observables à deux niveaux, sur les glaciers-rocheux et sur les versants qui les dominent. La chronostratigraphie pléni-würmienne proposée par Ph. Allée (1984) dans le Haut-Vallespir (Pyrénées orientales) pour les versants périglaciaires qui n'ont pas été touchés par l'englacement würmien présentent deux formations classiques sur versants en roches grenues : des arènes gélimobilisées à la base qui datent d'un épisode würmien froid et humide puis une formation solifluée apparue plus tardivement lors d'un épisode plus froid et sec (Allée, 1984). Malheureusement, dans ce travail pionnier, on en reste à des datations relatives et on n'a aucun moyen de proposer des corrélations avec l'histoire paléoclimatique globale, faute d'âges absolus. Dans les gneiss, l'épaisseur des arènes gélimobilisées est importante (jusqu'à 10-15 mètres) alors qu'elle n'est que de 3-5 mètres dans les granites. Ces formations détritiques sont très hétérogènes, composée à la fois d'une profusion de débris grossiers, blocs et cailloux, et d'une grande quantité de limons dans la matrice (environ 15 à 25 %). Les

formations gélifluées apparaissent comme des lambeaux sur les versants. Elles sont riches en blocs et contiennent encore plus de limons que les arènes gélomobilisées (20-30 %).

Le Tardiglaciaire a particulièrement façonné les modelés des pentes supraforestières par son ambiance climatique froide, notamment grâce au rôle joué par la neige et la glace (Allée, 1984). Les dynamiques cryonivales ont permis la constitution d'éboulis assistés (tab. 2.2). La production de débris depuis les parois et leur mobilisation sur les talus d'éboulis ont été importantes. Ces pentes ne subiront quasiment plus de modifications majeures par la suite. Les héritages würmiens sont encore largement visibles dans le paysage, notamment près des crêtes.

1.2.3- L'histoire des versants supraforestiers durant l'Holocène

1.2.3.1- Holocène ancien

D'après G. Soutadé (1980), l'Holocène ancien est caractérisé par une ambiance à dominante sèche. La limite supérieure de la forêt progresse alors jusqu'à 2 300-2 400 mètres (Soutadé, 1980, p. 336), ce que confirment globalement les données palynologiques anciennes et récentes (Reille, 1991 ; Jalut *et al.*, 2000). En altitude, les stocks de matériaux anciens issus des héritages würmiens furent utilisés et ont contribué à alimenter les dynamiques ultérieures. Les morphogénèses sont encore efficaces sur les versants. Les dernières dynamiques actives furent anté-Atlantiques, caractérisées par les « terregalls » encore fonctionnels au-dessus de 2 500 m et les dépôts gréso-terreux qui ont recouvert les « terregalls » plus bas. Sur roches grenues, les pavages à grosses dalles freinèrent les retouches cryo-nivales. Dans les schistes, l'essentiel du matériau fut utilisé pour l'élaboration de grèzes litées ou de dépôts gréso-terreux (tab. 2.2).

Tableau 2.2 – Chronostratigraphie relative, sur le flanc sud du massif du Canigou, synthèse d'après les travaux de Ph. Allée (1984) et G. Soutadé (1980). Noter le côté approximatif du découpage chronologique, en particulier pour le Würm.

Ambiance climatique	Würm ancien	discordance	Würm récent	Tardiglaciaire (15/20 – 10 ka)	Holocène				
	Climat très froid et humide		Climat très froid et sec de type continental	Climat froid avec dynamique cryonivale	Holocène ancien (10 – 8 ka) Climat sec	Atlantique (8 – 5,5 ka) Climat humide et doux	Subboréal (5,5 – 2,5 ka) Climat froid et humide	Subatlantique (2,5 – 1 ka) Climat froid, venté, moins neigeux	Actuel Climat sec et doux
Ph. Allée	Arènes gélomobilisées très épaisses riches en fines Absence de lavage		Formation gélifluée	Eboulis assistés		biostasie	Grandes chalades	écorchures, terrassettes	Calmes morphogéniques, retouches ponctuelles sans modification des modelés
G. Soutadé						« terregalls » et dépôts gréso-terreux	stabilisation, pelouses continues	Dégradation des pelouses écorchées Chalades à partir du 18 ^e siècle	

Dans le domaine méditerranéen, la transition *Lateglacial* – Holocène est marquée par une dynamique pionnière très active. Il s'agit de la période *Early Holocene* qui regroupe Préboréal et Boréal (tab. 2.2). Cette période est datée différemment selon les auteurs ; Jalut *et al.* (1985) donne entre 10 000 BP (11 471 cal. BP) et 8 500 BP (9 500 cal. BP) alors que M. Reille (1991) propose entre 10 300 BP (12 079 cal. BP) et 8 000 BP (8 887 cal. BP). C'est une période optimale pour la pinède qui atteint probablement 2 200 mètres (Reille et Andrieu, 1993). Durant le Boréal (9 000 - 8 000 BP selon Reille, 1991), *Corylus* remonte jusqu'à 1 800 mètres mais le pin domine toujours en altitude. D'un point de vue climatique, Jalut *et al.* (2000) mettent en évidence un épisode aride de 10 900 à 9 700 cal. BP en région

méditerranéenne pendant l'Holocène ancien. Au début de cette période, la limite supérieure de la forêt est située à 1 860 mètres alors qu'elle atteint 2 080 mètres à la fin du Boréal (Reille et Lowe, 1993).

1.2.3.2- Holocène médian

La période Atlantique connaît un épisode biostasique avec une grande stabilité morphologique. On la considère comme une phase d'optimum climatique. Elle est caractérisée par une diversification des forêts à travers tout l'est des Pyrénées (Guiter *et al.*, 2005). La sapinière est dans sa phase optimale et occupe un espace considérable, jusqu'à 2 000 mètres au Gourg Nègre (Reille et Lowe, 1993) alors que *Pinus* connaît ses plus basses fréquences depuis le début du Postglaciaire. En haute montagne, la phytostabilisation des paysages se traduit par une pelouse continue de type humide, avec des couvertures nivales hivernales continues qui protègent du gel. Cependant, il est probable qu'une ou plusieurs péjorations climatiques soient intervenues après la période de l'Optimum climatique atlantique ayant pour conséquence tantôt une protection des pentes par une pelouse dense, tantôt une dynamique érosive avec dégradation des pentes supraforestières. La fin de cette période est marquée par l'apparition de céréales et de *Plantago lanceolata* signant ainsi les premiers indices de l'agriculture néolithique.

1.2.3.3- Holocène récent

D'un point de vue chrono-stratigraphique, l'Holocène récent est marqué par une dégradation climatique. Durant cette phase (*Late Holocene*) qui englobe les périodes Subboréal et Subatlantique (tab. 2.2), les changements de conditions climatiques expliquent un certain nombre de modifications biogéographiques : des épisodes secs dans les bas pays et des épisodes froids en altitude, comparables au PAG, un climat plus venté, moins neigeux, des pelouses qui se dégradent (écorchures, terrassettes...) et un ravinement des pentes qui s'installe périodiquement dès l'âge de fer.

Plusieurs phases d'aridité sont identifiées durant cette dernière partie de l'Holocène. Sur les six épisodes secs mis en évidence par Jalut *et al.* (2000) au cours de l'Holocène, deux se produisent durant le Subboréal (5 300 - 4 200 cal. BP et 4 300 - 2 400 cal. BP) et deux autres pendant le Subatlantique (2 850 - 1 730 cal. BP et 1 300 - 750 cal. BP). Le Subboréal marquerait le début des grands épisodes de ravinements dû à la dégradation du climat qui devient plus froid et plus humide ainsi qu'à l'intervention de l'homme sur le milieu. En altitude, le Subboréal est marqué par une rétraction d'*Abies* au profit de *Fagus*. Mais cette dynamique végétale semble davantage la conséquence de l'action humaine que d'un phénomène climatique. En effet, l'expansion de *Rumex*, des céréales et des Apiacées, conjointement à la multiplication de *Plantago lanceolata* marque l'amplification des modifications par l'activité humaine. Ainsi le Subboréal, qui correspond d'ailleurs à la fin du Néolithique, est caractérisé par une intensification des activités agro-pastorales avec développement des feux de forêts autour de 4 800 BP (non calibré) (Galop, 1998). C'est à la tourbière de la Coma del Tech, qu'une séquence torrentielle a pu être datée à 2 800 BP \pm 200 (Allée, 1984). Alors que G. Soutadé (1980) propose une chronologie récente des évènements ravinants de type chaldades sur les versants raides des massifs méridionaux qu'il attribue au 18^e siècle en conjonction avec les faits anthropiques et climatiques, P. Allée (1984) présente une vision plus complexe et plus étalée dans le temps de ces phénomènes, avec des phases de ravinement dès l'âge du Fer-Bronze et probablement récurrents jusqu'à l'époque contemporaine.

La transition entre Subboréal et Subatlantique est difficile à définir. Elle est traditionnellement confondue avec la première notation de *Juglans*. Cette *Juglans line* est établie à 2 200 BP (2 229 cal. BP) avec l'installation des Romains dans la région et

l'implantation de la Narbonnaise (Reille et Lowe, 1993). Mais cette limite est souvent placée à 2 700 BP (2 800 cal. BP) et correspond au début de l'Âge de Fer (Guiter *et al.*, 2005). La réduction de *Fagus* et *Abies* au profit de *Pinus uncinata* est la conséquence directe d'une activité humaine intensive (déforestation, culture des céréales et pastoralisme) et de la péjoration subatlantique (Jalut, 1974 ; Reille et Lowe, 1993, Reille et Andrieu, 1993 ; Davasse *et al.*, 1997 ; Galop, 1998 ; Jalut *et al.*, 2000 ; Rendu, 2003 ; Guiter *et al.*, 2005).

Les 10 000 dernières années ont connu des variations climatiques certes modérées comparées aux fluctuations de la dernière période glaciaire, mais nombreuses dans le temps. Tous les enregistrements (isotopiques, marins, palynologiques, lacustres...) le confirment. Les travaux de Mayewski *et al.* (2004) ont mis en évidence six périodes de changement climatique rapide (RCC) depuis 11 500 cal. BP dus aux variations de l'orbite terrestre et à la variabilité solaire. Ces travaux s'appuient sur plusieurs paramètres mis en corrélation - les courbes isotopiques GRIP, NGRIP et GISP2 et les fluctuations des glaciers - dans différentes régions du Monde. Les variations climatiques qui se sont produites durant les six périodes suivantes, 9 000 - 8 000, 6 000 - 5 000, 4 200 - 3 800, 3 500 - 2 500, 1 200 - 1 000 et 600 - 150 cal. BP, n'ont pas forcément eu les mêmes effets dans toutes les régions étudiées. Pour certaines d'entre elles, un refroidissement intense dans un site correspond à une période d'humidité dans un autre.

1.2.4- Impact du Petit Âge Glaciaire (PAG) sur les dynamiques morphogéniques de l'espace supraforestier

Pendant plus de cinq cents ans, une détérioration du climat a touché globalement toute la planète, avec une intensité variable dans l'espace et dans le temps, du 14^e siècle jusqu'à la moitié du 19^e siècle (Lamb, 1977 ; Grove, 1988). Très peu de travaux ont été conduits sur le rôle joué par le Petit Âge Glaciaire sur les dynamiques de versants. Seules quelques études (Rapp et Nyberg, 1981 ; Nyberg, 1985 ; Héty, 1990 ; Héty et Gray, 2000) mettent en évidence l'activité plus intense et plus fréquente de certains processus pendant le PAG, suivie d'une phase de calme morphogénique (Arquès, 2005).

Les recherches pyrénéennes actuelles soulignent le développement, aux 17-19^e siècles principalement, d'une pulsation froide, caractérisée par l'existence de petits noyaux glaciaires aux dimensions extrêmement réduites, ne dépassant jamais les limites des cirques, dans de nombreuses parties des Pyrénées centre-occidentales (Serrano, 1991 ; García-Ruiz et Martí Bono, 1994 ; Chueca *et al.*, 1997 ; Chueca *et al.*, 2005). Cependant peu d'études ont été réalisées sur cette période dans les Pyrénées orientales. Les recherches de G. Soutadé témoignent cependant de mutations phytogéographiques et géomorphologiques en lien avec les variations climatiques dans les Pyrénées méditerranéennes. Le modèle de distribution spatiale actuel et subactuel de certaines morphologies touchées par l'action de systèmes morphogénétiques de type périglaciaire confirme leur fonctionnalité historique à des côtes altitudinales bien plus basses que celles qui sont aujourd'hui nécessaires pour déclencher des processus du même type (Julián et Chueca, 1998). L'exemple en est donné avec la remontée altitudinale de la limite d'influence des névés d'une centaine de mètres sur le massif du Puigmal depuis la seconde moitié du 19^e siècle (Soutadé, 1971 ; Soutadé et Baudière, 1973b). Deux preuves sont avancées par les auteurs précédemment cités : 1- sur le versant ouest de la Tossa du Puigmal, *Festuca eskia* s'installe dans les groupements à *Senecio leucophyllus* jusqu'à substitution quasi complète. La fétuque s'organise alors en groupements à guirlandes où persistent quelques individus de séneçon. La présence de pieds isolés de séneçon témoigne d'un enneigement autrefois beaucoup plus important, persistant tardivement en été et

protégeant les formations superficielles des phénomènes liés aux alternances gel-dégel. Ainsi la remontée altitudinale du niveau inférieur de fusion du névé permet l'extension des guirlandes à *Festuca eskia*. 2- des formes de terrain rappelant les nappes de débris étudiées au-dessus de 2 400 m sur le Pla de Gorra Blanc, existent plus bas mais sont piquetées de *Festuca durissima*, graminée oroméditerranéenne.

On sait également que le cirque oriental du Carlit a pu connaître des traces d'englacement holocène voire durant le PAG car il est presque totalement récuré et dépourvu de glacier rocheux malgré un plancher élevé situé à 2 700 m d'altitude (Delmas, 2005, p.53).

1.3- Approche spatiale des géosystèmes d'ébouilisation

1.3.1- Le concept de géosystème et l'étude des versants d'ébouilisation

Nous ne reviendrons pas sur l'origine du concept de géosystème, présenté dans le chapitre 1. Par contre, nous insisterons dans ce paragraphe, sur l'analyse paysagère qu'en a faite G. Bertrand, tout en l'intégrant dans notre étude des systèmes d'ébouilisation. Défini par G. Bertrand et N. Beroutchachvili en 1978, le géosystème sert à désigner un « objet géographique homogène lié à un territoire ». Il se caractérise par une morphologie, un fonctionnement et un comportement spécifique. Il se tient entre la « région naturelle » et les échelons très locaux appelés géofaciès, puis géotope (tab. 2.3). Il correspond aux grandeurs moyennes IV – V de l'échelle spatio-temporelle de J. Tricart (1965) pour lesquelles l'étude porte sur l'interférence entre les mécanismes morphogénétiques et les données structurales, sans omettre les influences morphoclimatiques.

Le géosystème, au sens de G. Bertrand (1968), est une unité dimensionnelle comprise entre quelques kilomètres carrés et quelques centaines de kilomètres carrés. Il correspond à des données écologiques relativement stables et résulte de la combinaison de facteurs géomorphologiques (nature des roches et des manteaux superficiels, valeur de la pente, dynamique des versants...), climatiques (précipitations, températures) et hydrologiques (nappes phréatiques « épidermiques » et sources, pH des eaux, temps de ressuyage des sols...).

Dans notre cas, le versant d'ébouilisation se situe entre les ordres V et VI de l'échelle de Tricart, avec par exemple une unité dimensionnelle de 0,5 km² pour le Malaza. Il est formé de paysages différents qui représentent les divers stades d'évolution du géosystème. Ces unités physiologiques se rattachent à une même famille géographique, les géofaciès, qui occupent une surface de quelques centaines de mètres carrés. Le géofaciès se place à la VI^e grandeur (tab. 2.3) et constitue un des maillons de l'ensemble représenté par le géosystème d'ébouilisation. Dans notre cas, la paroi, le talus d'éboulis pour le système amont, le glacier rocheux, la pelouse, le torrent, ou la forêt pour le système aval sont autant de géofaciès qui représentent une mosaïque changeante en raison du complexe dynamique. Enfin au dernier niveau de l'échelle spatiale se placent les géotopes, plus petites unités géographiques homogènes, de dimension métrique ou décimétrique. Dans le géofaciès éboulis du géosystème d'ébouilisation, les géotopes sont représentés par les différentes zones du talus, à savoir, les zones proximales, médianes et distales ou encore un sillon, une levée, une plage de fines, de gros blocs, une vire de la paroi...

L'approche paysagère par la méthode géosystémique permet de prendre en compte le fonctionnement physique global (biotique, abiotique et anthropique) et donc d'appliquer la théorie des systèmes (chapitre 1, § 1.2.1) grâce à une démarche spatio-temporelle. Dans notre

étude, seules les composantes abiotiques (géome) et biotique (biome) du système sont prises en compte (fig. 2.8). La composante anthropique, négligeable, est laissée de côté.

Tableau 2.3 – Différents systèmes de classification des unités paysagères et proposition de hiérarchisation du système d'éboulisation dans les Pyrénées orientales.

Unités du paysage ⁽¹⁾	Echelle temporo-spatiale ⁽²⁾ G : grandeur	Exemple pris dans une même série de paysages ⁽¹⁾	Unités élémentaires					Cas de notre étude
			Relief ⁽³⁾	Climat ⁽⁴⁾	Botanique	Biogéographie	Unités de mise en valeur ⁽⁵⁾	
ZONE DOMAINE	G. I G. II	Tempérée Cantabrique		Zonal Régional		Biome	Zone Domaine Région	Tempérée Pyrénées
RÉGION NATURELLE	G. III-IV	Picos de Europa	Domaine structural Région structurale		Etage Série		Pays Quartier rural ou urbain	Pyrénées orientales
GEOSYSTEME	G. IV-V	Géosystème atlantico-montagnard (ombrée calcaire avec hêtraie hygrophile à <i>Asperula odorata</i> sur 'terra fusca')	Unité structurale	Local		Zone équipotentielle		Système de versants d'éboulisation
GEOFACIES	G. VI	Pré de fauche à <i>Molinio-Arrhenatheretea</i> sur sol lessivé hydromorphe formé dans un dépôt morainique			Stade Groupement		Exploitation ou quartier parcellaire (lot en ville)	Éboulis et paroi Versant régularisé
GEOTOPE	G. VII	Lapiés de dissolution à <i>Aspidium Lonchitis</i> Sw, sur micro-sol humide carbonaté en poche		Microclimat		Biotope Biocénose	Parcelle (maison en ville)	Zone proximale, médiane ou distale

⁽¹⁾ Bertrand (1968), ⁽²⁾ Tricart (1965), ⁽³⁾ Tricart (1965) et Viers (1967), ⁽⁴⁾ Sorre (1947), ⁽⁵⁾ Brunet (1965).

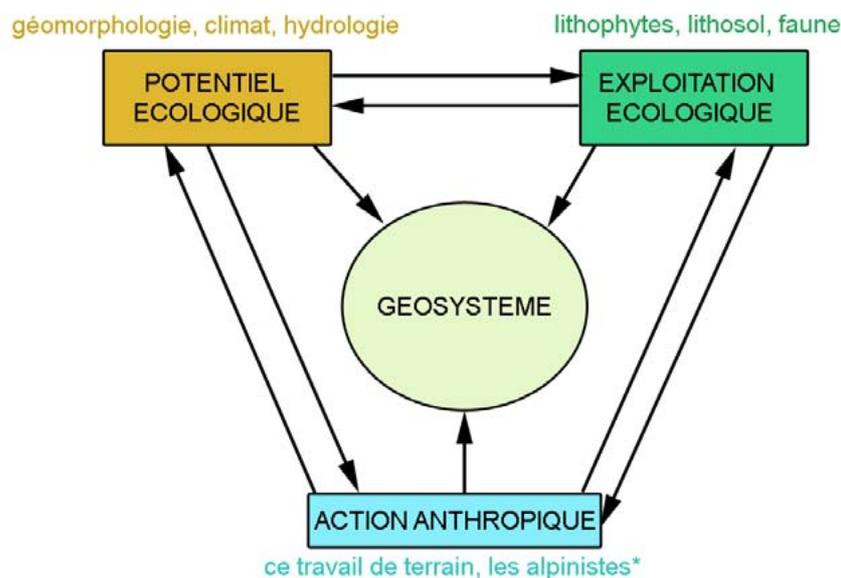


Figure 2.8 – Combinaison des facteurs agissant sur le paysage à l'échelle du géosystème (d'après G. Bertrand, 1968). * et les troupeaux de moutons jusqu'aux années 1980.

Ainsi l'étude des versants d'éboulisation nécessite une approche pluridisciplinaire, à la croisée de trois domaines : la géomorphologie, la climatologie et la biogéographie. G. Bertrand met le géosystème au centre d'un complexe où potentiel écologique, exploitation biologique et action anthropique sont en interaction permanente, rappelant le concept de « système d'érosion » de A. Cholley (1950). Dans le cas de l'étude des paysages, le fait strictement géomorphologique est alors élargi à des notions plus vastes, plus complètes, et

donc plus géographiques, conduisant à l'idée de « système général d'évolution » du paysage (Bertrand, 1968).

Les paragraphes qui suivent traitent particulièrement des géosystème d'éboulisation. Nous nous attachons à décrire les géofaciès versant d'éboulisation (paroi et éboulis) et glacier rocheux et à analyser leur répartition dans l'espace afin de mieux comprendre la place qu'ils occupent dans le secteur étudié, et au-delà dans la haute montagne oriento-pyrénéenne.

1.3.2- Taxonomie des géofaciès d'éboulisation

Le géofaciès d'éboulisation peut prendre plusieurs formes : de l'éboulis surmonté par une paroi jusqu'au versant régularisé, tous les intermédiaires existent. La morphologie du géofaciès glacier-rocheux varie selon son état de « fraîcheur ». En effet, malgré une histoire commune entre ces deux géofaciès, leurs stades d'évolution sont variés. Le faciès des géosystèmes varie selon la lithologie, mais aussi selon l'emprise glaciaire antérieure et son histoire. Lorsque la déglaciation fut précoce et dans le cas de roches très gélives comme sur le Puigmal, le géofaciès d'éboulisation ressemble à un versant régularisé.

1.3.2.1- Typologie des géofaciès

La taxonomie des formes d'éboulisation établie par les travaux antérieurs a été présentée dans le chapitre 1, notamment pour les talus d'éboulis. Nous proposons ici une typologie basée sur des critères essentiellement morphologiques à partir d'une analyse spatiale à l'échelle de la zone étudiée. Elle concerne les géofaciès d'éboulisation que l'on a découpés en plusieurs catégories selon la forme du système amont (paroi ou chicots rocheux) et les géofaciès glaciers-rocheux. Une sous-catégorie liée au degré de végétalisation permet d'apprécier le degré d'activité du système. Les espèces végétales prises en compte sont des herbacées de type *Festuca*, d'arbustes tels que *Juniperus* et *Rhododendron* et parfois même d'arbres déformés (*Pinus uncinata*). De nombreuses espèces de lichens sont présentes. Cette classification aboutit à une cartographie systématique de l'espace étudié et sert d'outil pour généraliser les données quantitatives obtenues sur les sites témoins grâce à un S.I.G.

1.3.2.1.1- Classification des géofaciès éboulis

La typologie proposée dans le tableau 2.3 nécessite quelques précisions quant au vocabulaire employé. En effet, d'après la classification présentée, le géosystème versant d'éboulisation est composé de plusieurs géofaciès : la paroi, les chicots rocheux et le talus d'éboulis. Dans l'exposé qui suit et pour faciliter la lecture, nous proposons un mode d'association des géofaciès talus d'éboulis et son système amont sur l'ensemble du versant afin d'intégrer les différents éléments du géosystème. Quatre catégories sont présentes dans l'espace supraforestier des Pyrénées orientales.

Les éboulis surmontés par une paroi continue sont représentés par le type Malaza (fig. 2.9). Le système amont possède une pente supérieure à 45°. La paroi massive laisse apparaître des couloirs peu découpés qu'il est impossible de gravir sans matériel spécialisé. Le sous-groupe des éboulis à corniche continue végétalisée est caractérisé par un recouvrement végétal qui occupe plus de 50 % de la zone raide.



Figure 2.9 – Éboulis à corniche continue, largement végétalisée principalement par des herbacées et des lichens. Les gneiss oillés confèrent au Malaza (vallée de Planès) une structure massive.

Les éboulis surmontés par une paroi découpée tels que Dona (fig. 2.10) ont des couloirs à pente comprise entre 30 et 45°. La roche occupe entre 30 et 75 % de la zone raide. La paroi est fortement découpée en couloirs qu'il est possible de remonter sans matériel spécialisé. Dans le cas des éboulis à paroi découpée végétalisée, la végétation occupe plus de 50 % de la surface de la paroi.



Figure 2.10 – Éboulis à paroi découpée. La Coma de la Dona (vallée de l'Alemany) est entaillée par des couloirs courts facilement praticable. Les parois sont végétalisées par des espèces herbacées et des lichens.

Les versants en voie de régularisation (fig. 2.11) ont une pente d'ensemble inférieure ou égale à 30°. La roche occupe entre 10 et 30 % du talus. Les versants en voie de régularisation végétalisés ont un recouvrement végétal de plus de 50 % de la surface du versant.



Figure 2.11 – Éboulis en voie de régularisation au fond du cirque d'Err dans des schistes épimétamorphiques. Les chicots rocheux sont largement couverts de lichens.

Les versants régularisés (fig. 2.12) possèdent une pente inférieure ou égale à 30° mais dans ce cas, la roche occupe moins de 10 % du talus. Les versants régularisés végétalisés sont caractérisés par un fort recouvrement végétal (> 50 %).



Figure 2.12 – Éboulis régularisé se terminant sur une pelouse continue en zone distale (Coma d'Eyne). La zone proximale connaît aussi un degré de végétalisation important lié principalement à la présence de fétuques.

1.3.2.1.2 – Classification des géofaciès glaciers-rocheux

Les glaciers-rocheux sont intimement liés aux éboulis. Raccordés l'un à l'autre, leur histoire commune nécessite leur prise en compte dans une approche globale du géosystème. Une présentation sommaire permet de rappeler leur formation et leur fonctionnement avant de proposer une typologie basée sur leur morphologie.

a- Caractéristiques des glaciers-rocheux

Depuis leur découverte et leur appellation au début du 20^e siècle dans l'Ouest nord-américain par S.R. Capps Jr. (1910), les glaciers-rocheux ont suscité de nombreux travaux à travers le monde (Wahrhaftig et Cox, 1959 ; Johnson et Nickling, 1979 ; Gorbunov, 1983 ; Kaiser, 1983 ; Haeberli *et al.*, 1998 ; Evin et Fabre, 1990 ; Francou et Reynaud, 1992 ; Clark *et al.*, 1998 ; Whalley, 1974 ; Pancza, 1998 ; Guglielmin *et al.*, 2001, Delaloye, 2004 ; Serrano *et al.*, 2006). Ils sont caractérisés par leur identité géomorphologique remarquable. On peut les définir comme des accumulations de débris rocheux en forme de langues ou de lobes, de dimension variable mais souvent pluri-hectométrique. Ces accumulations affichent une structure en bourrelets bien dessinés, transversaux ou longitudinaux, séparés par des sillons. La zone frontale d'accumulation est souvent raide. La mise en place des glaciers-rocheux reste encore controversée selon les auteurs. Le cœur du problème qui fait s'affronter deux écoles antagonistes tient à la nature et à l'origine de la glace interne. La thèse de S. Monnier (2006) synthétise les travaux actuels. Pour l'école périglacialiste qui est plutôt européenne, le noyau du glacier-rocheux est un mélange de glace et de débris rocheux. La glace se présente sous forme interstitielle de lentilles plus ou moins développées ou de veines (Barsch, 1987, 1988 et 1992 ; Haeberli *et al.*, 1998 ; Haeberli et Vonder Mühl, 1996). Dans ce cas, il s'agit d'un phénomène périglaciaire qui exprime la déformation lente et continue d'un corps de pergélisol (Barsch, 1992). Pour l'école glacialiste, plutôt anglo-saxonne, le glacier-rocheux est formé par enterrement et déformation d'une glace de glacier (Lliboutry, 1965 ; Potter, 1972 ; Whalley, 1974 ; Whalley et Martin, 1992 ; Clark *et al.*, 1998 ; Potter *et al.*, 1998). Les glacialistes reconnaissent cependant l'existence de glaciers-rocheux périglaciaires. De nombreux termes sont alors utilisés pour distinguer la provenance de la glace, *periglacial rock glaciers* et *glacial rock glaciers* pour D.I. Benn et D.J.A. Evans (1998), *ice-cemented rock glaciers* et *ice-cored rock glaciers* pour N. Potter Jr. (1972), *talus-derived rock glaciers* et *glacier-derived rock glacier* pour O. Humlum (2000), ou l'origine des débris, *talus rockglaciers* et *debris rockglaciers* pour D. Barsch (1992), *rock glaciers at the base of talus slopes* et *glacier debris system rock glaciers* pour M. Evin *et al.* (1997). Les débats sont encore d'actualité.

La dynamique des glaciers-rocheux commence à être bien connue grâce à un suivi régulier depuis quelques décennies utilisant des méthodes de plus en plus sophistiquées. Marquages par lignes de blocs peints (Francou et Reynaud, 1992), photogrammétrie (Evin, 1987 ; Kääh *et al.*, 2002), mesures au GPS différentiel (Berger *et al.*, 2004) sont quelques méthodes utilisant la cinématique et la modélisation des mouvements de matériaux de surface pour apprécier leur vitesse de progression et leur état d'activité. À cela viennent s'ajouter toutes les techniques géophysiques - Géoradar, sondage par réfraction sismique - permettant d'apprécier la disposition interne des matériaux (Ikeda et Matsuoka, 2006). Depuis quelques années, sondage géoélectrique et mesure BTS ont amélioré les connaissances sur le pergélisol et son évolution dans le contexte de changement climatique actuel (Delaloye, 2004 ; Lambiel, 2006 ; Bodin, 2007).

À l'échelle des Pyrénées, la plupart des glaciers-rocheux sont reliques, hérités des différentes périodes du Tardiglaciaire. Seuls treize glaciers-rocheux actifs ont été identifiés dont cinq en versant nord et huit en versant sud dans les Pyrénées centrales (Serrano *et al.*,

1999). Ils sont globalement de petite taille et occupent les fonds de cirques et bas de versants au-dessus de 2 600 m en versant nord, nord-est et nord-ouest. Ils ont été formés pendant la période 4 000 – 5 000 ans BP. La classification morphogénétique a permis de distinguer les *debris-rock glaciers* et les *talus-rock glaciers*.

L'étude du permafrost sur le glacier rocheux de l'Argualas dans les Pyrénées centrales, grâce aux méthodes géophysiques présentées précédemment, a mis en évidence, une moyenne de l'altitude des glaciers-rocheux actifs situés à 2 703 mètres et une limite du permafrost discontinue comprise entre 2 650 et 2 700 m. Leur vitesse de déplacement est estimée de 20 à 40 cm.a⁻¹ pour la période 1991-2000 (Serrano *et al.*, 2006).

Dans la partie orientale des Pyrénées, G. Soutadé (1980, p. 132-135) attribue à l'effet de paroi la formation des glaciers-rocheux. Dominés par des roches à structure massive, ils sont le résultat d'une intense macrogélivation intervenue en période de froid vif avec peu de neige, permettant la fourniture d'une masse importante d'éboulis de gros calibre, colmatés par une glace fossile. Il explique la succession de cordons par un enchaînement morphoclimatique. D'abord des périodes de grand froid marquées par des dégels courts et propices à la fourniture de blocs volumineux qui fossilisaient la glace résiduelle provenant de la fonte totale des glaces würmiennes. Puis des phases plus clémentes, moins froides et plus enneigées, moins favorables à la macrogélifraction, favorisant le fluage vers l'aval d'une partie de la glace et de ses matériaux de couverture. L'auteur semble confondre les moraines rocheuses avec les glaciers-rocheux et ne se prononce pas précisément sur la genèse de ces formations. Cette description correspond à ce que l'on pourrait nommer « complexe glacier rocheux - glacier de retrait ». Au niveau des cirques du massif du Carlit, le développement des glaciers-rocheux en arrière des moraines vraies voire à leur détriment est attribué au Dryas récent (Delmas, 2005). Pour les plus hauts, situés vers 2 600 – 2 700 mètres, une réactivation holocène est envisageable.

b- Typologie des glaciers-rocheux oriento-pyrénéens

La classification de Wahraftig et Cox (1959) fait référence à l'état dynamique et interne sur la base de présomptions. Les auteurs distinguent les glaciers-rocheux actifs qui contiennent de la glace et avancent de quelques décimètres à un ou deux mètres par an, les glaciers-rocheux inactifs qui contiennent de la glace mais qui ont cessé de se déplacer et les glaciers-rocheux fossiles qui ne contiennent plus de glace et ne se déplacent plus. Cette typologie se fonde essentiellement sur des critères de physionomie (degré d'occupation de la végétation) et de morphologie (caractéristiques de la pente frontale) observés par interprétation de photographies aériennes (Monnier, 2006). L'absence de mesures géophysiques et topographiques rend hasardeuse l'appréciation de sa structure interne et de sa dynamique : « [...] le seul moyen de différencier [...] un glacier-rocheux actif d'une formation inactive est d'en mesurer les mouvements ; de même, l'unique possibilité de distinguer une formation fossile d'un glacier-rocheux inactif est de démontrer l'absence de glace en son sein » (Delaloye, 2004, p. 30). Pour cette raison, nous optons pour une classification moins contraignante basée sur un diagnostic morphologique faisant référence à l'apparence du glacier rocheux. Cette typologie issue des travaux de D. Barsch (1996) et suivie par S. Monnier (2004) distingue les *intact rockglaciers* (ou glaciers-rocheux "frais") des *relic rockglaciers* (ou glaciers-rocheux "relictuels"). Les premiers ont des formes vives, avec un front raide et sont en général pas du tout ou à peine recouverts par la végétation. Ils sont facilement repérables sur photographie aérienne grâce à leur aspect boursoufflé en vision stéréoscopique (Monnier, 2004). Les seconds ont des formes d'ensemble et de détails plus émoussées, présentant des traces d'affaissement dues à la fusion de la glace et sont plus ou moins recouverts de végétation.

Pour la haute montagne des Pyrénées orientales, nous distinguons donc deux types de glaciers-rocheux sur la base de critères morphologiques :

Les glaciers-rocheux frais (fig. 2.13) sont facilement identifiables. Ils possèdent des rebords latéraux et frontaux nets, et une surface modelée par des bourrelets et des sillons longitudinaux et/ou transversaux frais. Ils sont dépourvus de végétation en surface.

Les glaciers-rocheux relictuels (fig. 2.14) sont moins reconnaissables en raison de leur forme plus molle. Les sillons et les bourrelets ne sont pas bien marqués et la pente frontale est faible. Leur surface est piquetée de végétation, essentiellement d'arbustes (*Juniperus* et *Rhododendron*) et d'arbres (*Pinus uncinata*).

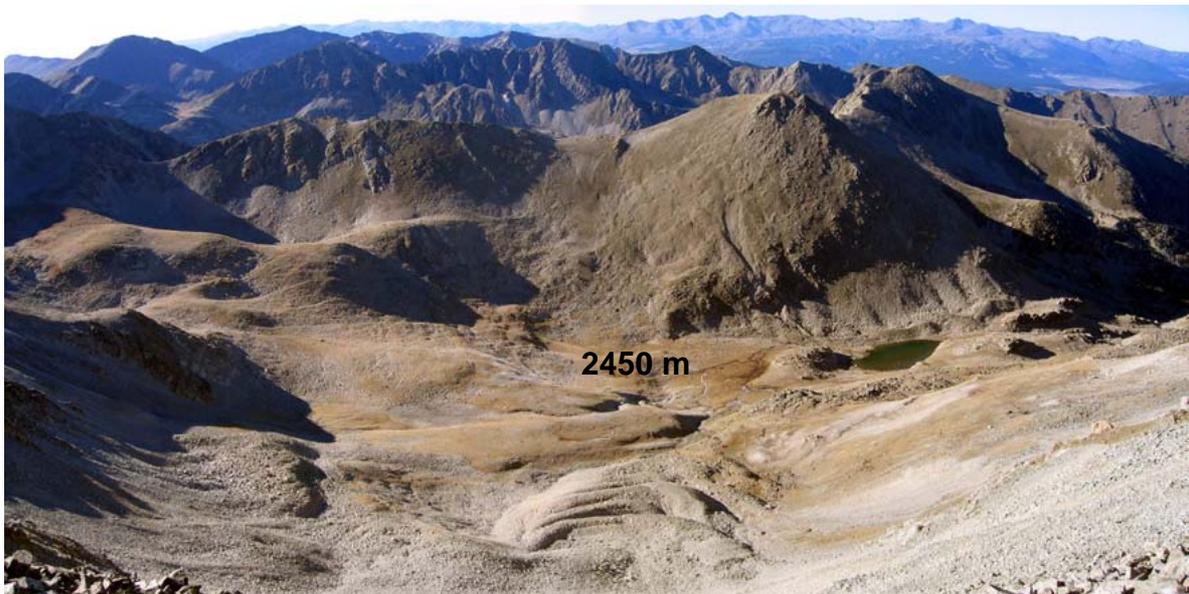


Figure 2.13 – Glacier rocheux frais de la Coma mitjana, massif du Canigou-Carança, cliché pris depuis le col de Coma Mitjana (2006).



Figure 2.14 – Glacier rocheux relictuel de la Coma Amagada (vallée de Planès), massif du Puigmal. Le front est largement végétalisé, piqueté de pins à crochets (2006).

1.3.3- Distribution spatiale et caractérisation des versants d'éboulisation

Cartographier les versants d'éboulisation ainsi que les glaciers-rocheux associés présente un double intérêt : d'une part apprécier la place qu'occupent ces formations dans l'espace étudié et d'autre part comprendre la répartition de chaque « taxon » par rapport aux facteurs géologiques et topographiques (lithologie, exposition, altitude, etc.). Cette

représentation s'appuie sur le cadre spatial défini par la limite supérieure de la forêt, et par la limite d'englacement durant le maximum glaciaire würmien.

Comme toute représentation symbolique, la cartographie des systèmes d'éboulisation et des glaciers-rocheux associés a ses limites dues à la perte d'information dont plusieurs facteurs sont responsables : les uns liés à l'interprétation, les autres aux données à partir desquelles les relevés sont effectués. Selon l'échelle choisie pour réaliser les cartes, le degré de précision varie. C'est pour cette raison qu'il est important de conserver un même degré de zoom durant tout le travail de photo-interprétation. Et pourtant, lorsque la surface à représenter est petite, on a besoin d'augmenter le zoom et donc de faire varier l'échelle. On a alors tendance à travailler à des échelles différentes et donc à des résolutions variables selon l'objet à représenter. Mais la représentation à l'échelle des massifs homogénéise le travail et le rend plus lisible.

1.3.3.1- Méthodologie

L'unité de base pour cartographier les géofaciès d'éboulisation correspond au panneau de versant allant de la crête au pied du versant. Chacun d'eux comporte un talus d'éboulis et sa paroi amont ou bien le panneau de versant régularisé ou en voie de l'être. Chaque ensemble cartographié est homogène. Ainsi chaque géofaciès est localisé par photo-interprétation (sources : BD-ortho et Scan 25 IGN des Pyrénées-Orientales pour la France, orthophotos et cartes topographiques au 1/25 000 de la Generalitat de Catalunya pour la Serre de Cadi, et orthophotos et carte topographique au 1/25 000 pour Andorre). Pour certains, des contrôles de terrain ont permis de confirmer les relevés cartographiques.

Chacun des éboulis et glaciers-rocheux repérés sont décrits dans une base de données (annexe 2.1, p. 11 et 2.2, p. 21) par une série de variables qualitatives comme le type de formation (éboulis avec corniche continue ou paroi découpée, versant en voie de régularisation et versant régularisé / glacier rocheux frais ou relictuel), l'appartenance à un massif, la lithologie de la formation, l'exposition d'ensemble de la paroi ou du versant, le type de système (ouvert sur un torrent ou un glacier rocheux frais, ou fermé par une pelouse, une moraine ou un glacier rocheux relique) et la présence ou non d'espèces végétales. On considère que la formation (glacier rocheux ou versant d'éboulisation) est végétalisée lorsque le recouvrement de la végétation occupe plus de 50 % de sa surface. Les variables quantitatives correspondent aux altitudes de la racine et du front pour les glaciers-rocheux ou bien les altitudes maximales (crête) et minimales (pied) pour les versants d'éboulisation et la dénivellation maximale de la formation.

Le tableau 2.4 décrit l'ensemble des variables et leurs modalités. L'exploitation de la base de données par des traitements statistiques permet de caractériser les versants d'éboulis et glaciers rocheux de la haute montagne des Pyrénées orientales. L'analyse spatiale réalisée grâce à un système d'information géographique (logiciels MapInfo et Arcview) permet de comprendre la répartition de ces formations dans l'espace étudiée.

Tableau 2.4 – Résumé des modalités liées aux variables de la base de données. Concernant la variable végétation, la modalité vraie correspond à un taux de recouvrement supérieur à 50 % de la surface étudiée. * pour les versants d'éboulisation, il s'agit de la dénivellation totale de la crête au pied du talus d'éboulis

	Variables	Modalités	Mode d'acquisition
qualitatives	Massif	Carlit Porte-Puymorens Canigou Puigmal-Carança Serre de Cadi Nord-Andorre	Cartes topographiques de l'IGN
	Type de formation	Eboulis surmonté d'une corniche continue Eboulis surmonté d'une paroi découpée Versant en voie de régularisation Versant régularisé Glacier rocheux frais Glacier rocheux relictuel	BD Ortho de l'IGN Cartes topographiques Terrain occasionnellement
	Lithologie	calcaire schiste gneiss granite	Cartes géologiques
	Exposition	Nord Nord-Est Est Sud-Est Sud Sud-Ouest Ouest Nord-Ouest	BD Ortho de l'IGN
	Végétation	oui non	BD Ortho de l'IGN Terrain occasionnellement
	Système	ouvert fermé	BD Ortho de l'IGN Terrain occasionnellement
quantitatives	Altitude de la racine (pour les glaciers rocheux) ou maximale (pour les éboulis)	< 2000 [2000-2200[[2200-2400[[2400-2600[≥ 2600	BD Ortho de l'IGN Cartes topographiques
	Altitude du front (pour les glaciers rocheux) ou minimale (pour les versants d'éboulisation)	< 2000 [2000-2200[[2200-2400[[2400-2600[≥ 2600	BD Ortho de l'IGN Cartes topographiques
	Dénivellation *	< 100 [100-200[[200-400 [400-600[≥ 600	BD Ortho de l'IGN Cartes topographiques

1.3.3.2- Répartition des géofaciès d'ébouilisation et des glaciers rocheux

La cartographie des versants d'ébouilisation et des glaciers-rocheux associés permet d'apprécier leur répartition dans l'espace, sur les secteurs étudiés, en France (fig. 2.15), en Espagne (fig. 2.16) et en Andorre (fig. 2.17). Le dénombrement de ces formations de pente par massif montre un effectif maximal sur le Carlit avec 99 versants d'ébouilisation et 45 glaciers-rocheux. Mais il est plus objectif de rapporter ces effectifs aux superficies des secteurs étudiés qui correspondent aux zones d'intersection des domaines supraforestiers et des emprises glaciaires par massif, y compris les crêtes et parois « supraglaciaires ». Sur le massif de Serre de Cadi, le secteur étudié correspond uniquement à l'intersection des domaines supraforestiers et glaciaires en versants nord. Nous avons alors calculé la part occupée par les géofaciès d'ébouilisation et des glaciers-rocheux sur chaque massif ainsi que leur densité par unité de surface. La densité correspond au nombre de versants d'ébouilisation et de glaciers-rocheux rapporté à la superficie totale occupée par chaque géofaciès (éboulis et glacier rocheux). Nous avons également mesuré leur taille moyenne c'est-à-dire le rapport entre la surface des géofaciès et leur nombre.

On constate alors que les versants d'ébouilisation (tab. 2.5) occupent une large place du secteur étudié sur la Serre de Cadi (59,3 %), sur le massif du Canigou (42,5 %) et sur le massif du Puigmal-Carança (34,6 %) mais qu'ils sont finalement moins bien représentés sur le Carlit (seulement 16,3 % du secteur étudié). Le calcul des densités confirme ces remarques avec un maximum de 2,6 éboulis/km² en Serre de Cadi et un minimum sur le massif du Carlit avec 0,6 éboulis/km² (tab. 2.5). Cela reflète bien la topographie : très raide en versant nord de la Serre de Cadi et, au contraire, munie de vastes plateaux sur le Carlit. Nous sommes cependant sceptiques concernant la taille moyenne des versants d'ébouilisation. Les valeurs obtenues sont variables : maximales sur le massif du Canigou (0,52 km²) et minimales en Serre de Cadi (0,23 km²) alors que la réalité des formes sur la Serre de Cadi semblent d'une autre ampleur (en terme de dénivelé des versants concernés -2500-1800 m -en particulier) que sur le Canigou. Il est possible qu'il existe un biais lié à l'analyse des orthophotos, au mode de découpage ou au calcul.

Tableau 2.5 – Caractéristiques des géofaciès d'ébouilisation dans l'espace étudié.

Massifs	Surface des secteurs étudiés (en km ²)	Surface du géofaciès ébouilisation (en km ²)	Part du géofaciès sur chaque secteur étudié (%)	Nombre de versants d'ébouilisation	Densité de géofaciès par surface de secteur (unité / km ²)	Surface moyenne des géofaciès (en km ²)
Puigmal-Carança	102,8	35,54	34,6	95	0,92	0,37
Serre de Cadi	11,1	6,58	59,3	29	2,6	0,23
Canigou	18,4	7,82	42,5	15	0,8	0,52
Carlit	155,6	25,3	16,3	99	0,6	0,26

Les glaciers-rocheux (tab. 2.6) se trouvent équitablement répartis sur les massifs du Puigmal-Carança (3,5 %), du Canigou (3,6 %) et du Carlit (3,1 %). Ils sont totalement absents de Serre de Cadi. Les trois massifs abritent quasiment les mêmes densités, de 0,27 à 0,3 glaciers-rocheux/km². Leur taille moyenne est équivalente dans chaque massif, de 0,11 à 0,13 km². Sur le Nord d'Andorre, nous n'avons pas pu réaliser ce calcul car seul un petit secteur de l'Andorre a été pris en compte et n'a pas fait l'objet d'une cartographie systématique.

Tableau 2.6 – Caractéristiques des géofaciès glaciers-rocheux dans l'espace étudié.

Massifs	Surface des secteurs étudiés (en km ²)	Surface des géofaciès glacier rocheux (en km ²)	Part des géofaciès sur chaque secteur étudié (%)	Nombre de glaciers rocheux	Densité de géofaciès par surface de secteur (unité / km ²)	Surface moyenne des géofaciès (en km ²)
Puigmal-Carança	102,8	3,56	3,5	31	0,3	0,11
Serre de Cadi	11,1	0	0	0	0	0
Canigou	18,4	0,66	3,6	5	0,27	0,13
Carlit	155,6	4,81	3,1	45	0,28	0,11

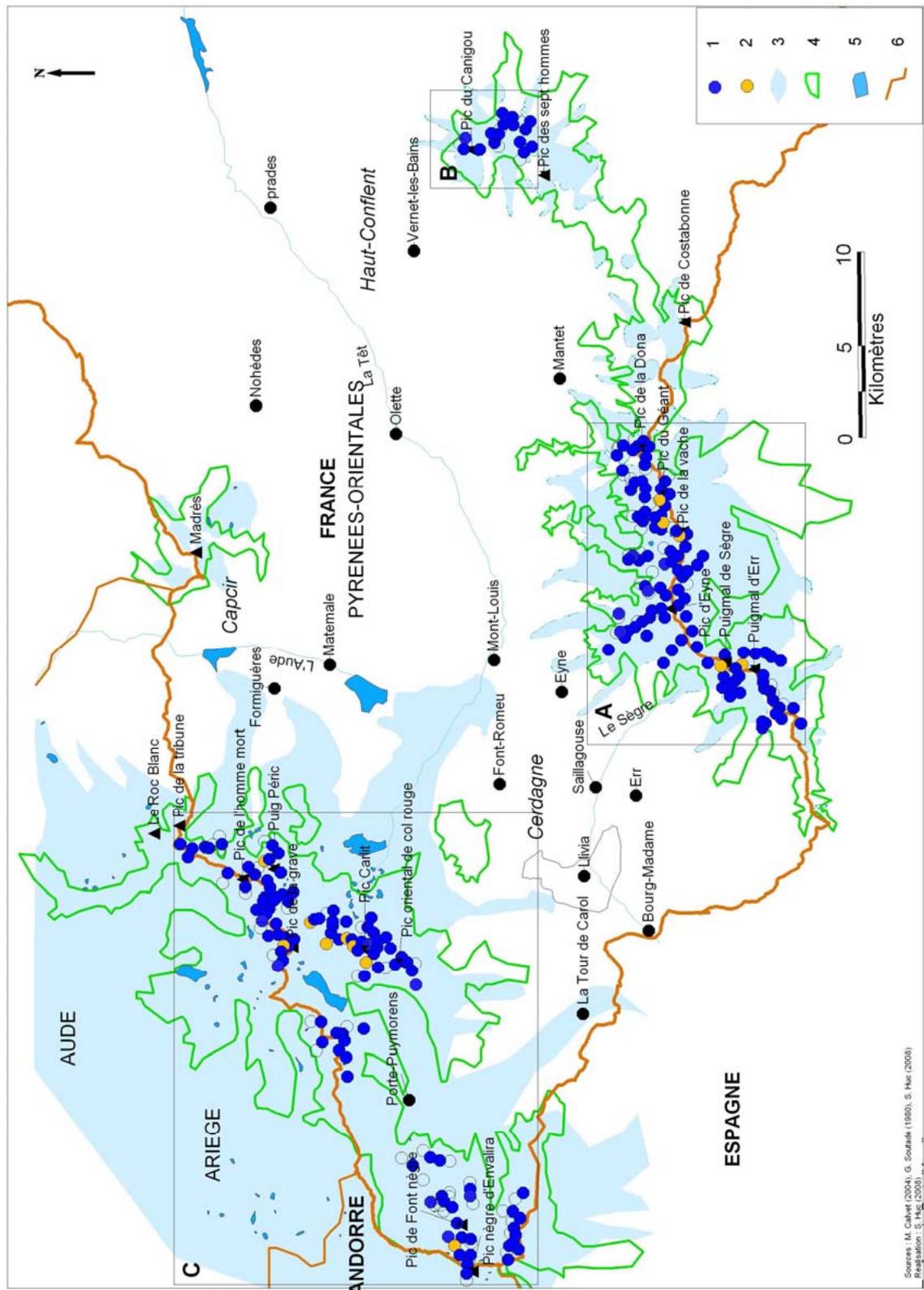


Figure 2.15 – Distribution des versants d'ébouilisation et des glaciers-rocheux situés au-dessus de la limite supérieure de la forêt et touchés par l'emprise würmienne, dans la partie française des Pyrénées orientales. 1 : versant d'ébouilisation ; 2 : glaciers-rocheux ; 3 : emprise glaciaire würmienne, 4 : limite supérieure de la forêt, 5 : lacs, 6 : limites administratives.

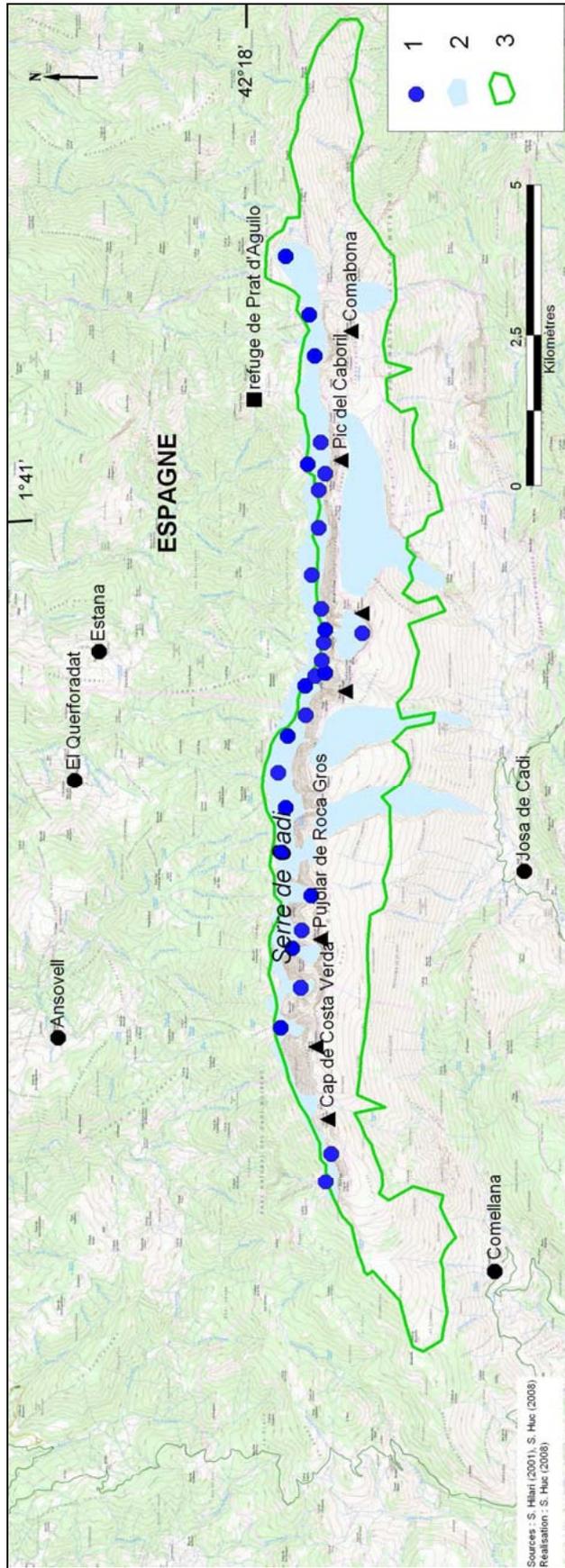


Figure 2.16 – Distribution des versants d'éboulement situés au-dessus de la limite supérieure de la forêt et touchés par l'emprise würmienne, sur la Serre de Cadi, dans la partie espagnole des Pyrénées orientales. 1 : versant d'éboulement, 2 : emprise glaciaire würmienne, 3 : limite supérieure de la forêt.

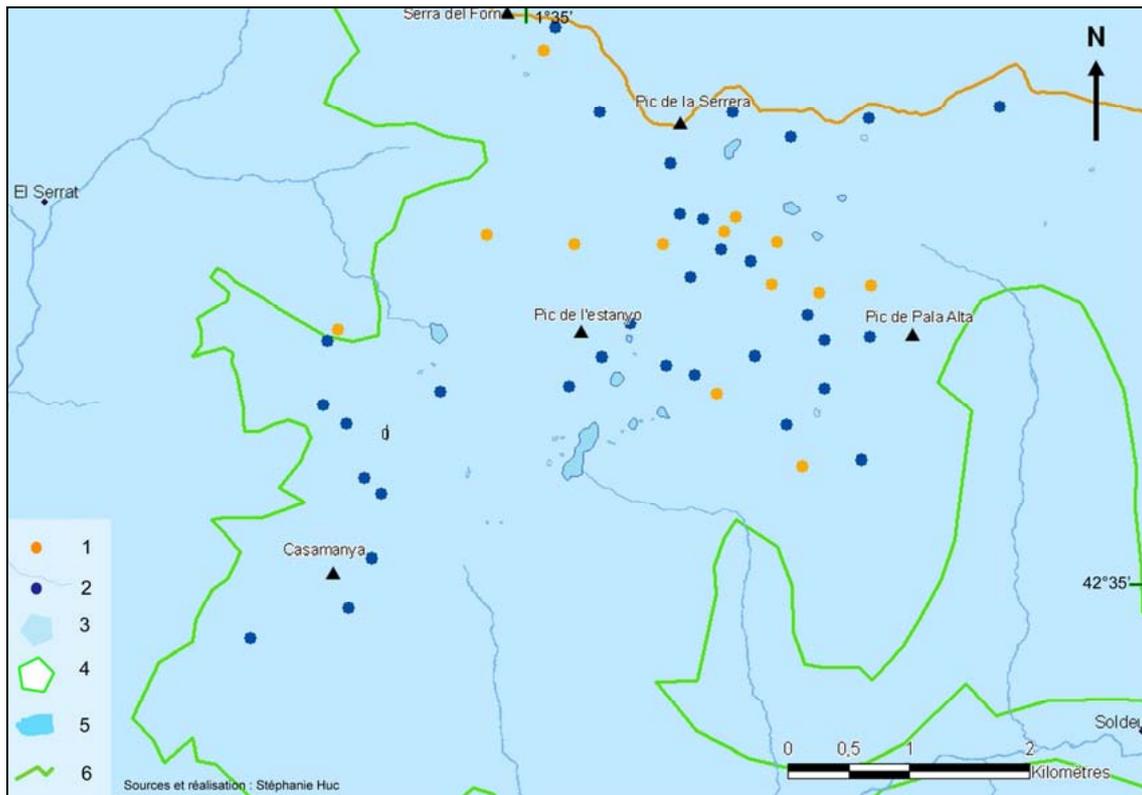


Figure 2.17 – Distribution des versants d'ébouilisation situés au-dessus de la limite supérieure de la forêt et touchés par l'emprise würmienne, sur une petite partie du Nord d'Andorre. 1 : glaciers-rocheux ; 2 : versants d'ébouilisation ; 3 : emprise glaciaire würmienne, 4 : limite supérieure de la forêt, 5 : lacs, 6 : limites administratives.

1.3.3.3- Description des geofaciès d'ébouilisation

La base des éboulis est située en moyenne à 2 373 m, mais elle varie de 1 850 m à 2 680 m soit une tranche d'altitude de 830 m. L'histogramme (fig. 2.18 A) montre qu'ils appartiennent principalement à la tranche 2 400-2 600 m et secondairement à la tranche 2 200-2 400 m. Il s'agit surtout de versants en voie de régularisation (37 %) dont la base est à 2 420 m d'altitude en moyenne mais aussi d'éboulis surmontés par une paroi découpée de couloirs (35 %) dont l'altitude minimale moyenne est de 2 343 m. La plupart des éboulis sont exposés au nord (fig. 2.18 B). Les versants régularisés (17 %) et les éboulis surmontés d'une corniche continue (11 %) sont minoritaires (fig. 2.19). On trouve les éboulis dans toutes les lithologies : ils semblent plus nombreux dans les schistes lorsqu'on calcule la fréquence absolue (fig. 2.20), mais en réalité, ils sont relativement plus présents dans les calcaires (fig. 2.21). Dans 34,5 % des cas, un glacier rocheux est associé à un ébouil.

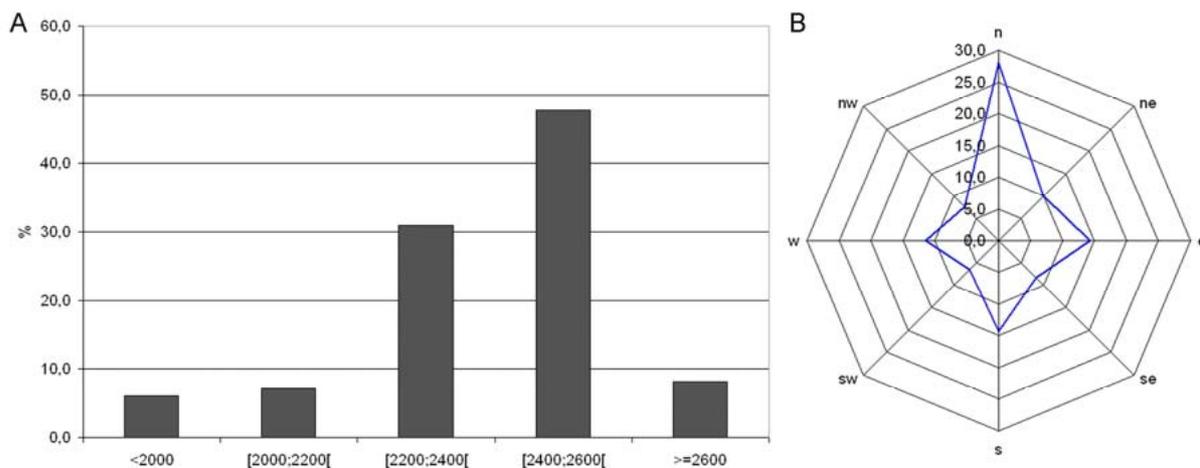


Figure 2.18 – Distribution des éboulis. A : selon la classe altitudinale, B : selon l'exposition des parois ou des versants (%).

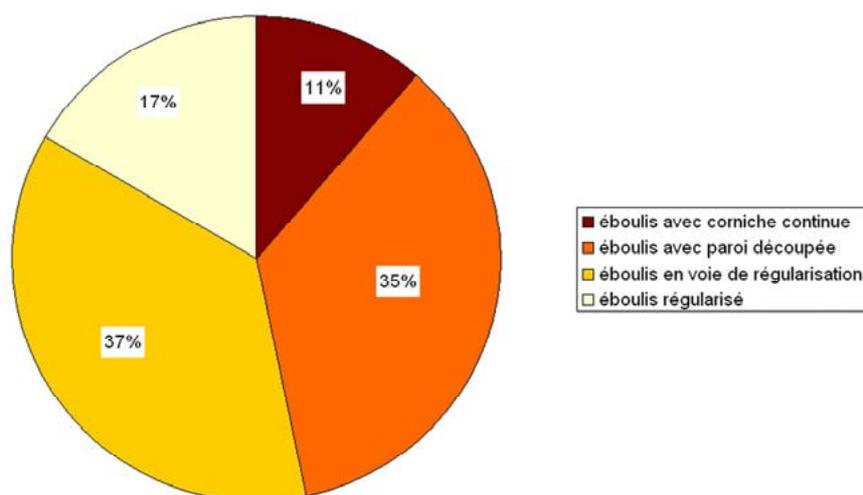


Figure 2.19 – Répartition des différents types de versants d'ébouilisation

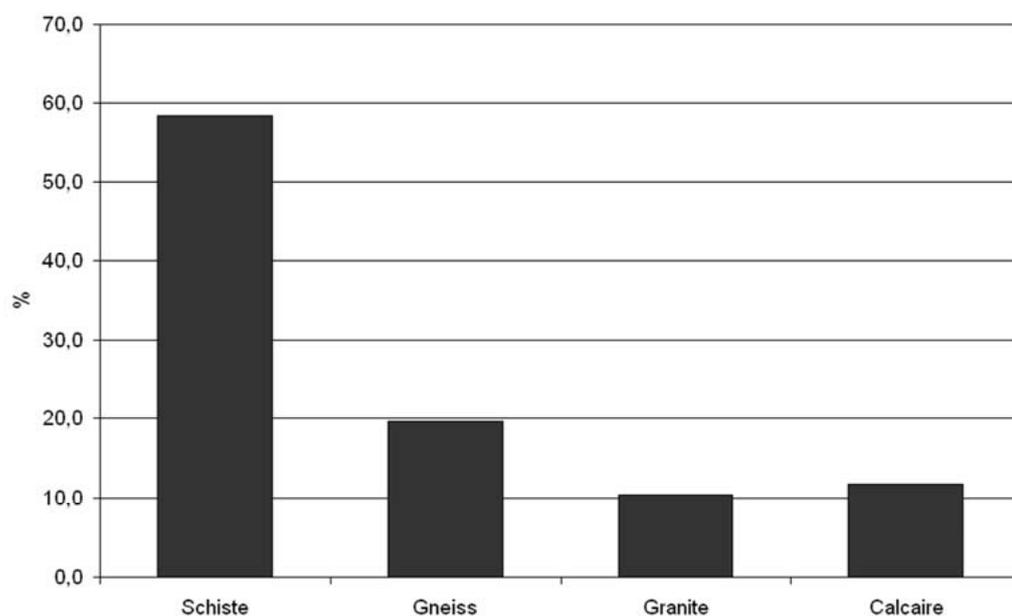


Figure 2.20 – Fréquence absolue des éboulis dans différents contextes lithologiques.

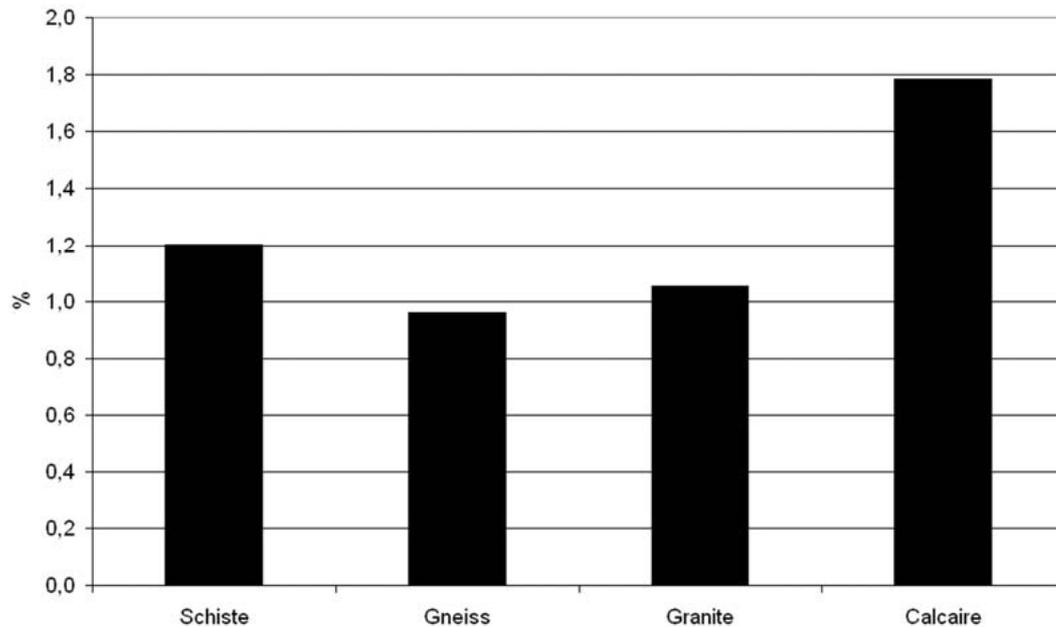


Figure 2.21 – Fréquence relative des éboulis par rapport à la superficie de chaque domaine lithologique.

De manière à apprécier la distribution spatiale des formations, une analyse thématique est réalisée sous système d'information géographique (MapInfo et Arcview) afin de souligner les caractéristiques des formations étudiées en fonction des massifs (tab. 2.7). Sur le Puigmal schisteux (fig. 2.22), les versants en voie de régularisation et régularisés dominent, autant en versant nord qu'en versant sud. Ils sont peu végétalisés. Sur le massif gneissique de la Carança (fig. 2.22), on trouve essentiellement des éboulis surmontés d'une paroi découpée, voire quelques éboulis surmontés d'une paroi continue mais largement végétalisés. Sur le massif du Canigou (fig. 2.23) comme sur le massif du Carlit (fig. 2.24), ce sont les versants en voie de régularisation ainsi que les éboulis surmontés par une paroi découpée qui dominent le paysage. La végétalisation touche essentiellement les éboulis en voie de stabilisation. En Serre de Cadi, la grande corniche calcaire produit surtout des éboulis dont le système amont est représenté par une corniche continue (fig. 2.25). Les *canals* alimentent les éboulis. Sur le massif Nord-Andorre (fig. 2.26), on observe surtout des éboulis surmontés par une paroi découpée. Les cartes présentées (fig. 2.22 à 2.26) soulignent la place importante qu'occupent les versants d'ébouilisation dans l'espace supraforestier ainsi que les corrélations qui existent entre la répartition spatiale des types de géofaciès d'ébouilisation et la lithologie. On voit très nettement la limite entre les gneiss et les schistes du massif Puigmal-Carança, selon une ligne fictive allant du pic d'Eyne au pic de la Vache. Dans les granitoïdes du Campcardos, la roche dure favorise la présence d'éboulis à paroi.

Tableau 2.7 – Répartition des formes de versants d'ébouilisation sur la zone étudiée. Les valeurs sont fournies en %.

	Versants régularisés	Versants en voie de régularisation	Ebouils surmontés d'une paroi découpée	Ebouils surmonté d'une corniche continue
Puigmal-Carança	25,5	49	20,2	5,3
Carlit	10,5	44,7	39,5	5,3
Porté-Puymorens	10,3	13,8	65,5	10,4
Canigou	13,3	33,3	46,7	6,7
Cadi	0	6,9	37,9	55,2
Nord-Andorre	29,7	27	35,1	8,2

Des analyses bivariées sont également réalisées afin d'apprécier les corrélations entre les formes de géofaciès d'ébouilisation et les autres variables. Les résultats montrent des liens très significatifs entre variables (tab. 2.8), permettant de caractériser chaque type de formation. Les ébouils surmontés par une paroi continue sont majoritaires dans les calcaires de la Serre de Cadi. Ils sont exposés au nord. L'altitude de la base est le plus souvent inférieure à 2 200 m alors que l'altitude de l'apex est inférieure à 2 400 m. Le système est fermé à l'aval par la forêt. Les ébouils surmontés par une paroi découpée sont surtout présents sur les massifs de Porté-Puymorens et du Carlit, soit dans les granites, soit dans les gneiss. Ils sont également exposés au nord. La végétation est globalement absente des talus d'ébouils. Comme dans le cas précédent, le système est fermé à l'aval.

Tableau 2.8 – Caractérisation des géofaciès d'ébouilisation à partir d'analyses bivariées réalisées entre le type de formation et les autres variables présentées dans le tableau 2.4.

	Ebouils surmontés par une paroi continue	Ebouils surmontés par une paroi découpée	Versants en voie de régularisation	Versants régularisés
Massifs	Cadi	Porté-Puymorens Carlit	Puigmal-Carança Carlit	Puigmal-Carança Nord Andorre
Lithologie	Calcaire	Granité, gneiss	Schiste	Schiste
Exposition	Nord	Nord	Sud	Sud-est
Végétalisation	-	Non	Oui	Oui
Altitude maximale (m)	< 2400	-	> 2600	> 2600
Altitude minimale (m)	< 2200	-	2400-2600	2400-2600
Type de système	fermé	fermé	ouvert	ouvert

La catégorie des versants en voie de régularisation est plutôt localisée sur les soulans schisteuses des massifs du Puigmal-Carança et du Carlit. L'altitude de la crête est supérieure à 2 600 m alors que la base se situe entre 2 400 et 2 600 m. Au pied du versant, le système est généralement ouvert. Enfin, les versants régularisés sont surtout situés dans les schistes des massifs de Puigmal-Carança et du Nord-Andorre, orientés au sud-est. Ils sont dans la plupart des cas, végétalisés. Leur altitude maximale est supérieure à 2 600 m alors que l'inférieure est comprise entre 2 400 et 2 600 m. Les résultats des analyses bivariées proposent un système ouvert à l'aval pour les catégories des versants en voie de régularisation et les versants régularisés. Mais les contrôles de terrain ont montré que ces versants étaient essentiellement fermés. Les descriptions obtenues à partir d'informations statistiques confirment et précisent, dans la plupart des cas, l'analyse thématique réalisée sous S.I.G. Ainsi les versants d'ébouilisation cartographiés sont à divers degrés d'évolution de leur système.

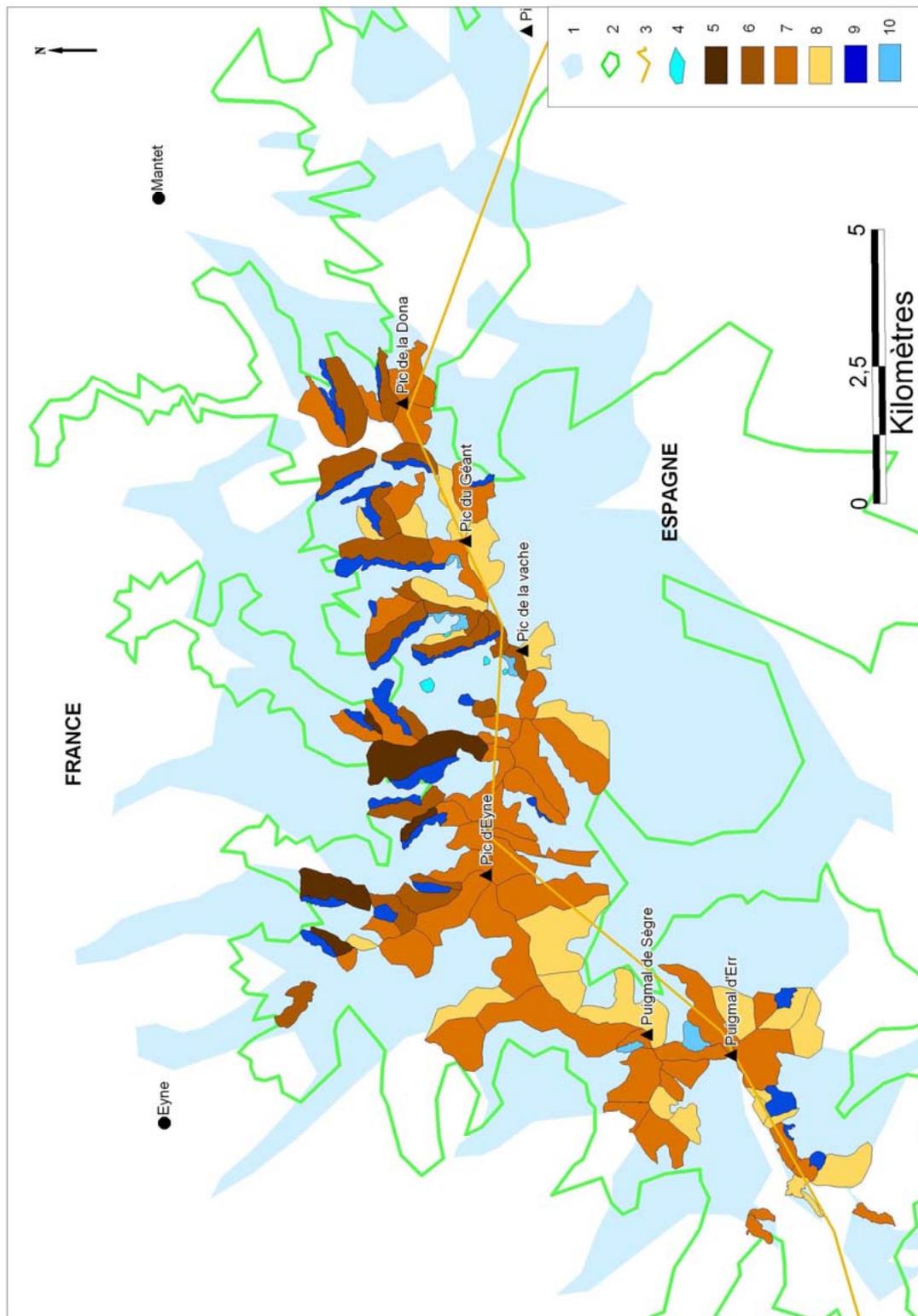


Figure 2.22 – Répartition des différents types de versants d'ébouilisation et de glaciers-rocheux sur les massifs Puigmal-Carança. 1 : emprise glaciaire würmienne, 2 : limite supérieure de la forêt, 3 : limites administratives, 4 : lacs, 5 : éboulis surmontés d'une paroi continue, 6 : éboulis surmontés d'une paroi découpée, 7 : versants en voie de régularisation, 8 : versants régularisés, 9 : glaciers-rocheux relictuels, 10 : glaciers-rocheux frais.

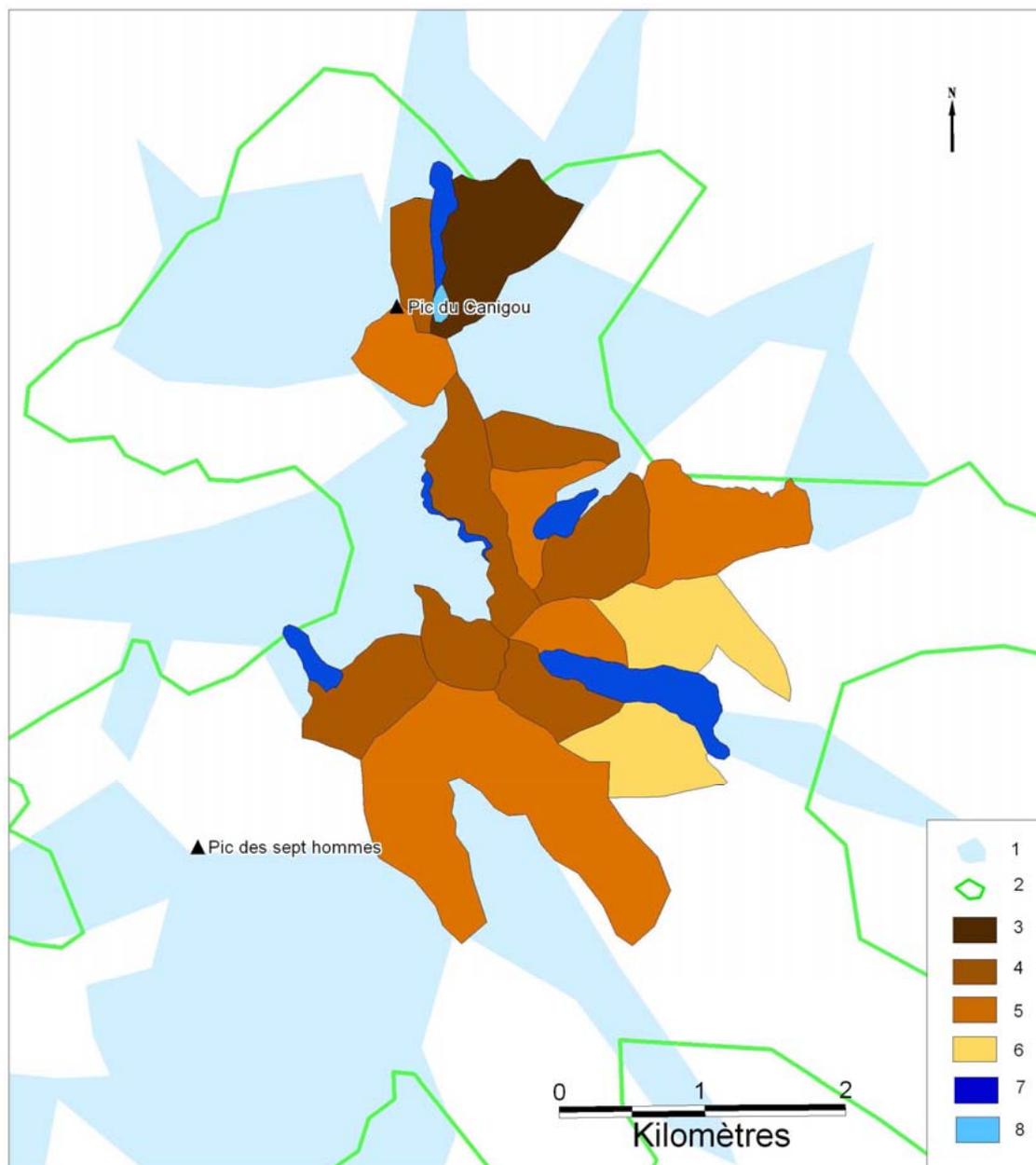


Figure 2.23 – Répartition des différents types de versants d'ébouilisation et de glaciers-rocheux sur le massif du Canigou. 1 : emprise glaciaire würmienne, 2 : limite supérieure de la forêt, 3 : éboulis surmontés d'une paroi continue, 4 : éboulis surmontés d'une paroi découpée, 5 : versants en voie de régularisation, 6 : versants régularisés, 7 : glaciers-rocheux relictuels, 8 : glaciers-rocheux frais.

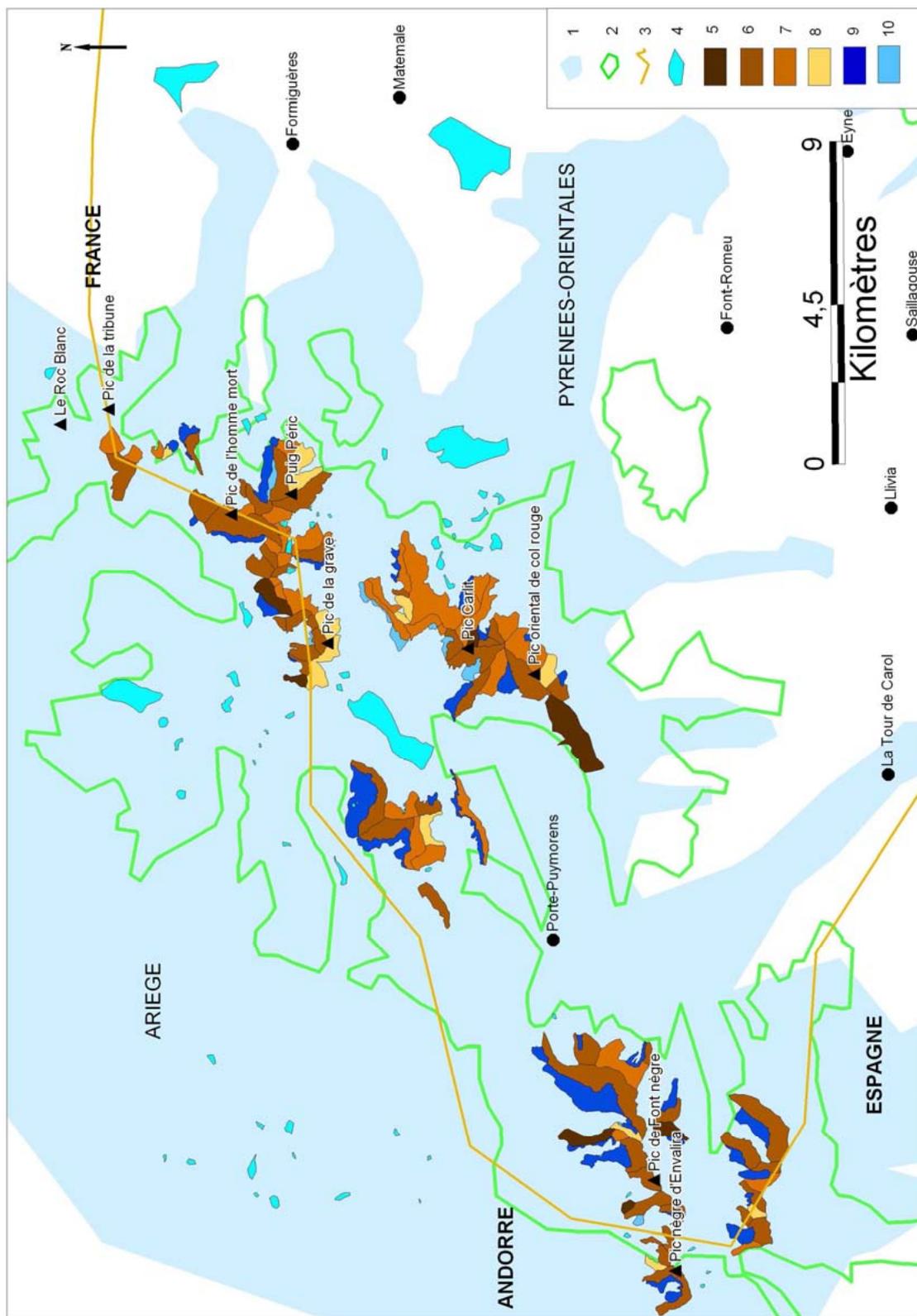


Figure 2.24 – Répartition des différents types de versants d'ébouilisation et de glaciers-rocheux sur le massif du Carlit sensu lato. 1 : emprise glaciaire würmienne, 2 : limite supérieure de la forêt, 3 : limites administratives, 4 : lacs, 5 : éboulis surmontés d'une paroi continue, 6 : éboulis surmontés d'une paroi découpée, 7 : versants en voie de régularisation, 8 : versants régularisés, 9 : glaciers-rocheux relictuels, 10 : glaciers-rocheux frais.

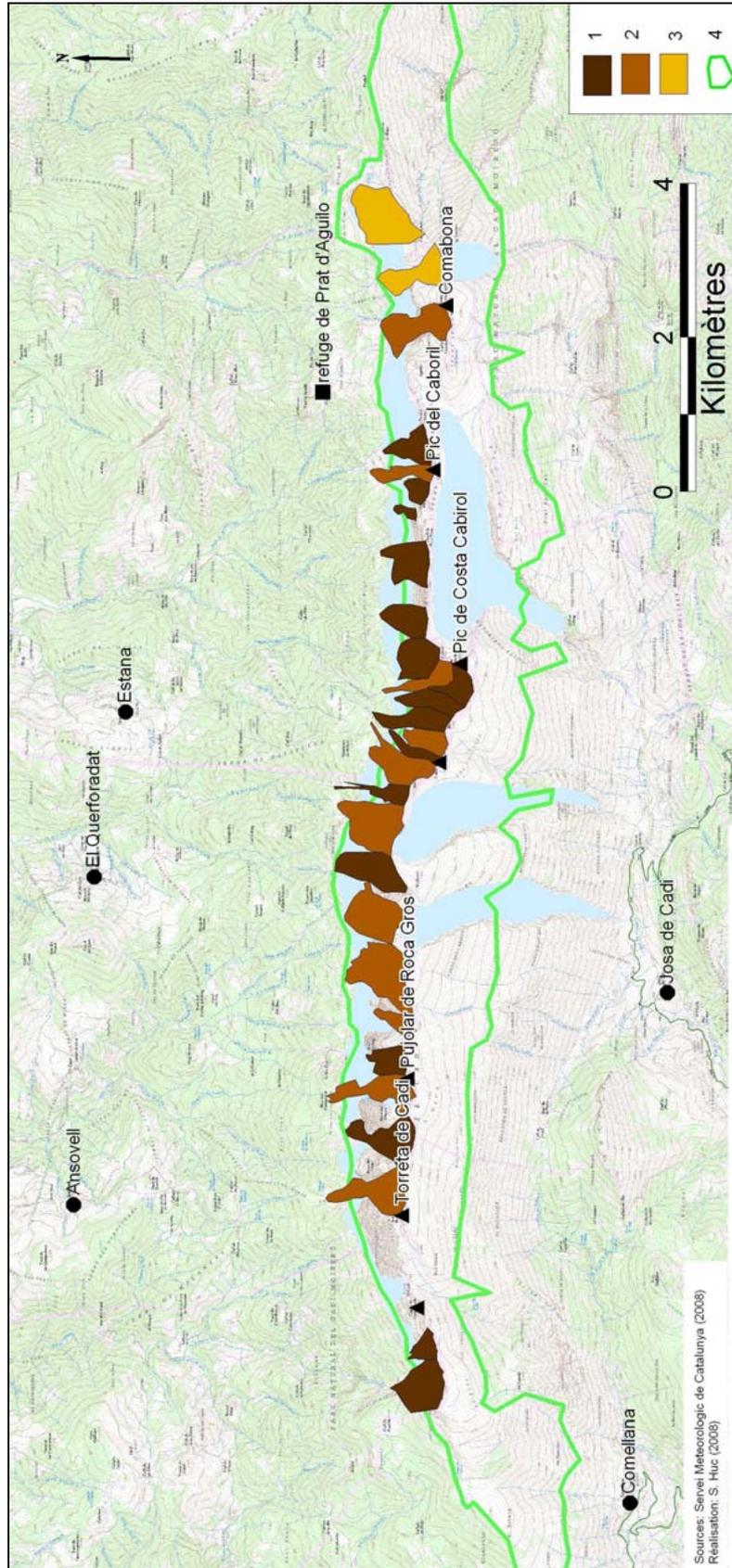


Figure 2.25 – Répartition des différents types de versants d'ébouilissement sur le massif de Serre de Cadi. 1 : éboulis surmontés d'une paroi continue, 2 : éboulis surmontés d'une paroi découpée, 3 : versants en voie de régularisation, 4 : limite supérieure de la forêt.

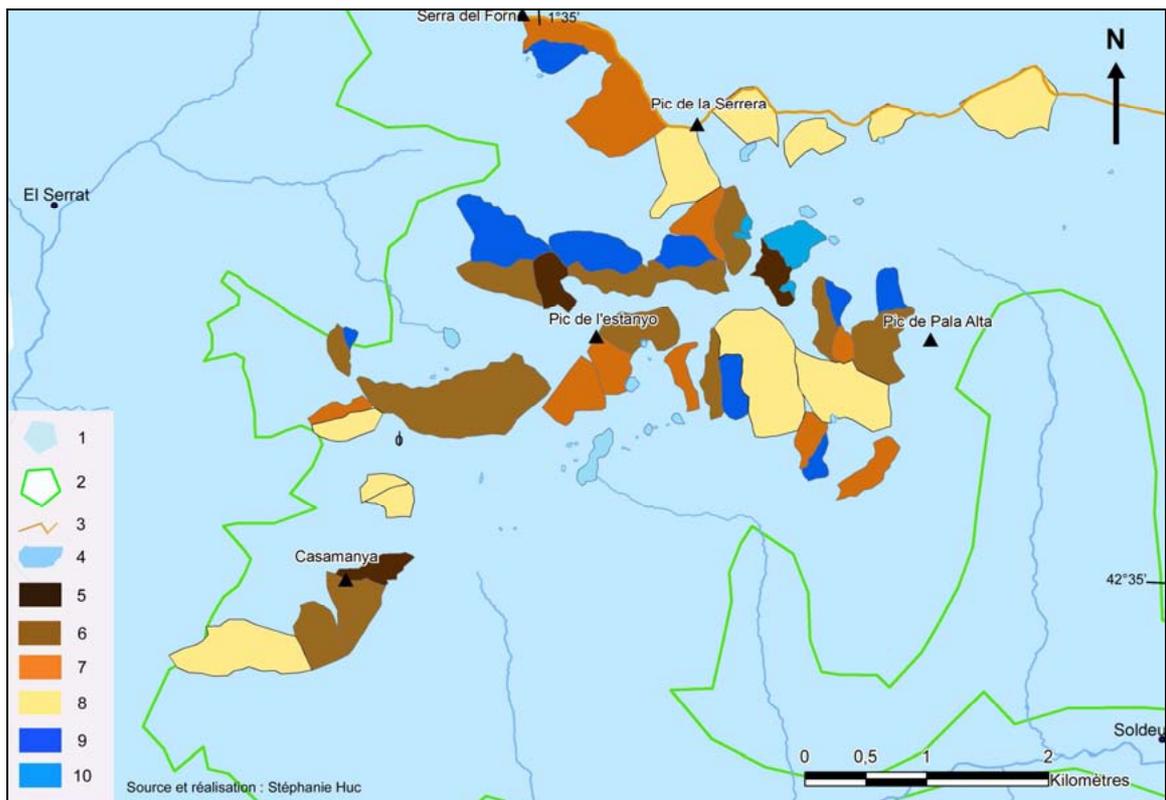


Figure 2.26 – Répartition des différents types de versants d'ébouilisation sur le massif de Casamanya et de l'Estanyo, dans le Nord d'Andorre. 1 : emprise glaciaire würmienne, 2 : limite supérieure de la forêt, 3 : limites administratives, 4 : lacs, 5 : éboulis surmontés d'une paroi continue, 6 : éboulis surmontés d'une paroi découpée, 7 : versants en voie de régularisation, 8 : versants régularisés, 9 : glaciers-rocheux relictuels, 10 : glaciers-rocheux frais.

1.3.3.4- Description des géofaciès glaciers-rocheux

Les analyses statistiques simples montrent que le front des glaciers-rocheux se situe en moyenne à 2 340 m d'altitude, mais il varie entre 1 980 m et 2 640 m, soit une tranche d'altitude de 660 m. Cet intervalle est bien inférieur à celui obtenu par S. Monnier (2006) dans la haute vallée de l'Arc (Alpes françaises du Nord) qui approche les 1 300 m (1 700-2 800 m). Le calcul des fréquences absolue et relative montre que ces formations sont essentiellement présentes dans les schistes (fig. 2.27 et fig. 2.28).

Les glaciers rocheux oriento-pyrénéens sont principalement concentrés dans la tranche 2 200-2 400 m (51,5 %) et secondairement 2 400-2 600 m (32 %), à l'inverse des géofaciès d'ébouilisation (fig. 2.29 A). Ils sont représentés par 82 % de glaciers-rocheux « relictuels » et 18 % de glaciers-rocheux « frais ». L'altitude moyenne du front des glaciers-rocheux frais est bien supérieure à celle des glaciers-rocheux relictuels (2 492 m contre 2 308 m). Ils se placent principalement au pied des parois exposées au nord, secondairement à l'est et à l'ouest (fig. 2.29 B). Les glaciers-rocheux de parois exposées au sud sont exceptionnels. Leur schéma de répartition en fonction de l'exposition suit celui de S. Monnier (2006) dans les Alpes du Nord et celui de D. Barsch (1996) pour les Alpes suisses à la nuance près que, pour ce dernier, l'exposition nord-ouest domine.

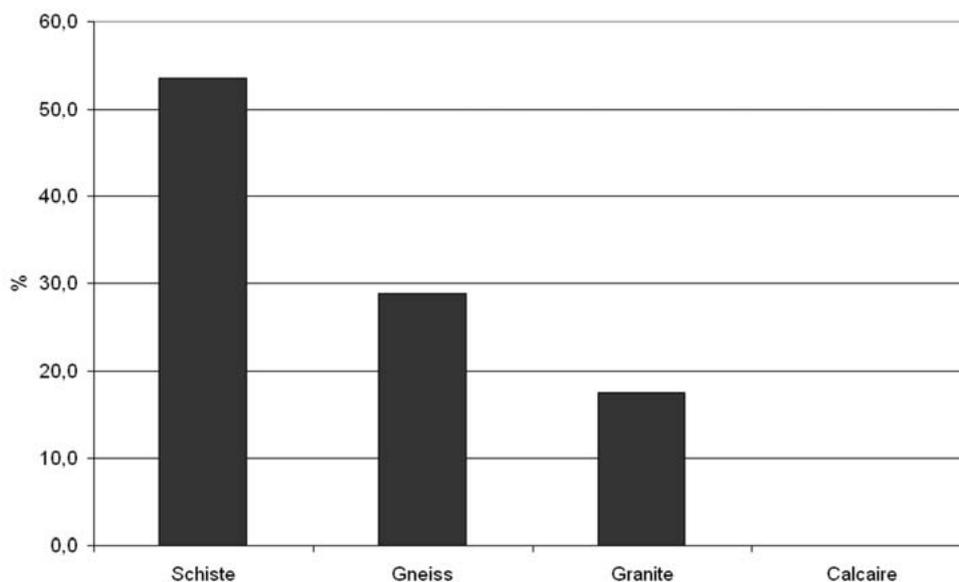


Figure 2.27 – Fréquence absolue des glaciers-rocheux dans différents contextes lithologiques.

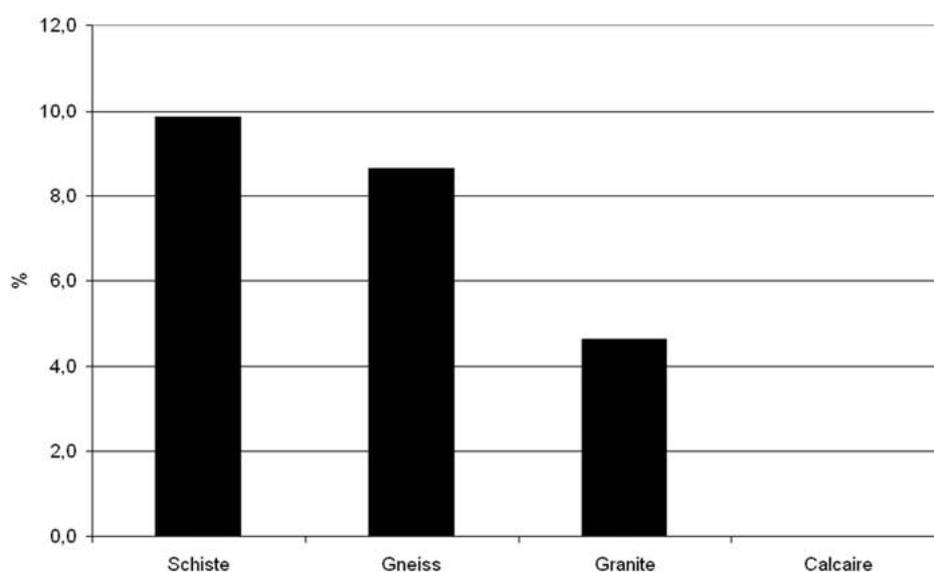


Figure 2.28 – Fréquence relative des glaciers-rocheux par rapport à la superficie de chaque domaine lithologique.

Comme pour les versants d'ébouilisation, nous avons réalisé une analyse thématique sous système d'information géographique de manière à distinguer spatialement les types de glaciers-rocheux. Sur le massif du Puigmal (fig. 2.22), ils sont présents en très petit nombre (7). Sur le massif gneissique de la Carança (fig. 2.22), ils sont nombreux et « relictuels » pour la plupart. Sur le massif du Canigou (fig. 2.23) comme sur le massif du Carlit (fig. 2.24), les glaciers-rocheux « relictuels » sont nombreux et occupent des surfaces bien plus importantes que les glaciers-rocheux « frais ». Aucun glacier rocheux n'a été identifié sur la Serre de Cadi (fig. 2.25). Au Nord d'Andorre (fig. 2.26), ils sont de type « relictuel ». Les analyses bivariées réalisées entre le type de formation et les autres variables montrent peu de liens significatifs permettant d'identifier les caractéristiques des glaciers-rocheux par rapport aux autres

variables. Le faible nombre d'observations (97) semble jouer un rôle sur le niveau de significativité.

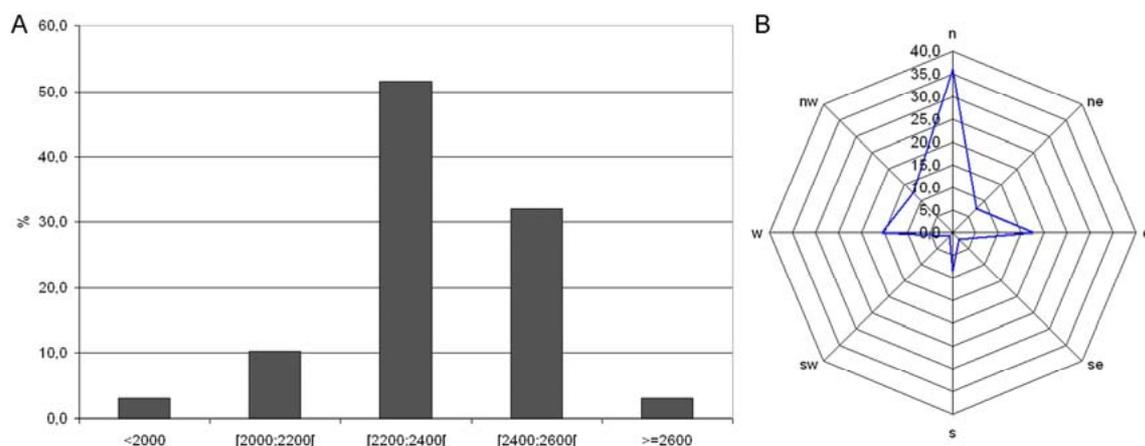


Figure 2.29 – Distribution des glaciers-rocheux. A : selon la classe altitudinale, B : selon l'exposition des parois ou des cirques situés à l'amont (%).

1.3.3.5- Conclusion

La distribution spatiale des éboulis et des glaciers-rocheux est liée essentiellement à trois facteurs : la structure géologique, l'organisation orographique et le (paléo)-climat. Concernant le premier facteur, nous avons vu au début de ce chapitre comment le degré de fragilité/résistance de la roche pouvait influencer son démantèlement. La structure foliacée des gneiss facilite leur météorisation. De plus, le morcellement des massifs de Carança et du Carlit en petites unités topographiques de type cirque est favorable aux glaciers-rocheux. S. Monnier (2004) explique cette situation préférentielle de ce type de site par l'évacuation moins poussée des débris et par l'effet de masque des parois encadrantes lorsque celles-ci sont assez hautes et resserrées. Enfin, d'un point de vue climatique, la mise en place des éboulis et des glaciers-rocheux s'est déroulée sous un climat plus froid que celui qui prévaut aujourd'hui. Ainsi il serait risqué de vouloir expliquer cette répartition dans le contexte climatique actuel sachant que plus de 70 % des glaciers-rocheux sont « relictuels » et que 29 % des éboulis sont largement végétalisés.

Les éboulis que nous avons sélectionnés pour être instrumentés appartiennent aux différents types de formations décrites précédemment. Répartis sur quatre massifs, dans des contextes lithologiques, d'exposition et d'altitude variés, ils sont représentatifs des versants d'ébouilisation présents dans les Pyrénées orientales. L'étude de leur fonctionnement actuel passe obligatoirement par la connaissance des conditions microclimatiques de la haute montagne. C'est l'objet du prochain chapitre (chapitre 3).

2- La composante biogéographique des paysages supraforestiers

2.1- Les associations végétales de la haute montagne oriento-pyrénéenne

L'espace supraforestier étudié est occupé par plusieurs grandes formations végétales dont une nous intéresse particulièrement, celle des éboulis. À différentes échelles de temps (Quaternaire, Holocène, séculaire et actuelle), la végétation de la haute montagne a beaucoup varié en fonction des fluctuations climatiques d'une part et des activités humaines d'autre part. À l'heure actuelle, changements climatiques et modification des dynamiques morphogéniques provoquent aussi des perturbations sur la végétation. On assiste alors à une évolution dans le temps de la composition des groupements végétaux. Par exemple, la stabilisation d'un versant d'ébouilisation peut conduire à l'installation d'espèces végétales herbacées avec des fétuques stabilisatrices et conduire progressivement à une formation végétale de type lande avec une colonisation par le *Juniperus* ou le *Rhododendron*. Ainsi nous nous intéressons à toutes les formations végétales périphériques aux éboulis, pouvant à un moment donné de leur histoire coloniser le versant d'ébouilisation par le processus de dynamique végétale.

2.1.1- Qu'est-ce que l'espace supraforestier ?

Définir la notion d'espace supraforestier et de limite supérieure de la forêt ou *timberline* n'est pas aisé. Si la plupart des auteurs s'entendent sur une définition *s.l.*, des problèmes de terminologie existent, notamment en lien avec l'approche climatique, la discipline étudiée et surtout l'appréciation différente de l'échelle des phénomènes observés. Pour évoquer ce qui est un milieu sans arbre, doit-on parler d'étage alpin ou d'espace supraforestier (Soutadé *et al.*, 1982) ? Le premier terme est plutôt utilisé par les forestiers pour désigner la limite où les moyens techniques et biologiques pour arriver avec succès à boiser ou reboiser sont inopérants. Le second est surtout employé par les géomorphologues, les biogéographes et plus généralement les naturalistes qui considèrent cette limite comme « une zone écotonale en mosaïque dont l'évolution peut être appréhendée : 1- par rapport à une limite moyenne en observant cette mosaïque de loin, 2- en considérant les contacts entre les unités à la fois physiologiques et géomorphologiques, ou 3- à l'échelle de lisières forestières individuelles » (Didier et Brun, 1998). Cette limite comprise entre l'étage subalpin et l'étage alpin (Ozenda, 2002) est caractérisée par des arbres déformés ou prostrés (*Krummholz*), par des landes arbustives ou par une mosaïque d'îlots d'arbres (fig. 2.30).

Les géographes physiciens divisent l'espace supraforestier en deux sous-étages en fonction de l'action des processus morphogéniques : le supérieur caractérisé par une morphodynamique active et la fréquence de formations minérales, et l'inférieur plus herbeux, moins affecté par la géomorphogénèse superficielle. Les raisons invoquées pour expliquer l'absence de toute végétation arborée au-dessus d'une certaine altitude sont multiples. D'un point de vue biologique, les arbres doivent maintenir un bilan positif de carbone durant leur cycle de vie ; sans cela, ils meurent (Slayter et Noble, 1992). W. Tranquillini (1979) montre aussi que la dessiccation hivernale est un facteur limitant, les arbres étant alors éliminés au-dessus d'une certaine altitude. Il est généralement admis qu'« un déficit thermique est à l'origine de cette production limitée et de cette maturation incomplète » (Didier et Brun, 1998, p.2). Mais au-delà de ces considérations écophysiologicals, les biogéographes considèrent qu'il existe une relation étroite entre la limite supraforestière et les paramètres

climatiques. D'ailleurs, depuis H. Brockmann-Jerosch (1919), l'altitude de l'isotherme 10°C du mois le plus chaud est considérée comme un indicateur de cette limite (Grant et French, 1990). Les variations de la limite supraforestière sont donc bien corrélées aux fluctuations climatiques.

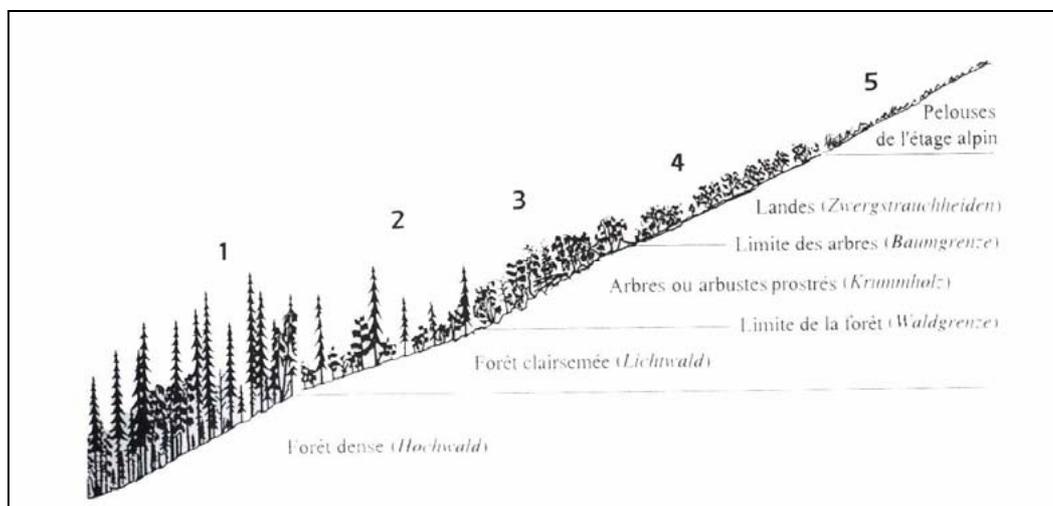


Figure 2.30 – Gradient altitudinal présentant la transition entre les étages subalpins et alpins (extrait de Ozenda, 2002, p. 35).

Dans ce travail, nous parlerons préférentiellement d'étage supraforestier plutôt que d'étage alpin à cause des caractéristiques propres à la zone d'étude, c'est-à-dire une zone de transition qui comprend tous les termes de passage. Les Pyrénées orientales sont fortement influencées par le caractère méditerranéen de son climat et donc de sa végétation : se côtoient à la fois des groupements de caractère boréo-alpin et oroméditerranéen (Baudière *et al.*, 1979). De plus, l'étage subalpin est souvent représenté par une pelouse qui, de prime abord, ne diffère pas physionomiquement de la « pelouse alpine », notamment sur les soulanes, ce qui peut porter à confusion (Soutadé, 1980). La limite inférieure de cet espace supraforestier est en équilibre instable car elle dépend de processus variés, à la fois biologiques (croissance, reproduction, dissémination, compétition...), physiques (microclimat, érosion, manteau neigeux, pédoclimax...) mais aussi anthropiques (surpâturage, déforestation...). D'ailleurs l'altitude de cette limite a largement varié, au gré des changements environnementaux passés (tab. 2.1).

2.1.2- Les formations végétales dominantes

L'espace supraforestier est occupé par cinq types de groupements végétaux : les formations rupicoles, d'éboulis, de combes à neige, de pelouses et de landes. Nous nous intéressons particulièrement aux formations végétales d'éboulis, mais l'existence des autres formations en périphérie nécessite leur prise en compte car, au sein même du talus d'éboulis, la dynamique végétale conduit à des successions ou des substitutions de communautés végétales. Nous avons fait le choix de décrire chacun de ces groupements selon la nomenclature phytosociologique sigmatiste de J. Braun-Blanquet, améliorée des travaux ultérieurs de A. Baudière et A.M.L. Bonnet (1963), de O. Bolos *et al.* (1993) et de Bardat *et al.* (2004). Nous présentons seulement les principales associations végétales et leurs caractéristiques écologiques de manière à fournir au lecteur une vision globale du paysage

végétal de la zone étudiée. Nous insistons tout particulièrement sur les dynamiques végétales qui se produisent au sein de l'éboulis en tenant compte des composantes spatiales et temporelles. La classification proposée repose sur la nomenclature des unités phytosociologiques selon la hiérarchisation descendante suivante : classe, ordre, alliance et association.

Les descriptions des groupements végétaux qui suivent peuvent sembler un peu longue au lecteur non averti en botanique et sciences phytosociologiques mais leurs présentations sont nécessaires pour comprendre les dynamiques végétales en jeu sur les versants d'éboulisation ainsi que pour apprécier les évolutions futures en lien avec les changements climatiques présentés au chapitre 5.

2.1.2.1- Les formations d'éboulis

Dans les Pyrénées orientales, J. Braun-Blanquet (1948) a décrit la végétation des éboulis plus ou moins mobiles comme étant la classe du *Thlaspietea rotundifolii* Br.-Bl. (1948). L'auteur distingue deux ordres selon l'acidité du sol : *Thlaspietalia rotundifolii* Br.-Bl. in Br.-Bl. et H. Jenny 1926 sur les éboulis à carbonates et l'ordre des *Androsacetalia alpinae* Br.-Bl. in Br.-Bl. et H. Jenny 1926 sur les éboulis acides pauvres en carbonates de chaux (Annexe 2.3, p. 25). Aucune des associations n'a son équivalent dans les Alpes car la plupart des espèces qui les composent sont des endémiques pyrénéennes.

Selon J. Braun-Blanquet (1948), les éboulis à *Thlaspietalia rotundifolii* sont « actifs » et reçoivent des matériaux nouveaux. Ils fonctionnent essentiellement par remaniements grâce aux pluies, aux avalanches, au gel, au vent et aux parcours d'animaux qui désagrègent et disloquent les débris. Ces groupements trouvent leur équilibre dans le mouvement des fragments. Au contraire, la stabilisation des versants d'éboulisation entraîne la transformation du groupement. L'alliance représentative de l'ordre dans les communautés subalpines à alpines des Pyrénées est l'*Iberidion spathulatae* Br.-Bl. (1948). Le thérophyte nain à feuilles charnues, *Iberis spathulata* DC., considéré par P. Chouard (1949) comme une des compagnes les plus spécifiques de ces éboulis, est souvent associée au *Papaver lapeyrousianum* Greuter et Burdet et *Ranunculus parnassifolius* subsp. *parnassifolius*, tous trois étroitement confinés aux éboulis calcaires et calcaréo-schisteux. En 1948, J. Braun-Blanquet a décrit trois associations : le *Crepidetum pygmaeae* dans les pierriers à matériaux grossiers assez secs, l'*Iberidium spathulatae* dans les fragments fins plus ou moins mobiles et le *Saxifragetum ajugifolia* sur les pierriers plus ou moins stabilisés, humides et frais, longtemps recouverts de neige. A l'heure actuelle, on compte cinq associations décrites dans les Cahiers habitats tome 5 (2004).

Le *Crepidetum pygmaeae* Br.-Bl. (1948) occupe toutes les expositions entre 2 250 et 2 700 m d'altitude. Les espèces « indicatrices » de ce type d'habitat (*Crepis pygmaea* L., *Campanula cochleariifolia* Lam., *Doronicum grandiflorum* Lam., *Festuca glacialis* Miégev., *Ranunculus parnassifolius* subsp. *parnassifolius*, *Carduus carlinoides* Gouan, *Rumex scutatus* L., *Saxifraga aizoides* L. et *Saxifraga praetermissa* D.A. Webb) occupent les pierriers carbonatés à éléments de taille moyenne (5 à 40 cm). La mobilité des débris est assez marquée, sur une pente pouvant atteindre 30°. La matrice de fractions fines est située à faible profondeur sous les débris rocheux, facilitant ainsi la germination et l'enracinement des végétaux. Le recouvrement est généralement faible (de 5 à 30 %). La flore est composée majoritairement d'hémicryptophytes, avec cependant quelques géophytes (*Ranunculus parnassifolius*). Compte tenu de l'écologie particulière de cet habitat, les espèces sont hautement spécialisées pour faire face aux contraintes physiques du milieu. Les espèces lithophytes sédentaires cohabitent avec les espèces migratrices qui présentent des adaptations morphologiques pour résister aux mouvements. D'un point de vue dynamique, cet habitat, qui

provient de la colonisation de pierriers à éléments moyens à grossiers, reste en équilibre tant que les processus géomorphologiques remanient suffisamment le milieu pour conserver les espèces végétales spécialisées. Nous avons pu observer le *Crepidetum pygmaeae* sur les éboulis du cirque de Planès vers 2 550 m. Ces éboulis sont relativement mobiles mais présentent aussi des secteurs stabilisés à la base ou sur les marges des cônes avec des espèces édifiatrices de type *Festuca scoparia*. Le ralentissement voire l'arrêt des mouvements de débris profite au développement de cette végétation fixatrice et prépare la station aux espèces pionnières de l'association suivante : le *Festucetum scopariae* Br. Bl. (1948).

L'*Iberidetum spathulatae* Br-Bl. (1948) occupe l'étage alpin des Pyrénées. Il colonise les pierriers formés de fragments fins (inférieurs à 5 cm). L'*Iberidetum* prospère à toutes les expositions sur des pentes à inclinaison généralement inférieure à 30° et le plus souvent comprises entre 15° et 25°. Il semble donc plus lié à des formes de pierriers que d'éboulis. Il est surtout présent sur les stations tardivement déneigées. La présence de matrice fine à faible profondeur favorise la germination et l'enracinement des petites plantules. Cette association est endémique des Pyrénées orientales. La flore est dominée par les hémicryptophytes et quelques géophytes. Comme dans le *Crepidetum pygmaeae*, l'association est formée d'une mosaïque des micro-zones à lithophytes migratrices et à lithophytes sédentaires voire stabilisatrices. Lorsque le milieu se stabilise, une colonisation de l'habitat se produit avec le *Festuca gautieri* subsp. *scoparia*, l'*Helictotrichon sedense* et *Kobresia myosuroides*, espèces sociales entrant en concurrence avec les espèces lithophiles et conduisant au stade de pelouse. Nous avons observé l'*Iberidetum spathulatae* sur les éboulis orientés à l'ouest du fond de la vallée d'Eyne, vers 2 400 m d'altitude où la pelouse envahit la base du tablier d'éboulis.

L'*Aquilegio hirsutissima* - *Xatartietum scabrae* O. Bolòs et P. Monts (1974) est essentiellement présente à l'étage subalpin (entre 1 800 et 2 200 m d'altitude). Dans notre secteur d'étude, l'association se rencontre sur la Serra de Cadi en Espagne où elle colonise le versant nord relativement mobile composé d'éboulis à éléments petits à moyens (2 à 25 cm). La quantité de matrice fine est importante sous la couche de cailloux de surface. Les espèces caractéristiques de l'association sont *Aquilegia viscosa* subsp. *hirsutissimae* et *Xatardia scabra*. Le taux de recouvrement est très faible. Dans les secteurs qui se stabilisent, *Festuca gautieri* et *Helictotrichon sedense* colonisent le milieu, permettant à terme, une évolution vers un stade de pelouse de type *Festucetum scopariae*.

L' *Oxyrio dyginae-Doronicetum pyrenaici* (Chouard) Grüber (1978) colonise les éboulis peu mobiles de petit calibre, orientés au nord, dont la pente est inférieure à 40 %. Cette association est située en pied de paroi, dans des concavités soumises à un enneigement de longue durée (espèces chionophiles et hygrophiles). Les principales espèces indicatrices de cet habitat sont *Doronicum grandiflorum* subsp. *pyrenaicum*, *Oxyria digyna*, *Poa minor*, *Ranunculus glacialis*, *Saxifraga praetermissa*. Cette flore présente un taux de recouvrement très faible (< 10 %). Les plantes adoptent un développement rapide au cours de la brève période de déneigement estivale. Cet habitat, endémique des Pyrénées, a tendance à évoluer soit vers les communautés baso-neutrophiles ou acidiphiles de type *Salicion herbaceae* ou *Arabidion caerulae*, soit vers le stade de pelouse du *Festucion supinae* dans les zones convexes peu pentues.

Le *Violetum diversifoliae* (Br. Bl.) Fdz. Casas (1970) colonise les éboulis formés d'éléments fins silico-basophiles (schistes, calcschistes, granodiorites) de l'étage alpin. Cette association est présente sur les éboulis assez mobiles qui restent longtemps enneigés. Les principales espèces indicatrices sont *Alyssum diffusum*, *Androsace vitaliana*, *Cerastium*

alpinum, *Cerastium pyrenaicum*, *Galium cometorhizon*, *Galeopsis pyrenaica*, *Iberis spathulata*, *Linaria alpina*, *Papaver lapeyrousianum*, *Ranunculus parnassifolius*. Les stations les plus stables sont colonisées par des espèces de pelouses rocailleuses comme *Festuca gautieri*, *Helictotrichon sedenense* et *Festuca eskia* qui vont stabiliser le milieu et faire évoluer la communauté vers une pelouse du *Festucion scopariae*. Le *Violetum diversifoliae* est largement développé sur les versants du Puigmal.

Toujours selon Braun-Blanquet (1948), le second ordre des *Androsacetalia alpinae* occupe une place considérable en raison de l'étendue des terrains siliceux, à pH acide (6-6,5). Dans les Pyrénées, une seule alliance existe c'est le *Senecionion leucophylli* Br.-Bl. 1948. Alors que J. Braun-Blanquet (1948) a identifié seulement deux associations dans les Pyrénées orientales, *Galeopsideto-Poetum Fontquerii* et *Senecietum leucophyllae*, la mise à jour du cahier habitats rocheux (2004) en distingue un troisième, le *Poa cenisiae-Xatartietum scabra*. De plus le *Galeopsideto-Poetum Fontquerii* est remplacé par *Allosuro crispi-Poetum fontquerii*.

Le *Senecietum leucophylli* Br. Bl. (1948) colonise les zones médianes et distales des éboulis siliceux situés au-dessus de 2 300 m d'altitude. Les matériaux hétérométriques, de fins à grossiers (5 à 50 cm), sont peu mobiles. On le rencontre généralement sur des versants de soulane aux pentes assez faibles (10° à 30°). La végétation, essentiellement composée de *Senecio leucophyllus*, *Galium cometorhizon*, *Cerastium pyrenaicum* et *Viola diversifolia*, présente un taux de recouvrement faible. Cet habitat est observé sur les éboulis instrumentés du Péric en versant nord et sur ceux exposés au sud de la Coma d'Err sur le Puigmal. Par stabilisation des matériaux, cet habitat évolue vers une pelouse à Gispet (*Festucion eskiae*) ou vers une pelouse à Fétuque couchée (*Festucion supinae*).

Le *Poa cenisiae-Xatartietum scabrae* Baudière et Serve (1975) em. Nom. Vigo 1996 est une association endémique des Pyrénées orientales, présente depuis les hauts massifs du Puigmal à l'ouest, au pic de la Vache à l'est. Il colonise les panneaux schisteux à matériaux hétérométriques mobiles, souvent situés en soulane et dont la pente est comprise entre 20° et 40°. Une matrice de fraction fine, constamment saturée en eau, est présente à faible profondeur sous les cailloux de surface. Celle-ci favorise les mouvements en nappe de l'éboulis par le jeu des phénomènes cryonivaux. La végétation présente un taux de recouvrement très faible. Les espèces indicatrices de ce type d'habitat sont *Crepis pygmaea*, *Iberis spathulata*, *Poa cenisia* et *Xatardia scabra*. Cet habitat se maintient en équilibre tant que les processus géomorphologiques assurent le remaniement des débris. Lorsque le milieu se stabilise, l'évolution conduit à une colonisation par *Senecio leucophyllus*, ou bien par des espèces de pelouses rocailleuses comme *Festuca eskia*, *Helictotrichon sedenense*, *Festuca yvesii* subsp. *yvesii* et *Festuca airoides*. Ces espèces sociales entrent alors en compétition avec les espèces lithophiles migratrices et permettent à terme l'installation d'une pelouse de type *Festucion eskiae*. Le *Poa cenisiae-Xatartietum scabrae* est observé sur les éboulis du Puigmal, notamment sur la Coma d'Err ainsi que sur la haute vallée d'Eyne et au col d'Arènes en Andorre septentrionale. Cet habitat présente une grande valeur écologique et biologique par les conditions particulières du milieu et le nombre d'espèces spécialisées. On compte d'ailleurs un grand nombre d'espèces endémiques : paléoendémique oriento-pyrénéenne pour *Xatardia scabra*, pyrénéo-cévenole pour *Senecio leucophyllus* et pyrénéo-corse pour le *Galium cometorhizon*.

L'*Allosuro crispi-Poetum fontquerii* Nègre 1968 colonise les pierriers siliceux constitués d'éléments relativement fins à grossiers, fixés ou mobiles. La végétation est très

ouverte avec un taux de recouvrement maximal de 70 %. La stabilisation du milieu conduit, selon l'altitude, à une pelouse à Gispet (*Festucion eskiaea*), à une pelouse à Laïche courbe (*Festucion supinae*), à la Nardaie (*Nardion strictae*) ou à la lande à Rhododendrons ferrugineux (*Rhododendro ferruginei* – *Vaccinion myrtilli* S. Schnyd. 1930).

2.1.2.2- Les formations végétales périphériques

On entend par formations périphériques les groupements situés à proximité des éboulis. Il s'agit principalement des formations rupicoles localisées en amont ou sur les marges des éboulis ainsi que les formations de pelouses et de landes, susceptibles de succéder ou de se substituer aux formations végétales présentes sur les éboulis étudiés.

✿ Les grandes parois qui dominent les éboulis abritent tout un cortège d'espèces végétales. Sur le pourtour méditerranéen, cette végétation rupicole appartient à la classe des *Asplenetia trichomanis* (Br.-Bl. in Meier et Br.-Bl. 1934) Oberdorfer (1977), caractérisée par sa grande richesse en espèces endémiques. La plupart sont des chasmophytes, spécialisées pour vivre dans les fissures. L'ordre des *Androsacetalia vandellii* Br.-Bl. in Meier et Br.-Bl. (1934) ne compte qu'une seule alliance, celle de l' *Androsacion vandellii* Br.-Bl. in Br.-Bl. et H. Jenny (1926). La plupart des plantes qui composent cette alliance possèdent un système racinaire étendu qui pénètre profondément dans les fissures (Braun-Blanquet, 1948). L'association du *Saxifragetum pubescentis* Br. Bl. (1934) (1948) se rencontre sur le pic du Carlit mais aussi dans les gneiss du Malaza.

✿ Les pelouses alpines occupent une large place dans l'espace supraforestier. On en distingue trois types selon des critères biogéographiques : les pelouses sèches acidophiles et microthermes (classe du *Caricetea curvulae* Br.-Bl., 1948) (Annexe 2.4.A, p. 26), les pelouses arctico-alpines de crêtes ventées, neutro-basophiles et cryophiles (classe du *Carici rupestris-Kobresietea bellardii* Ohba, 1974) (Annexe 2.4.B, p. 26) et les pelouses calcicoles nordiques et orophiles (classe du *Festuco-Seslerietea caeruleae* Barbero et Bonin, 1969) (Annexe 2.4.C, p. 26). De nombreuses associations existent mais nous ne les présenterons pas toutes ici. Seules les plus fréquentes et celles qui interviennent dans la dynamique végétale des groupements d'éboulis seront décrites.

Les pelouses sèches acidophiles représentées par l'ordre du *Caricetalia curvulae* Br.-Bl. in Br.-Bl. et H. Jenny 1926 comptent trois alliances. Le *Nardion strictae* Br.-Bl. 1926 a une grande amplitude écologique. Il colonise des milieux aux conditions stationnelles variées (prairies alpines et subalpines, combes à neige, replats et mamelons rabotés par les glaciers) mais on le rencontre bien souvent dans les zones de pâture, terrains plats et fonds de vallon. Le *Festucion eskiae* Br.-Bl. 1948 se trouve préférentiellement sur les versants abrupts, chauds et secs. Il est largement présent dans les Pyrénées orientales. Le *Festucion supinae* Br.-Bl. 1948 est l'équivalent du *Caricion curvulae* des Alpes. Il s'agit du groupement climacique terminal de l'étage alpin des massifs siliceux et constitue la toile de fond des pelouses alpines présentes dans le département des Pyrénées-Orientales.

Le *Festucetum eskiae* Br.-Bl. 1948 occupe une large place dans les hautes montagnes oriento-pyrénéennes. Le Gispet ou *Festuca eskia* colore d'un vert brillant des versants entiers. La densité du couvert végétal est souvent faible avec 60 à 80 % seulement du sol couvert par la végétation, ce qui facilite l'installation de nombreuses plantes compagnes. Cette association caractéristique des sols secs, qui reçoivent une intense insolation sur des pentes souvent raides où la durée d'enneigement est courte, représente l'étape suivante du *Senecietum leucophyllae* Br.-Bl. 1948.

Le *Saxifrago bryoidis* - *Minuartietum sedoidis* Carrillo et Ninot 1989 de l'étage alpin et subnival occupe les crêtes rocailleuses bien exposées au vent. La plupart des plantes

forment des petits coussinets prostrés au substrat. Il occupe ponctuellement certaines micro-zones des éboulis.

L'*Arenario-Festucetum yvesii* (Baudière et Serve 1975 nom. mut.) occupe les hauts versants ventés des étages subalpin et alpin, notamment sur le Puigmal, parfois sur les marges des zones proximales des talus d'éboulis.

Ces deux dernières associations ont un taux de recouvrement végétal relativement faible. La végétation parsème des versants largement empierrés de débris hétérométriques (< 20 cm). Elles prennent le relais du *Poa cenisiae-Xatardietum scabrae* (Baudière et Serve, 1975 em. Nom. Vigo 1996) et du *Violetum diversifoliae* (Br.-Bl.) Fernández Casa (1970) lorsque l'éboulis se stabilise et se végétalise.

Le *Hieracio breviscapi – Festucetum airoidis* Br.-Bl. 1948 est présent sur le fond des hauts pâturages et peut être considéré comme le groupement climacique de l'étage alpin. Cette association est endémique des Pyrénées orientales et s'étage entre 2 300 et 2 750 m d'altitude. Elle est présente sur les massifs du Carlit, du Canigou et sur le Puigmal. La pelouse très ouverte est composée de petits chasméphytes en coussinets. Cette association succède au *Senecietum leucophyllae* Br.-Bl. 1948. L'aire disloquée qu'occupe cette association dans les Pyrénées orientales peut être la conséquence d'une régression d'origine climatique depuis la fin du Quaternaire (Braun-Blanquet, 1948). Dans la succession végétale, elle fait suite à l'*Oxyrio dyginae – Doronietum pyrenaici* (Chouard) Grüber (1978) des marges ou de la zone distale de l'éboulis.

Les pelouses arctico-alpines de crêtes ventées comptent un seul ordre (*Oxytropo - Elynetalia myosuroidis* Oberdorfer ex Allbrecht 1969) et une seule alliance (*Oxytropido – Elynion myosuroidis* Br.-Bl. 1948). Ces pelouses d'origine nordique se retrouvent sans trop de différences jusqu'en Arctique. Elles sont caractéristiques de l'étage alpin. Les deux associations *Elyno myosuroides – Oxytropidetum halleri* Br.-Bl. 1948 corr. Gruber 1978 et *Kobresio myosuoides - Caricetum curvulae subsp. rosae* (Friedel 1956) Erschbamer 1992 sont très similaires. Ce sont des pelouses ouvertes avec un taux de recouvrement inférieur à 50 %. Elles occupent les crêtes des différents massifs. Ces deux associations s'observent ponctuellement sur des secteurs convexes, secs et très ventés de certains éboulis (Malaza par exemple).

Les pelouses calcicoles nordiques et orophiles ne comportent qu'un seul ordre (*Ononidetalia striatae* Br.-Bl. 1950) et une seule alliance (*Festicion scopariae* Br.-Bl. 1948) très présente en Serre de Cadi. Partout ailleurs elles restent confinées aux bandes de calcaire dévonien qui longent la dorsale pyrénéenne. Deux associations entrent dans la dynamique végétale des groupements d'éboulis.

Le *Seslerio caeruleae – Festucetum scopariae* Br.-Bl. 1948 est endémique de l'est pyrénéen. Ce sont des pelouses de mode thermique, généralement calcicoles qui revêtent un aspect de pelouse en guirlande. Cette association succède à l'*Aquilegio hirsutissima – Xatardietum scabrae* O. Bolos et P. Monts (1974).

Le *Seslerio caeruleae – Helictotrichetum sedenense* (Lippmann 1933) Guinochet 1938 correspond à l'association des affleurements rocheux à avoine. Il occupe de faibles surfaces, notamment sur les éboulis calcaires à exposition « chaude ». Dans la dynamique végétale, cette association fait suite au *Crepidetum pygmaea* Br.-Bl. 1948 et à l'*Iberidetum spathalatae* Br.-Bl. 1948.

✿ Les landes alpines sont composées d'arbrisseaux nains ou prostrés, dominés par des Ericacées, des Genévriers nains ou des Genêts. Elles appartiennent à la classe du *Loiseleurio procumbentis-Vaccinietea microphylli* Egger ex Schubert 1960 et à l'ordre du *Rhododendro ferruginei-Vaccinietalia microphylli* Br.-Bl. in Br.-Bl. et H. Jenny 1926. Quatre alliances sont présentes dans les Pyrénées orientales (Annexe 2.5, p. 27). Seules trois associations dominantes sont décrites et ponctuellement localisées sur les zones distales des talus d'éboulis étudiés, notamment sur le massif du Malaza et sur la Coma de la Dona.

L'*Arctotaphyletum urvae-ursi* – *Cytisetum purgantis* Br.-Bl. 1948 s'observe sur les pentes chaudes des vallées d'Eyne et d'Err, dominées par le Genêt purgatif. Ce type de lande intervient dans le stade pionnier de certains éboulis de versants chauds ou bien elle est consécutive au déboisement. Le *Rhododendro ferruginei - Vaccinion myrtilli* S. Schnyd. 1930 est surtout présent en versant frais. Ces deux dernières associations se retrouvent aussi en dessous de la limite supraforestière. Mais dans notre zone d'étude, les landes sont asylvatiques. Le *Hieracio-Festucetum supinae* Br.-Bl. 1948 *vaccinetosum microphylli* relie en altitude le *Saxifrago geranioides-Rhododendretum ferruginei* Br.-Bl. 1948. On l'observe sur certains éboulis, en zone distale, dans les secteurs où la neige persiste longtemps.

✿ Les groupements de combes à neige sont plus marginaux au sein de l'éboulis. Ils occupent toutefois les dépressions longtemps enneigées (pieds des couloirs d'avalanches, zones concaves en zone distale). Ce groupement végétal est caractérisé par trois facteurs écologiques : la brièveté de la saison de végétation, l'humidité abondante et la forte teneur du sol en humus. La classe représentative de cette formation est le *Salicetea herbaceae* Br.-Bl. 1948 (annexe 2.6, p. 28). Deux ordres très différents floristiquement et écologiquement se partagent la couverture végétale des combes à neige : l'ordre des *Salicetalia herbaceae* Br.-Bl. in Br.-Bl. et H. Jenny 1926, lié aux sols décalcifiés très acides et l'ordre des *Arabidetalia caeruleae* Rübél ex Nordhagen 1936, sur sols carbonatés, basiques ou neutres.

L'alliance du *Salicion herbaceae* Br.-Bl. in Br.-Bl. et H. Jenny 1926 est inextricablement liée au facteur enneigement. L'*Anthelio juratzkanae* – *Salicetum herbaceae* Br.-Bl. 1948 occupe les étages alpin et subnival. La végétation forme des tapis à ras du sol. La période de végétation est très courte. Le *Gnaphalio* – *Sedetum candollei* Br.-Bl. 1948 est caractérisé par l'abondance de l'espèce *Sedum candollei*, plante annuelle, qui tapisse les combes. Elle est surtout présente sur les massifs du Capcir et du Carlit et occupe parfois certains secteurs distaux des éboulis.

L'alliance de l'*Arabidion caeruleae* Br.-Bl. et H. Jenny 1926 est peu développée dans les Pyrénées orientales. On la trouve cependant sur la chaîne frontière, notamment dans le cirque de Planès et à Casamanya en Andorre. Le *Carici parviflorae* – *Salicetum retusae* (Br.-Bl.) Rivas Mart. 1969 est composé d'arbustes bas en formation dense, dominé par des saules nains. L'association occupe les dépressions longtemps enneigées, parfois en zone distale d'éboulis. Le *Potentilleteo dubiae* – *Gnaphalietum hoppeani* Br.-Bl. 1948 est représenté par des prairies rases à végétation dense. Il est plus rare, mais toutefois présent sur les éboulis des Pyrénées orientales.

2.2- Des associations aux formations : les paysages végétaux

De manière à illustrer la diversité des groupements végétaux présents sur et autour des éboulis de la haute montagne oriento-pyrénéenne, nous proposons une série d'analyses phytogéographiques. L'objectif est de présenter les paysages végétaux à la lumière des critères physiologiques (degré d'ouverture ou de fermeture des milieux, typologie des

formations végétales) et des caractéristiques phytosociologiques ainsi que de souligner les dispositifs en « mosaïques ». Cinq photographies sont proposées. Les syntaxons appartiennent à des groupements de landes, de pelouses et d'habitats rocheux. Chacun d'entre eux a ses spécificités écologiques.

2.2.1- Vallée d'Err

La première photographie présente le fond de la vallée d'Err (fig. 2.31). L'analyse phytogéographique porte sur une partie de l'espace compris entre 2 200 et 2 737 m (Puigmal de Llo). On peut décrire les différents groupements présents selon un gradient altitudinal croissant. Entre 2 200 et 2 300 m, la lande subalpine arborée est piquetée par endroits de *Pinus uncinata* en peuplement très lâche. Le versant ensoleillé est représenté par l'association *Arctostaphyletum uvae-ursi* – *Cytisetum purgantis* Br. Bl. 1948. Dans ce cas, le Genêt purgatif occupe une part importante du versant et ferme le milieu malgré un surpâturage bovin estival. Le versant frais est couvert d'espèces appartenant au *Rhododendro ferruginei* - *Vaccinion myrtilli* S. Schnyd. 1930. Le Rhododendron est moins dense que le Genêt. Le milieu est donc plus ouvert. La zone de combat s'étage de 2 300 à 2 400 m. Quelques pins isolés ont cependant été recensés plus haut en altitude, atteignant les 2 500 m.

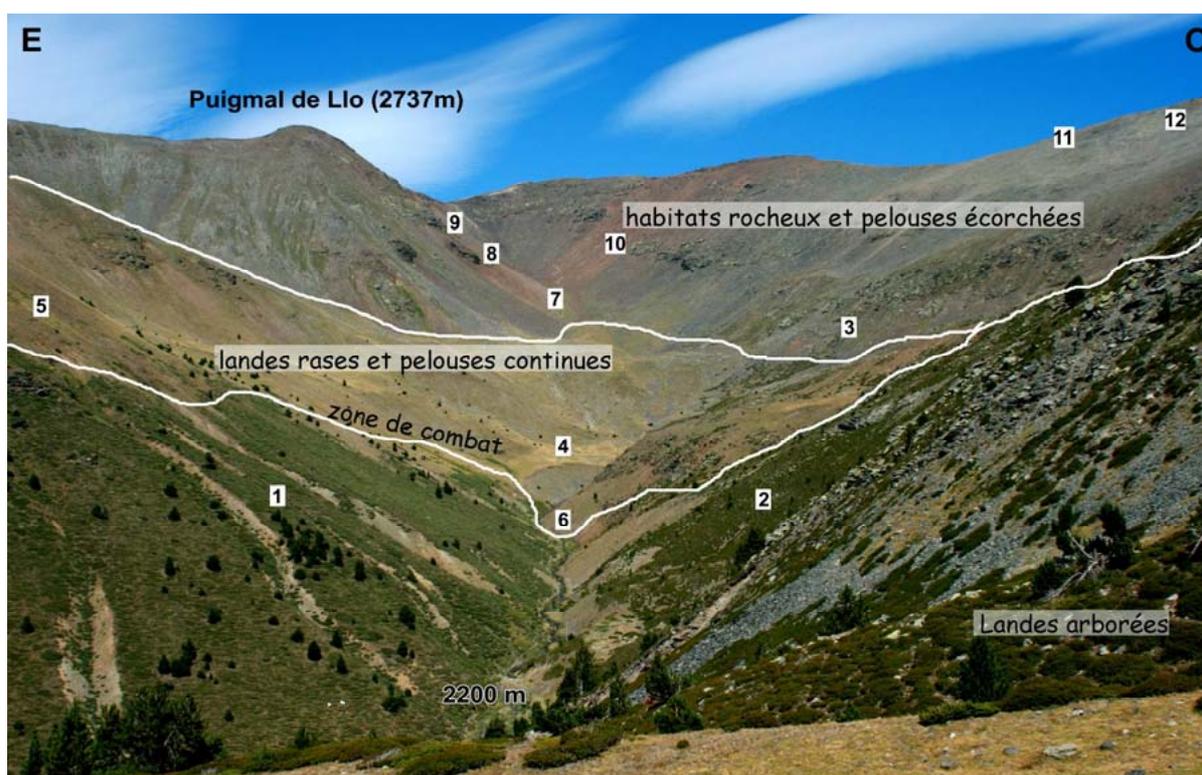


Figure 2.31 – Analyse phytogéographique du fond de la vallée d'Err. Douze associations végétales ont été répertoriées de manière non exhaustive. 1 : *Arctostaphyletum uvae-ursi* – *Cytisetum purgantis* Br.-Bl. 1948 ; 2 : *Rhododendro ferruginei* - *Vaccinion myrtilli* S. Schnyd. 1930 ; 3 : *Hieracio* – *Festucetum supinae* Br.-Bl. 1948 *vaccinetosum microphylli* ; 4 : 3 en mélange avec des associations du *Nardion strictae* Br.-Bl. 1926 ; 5 : *Ranunculo pyrenaei* – *Festucetum eskiae* Nègre 1969 ; 6 : *Galeopsio pyrenaeicae* – *Poetum fontquerii* Br.-Bl.1948 ; 7 : *Saxifrago bryoidis* – *Minuartietum sedoidis* Carrillo et Ninot 1989 ; 8 : *Senecietum leucophylli* Br.-Bl. 1948 ; 9 : *Poa cenisia* - *Xatardietum scabrae* (Baudière et Serve 1975 em. Nom. Vigo 1996) ; 10 : groupement monospécifique à *Xatardia scabra* ; 11 : *Arenario- Festucetum yvesii* Baudère et Serve 1975 nom. mut. ; 12 : *Violetum diversifoliae* (Br.-Bl.) Fdz. Casa (1970).

Sur les replats acidophiles pâturés, domine le *Nardion strictae* Br. Bl. 1926. Les zones de talweg ou de dépressions à enneigement tardif sont colonisées par le *Ranunculo pyrenaei* – *Festucetum eskiae*. Au-delà de 2 400 m, habitats rocheux et pelouses écorchées occupent l'espace supraforestier. Au pied des éboulis, le *Saxifrago bryoidis* – *Minuartietum sedoidis* Carrillo et Ninot 1989 colonise les pelouses rocailleuses à *Festuca borderi*. Le versant d'éboulisation étudié est couvert du *Senecietum leucophylli* Br. Bl. 1948 en zone distale et du *Poa cenisia* – *Xatardietum scabrae* Baudière et Serve 1975 em. Nom. Vigo 1996 en zone médiane et proximale. En exposition nord-est, le groupement est monospécifique à *Xatardia scabra* en raison de la morpho-dynamique active. Le groupement de pelouses *Arenario* – *Festucetum yvesii* Baudière et Serve nom. mut. occupe les crêtes ventées à forts contrastes thermiques. Enfin, le *Violetum diversifoliae* est largement présent sur les nombreuses nappes de débris que compte le Puigmal.

2.2.2- Vallée d'Eyne

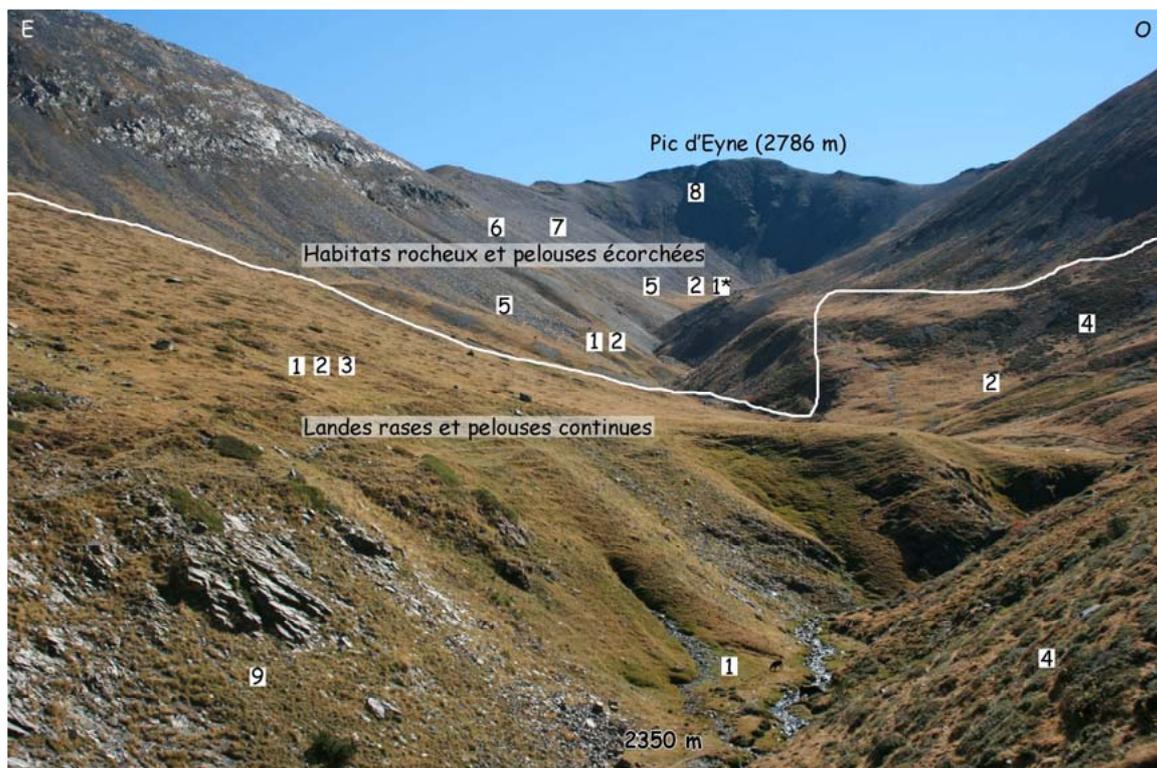


Figure 2.32 – Analyse phytogéographique du fond de la vallée d'Eyne. 1 : *Nardion strictae* Br. Bl. 1926 ; 1* : *Nardion strictae* piqueté de *Juniperus sibirica* associé à des bas marais à *Carex nigra* ; 2 : *Hieracio breviscapi* – *Festucetum airoidis* Br. Bl. 1948 ; 3 : piquetage de *Juniperus sibirica* ; 4 : *Saxifrago geranioidis* – *Rhododendretum ferruginei* Br. Bl. 1948 ; 5 : *Senecietum leucophylli* Br. Bl. 1948 ; 6 : *Seslerio caeruleae* – *Festucetum scopariae* Br. Bl. 1948 ; 7 : *Poa cenisia* – *Xatardietum scabrae* (Baudière et Serve, 1975, em. nom. Vigo 1996) ; 8 : *Androsacion vandelli* Br. Bl. in Br. Bl. et H. Jenny (1926) ; 9 : *Festucetum eskiae* Br. Bl. 1948.

Présentons maintenant le versant nord du fond de la vallée d'Eyne (fig. 2.32), du col de Nuria à l'ouest à la Tour d'Eyne à l'est. On peut souligner l'absence totale de Pins à crochets. La forte pression de pâturage conjuguée à une forte continentalité de la vallée limite l'extension de la forêt. Entre 2 350 et 2 500 m, les landes sont rases et la pelouse alpine est

continue. Cette zone est occupée par les pelouses acidiphiles pâturées voire surpâturées à *Nardion strictae*, par un piquetage de *Juniperus sibirica* en exposition ouest et un groupement plutôt dense à *Saxifraga geranioidis* – *Rhododendretum ferruginei*. L'association de pelouse alpine, le *Hieracio breviscapi* – *Festucetum airoidis* Br. Bl. 1948, se rencontre indifféremment sur les versants chauds et frais, mais aussi en pied de versants d'ébouilisation. Les éboulis du fond de la vallée d'Eyne abritent le *Poa-cenisia* – *Xatardietum scabrae* (Baudière et Serve, 1975 em. nom. Vigo 1996) et le *Seslerio caeruleae* – *Festucetum scopariae* Br. Bl. 1948. Cette dernière association est décrite comme une pelouse thermophile, en gradins, à *Festuca scoparia*. Elle colonise les secteurs les plus stables de l'éboulis.

2.2.3- La Coma de la Dona (Mantet)

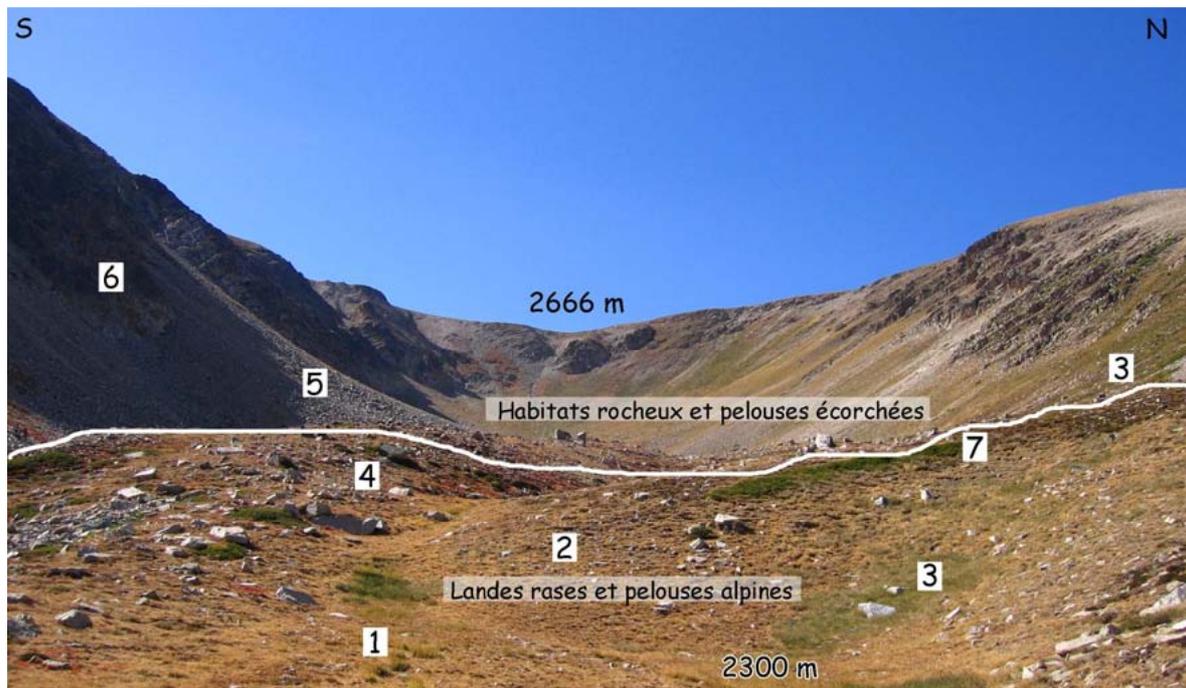


Figure 2.33 – Analyse phytogéographique du fond de la Coma de la Dona. 1 : *Carici curvulae* – *Leontodontetum pyrenaici subsp. pyrenaici* Br. Bl. 1948 ; 2 : *Hieracio breviscapi* – *Festucetum airoidis* Br. Bl. 1948 ; 3 : *Festucetum eskiae* Br. Bl. 1948 ; 4 : *Hieracio* – *Festucetum supinae* Br. Bl. 1948 *vaccinetosum microphylli* piqueté de *Juniperus sibirica* ; 5 : *Poa cenisia* – *Xatardietum scabrae* (Baudière et Serve, 1975 em. nom. Vigo 1996) ; 6 : *Androsacion vandelli* Br. Bl. in Br. Bl. et H. Jenny (1926) ; 7 : *Empetro hermaphrodito* – *Vaccinietum uliginoso* Br. Bl. in Br. Bl. et Jenny 1926, dégradé et en limite supérieure de son optimum altitudinal.

Nous décrivons ici le paysage supraforestier situé au-dessus de 2 300 m d'altitude (fig. 2.33). Landes rases et pelouses alpines sont agencées de façon particulière. La mosaïque de micro-milieus est particulièrement visible sur cette photographie où alternent le *Carici curvulae* – *Leontopondetum pyrenaici subsp. pyrenaico* Br. Bl. 1948 présent dans les concavités, et la pelouse écorchée à *Hieracio breviscapi* – *Festucetum airoidis* Br. Bl. 1948 sur les convexités soumises au vent. Le *Festucetum eskiae* Br. Bl. 1948 occupe les zones longuement enneigées, d'orientation sud et s'organise par taches. Sur les bourrelets de pieds d'ébouilis, on distingue la sous-association du *Hieracio-Festucetum supinae* Br. Bl. 1948 *Vaccinetosum microphylli* qui est piquetée d'individus isolés de *Juniperus sibirica*. Le versant

sud est couvert de pelouse thermophile alors que le versant nord abrite des groupements d'éboulis et de parois rocheuses, le *Poa cenisia* – *Xatardietum scabrae* (Baudière et Serve, 1975 em. nom. Vigo 1996) et l'*Androsacion vandellii* Br. Bl. in Br. Bl. et H. Jenny (1926).

2.2.4- Vallée de Planès

Le panorama sur le Malaza et la Coma Armada depuis le sommet du Cambre d'aze offre une vue d'ensemble sur la partie centrale de la vallée (fig. 2.34). Celle-ci est très largement boisée jusqu'à 2 300 m d'altitude par une forêt clairsemée de pins à crochets avec un sous-bois de *Rhododendro ferrugineum* et *Vaccinium myrtilli*, le *Saxifraga geranioidis* – *Rhododendretum ferruginei* Br. Bl. 1948 et sa sous-association *Pinetosum uncinata*. Le *Nardion strictae* et le *Hieracio breviscapi* – *Festucetum airoidis* Br. Bl. 1948 occupent les pelouses de replats pâturées par les bovins et les équins. Les éboulis du Malaza abritent le *Poa cenisia* – *Xatardietum scabrae* (Baudière et Serve, 1975 em. nom. Vigo 1996). Sur les parois situées à l'amont, on trouve l'*Androsacion vandellii* Br. Bl. in Br. Bl. et H. Jenny 1926 sur les rochers et l'*Elyno myosuroidis* – *Oxytropidetum halleri* Br. Bl. Corr. Gruber 1978 sur les vires et plus sporadiquement sur quelques micro-zones des éboulis carbonatés. Plus haut en altitude, les pelouses à Elyne, représentées par l'association *Kobresio myosuroidis* – *Caricetum curvulae subsp. rosae* (Friedel 1956) Erschbamer 1992, sont présentes dans les zones bien ensoleillées à substrat caillouteux.

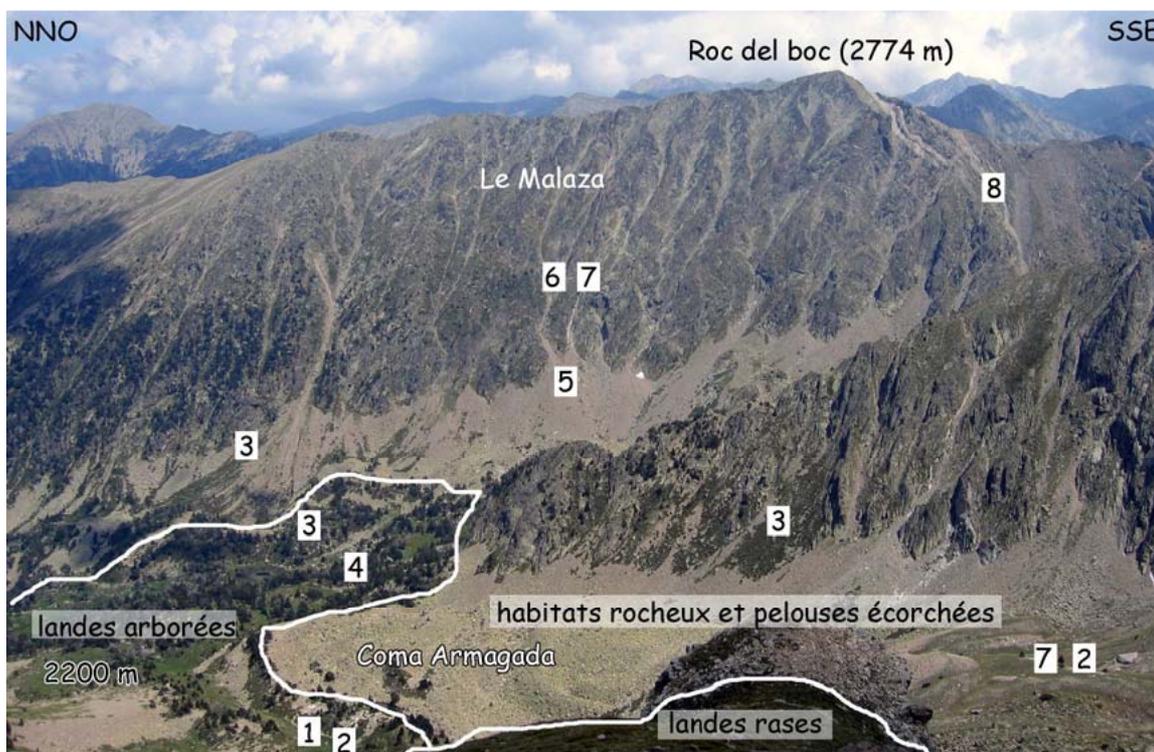


Figure 2.34 – Analyse phytogéographique de la partie médiane de la vallée de Planès. 1 : pelouse de replat à *Nardion strictae* ; 2 : *Hieracio breviscapi* – *Festucetum airoidis* Br. Bl. 1948 ; 3 : *Saxifraga geranioidis* – *Rhododendretum ferruginei* Br. Bl. 1948 ; 4 : *Saxifraga geranioidis* – *Rhododendretum ferruginei* Br. Bl. 1948 subassoc. *Pinetosum uncinata* ; 5 : *Poa cenisia* – *Xatardietum scabrae* ; 6 : *Androsacion vandellii* Br. Bl. In Br. Bl. et H. Jenny 1926 ; 7 : l'*Elyno myosuroidis* – *Oxytropidetum halleri* Br. Bl. Corr. Gruber 1978 ; 8 : *Kobresio myosuroidis* – *Caricetum curvulae subsp. rosae* (Friedel 1956) Erschbamer 1992.

2.2.5- Le cirque de la Coquille (fig. 2.35)

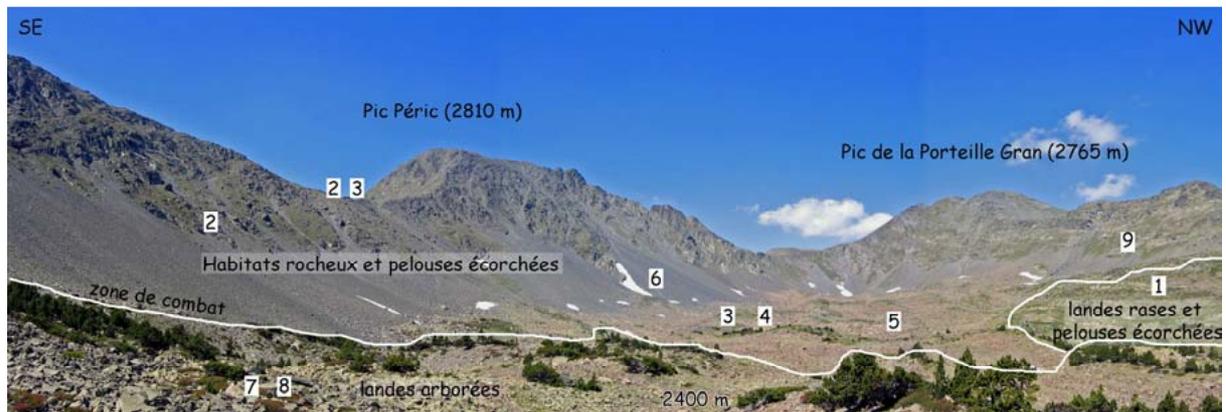


Figure 2.35 – Analyse phytogéographique du cirque de la Coquille. 1 : *Empetro hermaphrodito* – *Vaccinietum uliginosi* Br. Bl. In Br. Bl. et H. Jenny 1926 ; 2 : *Saxifrago bryoidis* – *Minuartietum sedoidis* ; 3 : *Hieracio breviscapi* – *Festucetum airoidis* Br. Bl. 1948 ; 4 : *Carici curvulae* – *Leontodondetum pyrenaici* subsp. *pyrenaici* Br. Bl. 1948 ; 5 : *Arabidion caeruleae* X *Salicion herbacea* ; 6 : *Senecietum leucophylli* Br. Bl. 1948 ; 7 : *Saxifrago geranioidis* – *Rhododendretum ferruginei* Br. Bl. 1948 ; 8 : *Juniperion nanae* ; 9 : *Festucetum eskiae* Br. Bl. 1948 X *Hieracio* – *Festucetum paniculatae* Br. Bl. 1948.

Les arbres atteignent ici les 2 400 m d'altitude. La lande arborée à pins à crochets et Rhododendrons en sous-étage colonise l'entrée du cirque. Au-dessus, les landes rases et les pelouses écorchées abritent l'*Empetro hermaphrodito*-*Vaccinietum uliginosi* Br. Bl. in Br. Bl. et H. Jenny 1926. Le complexe glacier rocheux – glacier de retrait est colonisé à la fois par des pelouses rases écorchées de type *Hieracio breviscapi* – *Festucetum airoidis* Br. Bl. 1948 et *Carici curvulae* – *Leontodondetum pyrenaici* subsp. *pyrenaici* Br. Bl. 1948 sur les convexités et par un groupement mixte que l'on trouve généralement dans les combes à neige de type *Arabidion caeruleae* et *Salicion herbacea* en formation de pelouse et de sous-arbrisseaux nains, dans les concavités plus fraîches et en pied d'éboulis.

Les versants d'ébouilisation profitent au *Senecietum leucophylli* Br. Bl. 1948. L'espèce caractéristique de l'association (*Senecio leucophylli*) est présente en zone distale mais totalement absente des zones médianes et proximales, laissant la place au *Galium cometorhizon* et *Cerastium pyrenaicum*. Les chicots rocheux localisés à l'amont abritent des plantes en coussinets, caractéristiques des milieux à substrat frais, des crêtes et des pentes rocailleuses exposées au vent.

2.3- La dynamique récente de la végétation

Le réchauffement climatique faisant suite au Petit Âge Glaciaire et la déprise pastorale ont contribué à la remontée rapide de la *timberline* sur les versants des Pyrénées orientales. Toutes les études de climatologie l'attestent : la température augmente. Dans les Pyrénées, les glaciers reculent. L'évolution du glacier de la Maladeta en est un exemple (Chueca *et al.*, 2005). La limite d'équilibre glaciaire estimée à 2 840 m en 1820-1830 a été repoussée à 3 095 m en 2000.

Dès la fin du 18^e siècle, les activités anthropiques s'intensifient, favorisant la « dégradation de la montagne ». À cela, il ne faut pas négliger l'introduction massive de cheptels ovins du 18^e siècle jusqu'au début du 20^e, accélérant la dénudation de certains versants et favorisant les dynamiques morphogéniques. En matière de pression anthropique, si on considère l'indice 100 pour la charge en bétail atteinte au milieu du 19^e siècle, on arrive à 10 pour la seconde moitié du 20^e siècle. Les cheptels ont diminué grandement (Susplugas, 1942 ; SIME, 1996) : sur le Pla Guillem, alors qu'on comptait 9 780 ovins autour de 1720, il n'en restait plus que 6 651 vers 1935, 2 523 en 1970 et aucun en 2004. Cette tendance est perceptible sur toutes les estives de la partie orientale des Pyrénées (fig. 2.36). Les processus de dégradation constitués par les déboisements, la surexploitation et l'érosion des sols sont attribués, d'après J.-P. Métaillé, à l'archaïsme et à l'inconscience des sociétés rurales (2006). Cette période de « crise » semble s'amorcer dès la fin du 18^e siècle, s'intensifiant tout au long du 19^e pour culminer entre 1880 et 1914 et disparaître rapidement après la Grande Guerre.

Le 19^e siècle est marqué par des symptômes forts : inondations, érosions, crues torrentielles, avalanches, catastrophes d'ampleur locale ou nationale (Métaillé, 2006). Deux facteurs accélèrent le mécanisme de dégradation : 1- la croissance du nombre de forges et la surexploitation pour le charbonnage, épuisant les taillis vieilliss et les forêts résineuses d'altitude ; 2- la pression pastorale et les besoins en terre agricole augmentant en raison de la croissance démographique surtout au 18^e siècle. C'est d'ailleurs au lendemain du rattachement du Roussillon à la France (1659) que la régression des ligneux fut la plus spectaculaire de toute l'histoire post-glaciaire de ces zones d'altitude (Soutadé, 1977). Les représentants locaux des fermiers royaux amenèrent dans ces estives d'immenses troupeaux alors que sévissaient aussi des hivers particulièrement rudes, ce qui a d'autant affaibli les arbres de la marge supérieure des forêts. Cette anthropisation de la montagne a artificiellement abaissé la limite supérieure de la forêt.

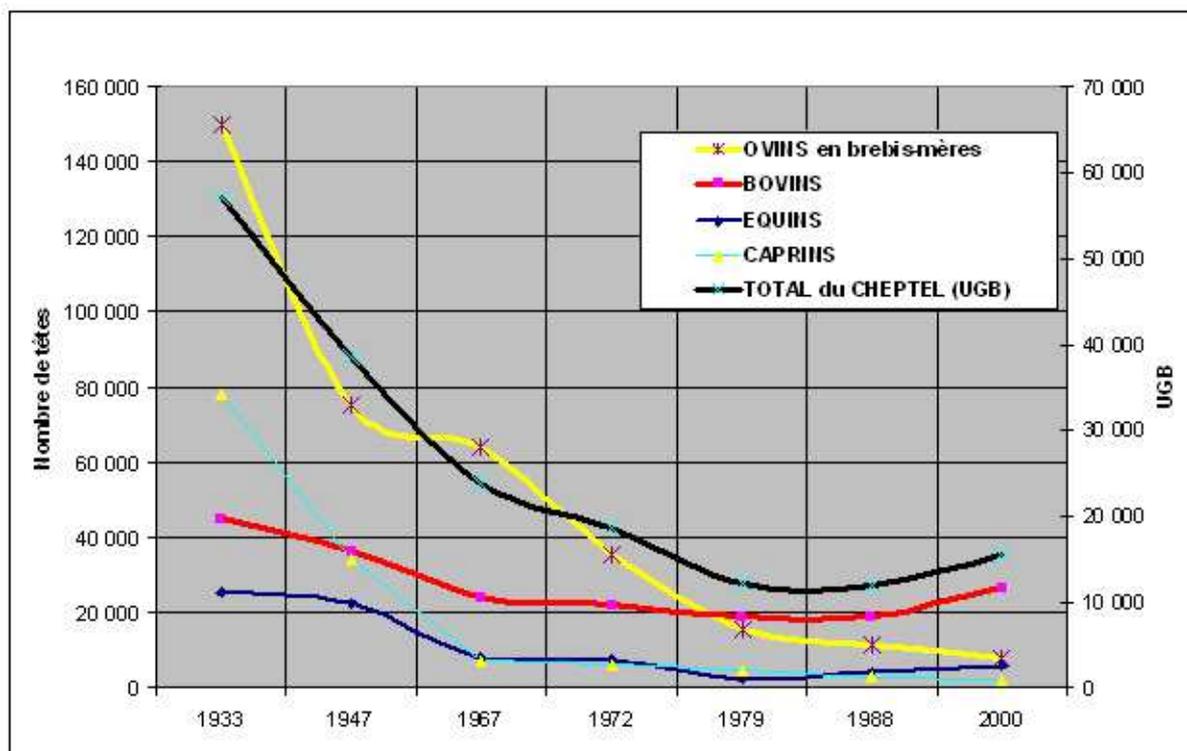


Figure 2.36 – Évolution globale du cheptel dans les Pyrénées-Orientales de 1933 à 2000, extrait de B. Lambert (SUAME, inédit) ; Source : Recensement Général de l'Agriculture.

La diminution de la pression pastorale s'explique par le contexte socio-économique, les deux dernières guerres ayant accéléré l'exode rural. Ce n'est que dans les années 1980 qu'une nouvelle dynamique pastorale est lancée. Cette augmentation concerne essentiellement les troupeaux bovins. Mais, entre temps, les paysages se sont fermés et la forêt a progressé. La tendance générale de l'évolution bioclimatique récente va à l'assèchement du milieu édaphique avec, dans les cas extrêmes, une substitution phytogéographique des groupements de caractère boréo-alpin par des groupements de caractère oroméditerranéen (Baudière et Gauquelin, 1990). Les enchaînements climatiques passagers auraient donc des conséquences sur le peuplement végétal et sur les retouches apportées aux modelés. On ne connaît cependant pas le temps de réponse de ces phénomènes. G. Soutadé considère que « l'histoire récente n'est qu'une suite de retouches biogéographiques dans le sens tantôt d'une protection des pentes, tantôt d'une dynamique active de caractère érosif, mais dont la résultante est bien une dégradation inexorable de maintes pentes supra-forestières » (Soutadé, 1980, p.338).

Une étude diachronique de la végétation réalisée sur l'épaule occidentale du Cambre d'Aze (massif du Puigmal-Carança) a mis en évidence une élévation d'une centaine de mètres de la forêt dense en 50 ans (Abdulhak, 2005). L'étude compare les faciès de végétation à partir des photographies aériennes des années 1942 et 1989 (fig. 2.37). La différence est nette entre ces deux dates. En 1942, la limite supérieure de la forêt dense (*Hochwald*) était située entre 2 250 et 2 300 mètres d'altitude contre 2 350 mètres aujourd'hui. L'ancienne limite forestière se maintenait grâce à la pression pastorale, il s'agissait bien d'une limite anthropique. Celle-ci était marquée par une transition nette entre la forêt dense et la pelouse dense due au pâturage et au piétinement.

Aujourd'hui, cette limite est bien plus floue : la pelouse boisée occupe une place considérable. Ainsi on peut observer que les pins du *Krummholz* colonisent des versants bien plus haut, jusqu'au sommet du Cambre d'Aze (2 750m). Nous sommes alors dans une phase de reforestation correspondant à la limite potentielle selon P. Ozenda (2002, p.33) qui considère qu'elle est la véritable limite biologique définissant la base de l'étage alpin. Cette reconquête reste cependant hétérogène et irrégulière dans le temps et dans l'espace.

Sur les versants d'éboulisation en particulier, A. Baudière et A.L.M. Bonnet (1963) ont envisagé une approche dynamique de l'éboulis plutôt qu'une systématisation des associations selon la méthode sigmatiste classique, soulignant ainsi les particularités de la dynamique végétale sur ce milieu.

Ils distinguent alors quatre communautés végétales se substituant l'une à l'autre au cours de la stabilisation du milieu : la première, sur milieux mobiles, regroupe les végétaux bâtis sur le type *Galium cometorrhizon* Lap., *Cerastium pyrenaicum* J. Gay, *Crepis pygmaea* L. et *Iberis spathulata* Berg. au sein de laquelle peuvent pénétrer des espèces de pelouses à condition qu'elles puissent adapter leur morphologie à ce type de milieu ; la deuxième correspond au stade de fixation avec les espèces *Ranunculus parnassifolius* L., *Doronicum grandiflorum* Lam., *Senecio leucophyllus* DC. ; la troisième constitue le stade pionnier de la pelouse ; et la dernière, la pelouse alpine sur éboulis fixés. L'évolution de cette végétation lithophile vers son stade ultime qu'est la pelouse alpine est rarement atteinte car ce milieu est en perpétuelle modification par les processus morphogéniques saisonniers.

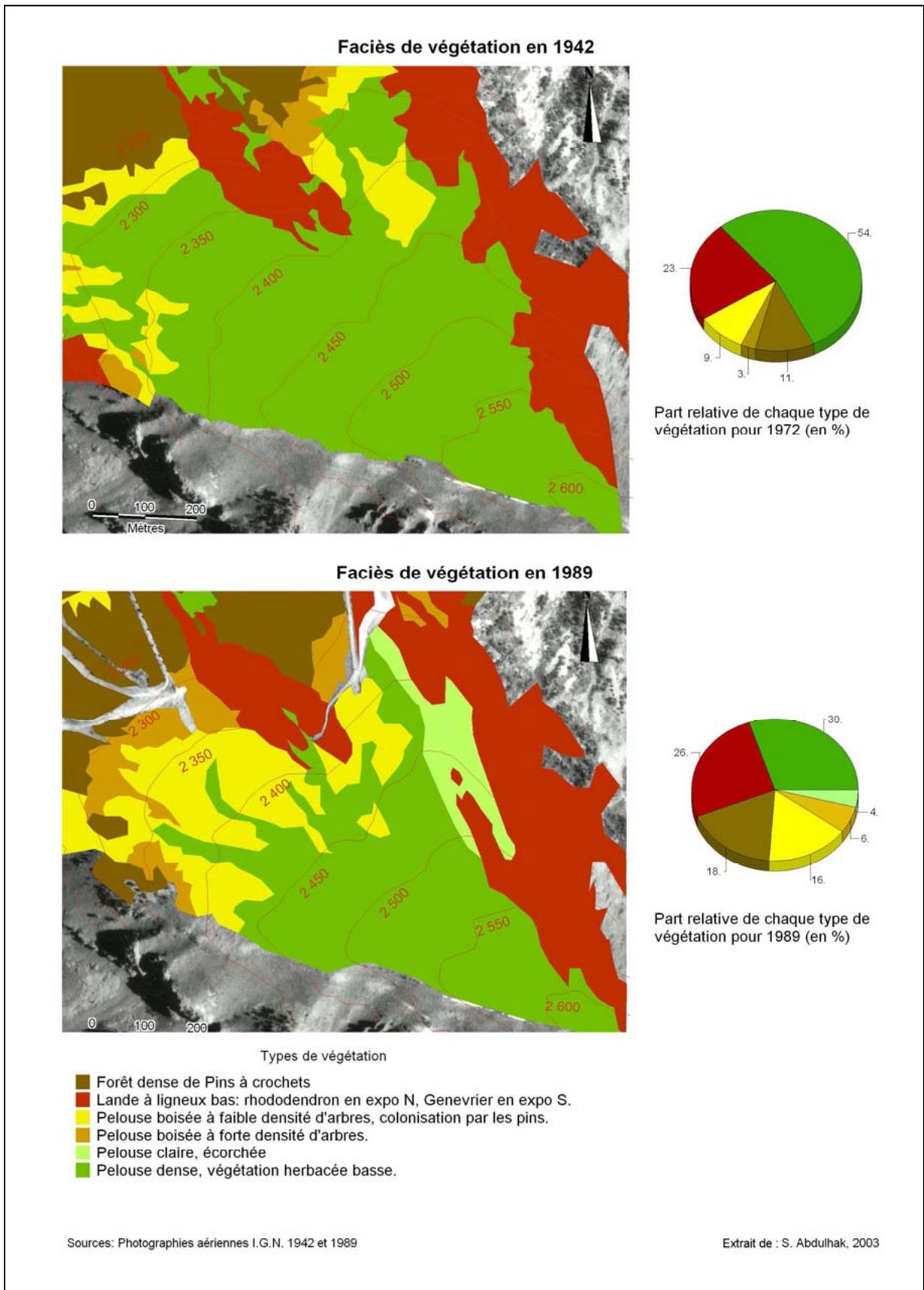


Figure 2.37 – Étude diachronique de la végétation de l'épaule occidentale du Cambre d'Aze entre 1942 et 1989, Massif du Puigmal. La limite supérieure de la forêt était très nette en 1942 à une altitude de 2 250 – 2 300 mètres. En 1989, la limite est plus floue. La surface de la pelouse boisée a quasiment doublé. Source : S. Abdulhak, 2003.

La transformation vers le stade climacique implique un équilibre morphodynamique (Soutadé, 1980 ; terme proposé par J. Tricart, 1965). En réalité, l'éboulis est formé d'une mosaïque de zones stables et instables souvent juxtaposées les unes aux autres, sur lesquelles l'équilibre morphodynamique est spatialement et temporellement (en fonction des remaniements saisonniers) instable. Dans ce contexte, certaines espèces indiquent alors l'état morphodynamique de l'éboulis : la présence de *Cerastium pyrenaicum*, *Galium cometorhizon* et *Crepis pygmaea* est corrélée aux éboulis mobiles ; *Doronicum grandiflorum*, *Ranunculus parnassifolius* et *Papaver suaveolens*, à des éboulis en voie de fixation (Baudière et Bonnet, 1963).

2.4- Des plantes spécifiques, marqueurs de morphodynamique

Les éboulis des Pyrénées orientales sont floristiquement très riches en espèces végétales. Ces plantes aux adaptations multiples (Chapitre 1, § 2.2.2) ont éveillé la curiosité depuis bien longtemps. L'exemple en est donné avec une espèce emblématique des éboulis oriento-pyrénéens, la Xatardie scabre, encore appelée *Julivert d'isard* par les catalans. Cette plante a attiré l'attention de nombreux botanistes depuis le début du 19^e siècle. Décrite pour la première fois en 1813 par Picot de Lapeyrouse sous le taxon *Selinum scabrum*, la plante a connu plusieurs dénominations avant d'acquiescer son nom actuel : *Angelica scabra* (Petit, 1823) puis *Petitia scabra* (J. Gay, 1829) et enfin *Xatardia scabra* (Meisner, 1840) en hommage à B.J.P. Xatart, pharmacien de Prats de Mollo. Une déformation orthographique du genre *Xatartia* (Baudière et Serve, 1975 in Senesse, 1965) a conduit au nom scientifique de *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meisn. Mais l'intérêt pour cette espèce est toujours d'actualité et depuis peu, afin de corriger le nom générique mal orthographié de *Xatardia* et en hommage au botaniste catalan, Xatart, J. P. Reduron réhabilite la terminologie de *Xatartia scabra* Meisn. et Zeyh. (Reduron, 2008, p. 2620). Nous conserverons cependant la terminologie du Museum National d'Histoire Naturelle : *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meisn.

Plusieurs des espèces lithophiles des éboulis des Pyrénées orientales présentent des particularités morphologiques et éthologiques potentiellement utilisables pour étudier la morphodynamique des talus d'éboulis. Il est donc important de décrire ces espèces d'un point de vue géoécologique afin de montrer les applications possibles dans le domaine géomorphologique. Seules les espèces les plus fréquemment observées sur les éboulis oriento-pyrénéens sont présentées dans un ordre défini par leur importance en tant qu'outil géomorphologique et d'après ce que l'on en connaît dans la bibliographie. Il s'agit donc d'un état des lieux des connaissances et non des certitudes sachant que l'un des objectifs de l'étude reste de confirmer ou d'infirmer ces connaissances antérieures et de quantifier leurs potentialités à indiquer des déplacements.

2.4.1- *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meisn.

La plante (fig. 2.38) a d'abord été identifiée et décrite sur le massif du Puigmal et de Carança par Freyn et Gautier (1881), le Frère Sennen (1899) puis Despaty et Conill (1920). Ces botanistes et phytogéographes ont décrit la morphologie et la biologie de l'espèce, précisant autant que possible son habitat : « Habite les éboulis des roches au fond de la vallée d'Eyne près de la Collada de Nuria. On trouve cette plante sur les deux revers de cette montagne près des sommités de la vallée de Carença. Les bestiaux en sont très friands. Fleurit

en août. » (Companyo, 1864). Son aire de répartition s'est ensuite élargie à la Serre de Cadi en Espagne (Gruber, 1978) puis à l'Andorre septentrionale (Baudière et Serve, 1980).

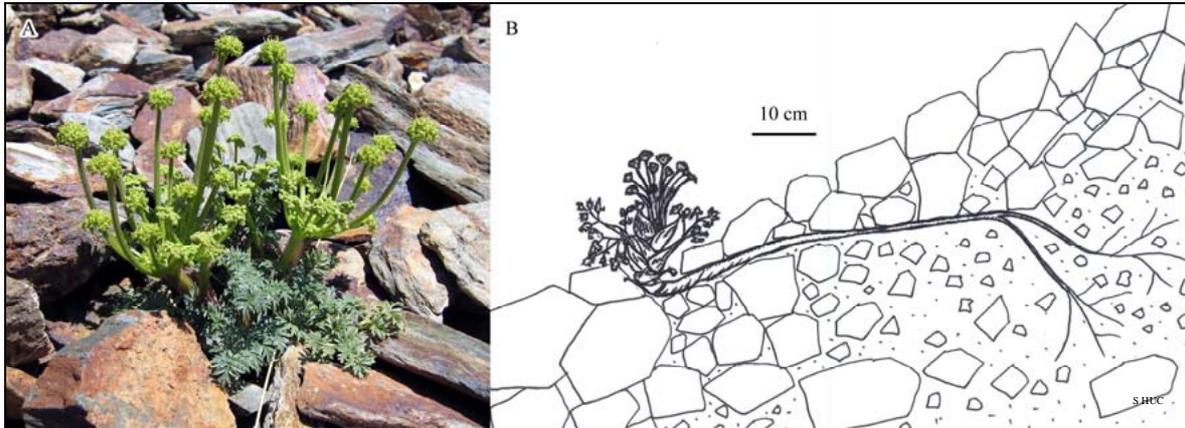


Figure 2.38 – *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meissn., hémicryptophyte érigée, vivace, endémique oriento-pyrénéenne. A : photographie prise durant l'été 2005 sur l'éboulis d'Err 1. B : le pivot extrêmement robuste et spongieux s'allonge dans le sens de la pente pour compenser les déplacements de son support.

L'étude écologique de la plante, menée essentiellement par A. Baudière et L. Serve (1975, 1980), a permis de mieux connaître l'éthologie de la plante et de décrire son habitat : les panneaux de débris des hautes soulanes (2 500-2 800 m). Elle occupe les versants d'éboulisation qui, soumis à de nombreux cycles gel/dégel/regel, voient leurs matériaux se déplacer vers le bas. L'existence d'une matrice épaisse, presque toujours saturée en eau dans ses parties profondes semble déterminer sa présence. G. Soutadé (1980) l'associe aux éboulis lités fonctionnels ou *terregalls*. Cette plante vivace a un cycle de vie de 2-3 ans (bi-trisannuelle) suivant la date de germination précoce ou tardive (Aymerich et Baracetti, 2001). Elle passe par trois stades physiologiques : germinatif la première année, végétatif la deuxième puis fructifère la troisième, avant de mourir. La répartition des pieds au sein des talus d'éboulis est liée à plusieurs facteurs extrinsèques et intrinsèques à l'éboulis. Parmi les facteurs extrinsèques, on compte les deux modes de dissémination qui assurent une plus grande capacité à conquérir l'espace : la barochorie assure le développement de pieds germinatifs à la base du pied-mère, l'anémochorie permet à la plante de disséminer ses graines loin de son point initial. Tout comme A. Baudière (2000), nous avons pu observer, en fin d'été, des ombelles desséchées, emportées vers le haut des versants par les bourrasques de Tramontane. Parmi les facteurs intrinsèques, notons l'inclinaison de la pente, la granulométrie entrant dans la composition de l'éboulis, la profondeur à laquelle peuvent s'enraciner les végétaux c'est-à-dire l'épaisseur de la matrice que l'on peut décrire comme l'horizon open work de surface et les vitesses de déplacement des débris de surface et de subsurface. I. Dajoz (1989) a montré que la surface favorable à son implantation est restreinte et disposée en « îlots » dans l'éboulis : ce sont les espaces relativement stables et de granulométrie suffisamment fine qui vont être colonisés car les pieds germinatifs sont fragiles ; leurs racines ne supportent pas le mouvement. Dès que les racines ont accumulé suffisamment de réserves alors la plante passe de l'état végétatif à l'état reproducteur et ne craint plus le transit de matériaux. Mais seule une fraction de la population atteindra ce stade ultime chaque année. I. Dajoz (*loc. cit.*) estime que c'est un moyen de se soustraire aux saisons de végétation défavorables et aux contraintes physiques (écrasement...). Sur le talus, les individus reproducteurs sont toujours isolés les uns des autres, suite à la compétition intraspécifique qui leur permet de disposer du maximum de ressources nécessaires à l'élaboration de l'appareil

reproducteur. Les situations favorables à la germination, puis à la reproduction d'un pied de *X. scabra* sont réduites, ce qui explique leur petit nombre sur les talus.

La morphologie et la configuration de la racine de cette plante sont très intéressantes pour mesurer les déplacements des débris en subsurface. Étant donné que la racine s'allonge parallèlement à la pente lors des glissements de matériaux, nous avons émis l'hypothèse selon laquelle il était possible de mesurer la longueur de la racine pour connaître les déplacements. Mais pour obtenir des vitesses annuelles, il est indispensable de connaître la durée de vie de la plante. Ayant cultivé la plante sur un éboulis reconstitué au jardin botanique de Font-Romeu à 1 800 m d'altitude, A. Baudière *et al.* (1978) ont montré que *Xatardia scabra* fleurissait au bout de trois années. Dans l'état actuel des connaissances, sa durée de vie est donc évaluée à trois ans. Pour vérifier les observations d'A. Baudière, trois méthodes ont été testées : une coupe dans les racines pour vérifier si des cernes de croissance se distinguaient, des lignes permanentes pour suivre annuellement chaque pied recensé et la mise en place d'une parcelle témoin pour repérer et mesurer le déplacement des plants.

2.4.1.1- Coupe dans la racine

Son système racinaire est extrêmement bien adapté à la mobilité des débris. Une coupe dans la racine, réalisée sur des pieds fructifères, avec l'appui de L. Serve (Institut de Modélisation et d'Analyse en Géo-Environnement Santé, université de Perpignan) a mis en évidence une structure anatomique très particulière (fig. 2.39), non conforme aux hypothèses de départ. Sachant que la plante vit plusieurs années, nous pensions qu'elle produisait plusieurs cernes de croissance permettant d'identifier clairement son âge. Mais l'examen de son système racinaire n'a pas mis en évidence le type de structure attendu. Du centre vers la périphérie, on observe un xylème I très lâche, peu lignifié, puis un xylème II sinueux et lâche, également peu lignifié avec un parenchyme lacuneux à cellules rondes dans lesquelles sont les réserves. Le phloème I présente des canaux excréteurs/sécréteurs et des rayons parenchymateux. Le parenchyme cortical est comprimé avec des parois épaissies, formant une assise rigide. Ainsi la présence de grandes lacunes dans le bois permet à la plante de résister à la pression des matériaux ; le parenchyme cortical assure le maintien et l'élasticité à l'ensemble racinaire.

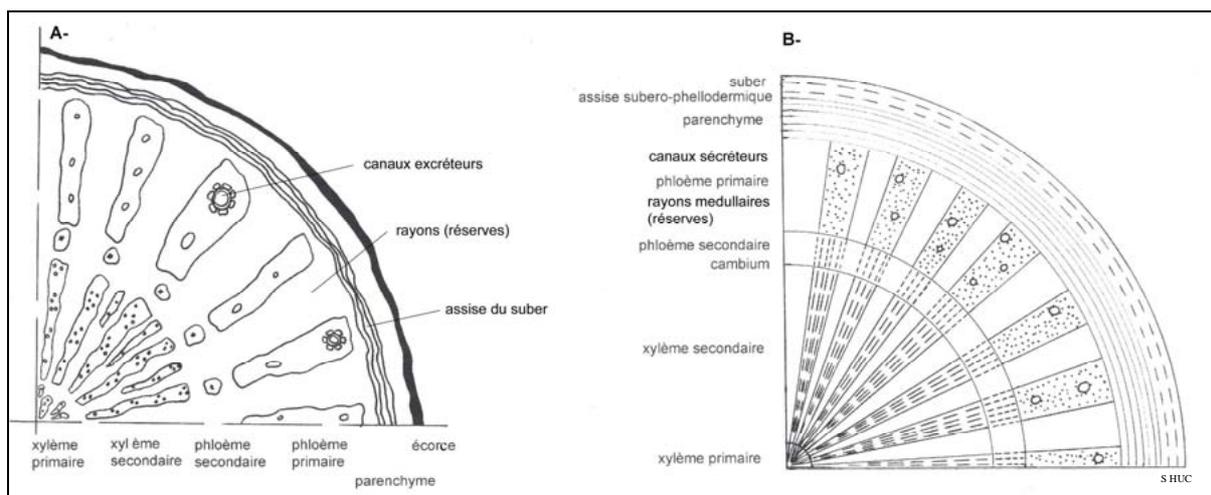


Figure 2.39 – Coupe dans la racine de *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meissn., observée au microscope. A : croquis d'après photo ; B : schéma anatomique conventionnel. Le xylème et le liber présentent de grandes lacunes permettant à la plante de résister à la pression des cailloux. Le parenchyme cortical renforce l'ensemble du dispositif racinaire.

Le pivot, souvent très long, s'enracine au-dessus du niveau où la plante épanouit ses feuilles. Ses racines se ramifient à deux mètres environ de l'endroit où elle surgit du « pierrier » (Baudière, 2000). Lorsqu'un glissement se produit, le végétal est soumis à une traction à laquelle il répond par un étirement de sa partie enfouie, étirement facilité par l'organisation tissulaire de son organe hypogé : un tissu spongieux central gainé par un étui de fibres longitudinales.

La connaissance de l'allongement de son système racinaire lors des mouvements de débris vers l'aval de l'éboulis et de la durée de vie de la plante permet de mesurer la vitesse annuelle de déplacement des débris en subsurface. Ce point sera développé dans la partie méthodologie.

2.4.1.2- Lignes permanentes

La méthode élaborée et mise en place par C. Guisset (Réserve Naturelle de Mantet, inédit) consiste à repérer le long de deux lignes perpendiculaires à la pente de l'éboulis de Dona, et longues de 9 et 20 mètres, la présence de pieds immatures et fructifères de *X. scabra* en indiquant leur éloignement par rapport à la ligne médiane dans un rayon de 50 cm de part et d'autre de la ligne. Un décimètre à ruban est tendu entre deux blocs fixes (fig. 2.40). Les relevés sont effectués tous les cinq centimètres le long du décimètre. Le pas de mesure de part et d'autre de la ligne est de 20 cm. Les mesures sont réalisées sur une période de quatre années consécutives (2004-2007).

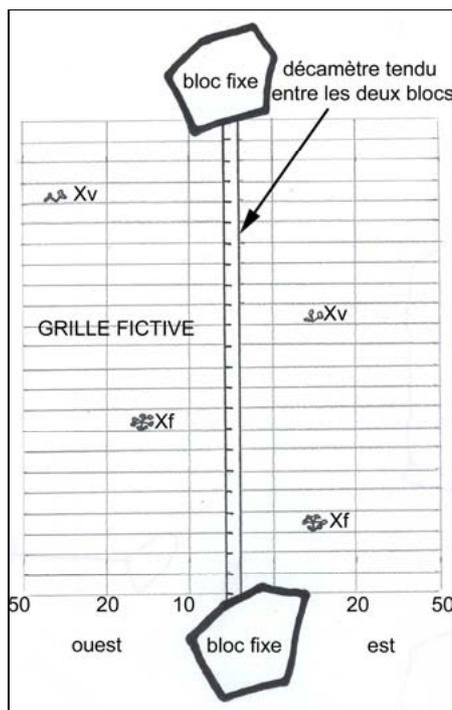


Figure 2.40 – Ligne permanente. Dispositif conçu par C. Guisset (Réserve Naturelle de Mantet, inédit) permettant de suivre l'évolution physiologique des pieds de *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meissn. sur un cône d'éboulis de la Coma de la Dona. Un décimètre est tendu entre deux blocs fixes. Les pieds sont repérés annuellement au sein d'une grille fictive. Le pas de mesure est de 20 cm de part et d'autre de la ligne, à l'est ou à l'ouest et tous les 5 cm le long du décimètre. Les données sont reportées dans un tableau reprenant la structure de la grille fictive (annexe 2.7, p. 29 à 39 et 2.8, p. 41 à 45).

L'analyse des résultats porte sur les séquences que l'on qualifie de sûres pour lesquelles les pieds de *X. scabra* sont au même endroit d'une année sur l'autre. De manière à pallier les erreurs de mesures dues à l'observateur, nous prenons aussi en compte les séquences présentant un léger décalage spatial (< 10 cm). On les qualifiera de séquences probables. Les données annuelles sont ensuite converties en un tableau de synthèse présentant les quatre années consécutives. Concernant la ligne de 20 m, nous avons repéré 17 séquences sûres et 12 séquences probables parmi lesquelles 13 séquences sûres et 6 probables montrent 2 années de vie minimum (2006-2007), 3 séquences sûres et 1 probable présument 3 années minimales (2005-2006-2007) et 1 séquence sûre et 3 probables pour 4 années minimales

(2004-2005-2006-2007). Précisons cependant qu'il y a peu de pieds fructifères, seulement 5 cas en 4 ans. Concernant la ligne de 9 m, seules 4 séquences sûres et 3 probables sont observées. Toutes les séquences sûres n'ont que 2 ans de suivi. Il faut donc attendre les années suivantes pour en savoir plus. Il est difficile de tirer des conclusions sur la longévité de *X. scabra* compte tenu de la courte durée du suivi. Cependant, les résultats montrent que, dans 3 cas sûrs, la plante reste à l'état végétatif au moins 3 ans et dans un cas sûr, au moins 4 ans. Le stade de floraison n'est donc pas systématiquement atteint au bout de trois ans. Ainsi nos observations contredisent celles d'A. Baudière.

2.4.1.3- Parcelle témoin

Nous avons mis en place un dispositif expérimental original sur l'éboulis de Malaza, à un endroit présentant à la fois des pieds végétatifs et fructifères. Trois fers tors solidement ancrés dans l'éboulis forment un repère orthonormé d'un mètre de côté. Les pieds végétatifs et reproducteurs sont repérés selon les coordonnées des deux axes x et y (fig. 2.41).

Chaque année, des mesures précisent la localisation des individus et l'état physiologique des plants est décrit. Le protocole permet aussi de connaître la durée de vie de la plante et le déplacement annuel de chaque individu à l'intérieur du repère. Cette méthode peut aussi être appliquée à d'autres espèces telles que *Papaver suaveolens* (lithophile migratrice comme *Xatardia scabra*) dont on ignore la durée de vie.

Les résultats obtenus sur deux années consécutives de mesures montrent que sur les quatre pieds végétatifs repérés en 2006, seul l'un d'eux est devenu fructifère en 2007 ; les autres sont restés à l'état végétatif. Le pied fructifère a disparu l'année suivante ce qui est conforme au cycle de vie de la plante (tab. 2.9).

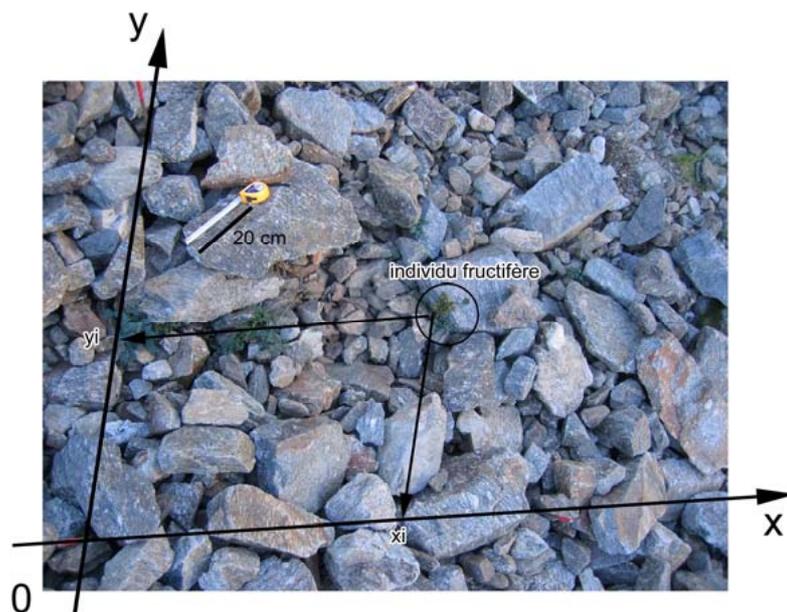


Figure 2.41 – Parcelle témoin délimitée par trois repères fixes, formant un repère orthonormé. Ce dispositif permet de suivre les pieds de *X. scabra* année après année et d'apprécier sa durée de vie.

Tableau 2.9 – Suivi de cinq pieds de *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meissn. dans la parcelle témoin de l'éboulis du Malaza 1. Le pied fructifère X1 a disparu conformément au cycle de vie de la plante. Les plants X2, X3 et X5 sont restés à l'état végétatif. Le pied X4 est le seul à avoir évolué vers le stade fructifère.

29/07/06			21/10/07		
Etat physiologique	x	y	Etat physiologique	x	y
X1 (fructifère)	60	29	disparue		
X2 (végétatif)	85	42	X2 (végétatif)	87	42
X3 (végétatif)	100	48	X3 (végétatif)	100	51
X4 (végétatif)	58	89	X4 (fructifère)	56	93
X5 (végétatif)	51	104	X5 (végétatif)	50	107

Ces observations très partielles ne permettent pas de tirer de conclusion sur la durée de vie de la plante mais simplement de souligner l'intérêt de cette méthode à long terme (> 5 ans). Par contre, l'idée d'utiliser cette parcelle pour mesurer les déplacements de la plante annuellement ne peut être retenue en raison du manque de précision des mesures.

2.4.2- *Cerastium pyrenaicum* J. Gay

Caractéristique des « pierriers » pentus à mobilité accusée (Somson, 1983), ce lithophyte a développé un système racinaire très performant lui permettant de vivre dans le mouvement (fig. 2.42). « Essayer de déterrer un échantillon complet de *Cerastium pyrenaicum* J. Gay est une gageure. Emprisonnées dans les mailles de l'éboulis, ses tiges, très fragiles, épanouissant à la surface du pierrier une multitude de rosettes à grandes fleurs blanches, se raccordent en profondeur à des rhizomes de plus en plus gros. Qu'un glissement intervienne, une désarticulation des tiges se produit au niveau de l'insertion sur le rhizome et celles-ci, munies de pelotes de fines racines, constituent alors autant de points de départ de nouvelles colonies de Céraiste » (Baudière et Bonnet, 1963, p. 18).

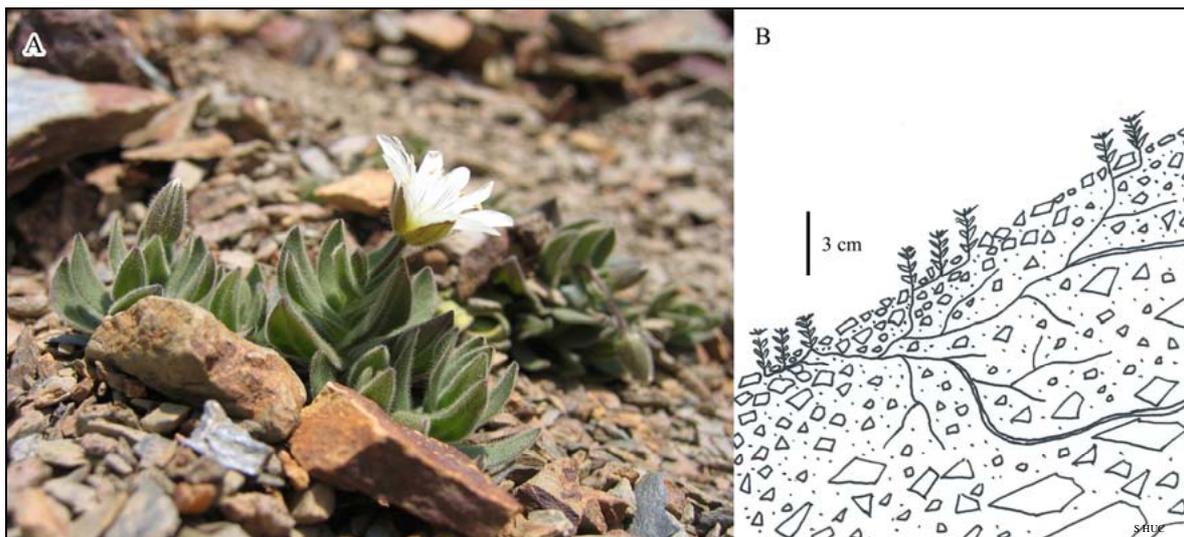


Figure 2.42 – *Cerastium pyrenaicum* J. Gay., hémicryptophyte érigée, vivace, endémique des Pyrénées (Ariège, Pyrénées-Orientales, Andorre et Catalogne). A : photographie prise durant l'été 2007 sur l'éboulis d'Err sud. B : système racinaire formé de fines tiges hypogées lui assurant un ancrage éphémère. Si les glissements sont importants, les tiges initiales sont cassées et de nouvelles tiges se forment sur le rhizome.

Plante pionnière des éboulis mobiles (*loc. cit.*), l'espèce disparaît dès que l'éboulis commence à se fixer et que des végétaux éthologiquement moins spécialisés colonisent la station. Il semble que sa disparition soit davantage le fait d'une texture plus compacte d'un sol relativement stabilisé que de la concurrence interspécifique. Il est inféodé aux éboulis siliceux.

2.4.3- *Galium cometorhizon* Lapeyr.

Ce Gaillet fréquente les mêmes éboulis que le Céraiste précédemment décrit. Pour lutter contre l'arrachement lors des glissements de débris, l'espèce a développé des tiges souterraines radicales, dotées d'une forte capacité de bouturage et abondamment ramifiées (Somson, 1983). Ses rhizomes sont extraordinairement résistants eu égard à leur diamètre (fin et d'apparence fragile). Ils cheminent loin parmi les pierres et il n'est pas rare que les multiples rosettes de feuilles qui apparaissent en surface, quelquefois éloignées de quelques décimètres, appartiennent à un seul et même individu (fig. 2.43).

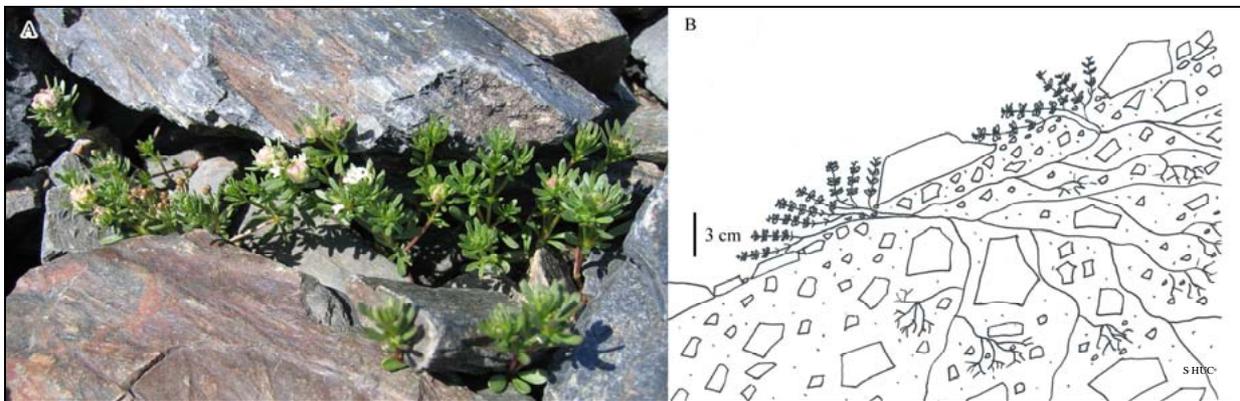


Figure 2.43 – *Galium cometorhizon* Lapeyr., hémicryptophyte stolonifère, vivace, endémique des Pyrénées centrales et orientales, et de la montagne corse. A : photographie prise durant l'été 2006 dans l'éboulis du Pérac. B : système racinaire très ramifié.

2.4.4- *Doronicum grandiflorum* var. *viscosum* (Freyn et Gaut.) P. Fourn.

La plante occupe les éboulis peu actifs ou nettement instables s'il existe une matrice fine constamment humide sous le revêtement de débris. Le système racinaire est composé d'un rhizome relativement gros (environ 1 cm de diamètre) mais très fragile d'où se détachent de nombreuses racines courtes et robustes. Le rhizome chemine généralement entre les débris de surface et la matrice fine dans laquelle les racines s'enfoncent perpendiculairement ce qui contribue à maintenir la plante ancrée dans le substrat (fig. 2.44).

A. Baudière et A.M.L. Bonnet ont observé que le doronic se répartissait ordinairement en peuplements longs et étroits sur l'éboulis d'où l'idée d'utiliser ce phénomène pour mesurer les déplacements annuels basés sur la longueur de la colonie. Mais l'absence d'informations sur son rythme de fragmentation au cours de l'année ne permet pas de mettre en place un système efficace de mesures.

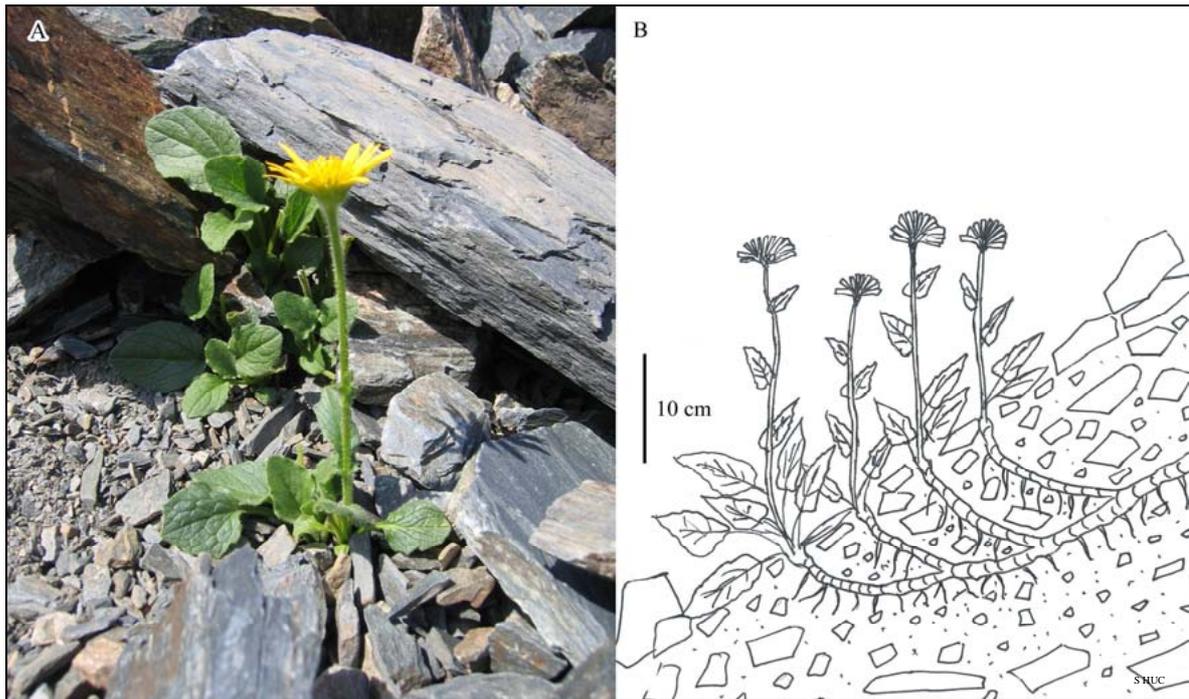


Figure 2.44 – *Doronicum grandiflorum* [var] *viscosum* (Freyn et Gaut.) P. Fourn., hémicryptophyte érigée, vivace, présente sur l'ensemble des massifs alpins et pyrénéens. A : photographie prise durant l'été 2007 sur l'éboulis du Péric. B : le système racinaire présente de remarquables facultés de régénération après traumatisme ou fragmentation.

2.4.5- *Ranunculus parnassifolius* L.

L'espèce occuperait indifféremment les milieux cryoturbés de pentes ou de replats (Somson, 1983). Son système racinaire est constitué d'un bulbe plus ou moins volumineux selon l'âge des individus à partir duquel se développent de grosses racines fasciculées (fig. 2.45). Cette rhizosphère emprisonne solidement les débris de petite taille. Le déchaussement de la plante entraîne un basculement du pied entier, « sol » compris. Son abondance dans un éboulis indiquerait, d'après A. Baudière et A.M.L. Bonnet (1963), une stabilisation imminente.

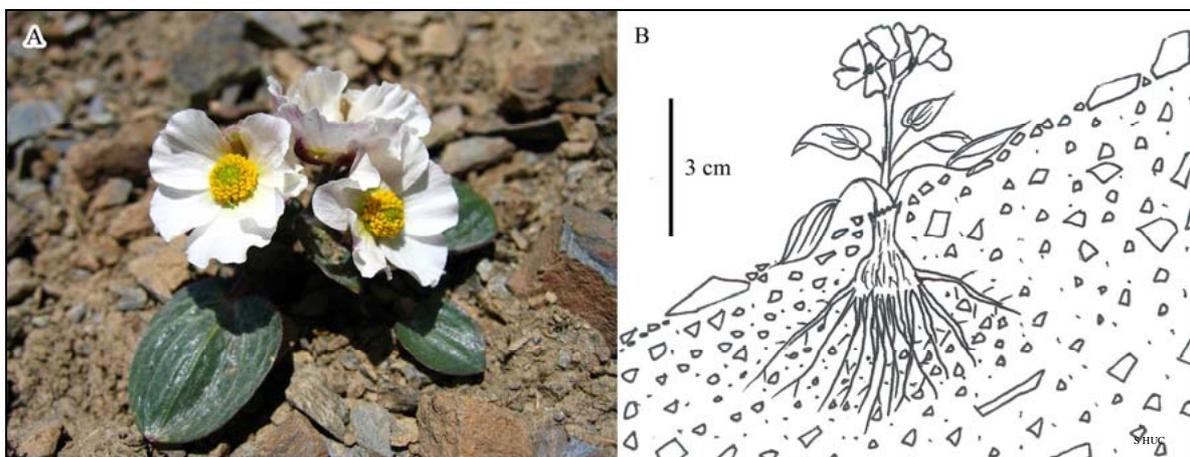


Figure 2.45 – *Ranunculus parnassifolius* L., hémicryptophyte caulescente, vivace, présente dans les Pyrénées orientales et occidentales, et dans les Alpes. A : photographie prise durant l'été 2005 sur l'éboulis d'Err sud. B : système racinaire bulbeux qui se déchausse lors des remaniements de matériaux.

2.4.6- *Viola diversifolia* (DC.) W. Becker

Tout comme la renoncule, la violette occupe à la fois les zones faiblement déclinées et les éboulis à forte pente. Son adaptation racinaire s'en trouve alors modifiée (fig. 2.46) : une tige souterraine perpendiculaire à la pente dans le premier cas, et parallèle à la pente, dans le sens du glissement dans le second. La plante pousse presque exclusivement sur substrat minéral, la terre fine étant très minoritaire (Baudière *et al.*, 1985).

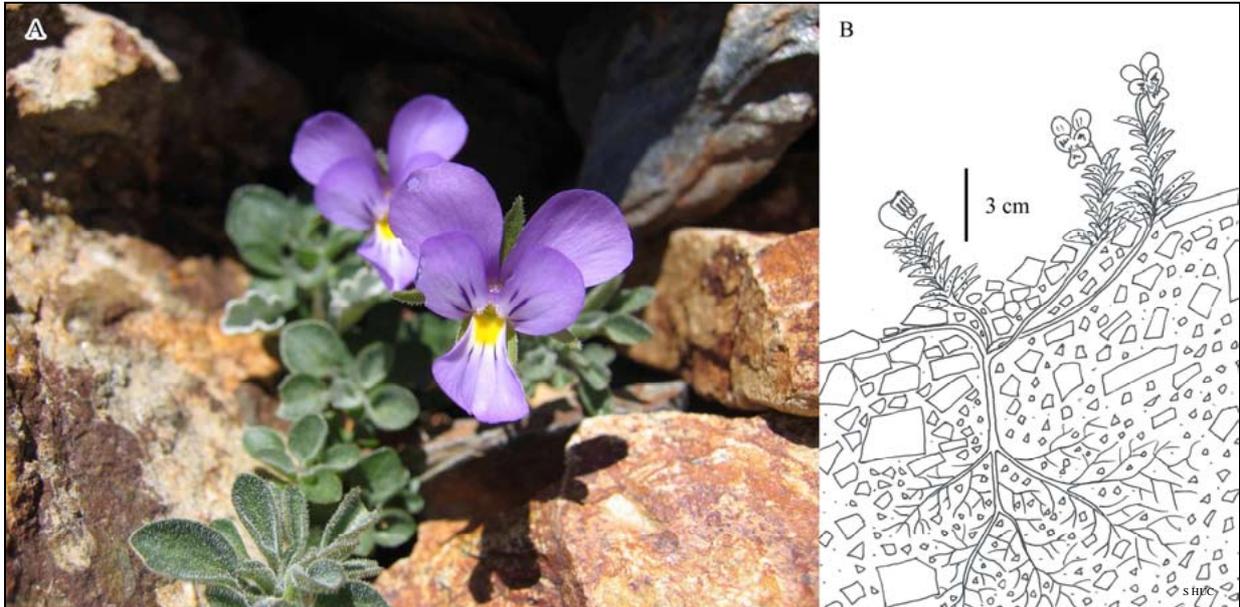


Figure 2.46 – *Viola diversifolia* (DC.) W. Becker., hémicryptophyte épigée, vivace, endémique des Pyrénées (Pyrénées centrales et orientales). A : photographie prise durant l'été 2005 sur l'éboulis d'Err sud. B : système racinaire pseudo-bulbeux fonctionnant sur le même principe que *Ranunculus parnassifolius* L.

L'épaisseur du « pseudo-bulbe », terme employé par P. Somson (1983) pour désigner l'axe souterrain dont le comportement dans les éboulis lités est conforme à celui du bulbe de *Ranunculus parnassifolius*, varie en fonction de l'épaisseur du matériau et de l'amplitude du mouvement (Somson, 1983)

2.4.7- *Iberis spathulata* DC.

Contrairement à toutes les autres plantes décrites, cette espèce thérophyte s'affranchit du mouvement par son cycle biologique. Elle accomplit son cycle végétatif au cours de la période estivale lorsque les mouvements sont accidentels ou d'ampleur limitée (Somson, 1983). Il semble que la colonisation de cette espèce annuelle du milieu éboulis tienne à la faible concurrence interspécifique qui s'y manifeste. Son système racinaire est peu développé, réduit à un pivot grêle s'implantant dans le « sol » (fig. 2.47). Elle colonise les éboulis mouvants à éléments fins.

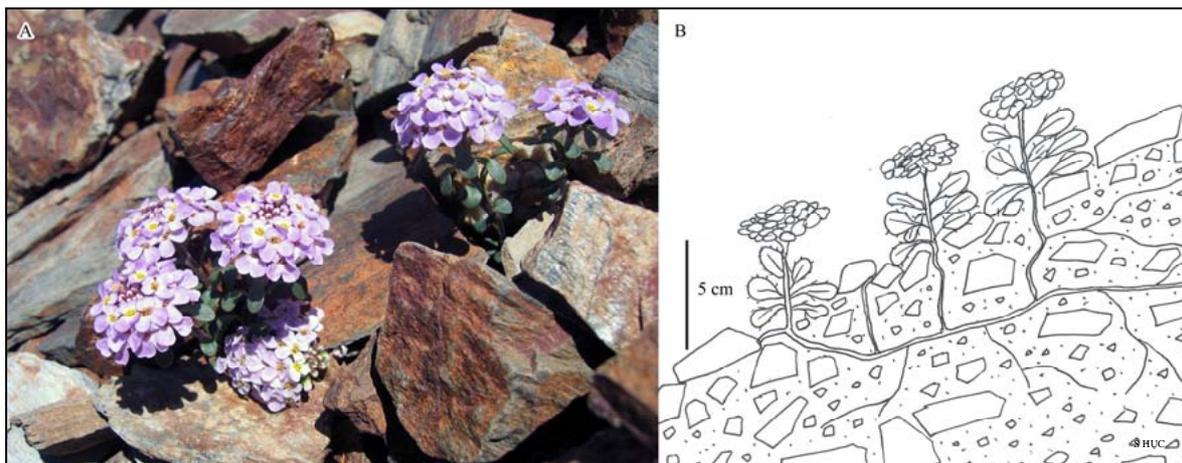


Figure 2.47 – *Iberis spathulata* DC., thérophyte, endémique des Pyrénées. A : photographie prise durant l'été 2007 sur l'éboulis d'Eyne. B : système racinaire peu développé composé d'un pivot grêle.

2.4.8- *Senecio leucophyllus* DC.

Cette espèce affectionnerait les éboulis à éléments grossiers, couverts par un enneigement long (huit à neuf mois) apparemment stables (Baudière et Noble, 1985 ; Baudière, 2000). Elle serait parfaitement adaptée aux situations estivales sèches grâce au tomentum soyeux de toutes ses parties aériennes (fig. 2.48).

Espèce archaïque, certainement tertiaire (Baudière, 2000), cette adaptation xérophile a certainement été acquise sous un climat différent, bien plus xérique. *Senecio leucophyllus* DC. ne serait pas une espèce stabilisatrice dans la mesure où elle s'installe sur des débris de roches déjà stabilisés, mais plutôt une espèce édifiatrice car elle constitue, pratiquement à elle seule, un sol riche en terre fine, en matière organique et en bases échangeables grâce à l'importante litière engendrée par ses feuilles (Baudière et Noble, 1985). Le Sénéçon à feuilles blanches préparerait l'accession de l'éboulis stabilisé aux espèces de la pelouse alpine.

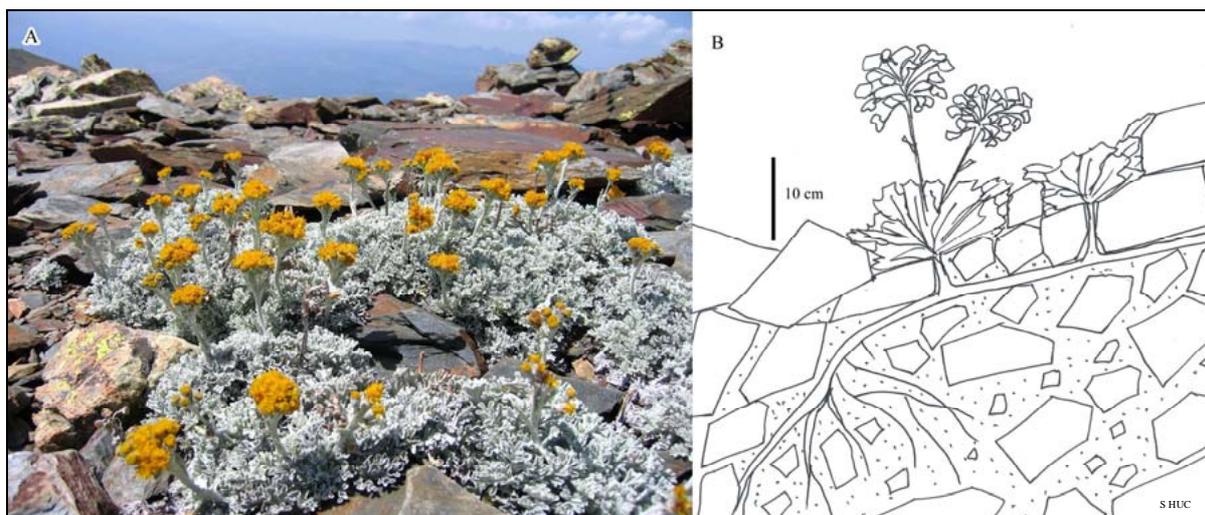


Figure 2.48 – *Senecio leucophyllus* DC., géophyte à rhizome, vivace, présente dans les Pyrénées orientales et dans le massif central (Mézenc). A : photographie prise durant l'été 2005 sur l'éboulis d'Err sud. B : schéma du système racinaire mettant en évidence le puissant rhizome. Le Sénéçon n'est pas une espèce fixatrice car il s'installe seulement lorsque le milieu est déjà stabilisé.

2.4.9- *Papaver lapeyrousianum* Greuter et Burdet

Cette espèce n'a pas été cartographiée le long des transects réalisés sur les éboulis instrumentés car elle est rare mais sa présence sur les éboulis oriento-pyrénéens et l'intérêt qu'elle présente mérite une brève description. Un long pivot, disposé parallèlement à la pente et cheminant dans les couches fines du substrat, ancre la plante en profondeur (fig. 2.49). Son « rhizome » peu ramifié voire même simple est constitué des restes des pousses formées successivement chaque année.

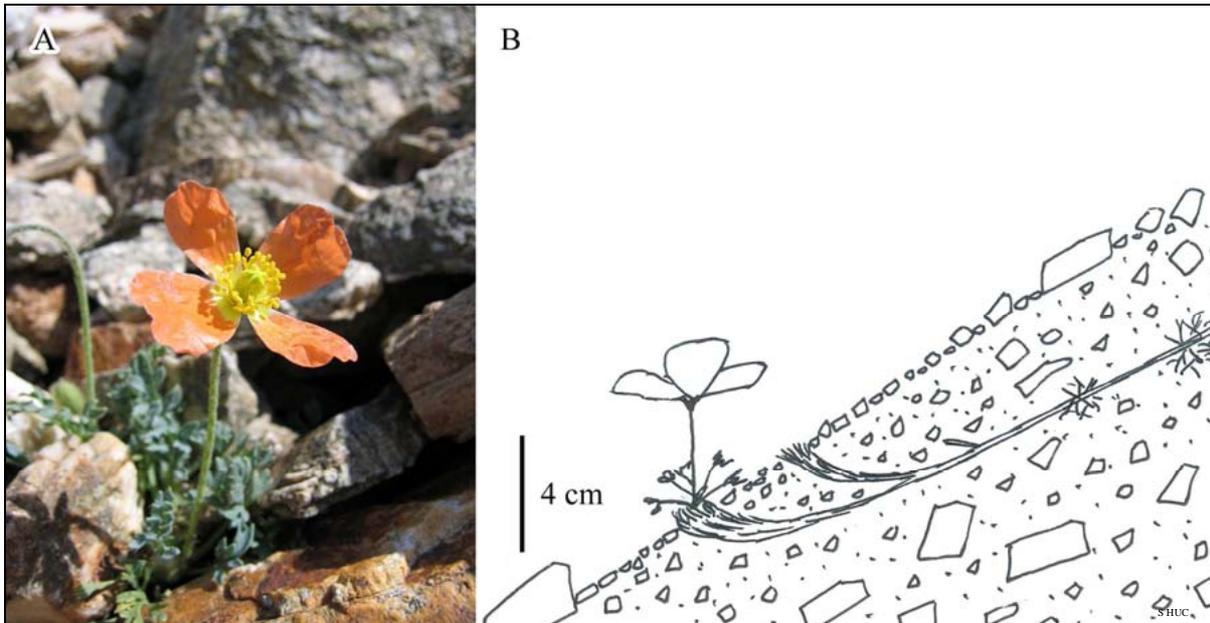


Figure 2.49 – *Papaver lapeyrousianum* Greuter et Burdet., hémicryptophyte cespiteuse, vivace, endémique des Pyrénées et de la péninsule ibérique. A : photographie prise durant l'été 2005 sur l'éboulis du Malaza. B : Le pivot s'allonge dans le sens de la pente, comme pour *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meissn.

Son allongement dans le sens de la pente, à la manière de *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meissn., lui permet d'opposer une moindre résistance au mouvement et limite les contraintes liées aux glissements des matériaux. Son pivot présente deux adaptations morphologiques pour faire face aux glissements : une tige florifère rigide formée d'un épais manchon de sclérenchyme et un « rhizome » solide protégé de l'abrasion par de nombreuses écailles.

L'espèce joue un rôle de fixateur du milieu car son appareil aérien, en forme de coussinet, retient une grande quantité de terre fine dans l'enchevêtrement des feuilles. La plante progresse généralement à partir de la base de l'éboulis, préparant le terrain aux puissants fixateurs que sont les touffes de *Carduus calinoïdes* Gouan et les graminées sociales (Somson, 1983). Nous avons pu l'observer également dans la zone médiane de certains éboulis, dans des plages de débris fins (< 2 cm). Sa présence est relativement rare sur les talus oriento-pyrénéens.

L'utilisation de la plante comme outil du géomorphologue a été envisagée pour mesurer les déplacements du substrat car sa racine s'accroît annuellement comme dans le cas de *X. scabra*. Ainsi le rapport entre la longueur de la racine et sa durée de vie permettrait de calculer une vitesse annuelle de transit. Mais l'état actuel des connaissances ne permet pas de connaître la durée de vie de ce pavot malgré la mise en place du dispositif en 2005 et décrit au §2.4.1.3 (parcelle témoin).

2.4.10- *Crepis pygmaea* L.

Comme le Pavot, cette espèce n'a pas été répertoriée le long des transects. Mais sa distribution écologique et l'organisation de son système racinaire lui confèrent un attrait phyto-géomorphologique. Même si *Crepis pygmaea* est moins adaptée à la migration des débris dans le « pierrier », l'espèce présente cependant un pouvoir manifeste de réapparition après ensevelissement. Elle semble indifférente à la nature chimique du substrat puisqu'elle est présente sur les éboulis pyrénéens, qu'ils soient calcaires ou schisteux. Son système racinaire est formé d'un rhizome court duquel se détachent plusieurs tiges longues et fragiles, allant épanouir leurs touffes de feuilles, souvent à plusieurs décimètres de distance les unes des autres (fig. 2.50). Ainsi plusieurs plantes que l'on pourrait croire indépendantes sont liées en profondeur par leur appareil souterrain (Baudière et Bonnet, 1963).

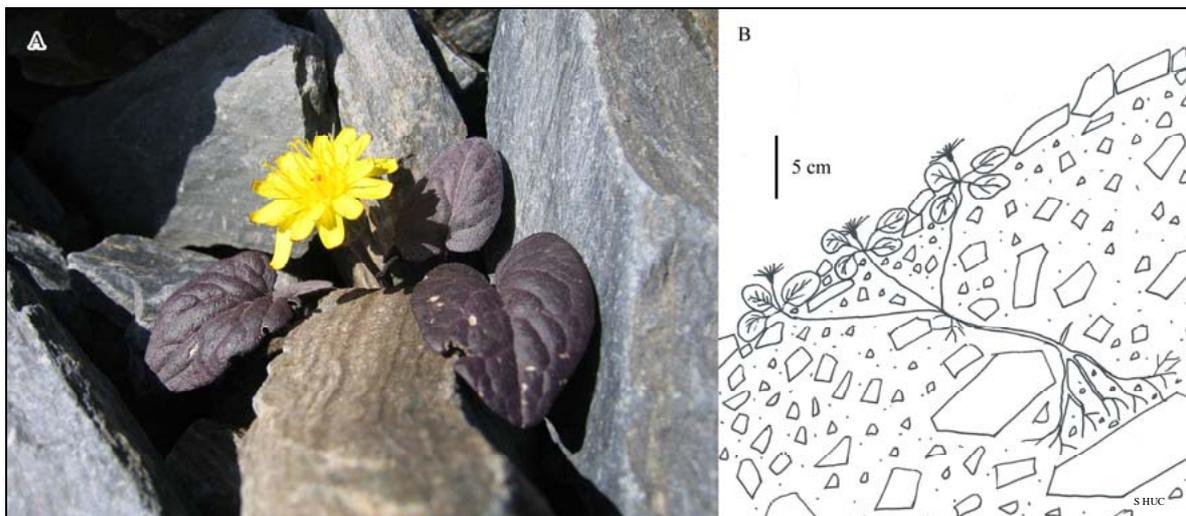


Figure 2.50 – *Crepis pygmaea* L., hémicryptophte bisannuelle, vivace, présente sur l'ensemble des massifs pyrénéens et alpins. A : photographie prise durant l'été 2007 sur l'éboulis du Péric. B : système racinaire.

Dans les éboulis très actifs, les glissements d'automne provoquent la rupture des tiges au niveau de leur insertion sur le rhizome ; ces tiges reforment de nouvelles plantes entières grâce à leur forte capacité de régénération. Le rhizome de la plante originelle laisse apparaître de longues tiges venant déployer ses feuilles et ses fleurs à la surface de l'éboulis (Somson, 1983 ; Lazare et Tihay, 1986).

En réalité, son système racinaire réagit différemment en fonction de la mobilité des matériaux. Sur les éboulis mobiles, les plantes sont groupées en colonies lenticulaires selon la plus grande pente du versant. En postulant que chaque touffe résulte d'une fragmentation annuelle, on pourrait alors considérer que le déplacement de matériaux est égal à la longueur de la colonie. Pour cela, il convient de suivre chaque pied annuellement de manière à apprécier la fragmentation et le mouvement. Par contre, sur talus peu actif, la racine se ramifie autour du pied mère, le nombre de ramifications correspondant au nombre d'années stables. Mais ces considérations théoriques confrontées aux réalités de terrain posent un certain nombre de problèmes d'ordre pratique. En effet, dans son milieu naturel, la colonie de *C. pygmaea* n'offre pas forcément une configuration lenticulaire. Il est alors difficile d'apprécier la longueur de la colonie et donc le déplacement du substrat. De plus, le système racinaire présente un enchevêtrement de ramifications extrêmement complexes rendant le dégagement des racines trop hasardeux.

Ainsi, cette espèce ne peut être utilisée pour quantifier la dynamique du milieu à partir de son système racinaire. De plus, d'après Somson (1983), sa présence sur un éboulis n'est pas toujours révélatrice d'une activité intense et l'observation attentive de la morphologie du système racinaire s'avère nécessaire pour évaluer le degré de mobilité du milieu.

2.5- Des ongulés acteurs de la mobilité des éboulis

Isards et mouflons, qui occupent la haute montagne oriento-pyrénéenne, sont des animaux très mobiles. Les recensements effectués par la Fédération Départementale des Chasseurs des Pyrénées-Orientales à partir de comptages annuels ou pluriannuels soulignent l'importance des effectifs d'ongulés sauvages sur les massifs (fig. 2.51). Les chiffres fournis correspondent à des totaux par commune ou par secteur pour le Péric-Galbe. Il ne s'agit donc pas de l'effectif d'isards présents sur l'éboulis étudié mais de la population d'isards susceptibles de se déplacer dans les zones qui nous intéressent.

Ces ongulés ne sont pas seuls à occuper les versants d'éboulisation. On note également la présence de micromammifères spécialisés à ce type de milieu d'altitude, notamment le campagnol des neiges. Cette faune participe, certainement à des degrés divers, aux transits de matériaux sur les éboulis.

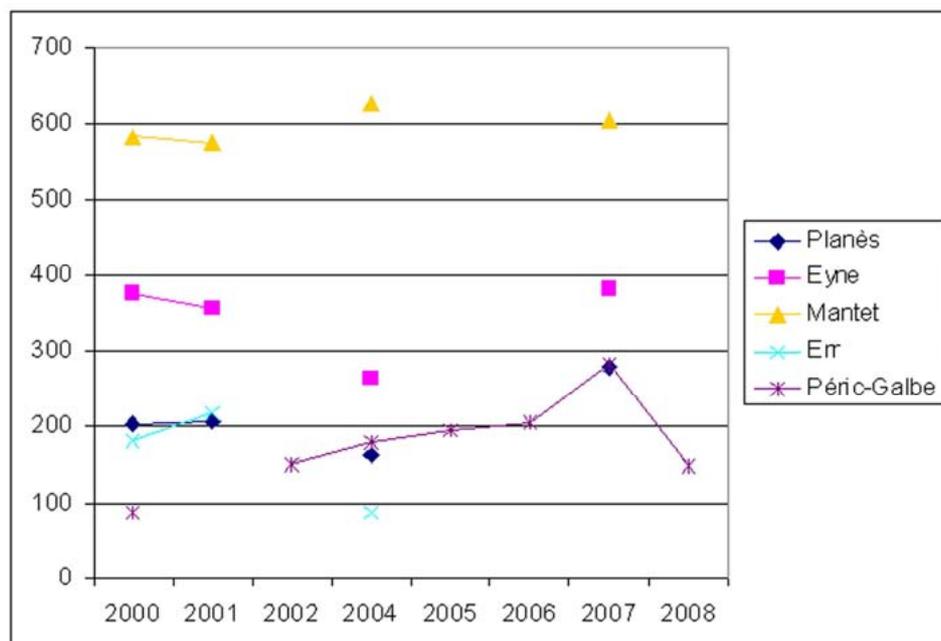


Figure 2.51 – Dénombrement des populations d'isards sur les communes de Planès, Eyne, Mantet et Err et sur l'unité de gestion Péric-Galbe, correspondant aux communes de Formiguères et des Angles.

Peu d'études ont été réalisées sur les liens qui existent entre les mouvements de débris sur les éboulis et la présence d'ongulés ou de micromammifères. L'ouvrage de D.R. Butler (1995) consacré à la zoogéomorphologie souligne l'importance des animaux comme agents géomorphologiques. Plusieurs auteurs mentionnent également dans leurs travaux la possibilité que les déplacements de débris sur les versants d'éboulisation puissent être initiés par les

animaux (Schumm, 1967 ; Gardner, 1979 ; Abrahams *et al*, 1984 ; Poesen et Lavee, 1994). Ce processus biologique de déplacement de débris provoqué par les animaux n'a jamais été réellement considéré à part entière jusqu'aux travaux de G. Govers et J. Poesen (1998). Les deux auteurs ont mené une série d'expérience en Turquie, sur les mouvements de fragments provoqués par le piétinement des chèvres et moutons sur des versants d'ébouilisation situés à 2 000 m d'altitude et inclinés à 30-31°. Ces pentes présentent une végétation clairsemée : il s'agit d'une végétation secondaire hautement dégradée par les troupeaux. Les résultats de cette étude montrent que le piétinement des ovins et caprins constitue un processus géomorphologique significatif (tab. 2.10) contribuant à l'évolution des versants d'ébouil.

Concrètement, la part des différents processus qui interfèrent sur l'ébouil est difficile à apprécier. Dans notre cas, nous avons pleinement conscience de l'importance de l'impact géomorphologique de l'activité animale. L'abondance des sentiers qu'isards et mouflons laissent sur les ébouil lors de leurs déplacements quotidiens entre zones de pacage et de refuge l'atteste clairement (fig. 2.52). Rappelons d'ailleurs que des observations similaires avaient été faites par G. Soutadé (1975a, 1977) à propos des troupeaux d'ovins domestiques, encore nombreux dans ces montagnes dans les années 1970. Malheureusement, nous n'avons pas réalisé de mesures précises des processus biologiques dans les géosystèmes d'ébouilisation étudiés.

Tableau 2.10 – Vitesses de déplacement des fragments rocheux induites par le piétinement animal. Document extrait de Govers et Poesen (1998).

Source	Environment	Particle size (mm)	Slope angle (°)	Average movement (m/year)	Maximum movement (m/year)
Rapp (1960)	Periglacial		37-38	0.56	5
Caine (1963)	Cool temperate	< 150	9	0.114	0.241
			14	0.07	0.178
			19	0.152	0.21
			16	0.133	0.232
			15	0.254	0.406
			15	0.14	0.225
			15	0.107	0.165
Rudberg (1964)		> 4	25	0.26	0.495
			9	0.001	0.005
Schumm (1967)	Arid	25-75	25	0.005	0.028
			6	0.012	0.039
			30	0.050	0.073
Kirkby and Kirkby (1974) (two month period)	semi-arid	1-2	37	0.064	0.093
			3	0.045	
			20	0.12	
Williams (1974)	Savanna	15-50	3	0.006	
			20	0.010	
Gardner (1979)	Periglacial	100-350	4-19	0.002-0.035	0.09-0.42
			max. 36	0.13-0.88	6.4
Pissart et al. (1981)	Periglacial	100-350	max. 36	0-0.133	
			2-34	0.005-0.16	0.014-0.375
Caine (1981)	Periglacial	20-50	1	0.001	
			2	0.0036	
			5	0.013	
			6	0.018	
			6	0.017	
			8	0.052	
			10	0.031	
Frostick and Reid (1982)	semi-arid	10-65	30.7	0.59-1.38	< 14.75
Abrahams et al. (1984)	arid	8-300	24	0.031	
			17.5	0.056	
			12	0.0081	
			7	0.0056	
This study	Oro-Mediterranean	20-50	27-31	0.21-2.60	



*Figure 2.52 –
Sentes d'ongulés
marqués en blanc
sur l'éboulis
d'Err 2 sur le
massif du
Puigmal où plus
de 200 isards
sont
potentiellement
présents sur le
secteur, d'après
les données de la
Fédération
Départementale
des Chasseurs
des Pyrénées-
Orientales.*

Ce chapitre avait pour objectif de décrire les principales caractéristiques des massifs étudiés tant d'un point de vue lithologique, morphoclimatique que biogéographique de manière à poser les bases permettant de mieux comprendre le fonctionnement des géosystèmes d'éboulisation dans les conditions climatiques actuelles, problématique abordée dans les chapitres suivants.

Le contexte litho-structural joue un rôle important sur le démantèlement des parois en lien avec l'impact morphologique des glaces quaternaires sur les parois d'auges. En effet, l'important réseau de fractures causées par les nombreux épisodes de soulèvement a fragilisé la masse rocheuse favorisant l'éboulisation. De plus, la gélifraction des roches fut très efficace à la fin de la dernière période froide et responsable de la construction (ou du moins du début de la construction) des talus d'éboulis et des glaciers-rocheux.

Ces versants d'éboulisation ont une histoire morphoclimatique qui s'enracine dans le Würm supérieur, mais les rythmes de leur façonnement depuis 15 Ka environ sont encore mal connus. Qu'en est-il du poids relatif de l'éboulisation tardiglaciaire présumée très active et associée à d'importants glaciers-rocheux ? Quid du nombre et de la place des crises d'éboulisation holocène, phase pendant laquelle les glaciers-rocheux actifs semblent rares sinon absents ? Les fluctuations climatiques des 18 000 dernières années, associées au développement des activités agro-pastorales depuis 4 000 ans ont joué un rôle considérable sur l'activité des dynamiques morphogéniques et végétales, modifiant fréquemment l'altitude de la limite supérieure de la forêt. Ainsi, les versants d'éboulisation d'âge holocène sont susceptibles d'avoir connu une activité très hétérogène au cours du temps avec des phases d'activité intense comme ce fut le cas durant le Subboréal et des phases de biostasie pendant l'Atlantique. Actuellement, l'ambiance climatique assure un calme morphogénique apparent ; mais les changements climatiques en cours pourraient modifier cet état.

Par ailleurs, l'analyse spatiale réalisée sur les géosystèmes d'éboulisation a permis de mettre en avant l'omniprésence des versants d'éboulisation dans l'espace supraforestier grâce une typologie originale basée sur la morphologie des géofaciès et leurs distributions dans l'espace étudié. Les versants sont arrivés à des stades très divers d'évolution : de la paroi continue de type Cadi, au versant réglé. On constate une répartition sous contrôle de la lithostructure et du (paléo)-climat. Les versants régularisés dominent dans les schistes du Puigmal et de Péric alors que les talus surmontés de paroi sont plutôt associés aux gneiss et surtout aux calcaires de la Serre de Cadi. Le morcellement des massifs de Carança et du Carlit en petites unités topographiques de type cirque est favorable aux glaciers-rocheux.

D'un point de vue climatique, la mise en place des versants d'éboulisation et des glaciers-rocheux a eu lieu sous un climat plus froid que celui qui prévaut aujourd'hui.

Les formations végétales sont variées au sein de la haute montagne oriento-pyrénéenne. Les plantes qui les composent ont des propriétés écologiques particulières à chaque association végétale. Plusieurs espèces lithophiles comme Xatardia scabra possèdent des caractéristiques anatomiques utiles à l'étude de la morphodynamique (mesures de déplacement des débris). Mais les données présentées ici sur les plantes indicatrices et sur les dynamiques végétales ne correspondent qu'à un état des lieux des travaux relevés dans la bibliographie. L'un des buts de notre travail est justement de contrôler ces connaissances antérieures grâce à une analyse stationnelle. Nous décrirons ces méthodes phytogéomorphologiques dans le chapitre 4.

Ce premier travail de synthèse a montré l'importance et la variété des versants d'éboulisation dans le paysage oriento-pyrénéen. Les versants sont occupés par des communautés végétales diversifiées et parfois même assez denses (jusqu'à 60 % de la paroi rocheuse sur la Malaza). Peut-on alors relativiser la rigueur de l'ambiance climatique actuelle et post-PAG ? Le chapitre 3 tentera de répondre à cette question. L'objectif de ce travail est également de contrôler l'impression de permanence des versants du fait de leur végétalisation et d'en donner une traduction quantitative. Ainsi seule une étude associant l'analyse des climats d'altitude et la morphodynamique des versants d'éboulisation permettra de comprendre l'apparente stabilisation de ces géosystèmes (cf Chapitre 4).

Chapitre 3

-

L'ambiance climatique d'altitude

La connaissance du climat d'altitude est difficile à appréhender en raison du faible nombre de stations de haute montagne et de leur disparité. Les Pyrénées orientales ne dérogent pas à ce schéma. Jusqu'à aujourd'hui, seules les données des précipitations analysées par J.P. Vigneau (1986) apportent des informations précieuses sur le régime pluviométrique des hauts bassins et par extension, des hauts massifs. Par contre le régime thermique montagnard reste encore inconnu. Ce chapitre a pour but d'améliorer les connaissances dans ce domaine. Dans un premier temps, une présentation du climat des hauts bassins permet de mieux comprendre l'ambiance climatique générale du terrain d'étude ainsi que les tendances climatiques pluriannuelles. Dans un second temps, nous nous focalisons sur les climats d'altitude. L'ambiance thermique est appréciée grâce à l'installation d'enregistreurs de températures entre 2 280 et 2 660 mètres d'altitude. Nous cherchons donc à mieux connaître l'ambiance climatique des hauts massifs ainsi que l'efficacité des processus qui en découlent (gélifraction et solifluxion).

1- Le climat des hauts bassins

Identifier le cadre bioclimatique de l'espace étudié permet de mieux comprendre les dynamiques végétales et morphogéniques. Les limites de l'influence du climat méditerranéen dans les hautes terres des Pyrénées orientales sont incertaines et ont fait couler beaucoup d'encre chez les géographes mais aussi chez les botanistes, bien que les critères de différenciation ne soient pas identiques : analyses climatologiques pour les premiers, répartition des plantes pour les seconds. Alors que J.P. Vigneau (1986) exclut du domaine méditerranéen les hauts bassins et les massifs culminants sur la base d'une analyse de l'origine des systèmes perturbés apportant les pluies, M. Calvet donne une définition moins restrictive de la méditerranéité. Ce dernier considère qu' « une approche plus globale des paysages, plus que tel ou tel paramètre climatique, montre bien l'originalité et l'unité bioclimatique de ce tronçon de la chaîne » (Calvet, 1996, p.698). Les arguments s'affrontent. En effet, si on considère la formule proposée par Gaussen pour dessiner le diagramme ombrothermique, c'est-à-dire $P = 2T$, alors le climat des hauts bassins n'offre pas de saison sèche. De même les plantes ne subissent pas une évapotranspiration estivale à caractère aride. Et pourtant, dans certaines stations aux conditions topographiques particulières, on observe un climat estival sec marqué et une pénurie des réserves hydriques du substrat. Ces stations présentent des caractères bioclimatiques et phytogéographiques typiques des hautes montagnes méditerranéennes avec des groupements végétaux discontinus. L'observation du paysage renseigne sur le degré de sécheresse d'un milieu, c'est-à-dire son état hydrique instantané (Vigneau, 2000). Lorsqu'on vient de l'Aude ou de l'Ariège où les prairies vertes dominent, on est frappé par le contraste avec les Pyrénées orientales où l'herbe est souvent jaunée, moins en Capcir qu'en Cerdagne. Le degré de méditerranéité est bien complexe à définir mais aussi à cerner géographiquement. Les botanistes avancent également des limites différentes : les uns estiment que les bioclimats de type méditerranéen ne s'avancent pas au-delà de Prades dans la vallée de la Têt (Bagnouls et Gaussen, 1953 ; Baudière et Bresoles, 1973), les autres considèrent que les contrées soumises aux influences méditerranéennes comprennent « les bassins centraux de l'Andorre, de la Cerdagne et de la haute vallée de la Têt, à l'abri des vents pluvieux » (Braun-Blanquet, 1948, p.18). En réalité, l'originalité du climat des zones culminales des Pyrénées orientales tient à la fois aux caractères thermiques, à la forte insolation, à la médiocrité des précipitations mal réparties dans le temps, à l'importance du vent, à la grande variabilité saisonnière et interannuelle et au rôle des reliefs (Calvet, 1996, p.698). D'ailleurs J.P. Vigneau décrit ces hauts pays comme un ensemble compartimenté « qui ménage une transition climatique des plus complexes » (Vigneau, 1986, p.39), « avec une gradation [qui] doit se concevoir comme allant, non de l'Océanique au Méditerranéen, mais du plus océanisé au plus méditerranéisé » (*loc. cit.*, p.491). Les hauts massifs et les bassins internes sont alors caractérisés par des climats subméditerranéens montagnards. L'auteur met en évidence les différences qui apparaissent entre les massifs et préfère parler d'ambiance climatique pour les décrire. Il oppose alors une variante sèche pour la Cerdagne à une variante humide pour le Capcir.

Les éléments climatologiques analysés dans ce chapitre sont issus de données brutes mises à notre disposition par Météo-France et la Réserve Naturelle de Mantet pour la France, par le Govern d'Andorra pour l'Andorre et le Servei Meteorològic de Catalunya pour l'Espagne. La période de référence est différente selon les stations en fonction des données disponibles. Les traitements sont effectués à la fois sous Microsoft Excel et Access.

Tableau 3.1 – Comparaison des régimes de températures pour les stations de Formiguères, Mont-Louis, Valcebollère, Ransol, Das et Mantet (Sources : Météo-France, Réserve Naturelle de Mantet, Govern d'Andorra et Servei Meteorològic de Catalunya). Les deux stations de Das et de Mantet sont grisées car les périodes de référence sont différentes. * moyennes des températures minimales mensuelles

	Formiguères	Mont-Louis	Valcebollère	Ransol	Das	Mantet	
Périodes de référence	1984-2004	1984-2004	1984-2004	1984-2004	2001-2006	1996-2006	
Massifs	Capcir	Haut Conflent	Puigmal	Canillo	Serra del Cadi	Canigou	
Pays	France	France	France	Andorre	Espagne	France	
Altitudes	1495 m	1600 m	1420 m	1646 m	1200 m	1535 m	
Températures annuelles moyennes (en °C)	6.8	6.9	8.4	6.1	9.0	5.6	
Températures minimales moyennes* (en °C)	1.8	2.5	2.6	0.4	1.4	0.5	
Minimums absolus	Dates	16/01/85	25/01/85	15/01/85	15/01/85	25/12/01	01/03/05
	Températures	-22.5	-18.5	-19.5	-20.2	-22.6	-20
Nombre moyen de jours d'alternance gel/dégel par an	125.5	110.8	119.7	146.3	156.4	140.7	
Nombre moyen de jours sans dégel par an	18.6	18.1	4.9	19.1	5.2	25.1	

L'éloignement vis-à-vis de la Méditerranée semble aussi jouer un rôle. Ransol, en Andorre septentrionale, est bien plus éloigné de l'influence méditerranéenne et présente des températures minimales moyennes plus froides que les autres stations. Les minimales sont également très basses à Mantet : cela s'explique soit par la position du thermomètre, soit par la courte période de mesures. Concernant le gel, il constitue un paramètre essentiel à l'étude géomorphologique de la haute montagne. L'isotherme 0°C annuel est estimée à 2 800-3 100 m donc au niveau des plus hauts sommets avec un net fléchissement à 2 600-2 700 m en Capcir alors qu'elle est à 2 600 m au Pic du Midi de Bigorre et à 2 400-2 600 m dans les Alpes du Sud (Calvet, 1996, p.699). Nos propres calculs réalisés sur la base d'un gradient thermique égal à 0,55°C (Douguedroit *et al.*, 1970 ; Delorme *et al.*, 2009) à partir des données des stations météorologiques officielles donnent une isotherme 0°C située à 2 700 m en Capcir et 3 000 m en Cerdagne. Le nombre de cycles nyctéméraux et le nombre de jours de gel sont plus importants à Ransol qu'à Mont-Louis à altitude égale et pour la même période de référence. Ces valeurs soulignent une fois encore l'effet du climat méditerranéen sur le régime thermique d'altitude malgré des sites très différents, un fond de vallée étroit pour l'une, un plateau entre vallées pour l'autre. Précisons que les termes de « jours de gel » et « jours de gelées » sont pris au sens de G. Viers (1968), c'est-à-dire jours avec température maximale inférieure à 0°C dans le premier cas, et jours avec température minimale inférieure à 0°C dans le second cas. Quant à la différence très nette du nombre de jours de gel entre Formiguères et Valcebollère, elle tient certainement à la topographie des massifs environnant les stations (effet d'abri). La station de Mantet présente aussi un nombre de jours de gel et d'alternance gel-dégel élevé. Mais la période de référence est réduite.

1.2- Les précipitations

J.-P. Vigneau distingue trois systèmes pluviogènes (Vigneau, 1986, p. 483-484) :

- les systèmes méditerranéens portés par les flux d'Est. Dans ce cas, les premiers grands fronts sont touchés en priorité, d'où l'importance des précipitations sur le Canigou, massif le plus oriental.

- les circulations perturbées océaniques qui touchent principalement les massifs septentrionaux (massif du Carlit) et occidentaux (Andorre).

- les précipitations convectives. La formation des cellules convectives est favorisée par la création de « bulles chaudes » dans les surcreusements glaciaires. Les parois nues des cirques jouent un rôle important dans les effets de réchauffement différentiel. Ces systèmes sont fonction de l'ampleur verticale et de l'orientation des parois, les ascendances occasionnent des formations nuageuses qui peuvent être importantes. Mais il s'agit, dans ce cas, de précipitations très localisées dans le temps et dans l'espace.

Le tableau 3.2 illustre la variabilité spatiale des précipitations avec un maximum sur Ransol (1 033,3 mm) en Andorre et un minimum à Mont-Louis (721,4 mm). La station de Das sur la Serra del Cadi et celle de Mantet sur le massif du Canigou sont difficilement comparables aux autres car leurs périodes de référence sont différentes. Étant donné que la zone étudiée est périodiquement touchée par des abats d'eau très importants, il suffit que la période de référence ne prenne pas en compte ces phénomènes pluvio-gènes pour obtenir des totaux de précipitations beaucoup plus faibles. Toutefois, la faiblesse des totaux pluviométriques pour Das tient probablement à sa situation d'abri au cœur de la Cerdagne.

Tableau 3.2 – Comparaison des régimes de précipitation pour les stations de Mont-Louis, Valcebollère, Formiguères, Mantet, Das et Ransol (Source : Météo-France, Réserve Naturelle de Mantet, Govern d'Andorra et Servei Meteorològic de Catalunya). Les deux stations de Das et de Mantet sont grisées car les périodes de référence sont différentes.

Stations	Massifs	Altitudes (m)	Périodes de référence	Précipitations totales annuelles (mm)
Mont-Louis	Haut-Conflent	1600	1984-2004	721.4
Valcebollère	Puigmal	1420	1984-2004	844
Formiguères	Carlit	1495	1984-2004	776.5
Mantet	Canigou	1545	1995-2006	822.9
Das	Cadi	1200	2001-2006	471.9
Ransol	Canillo	1646	1984-2004	1033.3

Une variabilité du régime saisonnier existe également pour les secteurs les plus orientaux, les plus touchés par le climat méditerranéen (fig. 3.2). En effet, Mont-Louis a une répartition des précipitations plutôt concentrée durant les deux périodes mars/avril/mai et septembre/octobre/novembre correspondant aux deux maxima typiques du climat méditerranéen avec un principal de printemps (31,9 %) et un secondaire d'automne (28,4 %). On observe aussi très clairement les deux minima, le principal d'été et le secondaire d'hiver. Les autres stations ont une répartition plus homogène (Formiguères) avec cependant un déficit notoire durant la période décembre/janvier/février pour Mantet avec 19,7 %, Ransol avec 20 % et Das avec 14,5 %. La figure 3.3 illustre les positions de chaque station quant à leur « degré de méditerranéité ». Les plus caractéristiques sont Valcebollère et Mantet avec une forme elliptique. Formiguères et Mont-Louis sont moins typiques mais globalement représentatives du schéma typique du régime méditerranéen ; par contre, Ransol et Das s'en écartent largement.

J.P. Vigneau différencie le comportement pluviométrique de la Cerdagne et du Capcir par la dimension, l'orientation et la position respective de chaque massif dans la chaîne pyrénéenne. En Cerdagne, l'hiver constitue une période de faibles précipitations. Le printemps est caractérisé par divers apports, à la fois des chutes de neige d'origine

méditerranéenne à leur maximum de fréquence et des fronts d' «ouest» souvent orageux et donc producteurs de précipitations. En été, les systèmes orageux sont quasi exclusifs. Durant l'automne, on assiste à un aminuement des effets des systèmes méditerranéens. En Capcir, l'apport océanique est largement majoritaire pendant les mois froids. Le manteau neigeux y est plus durable qu'en Cerdagne. En définitive, Cerdagne et Capcir sont caractérisés par une « similitude du régime et un contraste dans l'abondance » des précipitations (Vigneau, 1986). Mais concrètement, l'abondance réelle des précipitations sur les sommets reste inconnue. Seule une extrapolation des phénomènes mesurés dans les bassins et observés sur les hauts massifs permet à J.P. Vigneau de décrire l'originalité de cette montagne qui tient à l'importance des contrastes (dans l'espace) et des variations thermiques (dans le temps).

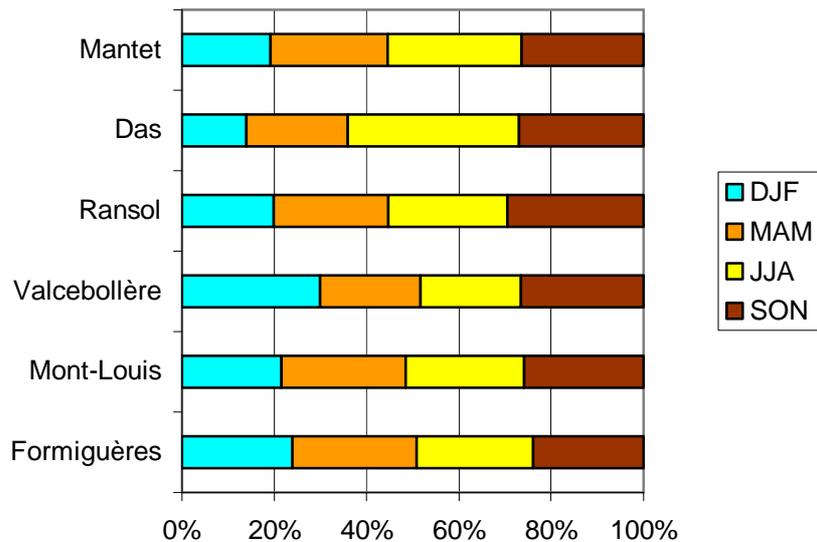


Figure 3.2 – Répartition saisonnière des précipitations pour sept stations des Pyrénées orientales (Source : Météo-France, Govern d'Andorra et Servei Meteorològic de Catalunya).

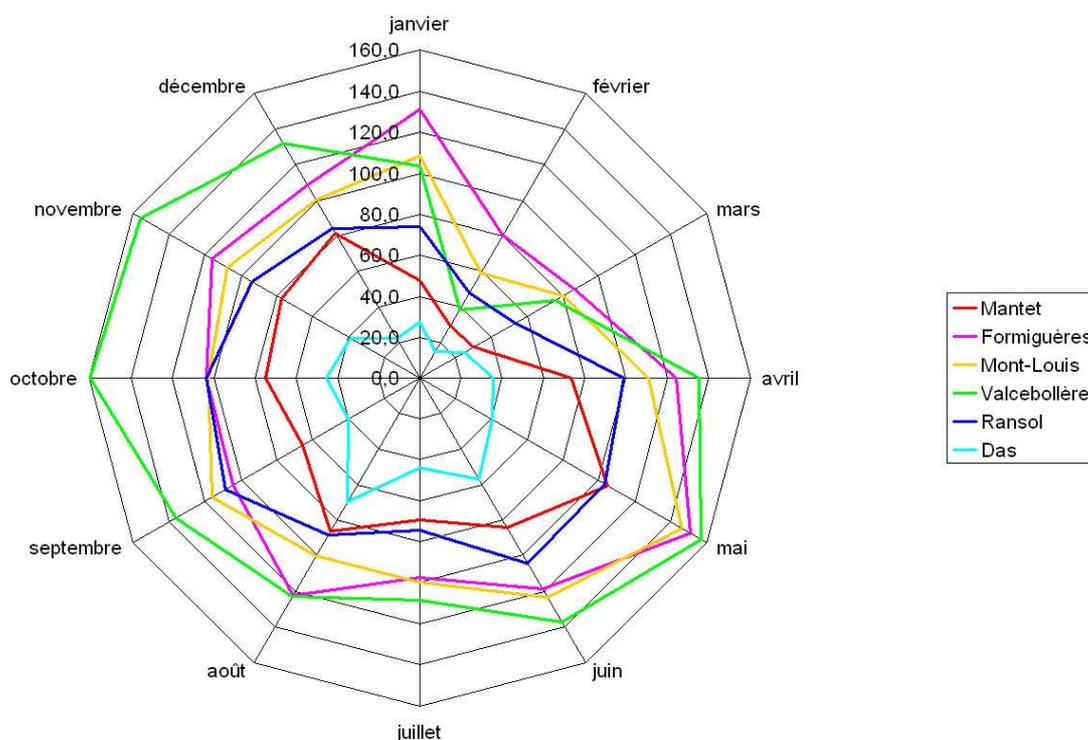


Figure 3.3 – Régime pluviométrique mensuel pour six stations des Pyrénées orientales (Source : Météo-France, Govern d'Andorra et Servei Meteorològic de Catalunya).

La variabilité interannuelle est surtout le fait de phénomènes exceptionnels spécifiques des perturbations méditerranéennes qui provoquent de grands *aiguats* qui déstabilisent les versants montagnards, récurant les lits des torrents, chargent d'alluvions les cours d'eau et inondent la basse plaine. La crue de 1940 en est l'exemple le plus marquant d'un point de vue socio-économique et géomorphologique (Soutadé, 1993). Autre évènement, en 1982, une averse de type méditerranéen déverse sur la Cerdagne un peu plus de 100 mm de pluie, avec des maxima beaucoup plus importants au niveau des blocages orographiques : 610 mm à Py (dont 350 mm dans la seule journée du 7 novembre 1982), 566 mm à Valcebollère (dont 408 le 7) et 284 mm à Porté-Puymorens. L'Andorre, avec des destructions massives et plus de 10 victimes, subit une catastrophe nationale sans précédent (Benech, 1993b). On peut également citer la crue du 26 septembre 1992 particulièrement violente sur le massif du Canigou. Mais ces évènements sont extrêmement irréguliers en fréquence et en intensité et sont caractérisés par une hétérogénéité spatio-temporelle très forte tant à l'échelle régionale qu'à l'échelle locale (Calvet et Lemartinel, 2002). Ces phénomènes concourent activement à la morphogenèse des versants d'ébouilisation, d'où leur importance pour cette étude. Mais leur récurrence est faible et difficilement interprétable en terme de dynamique morphogénique lors d'une étude stationnelle dont la durée ne dépasse pas trois à quatre ans.

1.3- L'enneigement

1.3.1- Climatologie et enneigement

Le recensement des avalanches, côté français, est assuré localement par un réseau d'utilisateurs de la montagne (station de ski, O.N.F., Météo-France...) et synthétisé nationalement par le C.E.M.A.G.R.E.F. et l'O.N.F. pour le bilan annuel de l'Enquête Permanente sur les avalanches. En Espagne, c'est toujours le Servei Meteorològic de Catalunya qui assure l'inventaire. En Andorre, l'Institut d'Estudis Andorrans recense et gère le risque d'avalanche dans la principauté.

La partie orientale des Pyrénées, l'Andorre mise à part, est relativement protégée des principaux courants perturbés océaniques. La neige tombe de façon très irrégulière, surtout en début et fin d'hiver, au cours d'épisodes méditerranéens de type « retour d'est » ou bien par des flux de sud à sud-ouest. Les années sont inégalement enneigées et les hivers à très faible enneigement ne sont pas rares. La limite de l'enneigement est variable, souvent située au-dessus de 1 600 mètres en versant nord. Quatre flux principaux participent à l'apport d'épisodes pluvio-neigeux significatifs :

- Les flux de sud – sud-ouest apportent des précipitations souvent très abondantes, surtout en Haut-Vallespir et sur les sommets frontaliers avec l'Espagne. Les grandes quantités de neige qui tombent en montagne peuvent provoquer de grosses avalanches sur les massifs frontaliers, surtout sur les versants nord à nord-est. Le Capcir et dans une moindre mesure le Puymorens sont peu touchés par ces flux.
- Les flux de sud – sud-est sont générés par des dépressions méditerranéennes ; les perturbations qui leur sont associées peuvent donner de très fortes précipitations sur les sommets du Canigou, du Madrès et jusqu'au Cambre d'Aze. Dans ce cas, les massifs plus à l'ouest sont moins touchés. Des avalanches de grande ampleur peuvent se produire essentiellement sur le massif du Canigou.
- Les flux de nord – nord-est, appelés couramment retours d'est, touchent essentiellement les massifs du Carlit mais également le massif du Canigou et le

Madrès. Ils génèrent de fortes précipitations avec une limite pluie-neige qui peut s'abaisser jusqu'en plaine.

- Les flux de nord – nord-ouest sont liés à des masses d'air océanique. Le chaînon du Puigmal est protégé de ces types de flux alors que le Capcir et l'Andorre sont plus fortement affectés. Les masses d'air butent directement sur le massif, activant des ascendances frontales et les effets orographiques. Les précipitations peuvent y être très abondantes et y perdurer plusieurs jours.

Ainsi l'enneigement est très inégal selon les massifs. H. Péjouan (1995) observe un important enneigement sur le massif du Puigmal en 1978 alors que d'autres stations du Capcir manquent de neige. De même, en mars 1993, le versant nord de la Serre de Cadi est copieusement enneigé alors que la soulane d'Andorre est presque sans neige. Enfin, en 1995, il note un très bon enneigement à Formiguères, assez bon aux Angles et Font-Romeu mais très faible à Saint-Pierre-dels-Forcats et Eyne, et nul au Puigmal où les crêtes sont rabotées par le vent.

1.3.2- Données locales

1.3.2.1- Hauteurs de neige à Saint-Pierre-dels-Forcats (1 630 m)

À la limite entre le Haut-Conflent et la Cerdagne, le village de Saint-Pierre-dels-Forcats est situé à 1 630 mètres d'altitude au pied du Cambre d'Aze sur le massif du Puigmal-Carança. De l'hiver 2002-2003 à l'hiver 2007-2008, Sylvie Milleville note scrupuleusement, hiver après hiver, les hauteurs de neige près de sa boîte aux lettres. Elle prend soin de retirer la neige après chaque mesure. Grâce à ses soins, nous avons pu analyser les hauteurs de neige et leur évolution. Même si ces données sont loin de représenter ce qui se passe réellement sur notre zone d'étude localisée au-delà de 2 200 mètres d'altitude soit près de 600 mètres plus haut, elles ont l'avantage d'apporter des informations précieuses sur un secteur géographiquement proche des secteurs étudiés (à 3,7 km à vol d'oiseau de l'éboulis du Malaza, à 8 km de celui d'Eyne et à 10 km de celui d'Err).

Les sept derniers hivers concernés par ces mesures montrent une grande variabilité interannuelle des chutes de neige (fig. 3.4). Les années 2003-2004 et 2005-2006 et les années 2004-2005 et 2008-2009 présentent des hauteurs de neige équivalentes. Cela reflète l'irrégularité très marquée des précipitations neigeuses dans cette partie de la chaîne et particulièrement sur les massifs Puigmal-Canigou, sous la dépendance des « retours d'est ».

1.3.2.2- Variations saisonnières

Les chutes de neige se produisent très irrégulièrement au cours de l'hiver (fig. 3.5). Parfois, on assiste à des précipitations en début de saison hivernale, du mois d'octobre au mois de décembre, comme ce fut le cas pour les années 2003-2004, 2004-2005 et à nouveau en 2008-2009 où le manteau nival continu s'est installé dès le début du mois de novembre. Mais il arrive qu'elles se concentrent au cœur de l'hiver, en janvier-février (2002- 2003 et 2005-2006). Elles peuvent aussi être tardives, aux mois de mars-avril pour les années 2006-2007 et 2007-2008. Mais globalement, quelle que soit la répartition des précipitations au cours de l'hiver, on assiste régulièrement à des petites chutes de fin de saison qui se produisent aux mois de mars ou d'avril, parfois même en mai.

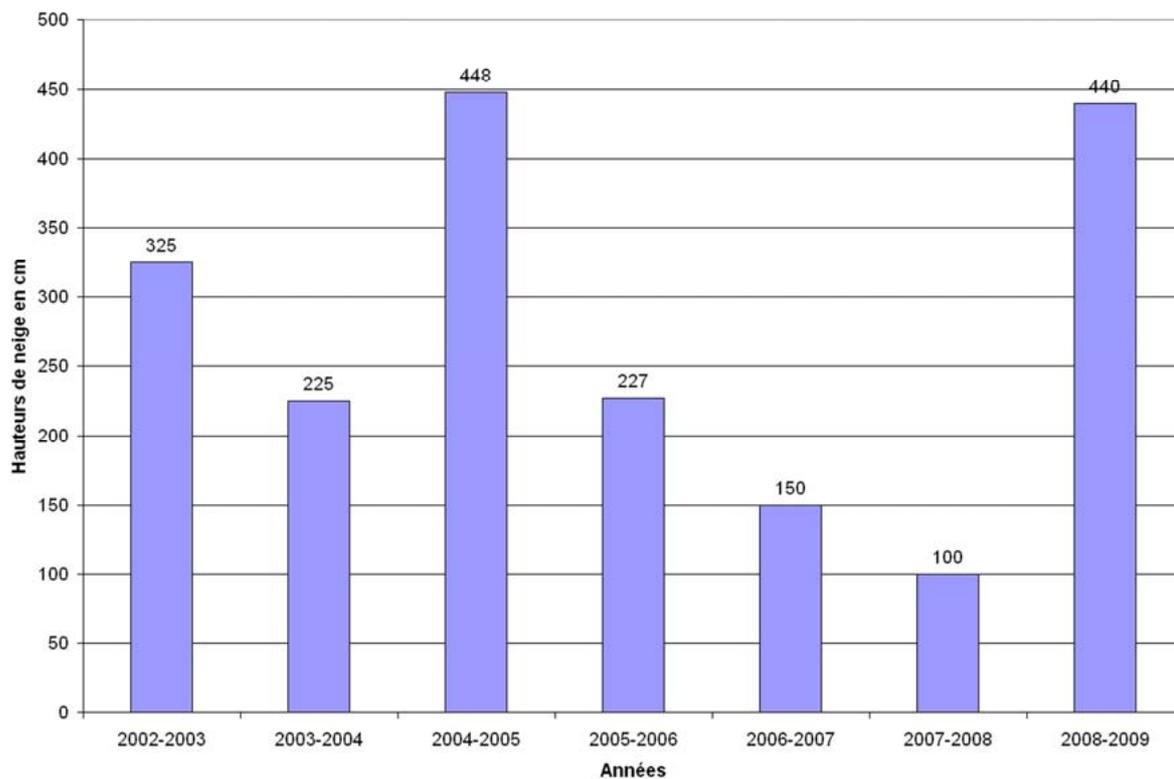


Figure 3.4 – Hauteurs de neige annuelles pour la période 2002-2008 à Saint-Pierre-dels-Forcats, 1 630 mètres (Source : Sylvie Milleville).

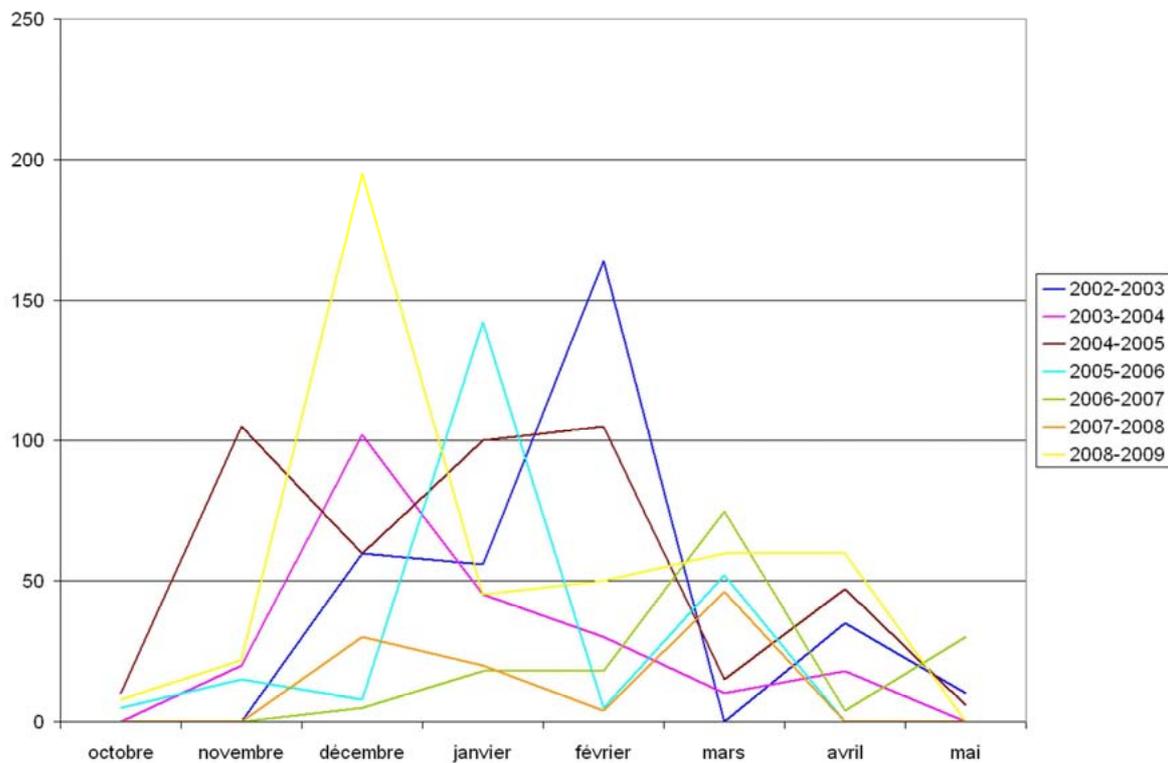


Figure 3.5 – Variabilité saisonnière des chutes de neige durant la période 2002-2009 à Saint-Pierre-dels-Forcats, 1 630 m (Source : Sylvie Milleville).

Un suivi photographique a été réalisé durant l'hiver 2005-2006 sur le versant ouest du Puigmal, dans le vallon d'Err. Il met en évidence l'évolution du couvert neigeux au cours de la saison hivernale. Mais ces images, prises très ponctuellement, ne sont que des instantanés (fig. 3.6) : elles montrent ici un hiver relativement bien enneigé avec de grosses chutes de neige en janvier. C'est pour cette raison que nous avons également pris en compte les hauteurs de neige relevées durant la même période à Saint-Pierre-dels-Forcats (fig. 3.7).

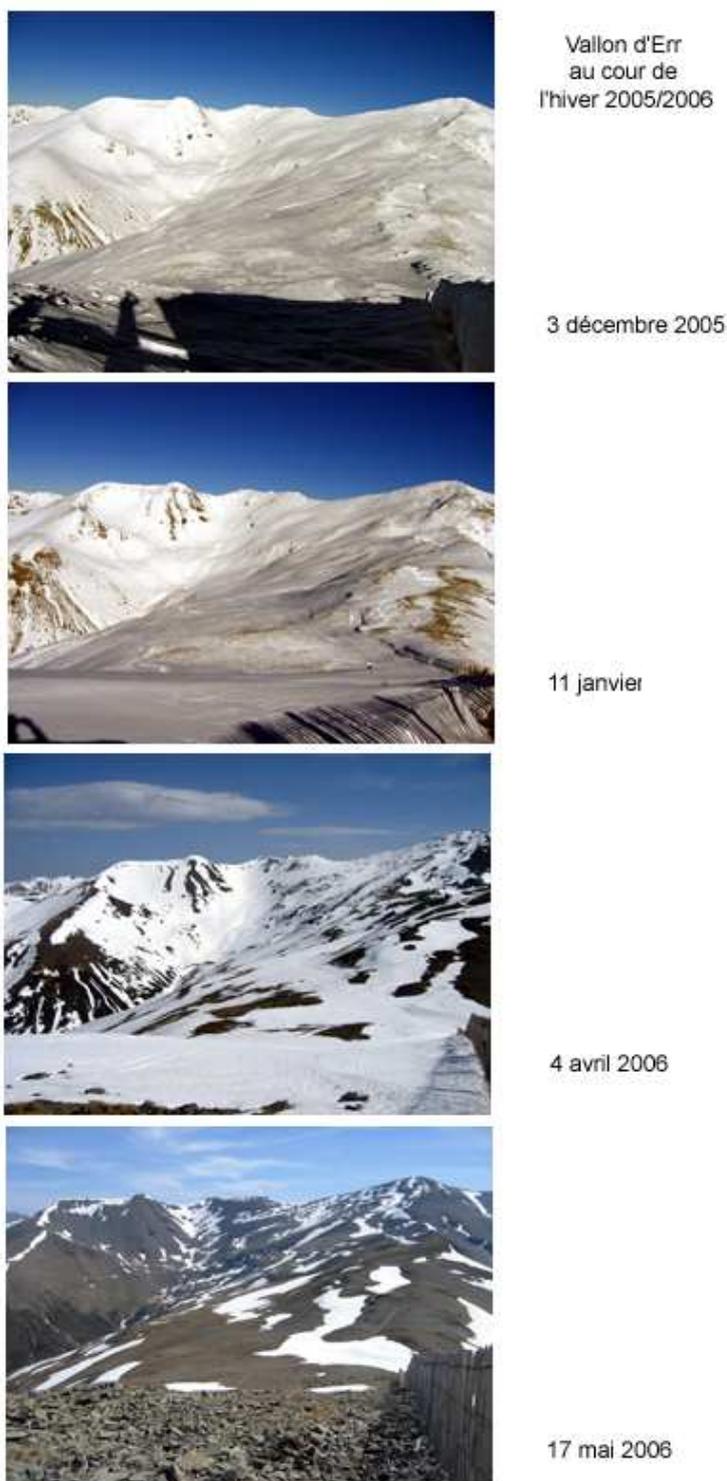


Figure 3.6 – Évolution de la couche neigeuse au cours de la saison hivernale 2005-2006 sur le versant ouest du Puigmal, prise de vue depuis la Tossa del Pas dels Lladres (2 662 mètres).

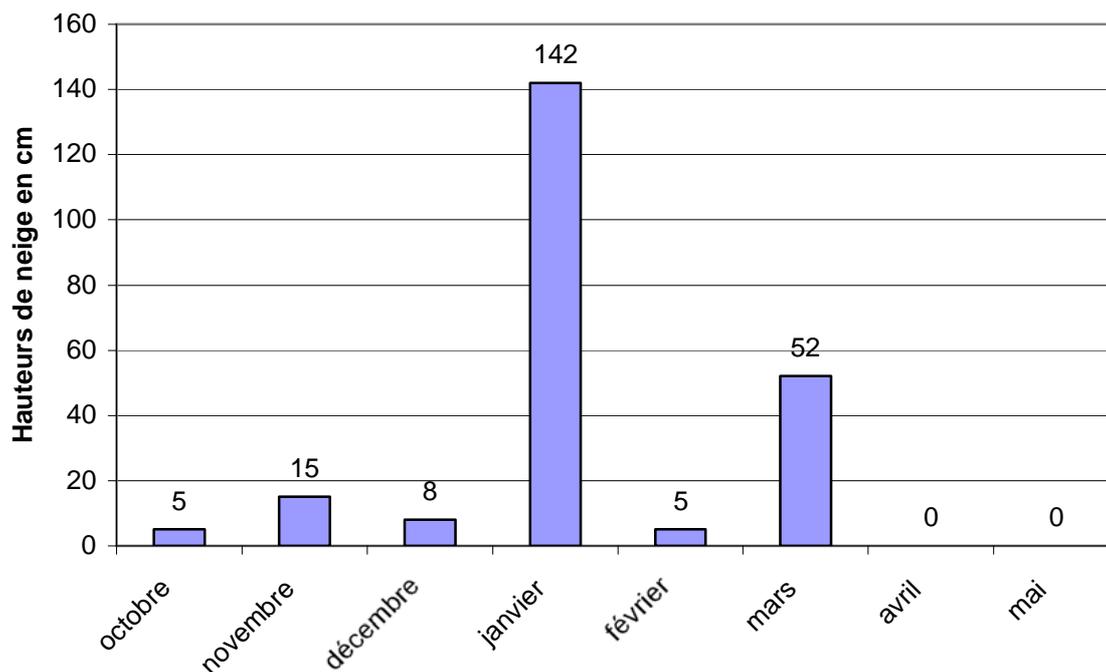


Figure 3.7 – Variations des hauteurs de neige durant l’hiver 2005-2006 à Saint-Pierre-dels-Forcats (1 630 mètres).

Cependant, même si une faible distance sépare le secteur d’étude et le lieu de prise de mesures, la mise en parallèle des quantités mensuelles de neige et des photographies doit être conduite avec prudence car les chutes de neige peuvent être très localisées. Il arrive qu’il neige sur les sommets du Puigmal (> 2 200 mètres) et non sur le village de Saint-Pierre-dels-Forcats (1 630 mètres). De plus, une grosse chute de neige peut rapidement fondre à la suite d’un redoux, phénomène fréquent au cours de l’hiver en Cerdagne. « Des périodes de redoux s’intercalent souvent entre des périodes neigeuses ou froides et font parfois craindre le pire pour l’existence du manteau neigeux... » (Péjouan, 1995, p.15).

Ainsi, ces quelques observations ponctuelles de hauteurs de neige soulignent le caractère très irrégulier des précipitations neigeuses et du manteau neigeux dans ce secteur de montagne soumis à un climat sous influence méditerranéenne, tant en quantité totale de neige que dans sa répartition au cours de la saison hivernale.

1.3.3- Enneigement et avalanches

Dans cette haute montagne enneigée, les conditions topographiques et climatologiques sont réunies pour favoriser le phénomène avalancheux. Pentès fortes, enneigement inégalement important selon les années, exposition en ubac et accumulations par le vent favorisent le déclenchement de ces écoulements rapides de neige. Le C.E.M.A.G.R.E.F. et l’O.N.F. réalisent annuellement un bilan pour renseigner l’Enquête Permanente sur les Avalanches pour chaque département (tab. 3.3).

Depuis 2001, dans le département des Pyrénées-Orientales, on recense la majorité des événements dans le massif du Capcir-Puymorens, plus précisément sur les communes de Porté-Puymorens et Angoustrine - Villeneuve-les-Escalades. Seules deux avalanches ont été recensées dans le secteur Cerdagne-Canigou, sur les communes de Valcebollère, Err et Llo

durant l'hiver 2005-2006. Pourtant les recherches historiques d'H. Péjouan dans les archives rendent compte d'une activité avalancheuse importante dans le secteur Cerdagne-Canigou. Quelques sites sont touchés fréquemment durant la fin du PAG : Fontpédrouse et notamment le ravin de Borlo en 1728, 1810, 1864 et 1898 (Soutadé *et al.*, 1992) et le village de Mantet en 1560, 1703 et 1917. La station de ski de Saint-Pierre-dels-Forcats connaît des épisodes exceptionnels en 1977, 1978, 1980, 1981, 1982 et 1991. Mais les archives ne traduisent pas toujours bien la réalité selon leurs sources et le contexte dans lequel elles ont été écrites.

Tableau 3.3 – Recensement des évènements avalancheux dans le département des Pyrénées-Orientales entre 2001 et 2007 selon l'Enquête Permanente sur les Avalanches réalisée par le C.E.M.A.G.R.E.F. et l'O.N.F.

Années	Nombre total d'évènements	Nombre d'évènements sur le secteur Capcir-Puymorens	Nombre d'évènements sur le secteur Cerdagne-Canigou
2001-2002	0	0	0
2002-2003	19	19	0
2003-2004	3	3	0
2004-2005	9	9	0
2005-2006	13	11	2
2006-2007	0	0	0

1.3.3.1- Les avalanches à l'échelle de la zone d'étude

Les travaux d'H. Péjouan (1987) ainsi que les cartes de localisation des phénomènes d'avalanches (C.L.P.A.) réalisées par le C.E.M.A.G.R.E.F. permettent de localiser avec une grande précision les zones sensibles sur les secteurs français et andorrans. Ces études recensent essentiellement les avalanches ayant un impact anthropique, soit parce qu'elles touchent le réseau routier ou ferroviaire, les constructions ou le domaine forestier, soit parce qu'elles ont engendré des victimes sur les stations de ski ou hors pistes. Afin de synthétiser les observations avalancheuses dans les secteurs des Pyrénées orientales (et d'Andorre), une cartographie est réalisée à partir des plus grandes avalanches qui se produisent au-dessus de la limite supérieure de la forêt (Péjouan, 1987), c'est-à-dire celles qui peuvent avoir un impact morphogénique conséquent sur notre objet d'étude, les versants d'ébouilisation. La plupart des versants sont touchés par un ou plusieurs des cinq types d'avalanches établis par H. Péjouan (1987) : avalanche de plaque, de neige fraîche par fort enneigement, de poudreuse, de corniche ou de redoux printanier.

Nous rapportons la situation des phénomènes avalancheux qui se sont produits à une échelle historique, d'après les travaux d'H. Péjouan (1987) dans la partie française (fig. 3.8) et andorrane (fig. 3.10). Pour la Serre de Cadi, nous avons utilisé la base de données mise à disposition par le Servei Meteorològic de Catalunya, réalisée à partir de photo-interprétation et vérifications de terrain, d'enquêtes et d'un suivi hivernal. Nous n'avons relevé que les avalanches observées et enquêtées car les zones à risque potentiel recouvrent l'ensemble du versant nord de la Serre de Cadi (fig. 3.9).

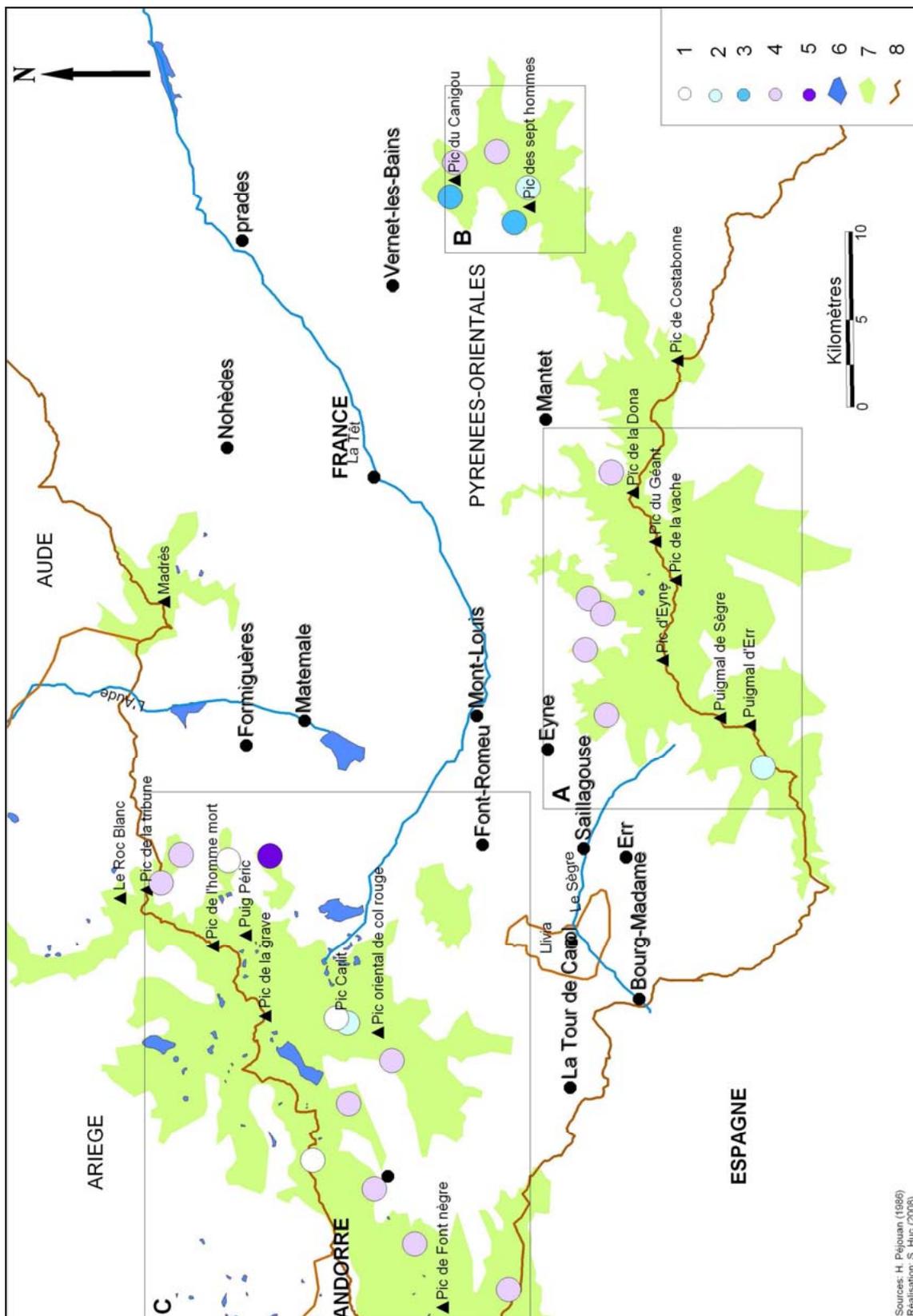


Figure 3.8 – Localisation des phénomènes avalancheux qui se sont produits sur la partie française des Pyrénées orientales, d'après H. Pèjouan (1986). 1 : avalanches de fréquence indéterminée, 2 : avalanches accidentelles, 3 : avalanches peu fréquentes (20 à 40 ans), 4 : avalanches fréquentes (5 à 10 ans), 5 : avalanches annuelles, 6 : lacs, 7 : limite supérieure de la forêt, 8 : limites administratives. A : massif du Puigmal-Carança ; B : massif du Canigou ; C : massif du Carlit.

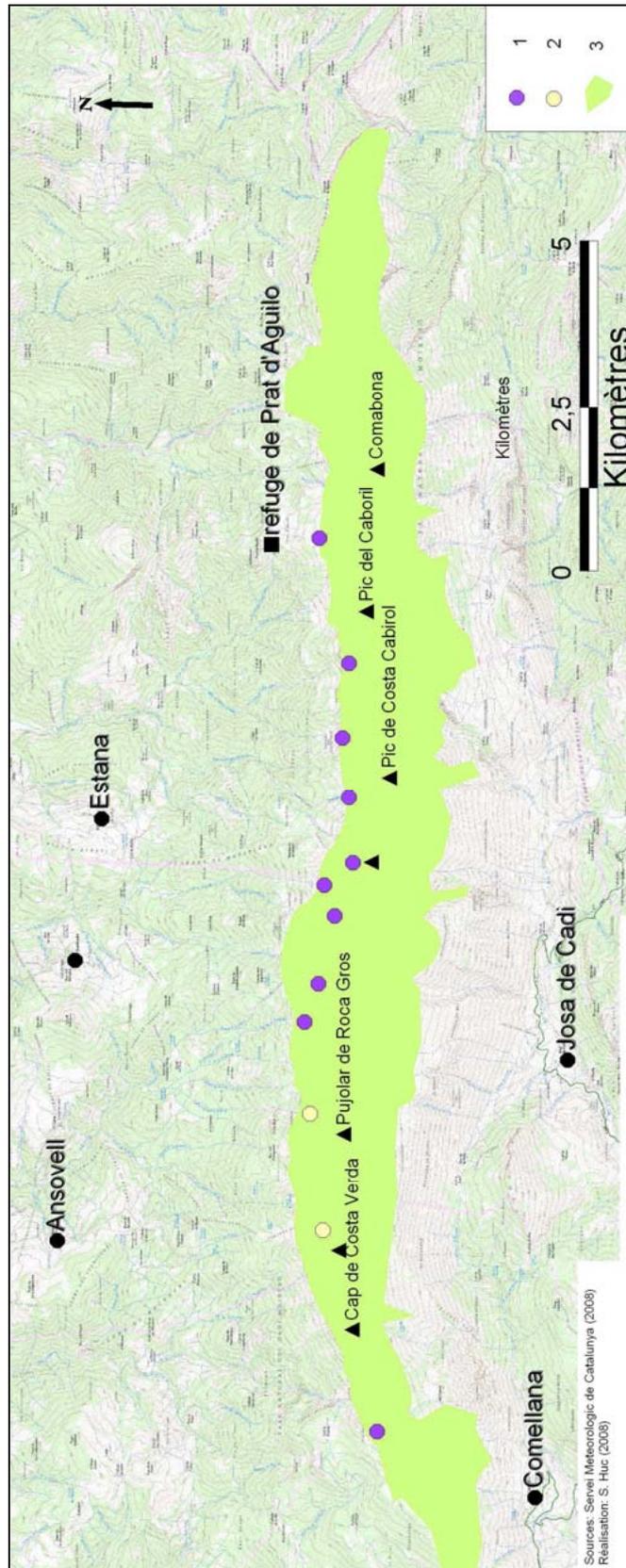


Figure 3.9 – Localisation des phénomènes avalancheux qui se sont produits sur la Serre de Cadi en Espagne, d'après la base de données mise à disposition par le Servei Meteorològic de Catalunya. 1 : avalanches observées, 2 : avalanches enquêtées, 3 : limite supérieure de la forêt.

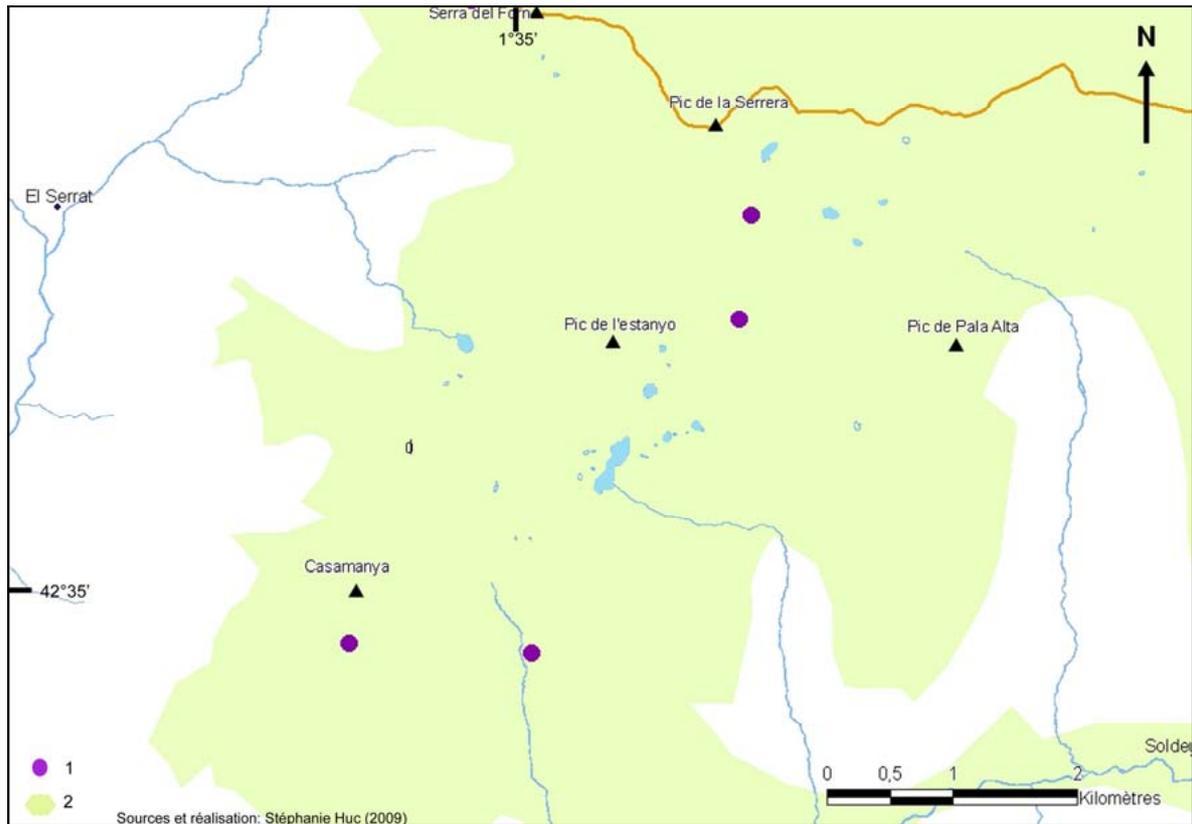


Figure 3.10 – Localisation des phénomènes avalancheux qui se sont produits sur le petit massif de Casamanya et Estanyo au nord d'Andorre, d'après H. Péjouan (1986). 1 : avalanches ; 2 : limite supérieure de la forêt.

1.4- Les vents

La haute montagne des Pyrénées orientales est balayée par trois vents dominants :

- le vent d'Espagne

Ce vent du sud-est, chaud et humide, provoque des effets de foehn. Il est porteur de fines poussières.

- La tramontane

Il est généralement admis qu'il s'agit du vent dominant (Soutadé, 1980), du moins à l'est du Canigou. Elle souffle plus de 4 jours sur 10 et résulte d'une décroissance de la pression d'ouest en est. Ce vent s'installe en toute saison, par des conditions de pression au sol fort diverses, anticyclones, marais ou dépressions. La tramontane n'est pas seulement le vent desséchant rencontré avec les beaux temps ; elle peut être « noire », pluvieuse même (Vigneau, 1986, p. 218). Mais, généralement elle représente un facteur important de l'ensoleillement hivernal et printanier. Les mois suivant les solstices (janvier et juillet) sont des mois à tramontane (Casanobe, 1966).

La situation météorologique à l'origine de la tramontane correspond au creusement d'une dépression sur le Golfe de Gênes. Ce vent, par sa force et sa fréquence, a une grande influence sur le climat local. Il tend à réduire les précipitations, à augmenter l'insolation de

surface (2 600 heures/an à Font Romeu-Odeillo soit 7,1 heures/jour) et entraîne une évaporation superficielle importante. Ces trois facteurs sont importants pour apprécier les effets de la gélifraction dans les parois d'éboulis. En montagne, la puissance de la Tramontane est importante et a des effets biogéomorphologiques incontestables d'après G. Soutadé qui rend compte de son importance dans la géomorphogenèse de détail, mettant en évidence les différences entre les versants au vent et les versants sous le vent (Soutadé, 1980, p. 216-218). Les accumulations en versants sud-est favorisent les congères tardives d'où un déneigement différentiel. L'érosion éolienne est manifeste. Le soulèvement de débris inférieurs à 2 cm environ est fréquent lorsqu'on parcourt les éboulis par grosse tramontane.

- Le vent de sud-ouest

D'après les observations de terrain, il semble que ce soit le vent réellement dominant en montagne, du moins à l'ouest du Canigou. En effet, sur le massif du Puigmal, il est aisé de noter la présence de banquettes alignées dans le sens SSW-NNE sur les talus de déflation (fig. 3.11) ou même des congères à l'abri d'obstacles formés par les pins à crochets (fig. 3.12). On remarque également parfois le port en drapeau des pins d'altitude à la limite supérieure des forêts.



Figure 3.11 – Talus de déflation latérale dans une pelouse à Elyna myosuroides. Les banquettes sont alignées dans le sens SSW-NNE ; le vent dominant souffle dans le sens SW-NE. Cambre d'Aze (massif du Puigmal), à 2550 mètres d'altitude (crédit photo : S. Abdulhak, 2003).



Figure 3.12 – Congères alignées dans le sens du vent dominant de SW-NE à l'abri des pins à crochets qui forment obstacles. Cambre d'Aze (massif du Puigmal), à 2 450 mètres d'altitude (crédit photo : S. Abdulkhak, 2003).

Le climat de la haute montagne des Pyrénées orientales peut être qualifié de subméditerranéen montagnard avec des différences évidentes en fonction des massifs. Son originalité tient à la variabilité de l'enneigement, à la fois pluriannuelle et saisonnière, à la relative sécheresse de ce domaine marquée par des totaux pluviaux plutôt maigres, le rôle du vent et de l'insolation. Même si la tramontane a la réputation d'être le vent dominant, les observations ponctuelles réalisées sur certains massifs sud-occidentaux (Puigmal - Cambre d'Aze) suggèrent au contraire qu'il pourrait plutôt s'agir des flux de sud-ouest à ouest-sud-ouest. Mais seule une étude systématique des ports en drapeau des arbres permettrait d'être affirmatif. La caractéristique climatique majeure réside dans la grande variabilité des quantités et des types de précipitations. Les événements exceptionnels, liés aux perturbations méditerranéennes jouent un rôle capital dans la morphogenèse holocène et actuelle.

1.5- Les tendances climatiques pluriannuelles

1.5.1- Réchauffement global depuis le PAG

Après la fin du Petit Âge Glaciaire, le climat s'est réchauffé. Depuis cent ans, cette augmentation est de 0,6°C en moyenne. Il semble que la Terre ait connu un réchauffement jusqu'au début des années 1940, puis un léger refroidissement jusqu'au milieu des années

1970, suivi d'un nouveau réchauffement assez prononcé que l'on continue à observer actuellement (fig. 3.13).

Les années 1990 ont été reconnues comme les années les plus chaudes jamais enregistrées par des services météorologiques. La superficie des glaces et les autres indicateurs indirects du climat (migrations des oiseaux, phénologie des plantes) indiquent que les années 1980 et 1990 furent même les décennies les plus chaudes du millénaire (Houghton *et al.*, 2001 ; Brohan *et al.*, 2006). Les augmentations de température sont largement répandues sur l'ensemble du globe et sont plus élevées aux latitudes les plus septentrionales. Les terres émergées se sont réchauffées plus rapidement que les océans (GIEC, 2007).

Des modifications sont également observées à l'échelle régionale. Par exemple, c'est dans les régions continentales des latitudes moyennes, en hiver et au printemps, que le réchauffement climatique récemment observé a été le plus prononcé, avec un refroidissement dans certaines zones telles que l'Atlantique Nord. La quantité des précipitations s'est accrue sur les continents aux latitudes élevées de l'hémisphère Nord, surtout pendant la saison froide (GIEC, 2001).

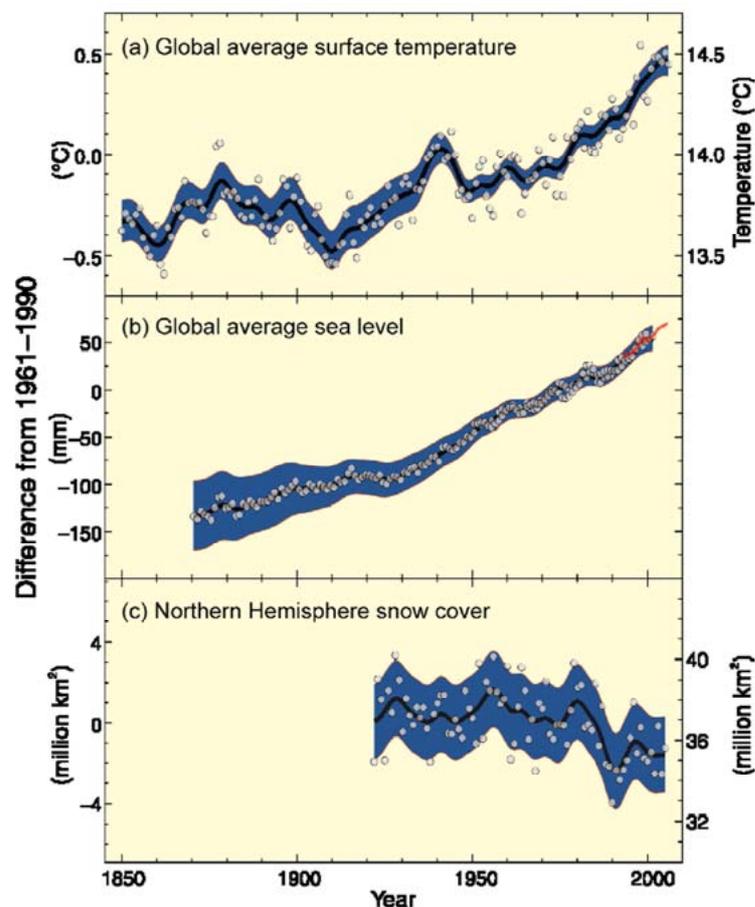


Figure 3.13 – Changements observés dans (a) la température de surface en moyenne mondiale ; (b) le niveau moyen mondial de la mer à partir de données provenant de marégraphes (bleu) et de satellites (rouge) et (c) la couverture neigeuse de l'hémisphère nord en mars et avril. Tous les changements sont relatifs aux moyennes correspondantes pour la période 1961-1990. Les courbes lissées représentent les valeurs moyennées sur une décennie, tandis que les cercles indiquent les valeurs annuelles. Les zones ombrées sont les fourchettes d'incertitude estimées à partir d'une analyse exhaustive des incertitudes connues (a et b) et des séries temporelles (c). Extrait du rapport GIEC, 2007.

1.5.2- Changement climatique dans les Pyrénées orientales

Le sud-ouest de la France a montré la plus grande augmentation de température durant le dernier siècle (Moisselin *et al.*, 2002). Dans les Pyrénées orientales, l'étude de l'impact des changements climatiques actuels sur l'hydrologie de la rivière Têt a mis en évidence une augmentation des températures particulièrement importante depuis 1980 (Ludwig *et al.*, 2004). Cette hausse est surtout marquée pendant la saison printanière alors que les températures diminuent en automne. Les précipitations présentent une grande variabilité interannuelle même si une élévation des totaux pluviométriques s'observe en hiver. Alors que la tendance générale des températures et des précipitations est plutôt à la hausse à l'échelle du bassin versant de la Têt, des différenciations régionales se distinguent. Sur les 25 stations de température considérées dans l'étude précédemment citée, 21 stations montrent une tendance significative d'augmentation des températures annuelles de 1980 à 2000. Seulement deux stations (Mont-Louis et Millas) suivent une tendance clairement négative et deux stations ne présentent pas de tendance significative (Nohèdes et Sournia).

1.5.3- Variabilité régionale dans les hautes terres

Les modifications climatiques en altitude sont difficiles à apprécier (Beniston *et al.*, 1997 ; Diaz et Bradley, 1997) en raison des variabilités spatiales dues aux effets de la continentalité, de la position en latitude, de l'altitude et de la topographie (Barry, 1981). De manière à juger de la possibilité d'un changement climatique dans les hauts bassins, nous avons analysé les tendances des températures et des précipitations pour trois stations climatiques gérées par Météo-France, situées au-dessus de 1 500 mètres d'altitude. L'évolution des facteurs températures et précipitations est interprétée sur une période variable selon les données disponibles : 20 ans pour Valcebollère et Formiguères et jusqu'à 50 ans pour Mont-Louis. Quatre paramètres thermiques sont analysés : la température moyenne annuelle, les températures saisonnières calées sur le découpage de Ludwig *et al.* (2004) (DJF : hiver, MAM : printemps, JJA : été, SON : automne), les températures extrêmes (moyennes des minimales et maximales annuelles) ainsi que le nombre de jours d'alternance gel-dégel et de gel. Pour les précipitations, on prend en compte les moyennes annuelles ainsi que les précipitations saisonnières. Les tendances climatiques sont appréciées grâce à l'interprétation de droites de régression réalisées sur les données annuelles. Deux paramètres sont pris en compte : (i) le R^2 ou coefficient de détermination qui donne une idée du pourcentage de variabilité de la variable à modéliser (plus ce coefficient est proche de 1, meilleur est le modèle) et (ii) le test de Fischer, noté F qui permet de savoir si la variable apporte une quantité d'information significative au modèle (plus la probabilité du test est faible ($< 0,01$ %), plus le modèle est fiable). Compte tenu des valeurs obtenues et des critères d'analyse précédemment cités, nous interprétons les situations selon les critères $R^2 > 0,4$ et/ou $F < 0,01$ % ; si l'un des deux critères est présent, alors le modèle est considéré comme fiable.

Concernant les températures, les trois stations étudiées ne réagissent pas toujours dans le même sens. L'analyse des droites montre une tendance nette à l'augmentation des températures annuelles moyennes (fig. 3.14) pour Valcebollère ($R^2=0,423/F=0,2$ %) alors que la droite de Mont-Louis (période 1980-2000) indique une diminution bien marquée ($R^2=0,462/F=0,1$ %). Les températures maximales (fig. 3.14) présentent également des résultats contrastés : une augmentation pour la station de Valcebollère ($R^2=0,446/F=0,1$ %) et une diminution pour Mont-Louis pour la période 1980-2000 ($R^2=0,465/F=0,1$ %) et pour la période 1950-2000 ($R^2=0,447/F=0,01$ %). Remarquons la nette évolution sinusoïdale sur les graphes, en particulier pour ceux qui présentent les températures maximales (fig. 3.14).

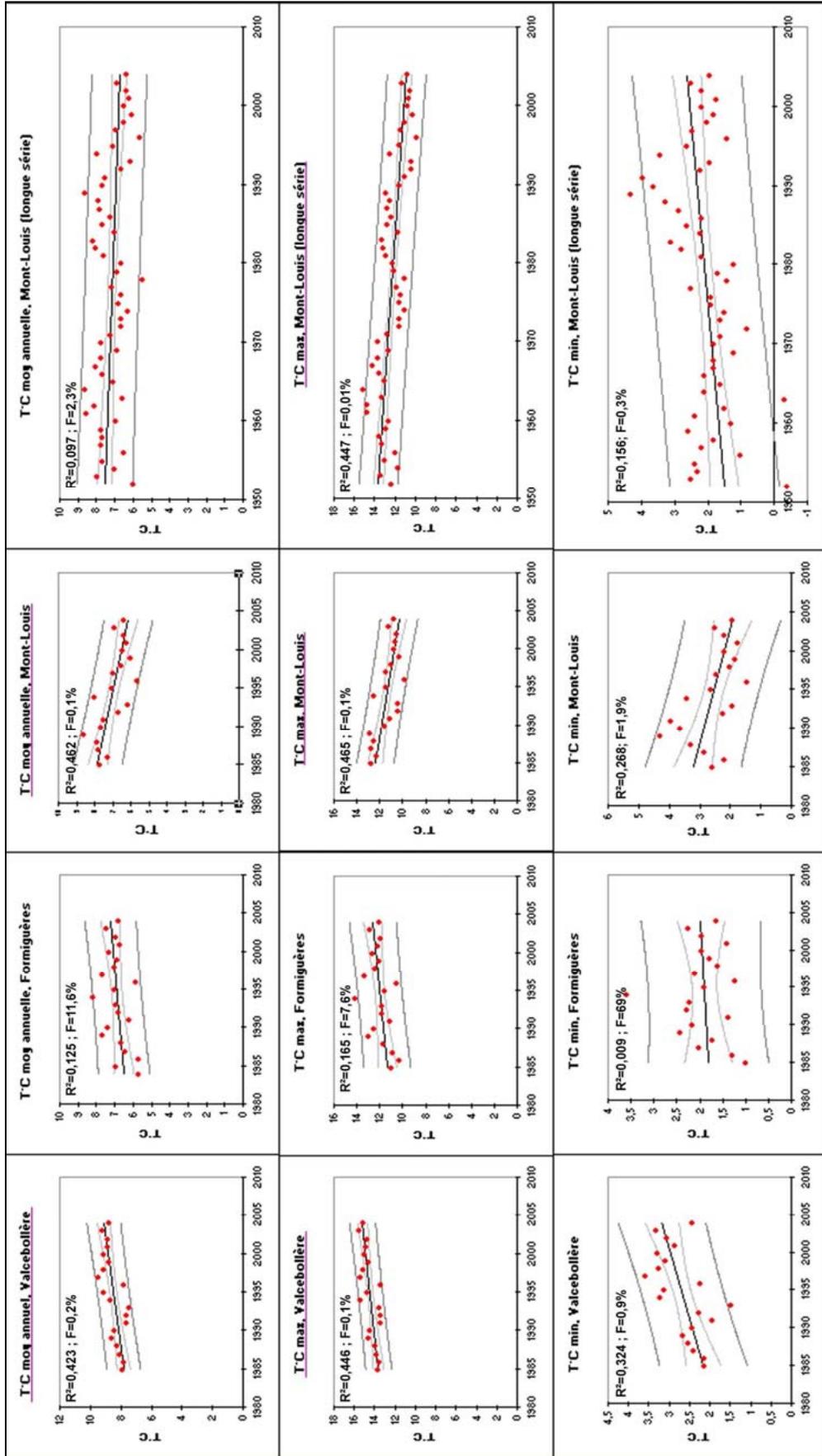


Figure 3.14 – Droites de régression indiquant les tendances pluriannuelles des températures (moyennes, minimales et maximales) pour trois stations météorologiques situées au-dessus de 1 500 mètres d'altitude. Les traits roses repèrent les modèles fiables ($R^2 > 0,4$ et/ou F très faible ($< 0,01$ %)). Les courbes dont le titre n'est pas souligné indiquent que le modèle n'est pas du tout fiable, donc ininterprétable.

En ce qui concerne les tendances saisonnières (fig. 3.15), un seul modèle propose des résultats fiables : pour Valcebollère, les températures sont en nette augmentation pour la saison printanière. Le nombre de jours d'engel (fig. 3.16) s'accroît significativement pour la station de Mont-Louis ($R^2=0,416/F<0,01$ %) alors que pour les autres stations (Valcebollère et Formiguères) pour lesquelles les modèles sont bien moins fiables, ce nombre de jours s'abaisse. Le réchauffement n'est donc pas réellement homogène. Les tendances climatiques semblent d'ailleurs beaucoup plus complexes à identifier lorsqu'on s'élève en altitude. Les travaux de C. Corona (2007) dans le secteur Oisans-Briançonnais ont permis de mesurer $+1,3^\circ\text{C}$ au cours du 20^e siècle. Par contre C. Chaix (2007) observe une diminution des températures moyennes à Bourg-Saint-Maurice et aux Menuires, de 3°C pour les mois de janvier et février et de 1°C pour les mois de décembre et mars, sur une période de 17 ans de mesures (1989-2006), mais une légère augmentation à Chambéry. D'après l'auteur les caractères altitudinal et montagnard influencent les tendances.

Quant aux précipitations, la tendance globale est à l'augmentation, significativement pour Mont-Louis ; mais saisonnièrement, aucune tendance ne se dégage. On observe même une grande variabilité interannuelle (fig. 3.17). Ces grandes tendances réalisées à partir de jeux de données de durées variables (20 à 50 ans) peuvent être mises en perspective avec les observations faites à différentes échelles spatiales. Globalement, dans les hautes terres oriento-pyrénéennes, les précipitations hivernales semblent augmenter légèrement, ce qui devrait favoriser l'enneigement. Ces résultats vont dans le même sens que le rapport du GIEC (2007) à une échelle globale. L'observation des séquences de température annuelle souligne un réchauffement plus important à des altitudes élevées que pour l'ensemble des Alpes : $+1,52^\circ\text{C}$ / siècle au Grand Saint Bernard (Klein Tank *et al.*, 2002 ; Casty *et al.*, 2005). L'augmentation des températures maximales serait plus importante au printemps et en été (Bodin, 2007), leur diminution en automne semble généralisée quelle que soit l'altitude. Cependant, des différenciations régionales existent.

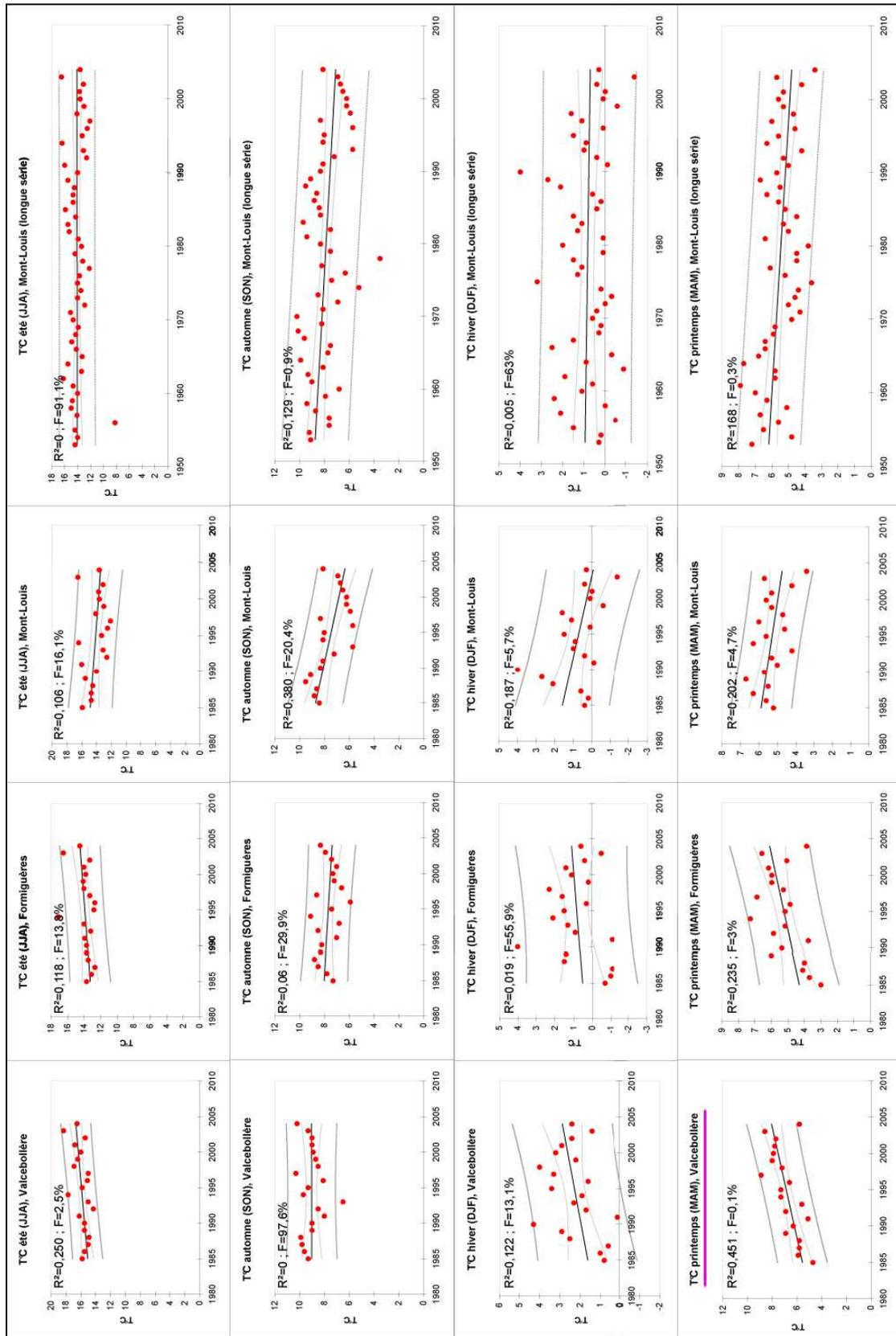


Figure 3.15 – Droites de régression indiquant les tendances thermiques saisonnières pour trois stations météorologiques situées au-dessus de 1 500 mètres d'altitude. Les traits roses repèrent les modèles fiables ($R^2 > 0,4$ et/ou F très faible ($< 0,01\%$)). Les courbes dont le titre n'est pas souligné indiquent que le modèle n'est pas du tout fiable, donc ininterprétable.

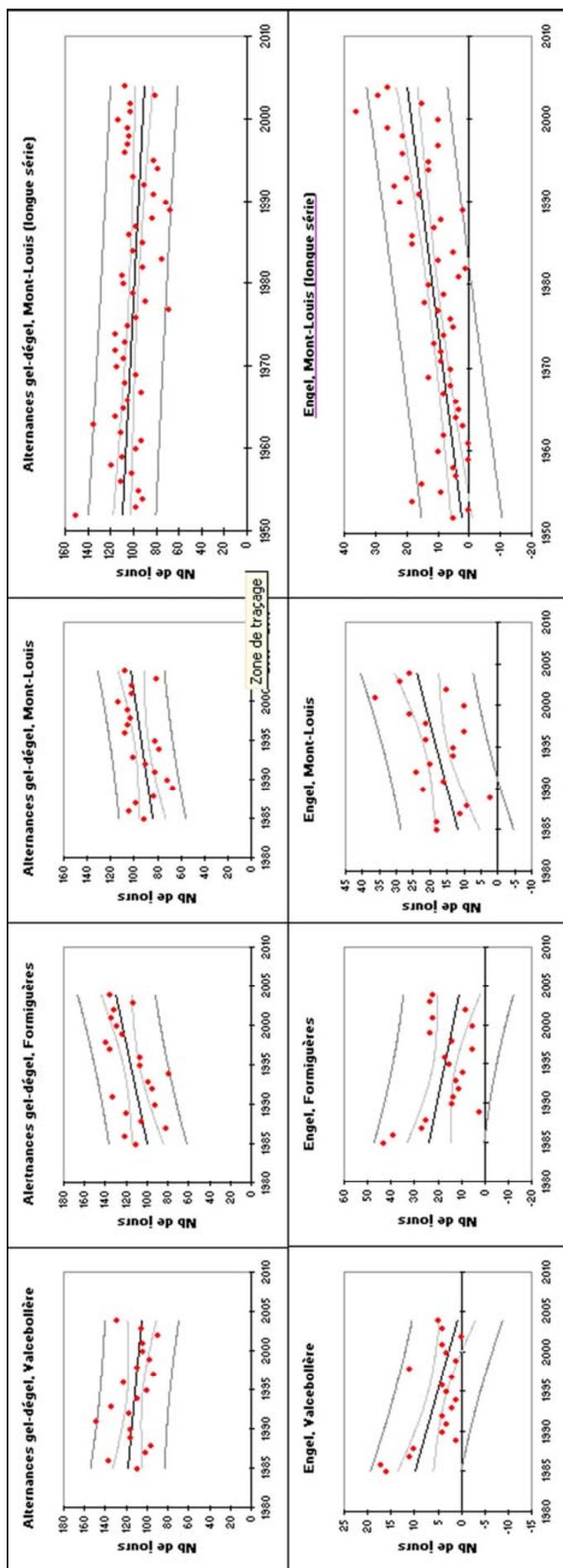


Figure 3.16 – Droites de régression indiquant les tendances thermiques liées au facteur gel pour trois stations météorologiques situées au-dessus de 1 500 mètres d'altitude. Les traits roses repèrent les modèles fiables ($R^2 > 0,4$ et/ou F très faible ($< 0,01$ %)). Les courbes dont le titre n'est pas souligné indiquent que le modèle n'est pas du tout fiable, donc ininterprétable.

2- Approche du climat des hauts massifs

Le fonctionnement actuel des éboulis de l'étage supraforestier dépend pour une large part des conditions climatiques de la haute montagne. Alternances gel-dégel, durée de gel, amplitudes thermiques et valeurs des maxima négatifs, insolation, pluviométrie et vent sont les principaux facteurs participant au démantèlement des parois et chicots rocheux, et au remaniement des matériaux sur les talus. L'analyse des données microclimatiques est alors un moyen de comprendre l'ambiance de la haute montagne. Nous avons donc installé quatre enregistreurs de température ainsi qu'un pluviographe dans la zone étudiée, entre 2 280 et 2 660 mètres d'altitude (fig. 3.1). L'objectif de ce dispositif est double : d'une part, améliorer les connaissances sur l'ambiance climatique en haute altitude et d'autre part, renseigner sur l'efficacité de la gélifraction dans les parois et chicots rocheux grâce aux paramètres thermiques tels que le nombre d'occurrences gel-dégel, leur amplitude, la durée de gel et sa valeur sous les 0°C.

2.1- Méthodologie

L'enregistrement continu des températures est réalisé grâce à des capteurs autonomes multisondes de type HOBO H-08. Cette technique est très largement utilisée dans les études sur le pergélisol par GSTM (*Ground Surface Temperature Monitoring*) mais plutôt avec des mini-capteurs (Haerberli et Hoelze, 1995 ; Herz *et al.*, 2003 ; Delaloye, 2004 ; Hanson et Hoelze, 2004 ; Bodin, 2005). Elle permet aussi d'apprécier les effets des températures sur la roche (Francou, 1988 ; Coutard et Francou, 1989 ; Matsuoka, 1990 ; Matsuoka *et al.*, 1997 ; Matsuoka et Sakai, 1999 ; Hall et André, 2001).

Dans notre cas, nous avons choisi un enregistreur autonome multisonde. La mesure des températures s'effectue à des intervalles de temps d'une heure, ce qui rend possible l'acquisition de données pendant une année. Les piles sont changées avant chaque saison hivernale. Le degré de précision des sondes, à embout inox, est de $\pm 0,7^{\circ}\text{C}$ à 20°C . Les appareils sont placés dans des boîtes en plastique pour les protéger des intempéries et calés sous des blocs pour éviter que les chutes de pierres ne les cassent. Ils sont installés de manière à couvrir une large part de la zone d'étude et le plus près possible des éboulis étudiés selon les possibilités offertes par la nature du terrain. Chaque appareil comporte quatre sondes. Celles-ci sont installées de manière à mesurer les températures de l'air, les températures à la surface de la roche et en profondeur. Le placement de la sonde de l'air n'est pas aisé dans un contexte de pente empierrée. Nous nous sommes donc servis, lorsque cela était possible, des facilités du terrain (barrière à neige, piquet en bois, arbre). Au sol, les sondes sont calées sous un caillou. L'embout dépasse de manière à apprécier la température réelle sur la roche. Dans le sol, les sondes sont enfoncées entre 15 et 50 cm selon la faisabilité.

Le pluviographe est un HOBO *Event* relié à un pluviomètre. Il enregistre tous les événements pluvieux dès que l'auge de 0,25 mm est rempli. Une formule simple sur Excel permet d'obtenir la quantité de précipitations mesurée quotidiennement. Les données de températures et de précipitations sont récupérées soit par la navette de transport, soit directement par l'ordinateur portable. Les enregistrements sont ensuite transférés du logiciel Box Car Pro vers Excel.

2.2- Situation des enregistreurs

2.2.1- Mantet

Les données pluviométriques sont récoltées au niveau du village de Mantet à 1 450 m d'altitude. L'appareil est un pluviographe mécanique à tambour. Ces données sont gérées par la Réserve Naturelle de Mantet.

2.2.2- Coll del Pal

L'Office National de la Chasse et de la Faune Sauvage, section de Prades, a placé un pluviomètre sur le massif du Carança au Coll del Pal (Réserve naturelle de Mantet) à 2 490 mètres d'altitude pour connaître les effets des précipitations sur le succès de reproduction du lagopède alpin. Installé en juillet 2005 pour mesurer les précipitations estivales, cet enregistreur n'a plus fonctionné l'année suivante. Nous n'avons donc pu récupérer que les mois de juillet, août et septembre 2005.

2.2.3- Alemany

La Réserve Naturelle de Mantet a installé un enregistreur de température à 1 900 mètres d'altitude près du refuge de l'Alemany depuis janvier 1995. L'appareil enregistre la température de l'air dans un abri à environ deux mètres du sol. Le garde de la réserve récupère les données chaque semaine. Il s'agit d'un thermographe mécanique à tambour. Cette station servira à valider les données obtenues en haute montagne.

2.2.4- Malaza

Le pluviographe du Malaza, dans la vallée de Planès, est installé au pied d'un éboulis à 2 280 mètres d'altitude calé contre les premiers blocs du glacier rocheux fossile (fig. 3.18). Il est retiré durant la saison nivale pour éviter toute détérioration par le froid et les éventuelles avalanches. L'enregistreur de température est placé sur le versant d'éboulisation, exposé à l'ouest, à 2 320 mètres contre un pin à crochet. La sonde de l'air est accrochée au pin, à l'aide d'une ficelle à 1,50 mètres de hauteur. Au sol, la sonde est placée sous un caillou, au pied de l'arbre. Dans le sol, on a installé une sonde à -20 cm et une autre à -50 cm de la surface. Les dysfonctionnements répétés de l'appareil durant les trois années de mesure rendent inexploitable les données. Les résultats trop fragmentés ne permettent pas de les analyser. Malgré des efforts de réparation réitérés et des tests de calage par rapport aux données obtenues avec les autres enregistreurs, ces données ne pourront être présentées.

2.2.5- Cirque d'Err

L'enregistreur est placé sous un chicot rocheux orienté au nord, au fond du cirque de la vallée d'Err, sous le Petit Puigmal de Sègre, à 2 630 mètres d'altitude (fig. 3.19). Il a été installé le 12 octobre 2005. La sonde censée mesurer la température de l'air n'a pu être placée correctement compte tenu du contexte topographique et du fait que le site est très fréquenté. En effet, la présence d'un piquet aurait attiré l'attention des randonneurs estivaux ou

hivernaux. La sonde est fixée sur un rocher et mesure donc la température à la surface de la roche plutôt que celle de l'air. Nous avons dû rallonger cette sonde en raison de l'épaisseur de neige durant l'hiver 2005-2006. Une deuxième sonde mesure la température au sol sous abri. Dans le sol, la sonde est placée à -15 cm de la surface. Elle n'a pas pu être installée plus profondément en raison de gros blocs qui bloquaient l'accès. Les données ont été analysées jusqu'au 23 octobre 2007, soit deux années complètes de mesures.

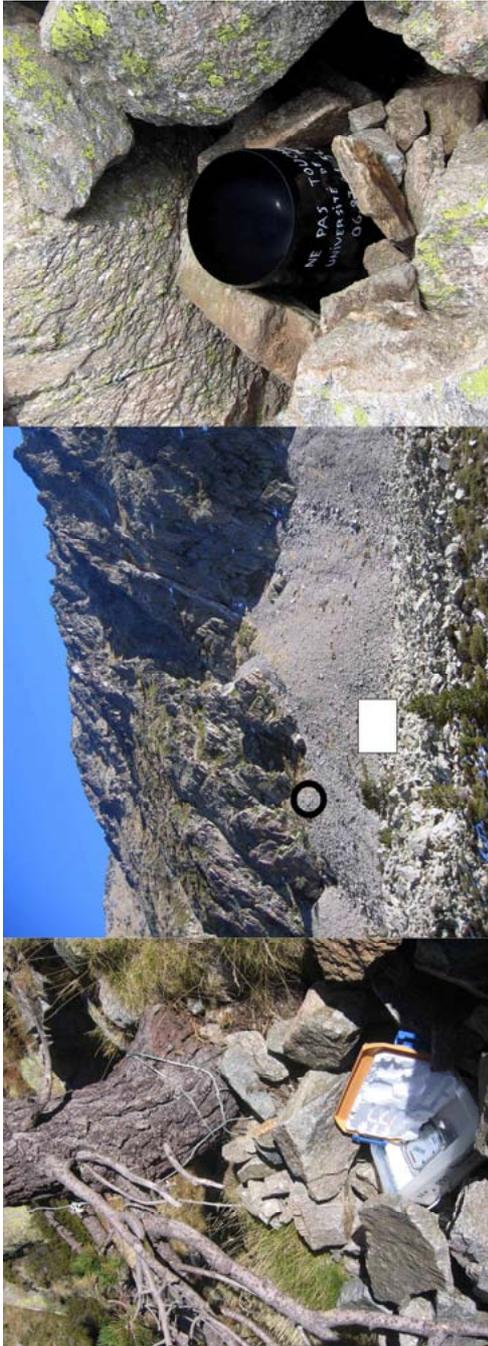


Figure 3.18 – Localisation de l'enregistreur de températures (cercle noir sur la photo du milieu) et du pluviographe (carré blanc sur la photo du milieu) du Malaza. Le pin à crochets a servi de support à l'installation de la sonde de l'air (photo de gauche). Le pluviographe est calé entre les blocs du glacier rocheux fossile (photo de droite).



Figure 3.19 – Situation de l'enregistreur sur l'éboulis témoin du cirque d'Err, à 2 630 mètres d'altitude, en versant nord (photo de gauche) et position de l'appareil au pied d'un chicot rocheux (photo de droite).

2.2.6- Crête du Puigmal

Installé sur la crête qui mène au sommet du Puigmal, l'enregistreur est placé à 2 660 mètres d'altitude, en haut de la station de ski du même nom. Cet enregistreur permet de comparer l'ambiance thermique d'altitude en crête avec les autres appareils installés dans des situations de cirques ou au pied de versants raides. La sonde de l'air est placée à 1,50 mètres, accrochée à la barrière à neige (fig. 3.20). Au sol, la sonde est bloquée par un caillou, l'embout dépassant. Dans le sol, la sonde est enfoncée à -50 cm. L'enregistreur a été installé le 3 décembre 2005 mais des problèmes techniques (arrêt de l'appareil, section d'une sonde) ont raccourci la chronologie présentée. Ainsi la durée analysée s'étend du 04/04/06 au 30/05/06 pour la sonde au sol et du 25/07/06 au 30/05/07 pour celles situées à 1,30 m du sol et à 50 cm de profondeur. Des dysfonctionnements de l'enregistreur ont occasionné l'arrêt de l'appareil du 22/06/06 au 25/07/06 pour la sonde au sol et pour les trois sondes du 09/09/06 au 25/10/06.

2.2.7- Péric nord

C'est dans le cirque de la coquille sur le versant nord du grand Péric et à 2 530 mètres d'altitude qu'est placé l'enregistreur (fig. 3.21). Il est situé en position plus septentrionale que les autres, sur le massif du Carlit. La sonde de l'air est fixée à 1,30 mètres de hauteur sur un piquet en bois, calé contre des chicots rocheux. La sonde placée au sol est, comme dans les situations précédentes, sous un caillou. Deux sondes sont installées dans le sol, l'une à -20 et l'autre à -30 cm. La pose de l'enregistreur a été plus tardive que pour les autres. Nous n'avons qu'une seule année de mesures du 14/10/06 au 13/10/07. La période est raccourcie pour la température de l'air car la sonde a été sectionnée durant le mois d'août 2007 par un bloc détaché de la paroi.

2.2.8- Prat d'Aguiló

Situé en Espagne sur la Serre de Cadi, cet enregistreur est placé près du refuge de Prat d'Aguiló, à 2 200 mètres d'altitude (fig. 3.22). Les températures mesurées depuis novembre 2003 nous ont été transmises par le *Servei Meteorològic de Catalunya*. Seule la température de l'air est prise en compte.

2.2.9- Récapitulatif des enregistreurs

Pour faciliter la suite de notre propos, nous avons attribué des noms de code à chaque enregistreur de températures et de précipitations. Les tableaux 3.4 et 3.5 synthétisent les caractéristiques de chaque site de mesure microclimatique.



Figure 3.20 – Localisation de l'enregistreur sur la crête de la Tossa del Pas del Lladres, à 2 660 mètres d'altitude représenté par le cercle noir (photo de gauche prise depuis le sommet du Puigmal d'Err) et appareil coincé contre la barrière à neige de la station de ski (photo de droite).



Figure 3.21 – Enregistreur placé sur le versant Nord du grand Péric et représenté par le cercle noir (photo de gauche), situé à 2 530 mètres d'altitude. L'appareil est protégé par la boîte en plastique. La sonde de l'air est accrochée au piquet en bois (photo de droite).



Figure 3.22 – Enregistreur de Prat d’Aguiló est installé sur le refuge, situé à droite de la photo (disque noir), à 2 200 mètres d’altitude, sur la Serra de Cadi en Espagne et géré par le Servei Meteorologic de Catalunya.

Tableau 3.4 – Synthèse des caractéristiques de chaque site de mesures des températures. L’enregistreur de l’Alemany appartient à la Réserve Naturelle de Mantet et celui de Prat d’Aguiló au Servei Meteorològic de Catalunya. Ces deux dernières stations ne possèdent que des données de température de l’air.

	Alemany	Malaza	Cirque d’Err	Crête du Puigmal	Péric Nord	Prat d’Aguiló	
Massif	Canigou	Puigmal-Caraça	Puigmal-Caraça	Puigmal-Caraça	Carlit	Serre de Cadi	
Altitude (en mètres)	1900	2320	2630	2660	2530	2200	
Code attribué	<i>T_Alem</i>	<i>T_Mala</i>	<i>T_Err</i>	<i>T_Puig</i>	<i>T_Peri</i>	<i>T_Agui</i>	
Situation des sondes	Air	2 m	1.50 m	1.20 m puis 2.70 m	1.20 m	1.50 m	?
	Sol	-	0	0	0	0	-
	profondeur	-	-50 cm	-15 cm	-50 cm	-30 cm	-
Durée totale d’installation (en jours)	4037	754	745	545	366	1155	
Durée réelle d’enregistrement (en jours)	4037	290	729	311	366 (308 pour la sonde de l’air)	1155	

Tableau 3.5 – Caractéristiques des sites de mesures des précipitations. Le pluviographe de Mantet appartient à la Réserve naturelle de Mantet et celui du Coll del Pal à l’Office National de la Chasse et de la Faune Sauvage, antenne de Prades (66).

	Mantet	Coll del Pal	Malaza
Massif	Canigou	Carança	Puigmal-Carança
Altitude (en mètres)	1450	2490	2280
Code attribué	P_Mant	P_Pal	P_Mala

2.3- La pluviométrie montagnarde

Les données pluviométriques sont très fragmentaires. L’appareil de la station du Coll del Pal sur le massif de Carança n’a fonctionné que durant l’été 1995, ensuite il s’est arrêté. Le pluviographe du Malaza a été placé durant le mois d’août 2006. Nous possédons deux périodes de données, du 10 août au 25 novembre 2006 pour la première et du 12 mai au 21 octobre 2007 pour la seconde puisque l’appareil est retiré durant chaque période hivernale. Le petit nombre de données obtenu sur un laps de temps très court ne permet pas de faire un long commentaire. Mais la mise en parallèle des totaux mensuels du Malaza et de Mantet (tab. 3.6) montre que les précipitations sont plus importantes sur le massif du Canigou (P_Mant) que sur celui du Puigmal (P_Mala). Cette remarque est confirmée par les travaux de J.-P. Vigneau (1986). La comparaison des données obtenues sur les stations P_Pal et P_Mant, situées seulement à 4 km l’une de l’autre, ne suit pas un modèle de gradient pluviométrique précis dans lequel la hauteur des précipitations est censée augmenter avec celle des reliefs. Ce phénomène s’explique peut-être par les effets orographiques locaux qui perturbent beaucoup la répartition altitudinale des précipitations. G. Viers et J.-P. Vigneau (1990, p. 194) précisent que ces effets « ne jouent pas seulement à l’échelle régionale, mais aussi entre deux vallées voisines dans un même bassin versant, voire dans une même vallée si elle est un peu plus large. ».

Tableau 3.6 – Précipitations mensuelles en mm. La station grisée de Mantet située en moyenne montagne sur le massif du Canigou sert de référence aux comparaisons. Le pluviographe du Malaza sur le massif du Puigmal semble avoir connu un dysfonctionnement durant le mois d’août 2007.

	Saison 1995		Saison 2006		Saison 2007	
	P_Pal (2 490 m)	P_Mant (1 545 m)	P_Mala (2 280 m)	P_Mant (1 545 m)	P_Mala (2 280 m)	P_Mant (1 545 m)
Mai					58	115.5
Juin					52.25	56.5
Juillet	36	28			12.25	24.5
Août	41.6	44.5	75.5	97.5	0.75 ?	101.5
Septembre	93	100.5	57.25	96.5	-	21.5

L’évaluation des seuils de déclenchement des *debris flows* sur les versants et particulièrement sur les géosystèmes d’ébouilisation est un élément capital pour comprendre la dynamique de la morphogenèse montagnarde. Malheureusement, la période enregistrée sur P_Mala n’a reçu que peu de précipitations : les cumuls journaliers sont faibles et aucune averse n’est significative (tab. 3.7).

Une coulée de débris s’est produite en juillet 2003 sur les éboulis étudiés de la Coma de la Dona dans la Réserve Naturelle de Mantet. Au village, la passerelle qui s’appuie sur des blocs pesant plusieurs tonnes et qui permet de traverser la rivière de l’Alemany a été emportée. Pourtant le pluviographe n’a enregistré ce jour-là que 57 mm d’eau de type pluie et

grêle, soit 81,5 mm cumulés pour le mois de juillet (tab. 3.8). Le mois de juin avait été sec avec un cumul de seulement 36 mm de pluie. On peut alors présumer que l'orage a été beaucoup plus violent sur les crêtes car 57 mm semblent très insuffisants pour provoquer une crue comme celle qui s'est produite à l'aval du bassin versant. Il est difficile d'établir un seuil à partir de ces données car même si le déclenchement des coulées de débris est lié à des facteurs variés (forte pente, masse de débris mobilisable et perte de cohésion de la masse), on ne connaît pas précisément le type de situation météorologique puisqu'on a des cumuls journaliers et non horaires. De plus, on observe une grande différenciation spatiale : certains couloirs sont ravinés profondément alors que d'autres sont à peine entamés (cf. chapitre 5 § 2.2.1).

Tableau 3.7 – Caractéristiques des précipitations sur le Malaza durant les périodes 08/08/06-25/11/06 et 12/05/07-21/10/07.

Dates	Précipitations journalières en mm	Horaire du début des précipitations	durée des précipitations en heure	Précipitations horaire en mm/h
15 août 2006	44	11h25	11h50	3,7
17 août 2006	5	17h23	5h49	0,8
23 août 2006	7,25	19h34	4h26	1,8
24 août 2006	11,5	0h	23h16	0,9
25 août 2006	6,5	15h23	3h03	2,2
12 septembre 2006	1,25	15h34	0h11	6,8
13 septembre 2006	31,5	15h50	21h14	1,5
14 septembre 2006	22	0h	24h	0,9
15 septembre 2006	0,5	0h33	0h14	2,1
16 septembre 2006	1,75	5h53	12h07	0,15
12 mai 2007	0,5	15h09	0h08	3,75
16 mai 2007	0,75	22h07	0h28	1,6
17 mai 2007	9	7h39	4h19	2,1
19 mai 2007	1,5	17h11	0h17	5,3
21 mai 2007	12,75	5h45	6h09	2,1
23 mai 2007	1,5	13h41	0h20	4,5
26 mai 2007	16,5	0h39	21h31	0,8
27 mai 2007	1	20h17	0h41	1,5
28 mai 2007	8,5	12h38	7h01	1,2
29 mai 2007	5,25	12h12	9h04	0,6
1 juin 2007	0,5	10h58	0h15	2
3 juin 2007	0,75	6h43	2h59	0,25
4 juin 2007	10	11h40	9h00	1,1
5 juin 2007	5,5	13h59	5h58	0,9
9 juin 2007	7	13h10	2h30	2,8
10 juin 1900	4,5	14h50	0h52	5,2
12 juin 2007	7	16h16	1h23	5,7
13 juin 2007	1,5	18h31	0h14	6,4
14 juin 2007	0,75	15h30	0h14	3,2
15 juin 2007	7	23h15	5h26	0,1
18 juin 2007	2,5	0h	8h14	0,3
1 juillet 2007	2,75	8h56	4h17	0,6
8 juillet 2007	0,75	17h31	0h08	5,6
9 juillet 2007	1,5	23h30	16h	0,1
21 juillet 2007	6,75	15h33	0h50	8,1

Tableau 3.8 – Précipitations journalières du mois de juillet 2003 sur P_Mant. Le 27 juillet, plusieurs coulées de débris se sont déclenchées dans les couloirs d'éboulis de la Coma de la dona (Source : Réserve Naturelle de Mantet). P : pluie ; G : grêle.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
H mm					1	2	0,5	3	0,5				0,5							3			14			57			3		
Cumul					1	3	3,5	6,5	7	7	7	7	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	10,5	10,5	10,5	24,5	24,5	24,5	24,5	81,5	81,5	81,5	84,5	84,5
Type:					P	P	P	P	P				P							P			P			P+G			P		

Une analyse des précipitations journalières a tout de même été réalisée à partir des données quotidiennes de la station météorologique de Mantet de mars 1995 à décembre 2006 soit quasiment 12 années. Nous avons calculé le nombre d'évènements pluvieux supérieurs à 50 mm et 100 mm par 24 heures (fig. 3.23), seuil généralement évoqué pour le déclenchement des coulées de débris (Caine, 1980 ; Rapp et Nyberg, 1981 ; Innes, 1983 ; Johnson et Rodine, 1984 ; Addison, 1987 ; André, 1990, 1995 ; Van Asch et Van Steijn, 1991 ; Luckman, 1992 ; Iverson, 1997 ; Blijenberg, 1998 ; Pech et Jomelli, 2001). Seuls deux épisodes pluvio-gènes dépassent le seuil des 100 mm en 1996 et en 1999. Notons que le seuil de 50 mm a été atteint à la Dona le 27 juillet 2003 et a provoqué le déclenchement de coulées de débris sur les versants. Ces situations permettent d'évaluer, de manière très arbitraire, les possibilités de déclenchement d'un évènement exceptionnel.

Une meilleure connaissance de la pluviométrie de la haute montagne nécessite l'installation d'appareils de mesures en divers endroits et la collecte de nombreuses données. Les enregistrements horaires sont extrêmement précieux pour comprendre les dynamiques rapides et exceptionnelles telles que les *debris flows* qui ont un rôle morphogène important dans le paysage.

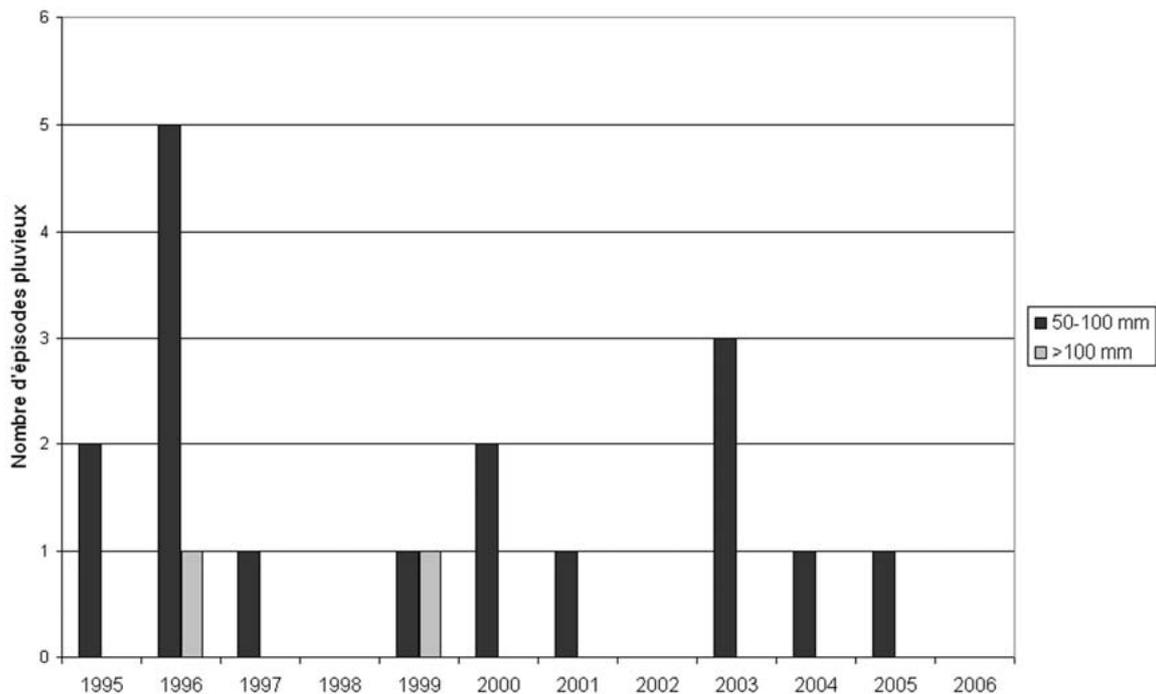


Figure 3.23 – Épisodes de précipitations enregistrées à la station météorologique de Mantet de 1995 à 2006, susceptibles de déclencher des coulées de débris sur les versants.

Le graphique 3.23 souligne la faible probabilité pour qu'un évènement exceptionnel se produise. Même si nous avons conscience de la grande complexité de ces phénomènes, ces données permettent tout de même de présumer de situations potentielles, sachant que de fortes précipitations (> 100 mm) ne déclenchent pas forcément de crue alors que de plus faibles comme celle du 27 juillet 2003 avec seulement 57 mm d'eau au village a causé des dommages matériels. On sait également que des pluies continues sur plusieurs jours mais de faible intensité peuvent déclencher des coulées sur les versants ou provoquer, à terme, des crues en aval des bassins versants (Rebetez *et al.*, 1997). Mais les seuils de déclenchement de

ces phénomènes dans la zone d'étude restent inconnus ainsi que la fréquence réelle de ces dynamiques sur la zone étudiée.

2.4- L'ambiance thermique d'altitude

L'utilisation d'enregistreurs multisondes sur les éboulis étudiés permet d'obtenir simultanément les températures dans l'air, à la surface des roches et en profondeur pour les sites d'Err, du Puigmal et du Péric. Les températures de surface et de profondeur sont utilisées dans le paragraphe suivant pour apprécier le comportement thermique des « sols ». Les températures de l'air sont comparées à celles de T_Alem et T_Agui pour lesquelles nous possédons les températures quotidiennes moyennes de l'air, les minima et maxima. Ces deux dernières stations ne sont pas placées au plus près des éboulis, mais plutôt dans des situations favorables à l'installation d'une station météorologique. Ainsi, les conditions topographiques sont très différentes de ce qui se passe réellement sur les versants où brises catabatiques et radiation modifient considérablement le climat local.

Afin de clarifier notre propos, nous proposons d'utiliser le terme d'alternance gel-dégel lorsque la température varie autour du 0°C sur une période de 24 heures. Dans le cas de gel continu, la température reste négative au cours d'une même journée.

2.4.1- Variabilité du régime thermique en altitude

Les ambiances thermiques d'altitude sont appréciées grâce à la mise en perspective des différentes stations. Températures annuelles moyennes de l'air (MAAT), températures minimales moyennes et nombre de jours d'alternance et de gel annuels sont confrontés. L'enregistreur à stylet de la station de l'Alemanys donne les températures de l'air, à deux mètres du sol, pour la période de janvier 1995 à décembre 2006. La station de Prat d'Aguiló, installée sur le refuge du même nom en Serra de Cadi, en Espagne, mesure les températures quotidiennes depuis novembre 2003. Quant à nos trois micro-stations, les sondes mesurant la température de l'air sont placées dans des situations variées selon la topographie et les possibilités du terrain. Les périodes de mesures sont hétérogènes, de un à deux ans. Les appareils ont subi de nombreux dysfonctionnements durant la période d'étude.

Le tableau 3.9 souligne les caractéristiques thermiques de cinq stations d'altitude réparties sur quatre massifs : d'est en ouest, Canigou, Puigmal et Serre de Cadi pour l'alignement méridional, et Carlit pour l'alignement septentrional. Nous avons conscience des différences de durée des périodes de référence ainsi que des situations topographiques de chaque site. Ces résultats permettent cependant de souligner les grandes tendances climatiques sachant que peu de données existent à ces altitudes. Tout d'abord, on peut noter que T_Puig enregistre des températures plus basses avec une MAAT (*Mean Annual Air Temperature*) à 0°C à 2 660 mètres après calibrage alors qu'elle est à 0,6°C à 2 630 mètres sur T_Err. D'autre part, alors que le gradient thermique calculé à partir des données de la station officielle de Valcebollère donne l'isotherme 0°C à 3 000 mètres sur le Puigmal, les enregistreurs la placent entre 2 660 et 2 730 mètres. Il semble que l'explication réside dans un effet de site : exposition au nord et topographie de cirque pour T_Err ; effet de crête pour T_Puig. C. Chaix (2007) considère d'ailleurs que les cirques ont des climats spécifiques. L'altitude n'est plus dans ce cas un facteur important de la variation de température.

Tableau 3.9 – Caractéristiques thermiques de cinq stations d'altitude pour des périodes de référence différentes et dans des contextes topographiques variés. T_Puig, T_Peri et T_Err sont issues de micro-stations installées sur les éboulis étudiés. T_Alem provient de la station météorologique de la Réserve Naturelle de Mantet et T_Agui du Servei Meteorològic de Catalunya. La sonde mesurant la température de l'air sur T_Err n'a pas pu être installée sur piquet. De ce fait, il se peut que les mesures obtenues correspondent en réalité aux températures de la roche. Sur T_Puig, il se pourrait que la température mesurée ne soit pas celle de l'air mais plutôt celle du piquet.

	T_Puig	T_Peri	T_Err	T_Alem	T_Agui
Périodes de référence	04/04/06-30/05/07	14/10/06-13/10/07	12/10/05-23/10/07	01/01/96-31/12/06	07/11/03-31/12/06
Altitude des enregistreurs	2660 m	2530 m	2630 m	1900 m	2200 m
Situation topographique	crête	versant	versant	talweg	col
T°C annuelle moyenne (MAAT)	0	0.9	0.6	5.8	4.7
T°C moyenne des minima journaliers	-3.7	-2.2	-1.6	0.7	1.8
Nombre moyen de jours à alternance gel-dégel par an	92	145	96	141	116
Nombre moyen de jours de gel par an	173	104	119	25	97

Les micro-stations, T_Err et T_Peri, présentent des températures de l'air similaires. Le nombre de jours de gel est plus important sur T_Puig. C'est naturellement à T_Alem que la température est la plus chaude. En effet, il s'agit de la station la plus orientale et donc la plus « méditerranéenne », située à basse altitude (1 900 m) et dans un talweg. Par contre les températures minimales y sont plus basses qu'à T_Agui, localisée à 2 200 m et en position occidentale sur la chaîne. T_Alem connaît un faible nombre de jours de gel mais un nombre important d'alternances ce qui est plutôt normal pour une station de moyenne montagne. Dans les cas de T_Alem et T_Agui, le 0°C se place autour de 3 000 m avec un gradient thermique de 0,55°C. Les valeurs obtenues dans le tableau 3.9 montrent des écarts pour l'isotherme 0°C considérable. Cela supposerait un gradient réel bien plus fort que 0,55°C.

2.4.2- Chronologies comparatives

Nous ne présentons ici que la période permettant de comparer les données des cinq stations précédemment citées, soit du 14/10/06 au 31/12/06. La figure 3.24 décrit les courbes de températures correspondant à cinq stations météorologiques de moyenne et haute montagne (entre 1 900 et 2 660 mètres d'altitude). Les stations présentent un régime thermique similaire. Selon toute logique, les températures des stations les plus basses (Alemany et Prat d'Aguiló) sont supérieures à celles des stations de haute montagne (Puigmal et Péric). Donc les données obtenues à partir des *loggers* semblent correctes. Seules les mesures obtenues pour T_Err sont étonnantes, beaucoup plus élevées que ce à quoi nous pourrions nous attendre. Pourtant l'étalonnage de l'appareil a bien été contrôlé. On peut alors présumer effectivement un effet de site comme nous l'avons mentionné précédemment.

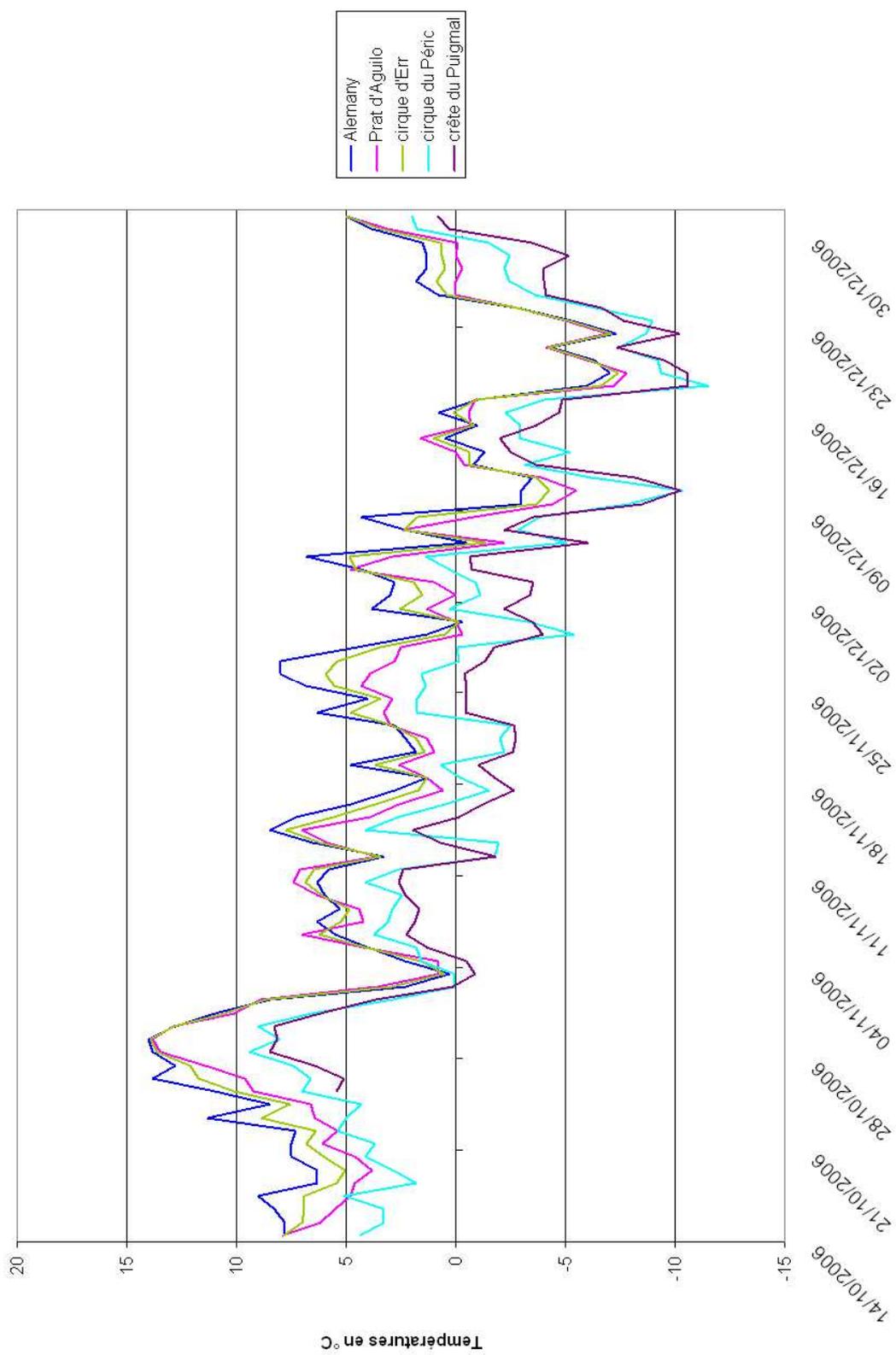


Figure 3.24 – Comparaison des températures sur cinq stations de moyenne et haute montagne pour la période du 14/10/06 au 31/12/06.

2.4.3- Gradients thermiques

Nous avons calculé les gradients thermiques annuels et saisonniers à partir des trois stations de haute montagne équipées de *dataloggers*, T_Err, T_Puig et T_Peru, à partir des stations officielles de Valcebollère et Formiguères. Les valeurs obtenues à partir d'une régression linéaire simple sont proches des 0,65°C données par la littérature pour la montagne (Godard et Tabeaub, 1998). Nous obtenons un gradient annuel de 0,54°C pour 100 mètres dans le cas de T_Peru, 0,64°C pour 100 mètres dans le cas de T_Err et 0,68°C pour T_Puig. Cependant ce gradient est variable dans l'espace et dans le temps car la température de la haute montagne est affectée par des facteurs locaux tels que l'insolation, les pertes par rayonnement nocturne et le rôle de l'exposition (Viers et Vigneau, 1990). Ainsi, le gradient thermique connaît des variations quotidiennes, généralement maximales le jour et minimales la nuit, mais aussi des variations saisonnières. Aux latitudes moyennes, le gradient est maximal au printemps et minimal à la fin de l'automne (Viers et Vigneau, 1990, p. 184). Les chiffres obtenus diffèrent quelque peu de ce principe général. Pour le massif du Puigmal, le gradient est maximal en été et minimal en hiver dans le cas de T_Err alors qu'il est maximal au printemps et minimal en été pour T_Puig. Dans ce dernier cas, le gradient très fort au moins sur deux saisons va dans le même sens que les basses températures un peu anormales déjà notées pour le sommet (tab. 3.9). Sur le massif du Carlit, le gradient est maximal en hiver et au printemps et minimal en été pour T_Peru. Ce gradient est donc très variable spatialement et temporellement (tab. 3.10).

Tableau 3.10 – Variabilité spatiale et temporelle des gradients thermiques, exprimés en °C pour 100 mètres.

	T_Err / Valcebollère	T_Puig/Valcebollère	T_Peru / Formiguères
Périodes de référence	04/06/06-30/09/07	25/10/06-30/05/07	14/10/06-30/09/07
Hiver (JFM)	0,58	0,7	0,53
Printemps (AMJ)	0,59	0,8	0,52
Été (JAS)	0,66	0,51	0,32
Automne (OND)	0,59	0,55	0,48

2.4.4- Limites techniques des *dataloggers*

Durant ces trois années de terrain, l'utilisation des enregistreurs de températures a suscité beaucoup d'appréhension. Sondes arrachées, appareils en panne, chaque visite sur site avait son lot de surprises. D'ailleurs, sur quatre enregistreurs, seules les données de trois d'entre eux ont pu être exploitées avec, pour certains, de nombreuses lacunes. En réalité, l'emploi de tels outils nécessite quelques mises en garde et précautions quant à la pertinence et à la cohérence des données à exploiter.

Tout d'abord, l'emplacement du matériel dépend, dans notre situation de versant d'ébouilisation, des potentialités du terrain. Nous avons conscience de l'importance de la topographie locale dans les variations de température. En effet, l'orientation des versants ainsi que la forme des reliefs en amont et en aval sont importantes pour les écoulements d'air. Mais la recherche d'un lieu sûr pour le boîtier afin d'éviter coulées de débris et avalanches, et qui permette d'installer correctement les quatre sondes, s'est révélée prioritaire. Malgré ces précautions, plusieurs sondes ont été cassées par des blocs ou rongées par des micromammifères. Ensuite, les sondes de l'air auraient dû être placées à l'abri, ce qui n'a pas été fait. Ainsi, radiation et brises catabatiques ont pu modifier les valeurs. Des capuchons anti-radiations existent pour éviter des biais mais ils n'ont pas été utilisés en raison de leur fragilité. Enfin, des dysfonctionnements d'appareils ont raccourci les durées d'enregistrement.

A priori, ces HOBO ont du mal à supporter les grands froids. C. Chaix remarque leur fragilité en-dessous de -15°C et note des problèmes électrostatiques qui perturbent les enregistrements (comm. pers.). Mais le plus grand souci fut les problèmes d'étalonnage. Après analyse des résultats et comparaison des courbes des différents *dataloggers* avec les stations officielles de Météo-France ou du Servei Meteorològic de Catalunya, des écarts importants sont apparus pour la sonde de l'air de T_Puig et de T_Err. Nous avons alors procédé à une vérification du calibrage des sondes à l'air libre et dans un congélateur. Il s'est révélé qu'une sonde de T_Puig était mal étalonnée : elle avait cinq degrés d'écart avec la normale. Nous avons alors procédé à une mise à jour de ces valeurs pour analyser les résultats comme ils sont présentés dans le paragraphe 2.4.

2.5- Les phases du comportement thermique annuel des éboulis

L'enregistrement continu des températures à la surface du sol (GSTM pour *Ground Surface Temperature Monitoring*) et en profondeur (entre -15 et -50 cm) à partir d'enregistreurs multisondes placés dans différents sites (T_Err, T_Perri et T_Puig) permet de décrire le régime thermique des « sols » en altitude, au-dessus de la limite supérieure de la forêt. Cette technique renseigne sur l'évolution de la température du sol au cours de l'année. Elle est couramment utilisée par les chercheurs qui travaillent sur le pergélisol en terrains sédimentaires (Delaloye, 2004 ; Lambiel *et al.*, 2005 ; Lambiel, 2006). Les chronologies des températures sont analysées par période, sur la base des travaux de R. Delaloye (2004).

2.5.1- Clés de lecture

R. Delaloye (2004), dans son travail sur la recherche de la présence de pergélisol en zone marginale, a identifié cinq phases du comportement thermique annuel de la surface du sol à partir de plus de 500 courbes. Hoelze *et al.* (2003) et Ishikawa (2003) ont proposé des concepts similaires. C. Lambiel (2006) a repris le modèle de R. Delaloye. Les cinq phases sont les suivantes : période dégelée, période de gel, période gelée avec deux sous-périodes (gel hivernal précoce intense et équilibrage thermique hivernal) et période de dégel. Le modèle présenté (fig. 3.25) peut varier considérablement d'une année sur l'autre et d'un endroit à l'autre. Chacune des phases peut varier dans la durée voire disparaître en fonction des conditions climatiques de l'année (Lambiel, 2006, p. 23).

Cette clef de lecture des courbes de températures enregistrées par *mini-loggers* s'applique à des terrains sédimentaires gelés en permanence. De plus, les *mini-loggers* doivent être installés à une altitude suffisamment élevée pour qu'une humidification du manteau neigeux due à un épisode pluvieux ne puisse avoir lieu au cours de l'hiver. R. Delaloye considère que la limite supérieure de la forêt correspond quasiment à cette altitude, en tout cas pour la Suisse (environ 2 000-2 200 m). Dans notre cas, les enregistreurs sont situés bien plus haut (au-dessus de 2 530 m). Nos problématiques sont bien différentes de celles des auteurs qui ont établi ou simplement utilisé cette clef. Rappelons que notre objectif est de montrer quelle est l'efficacité de la gélifraction, de la gélifluxion et du *creep* thermique sur le déplacement des débris dans ces hautes montagnes pyrénéennes. Notre terrain est également bien différent, l'état thermique des sols des éboulis schisteux n'est pas connu.

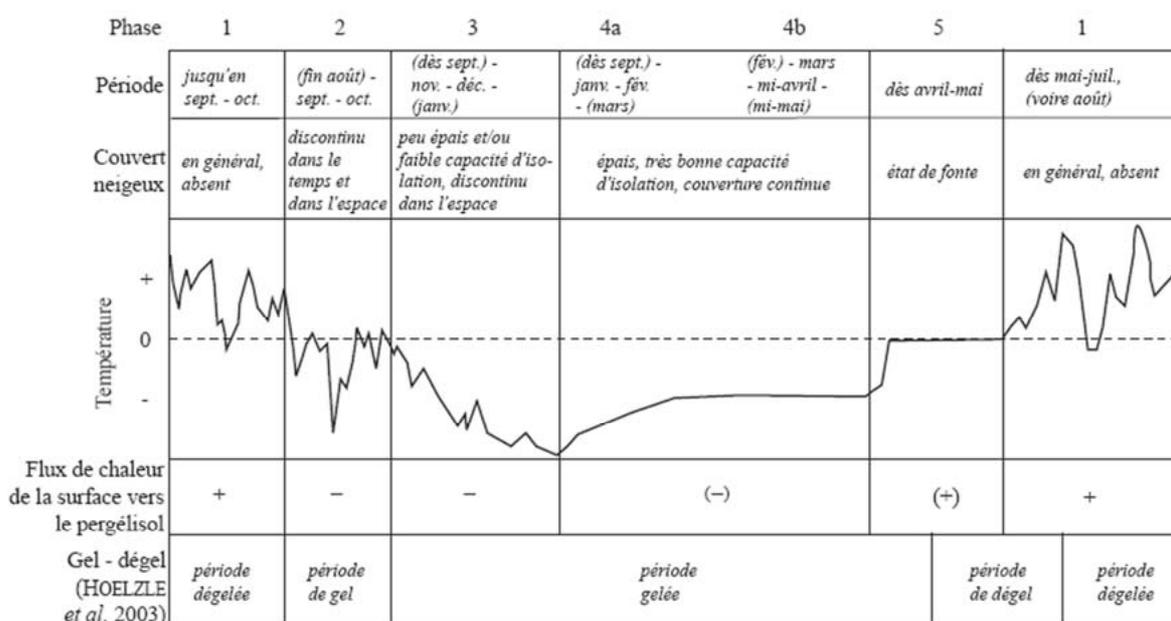


Figure 3.25 – Principales phases du comportement thermique annuel de la surface du sol en présence possible de pergélisol, courbe fictive (extrait de Delaloye, 2004, p. 46).

Pour toutes ces raisons, nous proposons un autre modèle (fig. 3.26) réalisé à partir d'une synthèse des chronologies séquencées sur la base des trois micro-stations d'altitude : une année entière pour T_Puig (fig. 3.28 ou annexe 3.1, p. 47) et T_Peris (fig. 3.29 ou annexe 3.2, p. 49), et deux années pour T_Err (fig. 3.30 ou annexe 3.3, p. 51).

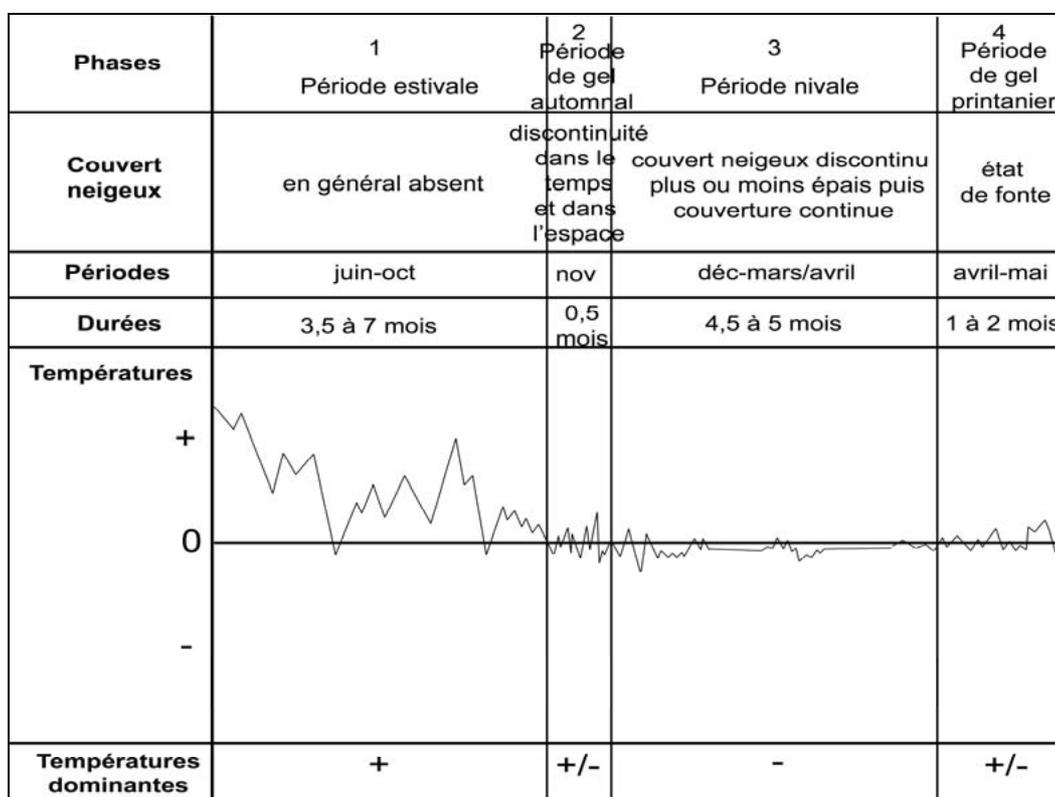


Figure 3.26 – Quatre phases de comportement thermique annuel de la surface du sol (d'après Delaloye, 2004), adaptées à la haute montagne oriento-pyrénéenne.

2.5.2- La période estivale (phase 1)

La neige a disparu. Il peut encore rester quelques rares névés au fond de combes fraîches. Un apport important de chaleur se produit dans le sol. La température en surface est généralement positive mais de brèves conditions de gel ou de neige sont possibles. Cette phase est caractérisée par un nombre de jours d'engel nul à très faible (< 3/mois) et un nombre de jours d'alternances gel-dégel faible à moyen : nous avons recensé jusqu'à 7 journées en août 2007 sur T_Perri pour la température à la surface du sol. Cette phase a des durées variables en fonction des sites : 3,5 mois pour T_Perri, 5 mois pour T_Puig et 7 mois pour T_Err quelle que soit la hauteur de la sonde. T_Err présente une chronologie qui se distingue très largement des deux autres sites ; pourtant l'enregistreur est bien calibré. Nous n'avons pas d'explication quant à cette différence mais ces remarques nous conduisent à suspecter les résultats de T_Err. Concernant la micro-station de T_Perri, il nous semble important de préciser que des valeurs aberrantes (-16, -30°C) ont été enregistrées pour quelques dates ponctuelles en mai et juin pour la sonde de l'air. Elles ne correspondent pas aux valeurs obtenues à la station officielle de Formiguères. Des anomalies sont aussi survenues durant les mois d'août et septembre 2007 et sont attribuées à une sonde cassée par un rocher détaché de l'amont.

2.5.3- La période de gel automnal (phase 2)

Elle est marquée par un refroidissement (gel) du sol pouvant se produire avant l'arrivée définitive de la neige. La clé de lecture de R. Delaloye (2004) mentionne cette phase. L'auteur considère que ce refroidissement est en partie lié au raccourcissement des journées (diminution de l'apport d'énergie solaire, augmentation de la perte de chaleur par rayonnement nocturne). Dans notre cas, durant cette phase, le grand nombre de cycles nyctéméraux indique l'absence d'un manteau neigeux à l'emplacement de la mesure. D'après R. Delaloye (2004, p. 47), durant cette phase, le sol peut subir une perte de chaleur considérable et geler profondément. Nous n'observons pas ce phénomène. L'engel du sol ne se fait, dans notre cas, que pendant la phase nivale. Cette période est caractérisée par une augmentation du nombre d'alternances gel-dégel et du nombre d'engel considérable par rapport à la période estivale. Cette phase dure seulement deux semaines pour T_Puig quelle que soit la profondeur de la sonde et ne peut être mesurée pour T_Perri en raison du manque de données. Sur T_Err, cette phase n'existe pas : la période nivale vient immédiatement après la période estivale.

2.5.4- La période nivale (phase 3)

La principale caractéristique de cette phase est l'augmentation considérable du nombre de jours d'engel quelle que soit la sonde considérée. La présence d'une couche de neige est aléatoire selon les années. Les chutes de neige peuvent avoir lieu plus ou moins tard dans la saison hivernale (figure 3.5). Cette période nivale peut se décomposer en deux phases.

Une première phase (phase 3a) est caractérisée par un manteau neigeux peu épais ou inexistant. Dans ce cas, les variations de température au niveau du sol peuvent être importantes. Cette phase peut survenir immédiatement après la période estivale comme c'est le cas pour T_Err. Cette phase 3a peut être qualifiée de cryonivale car elle est marquée par un grand nombre de jours d'engel ainsi que de nombreuses oscillations autour de zéro. Dans le cas de T_Perri, on note 22 jours d'alternance pour 105 jours de gel en surface. En profondeur,

le nombre de jours de gel permanent augmente, atteignant 135 alors qu'il n'y a plus du tout d'alternance. Une situation quasi similaire s'observe sur T_Puig malgré un nombre de jours de gel permanent qui reste quasi équivalent entre les situations en surface et en profondeur. La seconde année de mesures de T_Err présente au contraire un nombre de jours de gel qui diminue fortement en profondeur. La première année de mesures est caractérisée par un très faible nombre de jours d'alternance en raison de l'épais couvert neigeux déposé tôt en saison. La seconde phase (phase 3b) débute lorsque le manteau neigeux s'épaissit, assurant l'isolation du sol. Ainsi la surface n'enregistre quasiment plus de variation à court terme de la température extérieure (Lambiel, 2006). La température tend à se stabiliser à une valeur négative : il s'agit de la température d'équilibre hivernal ($WEqT = Winter\ Equilibrium\ Temperature$). Mais dans notre cas cette stabilisation se fait à une température à peine négative, voire à 0° .

La période nivale est plutôt longue que ce soit en surface ou en profondeur avec 4,5 mois pour T_Perri, 5 mois pour T_Puig et 5 à 6 mois pour T_Err.

2.5.5- La période de gel printanier (phase 4)

Le manteau neigeux fond irrégulièrement à la surface des éboulis et produit une élévation de la température du sol. Des chutes de neige tardives peuvent encore avoir lieu. Cette période est caractérisée par une augmentation du nombre d'alternances gel-dégel et une diminution du nombre de jours d'engel. La durée de cette période est variable selon le site et la profondeur de la sonde. On compte deux mois pour T_Perri à la surface du sol. Pour T_Puig, il est difficile de donner une durée précise en raison du manque de données : on peut cependant l'estimer à un mois. Les enregistrements de T_Err donnent des valeurs anormales.

Les chronologies séquencées soulignent la fréquence des alternances gel-dégel durant les périodes de gel automnal (phase 2) et de gel printanier (phase 4). Globalement la période nivale est marquée par de nombreuses journées de gel permanent même si c'est moins évident pour T_Err. Le nombre de cycles nyctéméraux décroît de la surface vers la profondeur pour T_Perri et T_Puig. On observe le phénomène contraire pour T_Err. La description et la durée des séquences sont très variables. Mais globalement on note deux phases longues (périodes estivale et nivale), une phase à durée changeante (période de gel printanier) et une phase plutôt courte ou inexistante (période de gel automnal). L'enregistrement de T_Err souligne la grande variabilité quant à la durée et au comportement thermique des séquences selon les années. Les hivers 2005/06 et 2006/07 sont très différents, le premier caractérisé par un enneigement important et tardif limitant les périodes de dégel, le second par l'absence de neige favorisant les alternances gel-dégel (fig. 3.27). « Étroitement dépendante de la constitution et de l'évolution du manteau neigeux », R. Delaloye (2004, p. 47) précise à ce sujet que « la chronologie de la succession des phases 1 à 5 peut varier considérablement dans le temps (d'une année à l'autre) tout comme dans l'espace ».

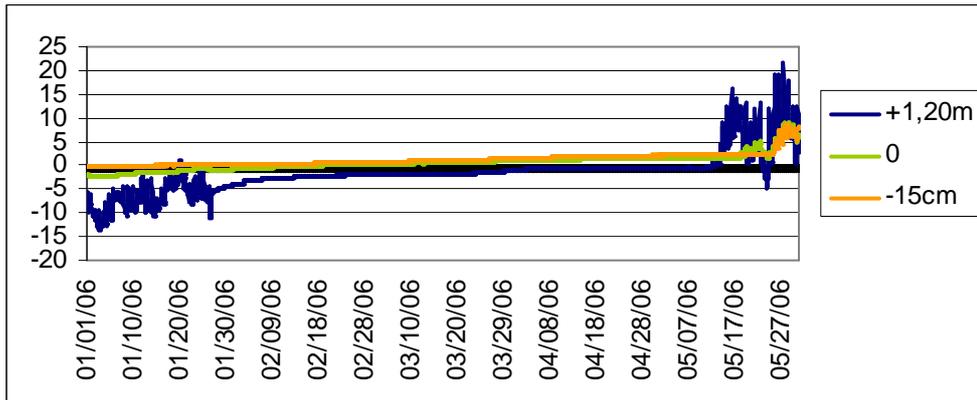


Figure 3.27 – Comportement de la couche de neige du 1^{er} janvier au 30 mai 2006 dans le cirque d'Err.

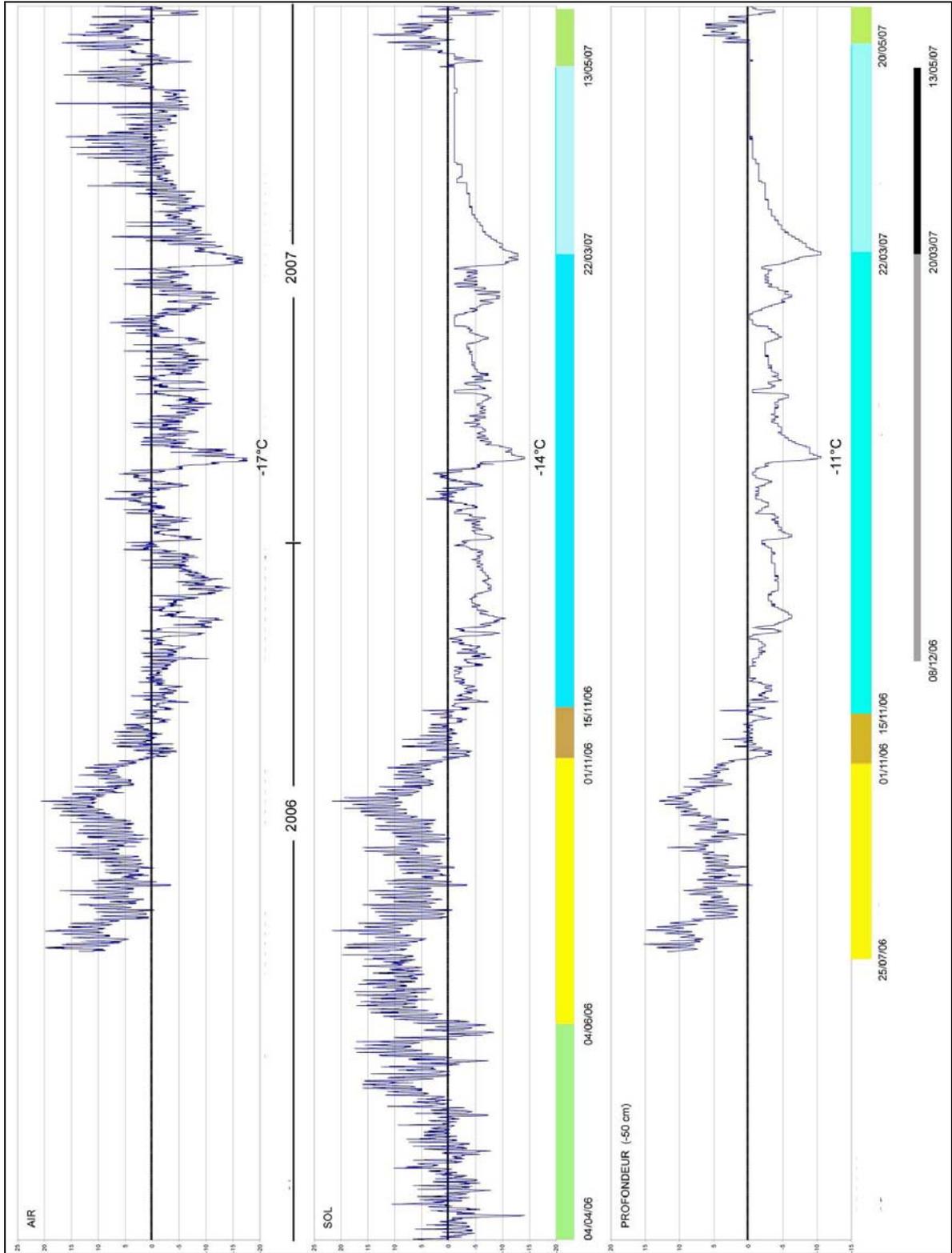


Figure 3.28 – Chronologie séquencée de T_Puig. Les couleurs indiquent les différentes phases du comportement thermique en surface et en profondeur (-50 cm) : vert pour la période de gel printanier, jaune pour la période estivale, marron pour la période de gel automnal, bleu pour la période nivale avec bleu turquoise pour la phase 3a (cryonivale) et bleu ciel pour la phase 3b (nivale s.s.). La bande grise indique la phase pendant laquelle la couche de neige est discontinue et la bande noire, celle où la couche de neige d’une épaisseur moyenne de 1,30 m est continue.

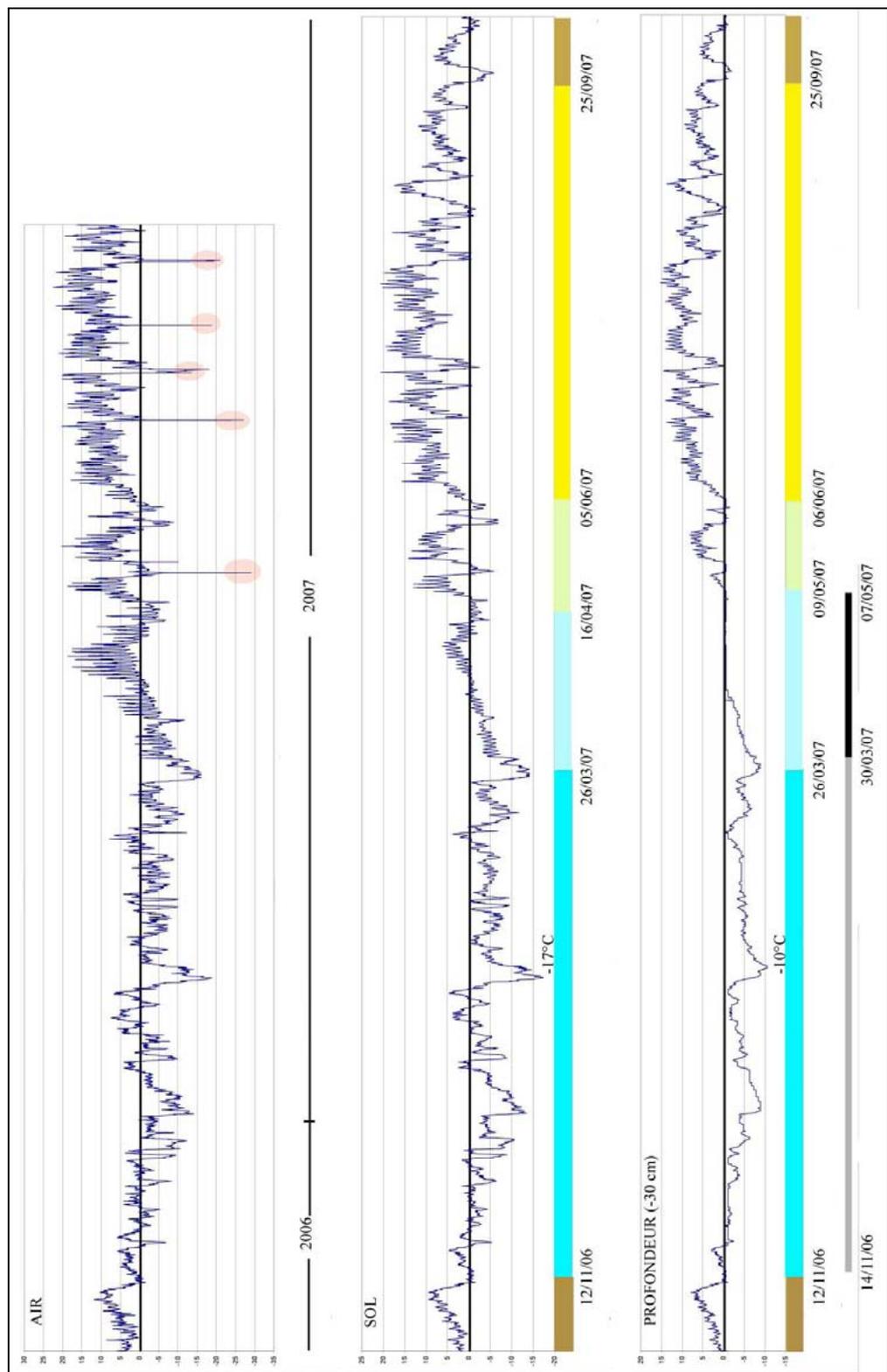


Figure 3.29 – Chronologie séquencée de T_{Peri} . Les couleurs indiquent les différentes phases du comportement thermique en surface et en profondeur (-30 cm) : vert pour la période de gel printanier, jaune pour la période estivale, marron pour la période de gel automnal, bleu pour la période nivale avec bleu turquoise pour la phase 3a (cryonivale) et bleu ciel pour la phase 3b (nivale s.s.). Les tâches rouges signalent les anomalies de la sonde. Ces valeurs extrêmes obtenues sur T_{Peri} ne correspondent pas aux températures relevées par le gardien du refuge des Camporeils. La bande grise indique la phase pendant laquelle la couche de neige est discontinue et la bande noire, celle où la couche de neige est continue.

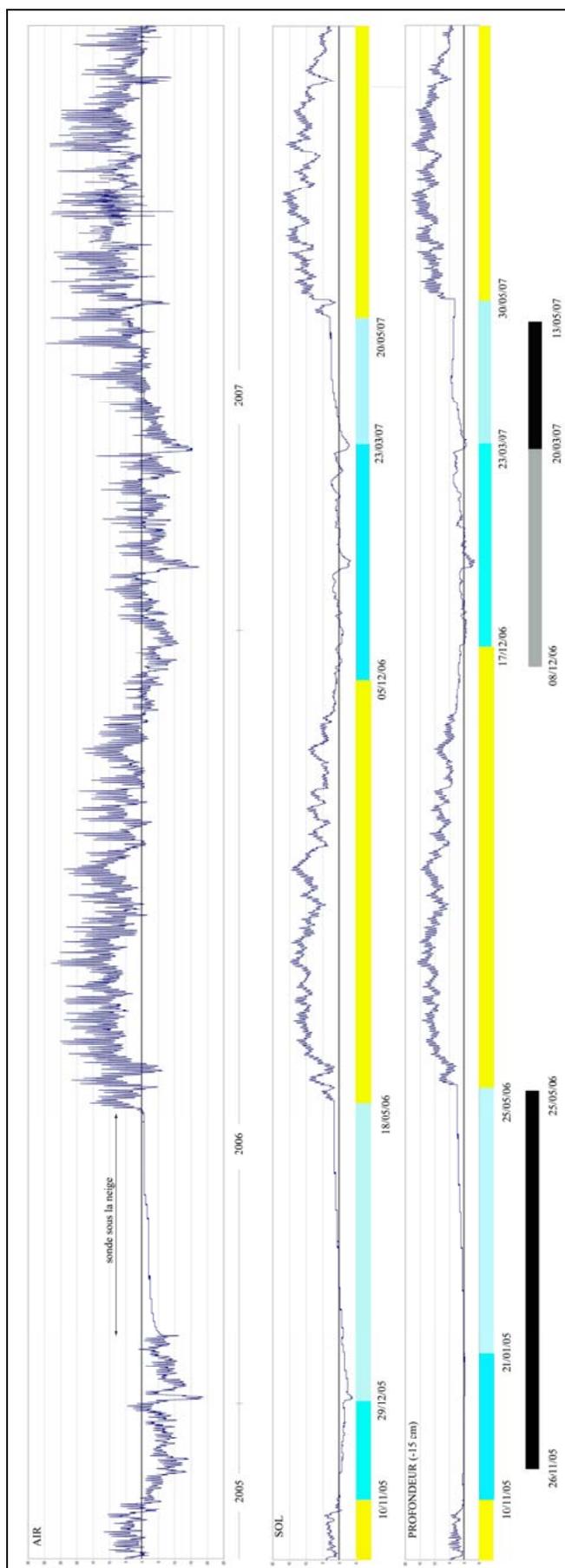


Figure 3.30 – Chronologie séquencée de T_{Err} . Les couleurs indiquent les différentes phases du comportement thermique en surface et en profondeur (-15 cm) : jaune pour la période estivale, bleu pour la période nivale avec bleu turquoise pour la phase 3a (cryonivale) et bleu ciel pour la phase 3b (nivale s.s.). La bande grise indique la phase pendant laquelle la couche de neige est discontinue et la bande noire, celle où la couche de neige est continue.

2.6- Les caractéristiques thermiques liées au gel

La haute montagne est caractérisée par les effets des basses températures sur sa morphogénèse. En effet, les alternances gel/dégel, leur amplitude ainsi que la durée de gel et sa valeur sous le 0°C jouent un rôle considérable dans l'efficacité de processus tels que la gélifraction et la gélifluxion. Il est donc important de mesurer chacun de ces paramètres pour mieux connaître l'ambiance thermique de cette montagne "méditerranéenne". L'analyse systématique des données récoltées par les enregistreurs autonomes a permis de dégager la part des alternances gel/dégel et de gel mensuellement pour chacun des sites retenus et pour chacune des sondes.

Nous avons vu précédemment qu'une grande variabilité interannuelle existe. Elle est essentiellement marquée pendant la saison hivernale et s'explique par la présence et l'épaisseur de la couche de neige. Durant l'hiver 2005/2006, l'enneigement est discontinu du mois de décembre au mois de mars avec des petites chutes de neige (entre 3 et 15 cm). Une couche de neige continue recouvre le sol seulement en fin de saison. Les données de chaque station d'altitude sont analysées à partir de l'examen de la répartition mensuelle des cycles gel-dégel et des phases d'engel et sur la base du calendrier mentionnant les amplitudes des cycles nyctéméraux et la durée du gel.

2.6.1- La grande fréquence des alternances gel/dégel

Quelles que soient la station et la sonde considérées, les cycles nyctéméraux sont globalement plus nombreux durant la période pré-nivale nommée aussi période de gel automnal (octobre et novembre) et durant la période fini-nivale ou période de gel printanier (mai et juin). La figure 3.31 illustre le grand nombre d'alternances durant le printemps sur T_Puig. L'absence de neige durant l'hiver 2006-2007 a favorisé les alternances gel/dégel pendant toute la période froide : on compte cinq alternances gel/dégel en février 2007 sur Err pour une seule en février 2006. Le nombre de ces alternances est important dans l'air et diminue fortement au sol et plus encore en profondeur (tab. 3.11). La station T_Perri connaît le plus grand nombre de cycles (145/an).

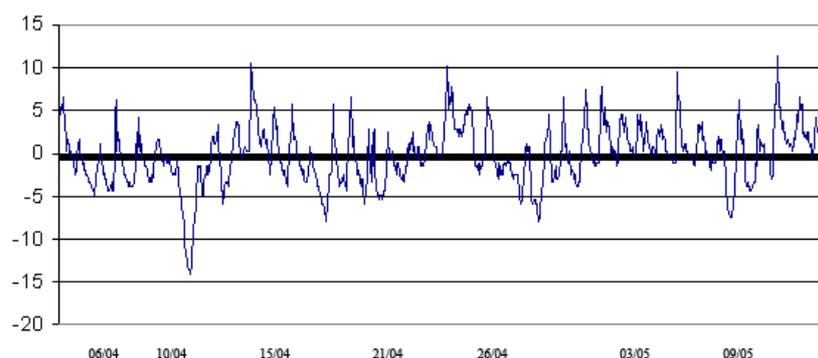


Figure 3.31 – Zoom sur la séquence printanière du 4 avril au 13 mai 2006 sur la station T_Puig.

Tableau 3.11 – Répartition du nombre de jours d'alternances gel/dégel par an pour trois micro-stations d'altitude. Les chiffres entre parenthèses indiquent la profondeur de la sonde.

	Air	Sol	Profondeur
T_Err	96	16	13 (-15 cm)
T_Perri	145	52	18 (-30 cm)
T_Puig	92	59	16 (-50 cm)

2.6.2- La faible pénétration de l'onde de gel

L'onde de gel progresse de la surface vers la profondeur. Au début du gel, l'isotherme 0°C se trouve en surface puis, au fil des heures, elle se déplace en profondeur plus ou moins parallèlement à la surface. L'eau, au-dessus de ce front, se trouve sous forme de glace alors qu'elle reste liquide en dessous. Dans notre situation, les sondes ont été placées à différentes profondeurs selon la station de mesures. La comparaison entre les températures de surface et de profondeur permet d'apprécier un gradient. En admettant une évolution linéaire des températures, on peut alors modéliser la pénétration de l'onde de gel. Pour T_Puig, le gradient thermique du sol mesuré lors d'un coup de froid ponctuel (-14°C en surface et -11°C à -50 cm), permet de situer le front de gel à 2,3 m de profondeur. Sur l'ensemble de la période gelée, du 15/11/06 au 22/03/07, avec une température moyenne de -4,95°C en surface et -3,32°C à -50 cm, la pénétration de l'onde de gel est estimée à 1,48 m. Dans le cas de T_Perri, le front de gel est situé à 0,73 m de profondeur lors d'un coup de froid (-17°C en surface et -10°C à -30 cm). Il n'est pas possible d'apprécier la profondeur de l'onde de gel durant la période gelée car les températures moyennes en surface et à -30 cm sont équivalentes soit -4,9°C. Alors que le nombre de jours de gel diminue en allant en profondeur pour T_Err, le phénomène inverse se produit dans les cas de T_Perri et T_Puig pour lesquels l'onde de gel pénètre plus profondément et durablement (tab. 3.12).

	Air	Sol	Profondeur
T_Err	119	60	16 (-15 cm)
T_Perri	104	132	205 (-30 cm)
T_Puig	173	153	207 (-50 cm)

Tableau 3.12 – Répartition du nombre de jours de gel annuel pour trois micro-stations d'altitude. Les chiffres entre parenthèses indiquent la profondeur de la sonde.

2.6.3- La rigueur des minima

Les températures minimales extrêmes sont basses surtout dans le cas de T_Perri et T_Puig quelle que soit la hauteur de sonde (tab. 3.13). Les températures minimales moyennes mesurées durant la période nivale sont aussi très négatives. La crête du Puigmal connaît cependant des températures plus froides que les autres sites. Le potentiel de gélification est donc fort dans les trois cas mais surtout sur T_Perri et T_Puig puisque les températures minimales moyennes au sol sont largement au-dessous du 0°C (-11,09°C pour T_Perri et -9,76°C pour T_Puig).

Tableau 3.13 – Températures minimales moyennes mesurées durant la période nivale (novembre-avril) sur trois sites d'altitude. * mesuré sur 2 saisons nivales. ** mesuré sur 1 saison.

	T_Err*		T_Perri**		T_Puig**	
	T°C min absolue	T°C min moy	T°C min absolue	T°C min moy	T°C min absolue	T°C min moy
Air	-17,36	-9,74	-29,09	-13,16	-18,0	-18,61
Sol	-3,37	-1,13	-17,36	-11,09	-14,1	-9,76
Profondeur	-3,37	0,38	-10,56	-7,14	-11	-7,17

2.6.4- Durée de gel profond

En profondeur, la durée de gel hivernal est longue dans le cas de T_Perri et T_Puig avec cinq mois de gel de décembre à avril (tab. 3.14). Etant donné que l'efficacité de la gélifraction dépend plus de la durée du gel en dessous de -5°C que du nombre de cycles

(Francou, 1988), nous présentons les périodes pendant lesquelles le seuil des -5°C est franchi et que nous nommerons gel continu (fig. 3.32).

Tableau 3.14 – Durée de gel profond durant la phase hivernale pour les trois stations.

		Nov 06	Déc 06	Jan 07	Fév 07	Mars 07	Avr 07	Mai 07	Total de la saison cryonivale 2006/2007
T_Per (-30 cm)	Nombre de jours de gel	19	31	31	28	31	30	12	182
T_Puig (-50 cm)	Nombre de jours de gel	18	31	31	28	31	30	21	190
T_Err (-15 cm)	Nombre de jours de gel	0	9	4	0	3	0	0	16

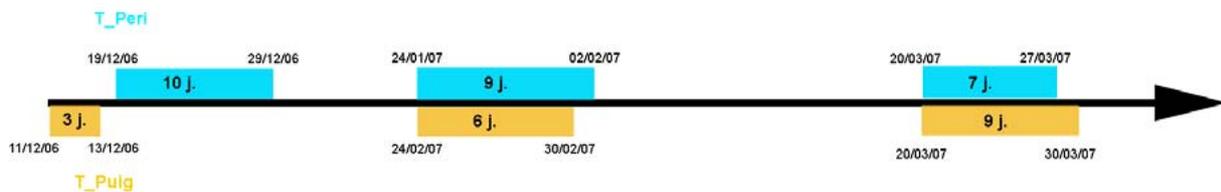


Figure 3.32 – Durée du gel profond (-30 et -50 cm) continu, inférieur à -5°C pour les micro-stations T_Puig (en jaune) et T_Per (en bleu).

Trois périodes de gel continu se sont produites durant l'hiver 2006/2007. La première séquence a lieu en décembre 2006 et se trouve décalée entre les deux stations. D'abord T_Puig connaît 3 jours de gel inférieur à -5°C , puis T_Peric avec 10 journées oscillant entre -6.31 et -8.91°C . Fin janvier, on observe une phase de gel continu avec 9 jours pour T_Peric et seulement 6 jours pour T_Puig. La dernière période se produit à la fin du mois de mars. Durant ces phases de gel, les températures maximales varient entre -5 et -9°C .

Les valeurs enregistrées pour T_Err contrastent énormément avec les deux autres stations. Deux explications possibles à cela : soit le phénomène est lié à un dysfonctionnement de l'appareil de mesures, soit à un effet de site sur lequel la neige est plus précoce et plus régulière au cours de la saison nivale.

2.6.5- L'amplitude modérée des alternances gel-dégel

Les amplitudes thermiques calculées sur les journées à alternances gel-dégel à la surface de la roche donnent des résultats très faibles. On obtient une amplitude moyenne de $4,8^{\circ}\text{C}$ pour T_Puig, $4,0^{\circ}\text{C}$ pour T_Per et $0,8^{\circ}\text{C}$ pour T_Err. Les températures minimales associées aux plus fortes amplitudes ne sont pas vraiment basses. Pour T_Puig, l'amplitude maximale de $11,5^{\circ}\text{C}$ est associée à une température minimale de $-9,46^{\circ}\text{C}$. Dans le cas de T_Per, l'amplitude maximale de $9,55^{\circ}\text{C}$ correspond à une température minimale de $-8,38^{\circ}\text{C}$. Pour T_Err, les chiffres sont même surprenants avec une amplitude maximale de $2,26^{\circ}\text{C}$ et une température minimale de $-1,97^{\circ}\text{C}$. Les valeurs obtenues pour T_Err restent cependant problématiques et suspectes. En profondeur, les amplitudes thermiques obtenues sont encore plus faibles. Sur T_Puig, l'amplitude maximale est de 8°C pour une température minimale de -1°C . Sur T_Per, l'amplitude est de $5,18^{\circ}\text{C}$ pour un minimum de $-0,61^{\circ}\text{C}$, soit très proche de

zéro. Enfin, sur T_Err, l'amplitude de 2,73°C est associée à une température minimale de -2,44°C.

En surface, les phases d'alternance sont tout de même nombreuses aux périodes pré et fini-nivales. Dans le cas de T_Per, les amplitudes peuvent dépasser les 10°C mais sont souvent associées à des températures faiblement négatives. On trouve cependant des amplitudes de 9,55°C pour des minimales de -8,38°C. Parfois même, plusieurs alternances ont lieu dans la même journée ou régulièrement pendant plusieurs jours consécutifs. Deux périodes sont analysées :

► La journée du 04/11/06 (fig. 3.33) : la température oscille trois fois autour de 0°C ce jour-là. Cette alternance peut avoir plusieurs causes : le passage d'une masse d'air chaud pour la remontée de température à 3h35 par exemple, le réchauffement de type solaire à 13h35 et le passage de nuages ou des coups de vent entre 15h35 et 17h35 qui pourraient expliquer les baisses successives de la température. Les amplitudes sont très faibles : 0,4°C pour la masse d'air chaud et 1,3°C pour l'insolation.

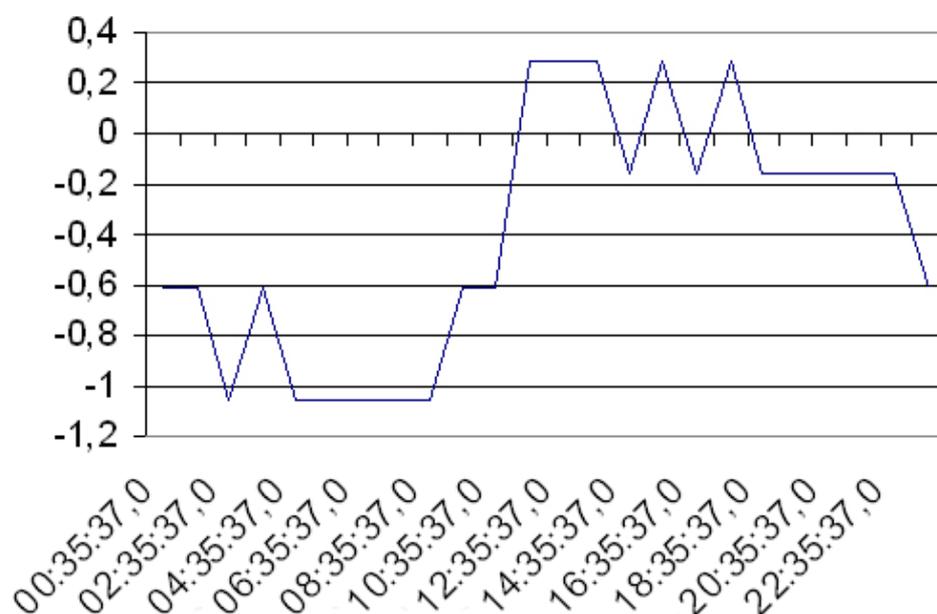


Figure 3.33 – Zoom sur la journée du 4 novembre 2006 avec trois alternances gel-dégel. L'axe des ordonnées représente la température.

► La séquence du 27/04/07 au 01/05/07 (fig. 3.34) : durant cette phase printanière, la température descend journalièrement sous 0°C au petit matin entre 5 et 8h. Les amplitudes sont fortes (6,08°C le 30/04/07) avec des minima plus bas (-4,82°C le 01/05/07).

Ces deux exemples présentent des cycles gel-dégel à amplitude faible mais se succédant dans un temps court, ce qui a pour effet de fatiguer la roche. Mais ces périodes brèves, à amplitudes faibles et à température minimale relativement proche de 0°C ne suffisent certainement pas à rendre la gélifraction véritablement efficace.

Dans ce contexte de cirque, la durée de la période de gel est importante et, à -30 cm, le sol passe cinq mois, du mois de décembre 2006 au mois d'avril 2007 sans le moindre dégel. L'onde de gel pénètre à 50 cm de profondeur. En surface, les séquences sans dégel sont plus courtes mais varient tout de même de 2 à 40 jours consécutifs avec une température minimale atteignant -17,36°C le 24/01/07.

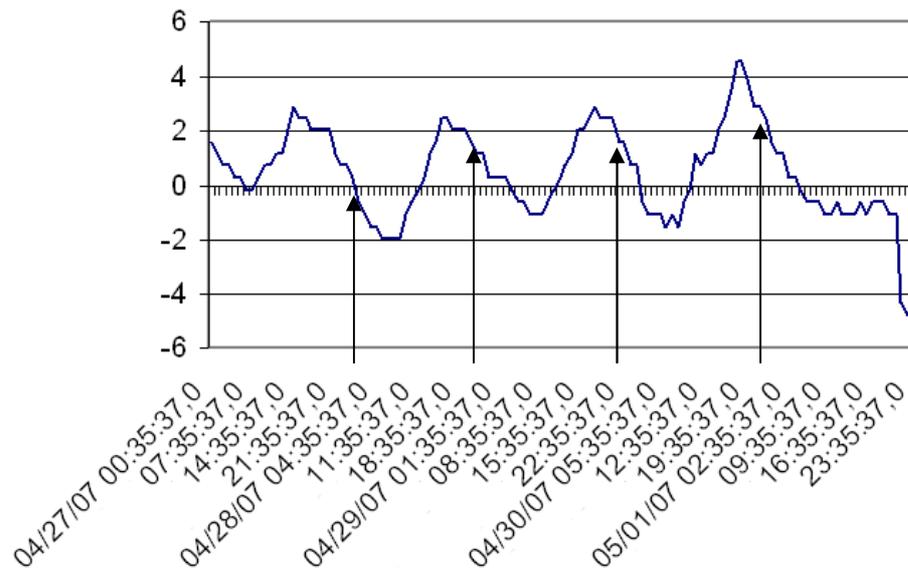


Figure 3.34 – Zoom sur la période du 27 avril au 1^{er} mai 2007. L'axe des ordonnées représente la température. Les flèches noires indiquent 0 heure.

Sur T_Puig, les observations sont similaires. Deux séquences sont analysées :

► La période du 01/11/06 au 11/11/06 présente une série d'alternances journalières avec des amplitudes comprises entre 3,47 et 10,6°C (fig. 3.35). Les températures descendent peu sous le 0°C (-4,33°C maximum). Toutefois, plusieurs alternances peuvent avoir lieu dans la même journée sans toutefois marquer une grande amplitude.

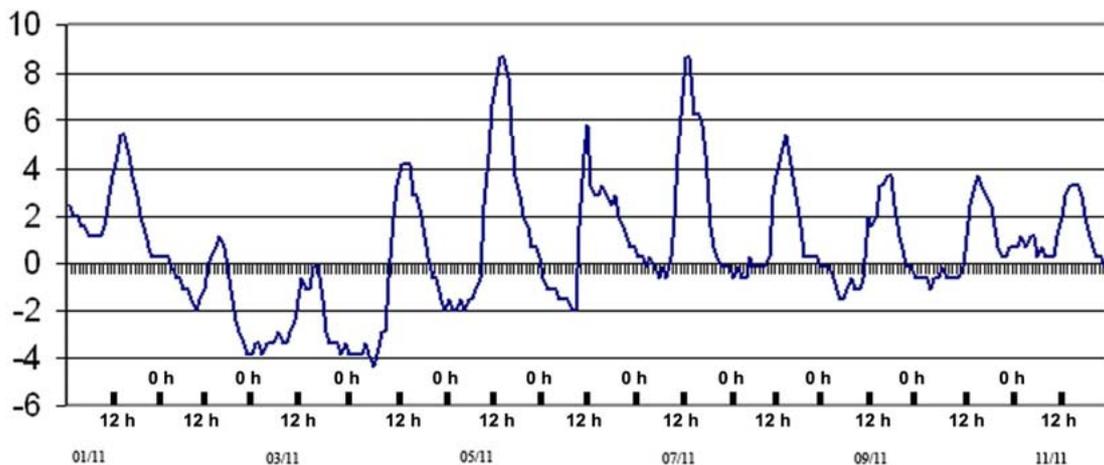


Figure 3.35 – Zoom sur une phase automnale à alternances gel-dégel du 1^{er} au 11 novembre 2006. L'axe des ordonnées représente la température.

Les journées des 7 et 8 novembre 2006 en sont un exemple (fig. 3.36). Les températures minimales s'observent au petit matin, avant le lever du soleil. Deux anomalies sont détectées : l'une à 3h le 7 novembre, la seconde à la même heure le 8 novembre. Cette

légère hausse de la température ($< 1^{\circ}\text{C}$) peut s'expliquer par le passage d'une perturbation et son secteur chaud sur la crête du Puigmal, à moins qu'il ne s'agisse tout simplement d'un artefact de l'appareil.

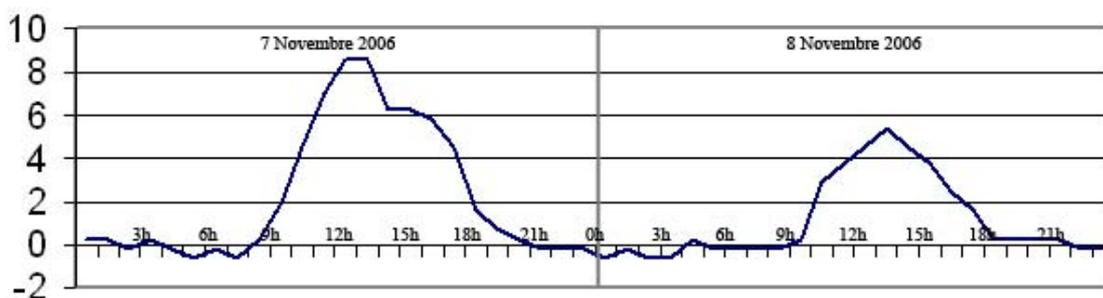


Figure 3.36 – Zoom sur deux journées de la phase automnale, les 7 et 8 novembre 2006. L'axe des ordonnées représente la température.

► La période du 12/01/07 au 16/01/07 présente aussi des amplitudes faibles avec des températures négatives supérieures à $-4,5^{\circ}\text{C}$ (fig. 3.37). Durant la journée du 13 janvier, un léger réchauffement à 2h30, suivi d'une deuxième à 4h30 pourrait relever de problèmes instrumentaux.

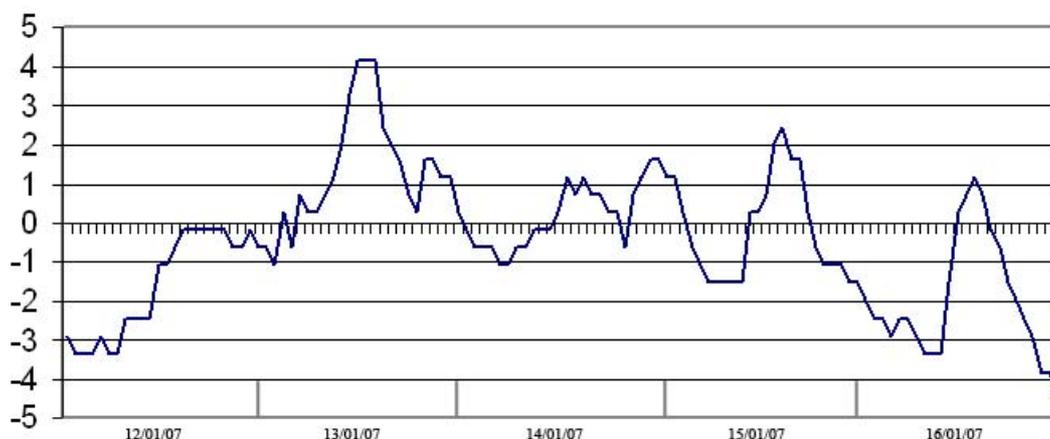


Figure 3.37 – Zoom sur la phase hivernale du 12 au 16 janvier 2007. L'axe des ordonnées représente la température.

Par contre, le troisième en fin de journée, de 19h30 à 20h30, plus marqué, s'explique par le passage de secteurs chauds (fig. 3.38). Le même phénomène se produit pendant la journée du 14 janvier avec un pic à 23h (fig. 3.39).

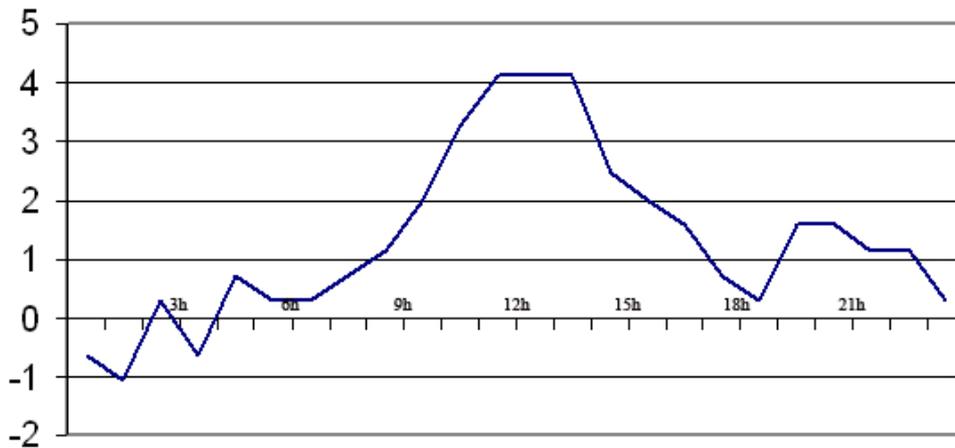


Figure 3.38 – Zoom sur la journée du 13 janvier 2007. L'axe des ordonnées représente la température.

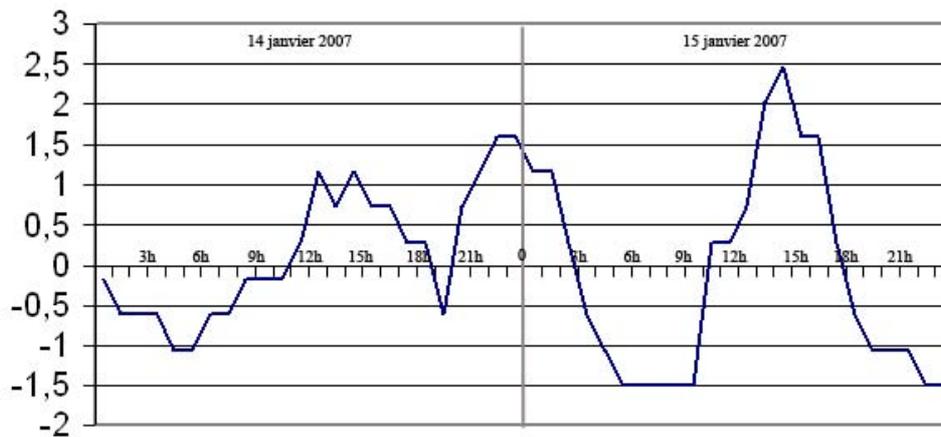


Figure 3.39 – Zoom sur les journées des 14 et 15 janvier 2007. L'axe des ordonnées représente la température.

2.7- Un pergélisol oriento-pyrénéen ?

Le pergélisol est étudié depuis une vingtaine d'années dans les Alpes du Sud (Evin et Fabre, 1990 ; Bodin, 2007), dans les Alpes suisses (Haerberli, 1983 ; Gardaz, 1997 ; Delaloye, 2004 ; Lambiel, 2006) et dans les Pyrénées (Serrano *et al.*, 2001). Ces recherches ont permis de situer la limite inférieure de la présence discontinue de pergélisol vers 2 200-2 500 m en versant nord et vers 2 600-3 000 m en versant sud dans les Alpes suisses (Delaloye et Morand, 1998 ; Lambiel et Reynard, 2001). Dans les Pyrénées centrales (massif des Posets), cette limite est décalée d'environ 200 à 300 m vers le haut, à 2 700 m en versant nord (Serrano *et al.*, 2001). Nos sites d'étude équipés de *data loggers* étant localisés entre 2 530 et 2 660 m en versant nord, nous avons voulu vérifier si la haute montagne oriento-pyrénéenne pouvait abriter ou non du pergélisol dans ses éboulis. Pour cela, nous avons

vérifié si les indicateurs de pergélisol (MAGST et WEqT) identifiés par M. Hoelze et R. Delaloye étaient présents dans les secteurs étudiés.

2.7.1- Définition

En 1947, S.W. Muller définissait le pergélisol (*permafrost* pour les Anglais et *merzlota* pour les Russes) comme la portion de sol dont la température reste égale ou inférieure à 0°C pendant au minimum deux années consécutives. R. Delaloye (2004) en donne une définition un peu nuancée : matériel de subsurface dont la température ne remonte jamais au-dessus de 0°C pendant une année au moins. Quatre facteurs contrôlent la présence de pergélisol : la MAAT, le rayonnement solaire, la couche active ainsi que la durée et l'épaisseur de la neige. Dans le cas particulier des éboulis, il faut rajouter l'effet des avalanches et la variabilité interannuelle de leur activité (Lambiel, 2006). De plus, la couche active est alors constituée de blocs de tailles variables et d'une proportion importante de vides. Les travaux de O. Humlum (1997) soulignent le rôle de la couverture de blocs qui favorise le refroidissement du sol lorsque le manteau neigeux est peu épais car elle permet un contact direct entre l'atmosphère et la surface du sol. En définitive, il semble que les deux principaux facteurs contrôlant le régime thermique du pergélisol soient le rayonnement solaire et la couverture neigeuse, en particulier sa durée et son épaisseur (Hoelze *et al.*, 2001 ; Mittaz *et al.*, 2000 ; 2002).

2.7.2- Les indicateurs du pergélisol

L'utilisation de données continues de températures permet de mettre en évidence quelques paramètres en lien avec le régime thermique du sous-sol : la température annuelle moyenne de la surface du sol (MAGST), la température mensuelle moyenne et la température d'équilibre hivernal (WEqT = *Winter Equilibrium Temperature*). Ce dernier paramètre correspond à la température du sol en deuxième partie d'hiver, lorsqu'elle ne varie plus significativement. On peut alors apprécier la somme de degrés-jours négatifs qui permet d'obtenir le FrezInd (*Freezing indice*) ou indice de gel ainsi que le début, la fin et la durée du *zero curtain* de printemps. Concrètement, la mesure de la température du sol ne permet que très rarement de prouver directement l'existence du pergélisol. En effet, en fonction des conditions de formation du manteau neigeux, la MAGST peut varier de plus de 2°C d'une année à l'autre (Hoelze *et al.*, 2003 ; Delaloye et Monbaron, 2003 ; Delaloye, 2004). C. Lambiel présente des valeurs allant de -0,45° à +5,4°C selon les capteurs. Il est donc délicat d'utiliser cette variable pour déceler la présence de pergélisol. La température instantanée durant la seconde période de l'hiver ne peut pas non plus prédire la présence ou l'absence de pergélisol. R. Delaloye (2004) souligne que seul un monitoring sur plusieurs années ainsi que l'analyse qualitative des courbes de températures mesurées en continu permet de se prononcer sur la probabilité d'existence d'un pergélisol. Toutefois, deux situations thermiques peuvent rendre compte de la situation du sous-sol (Delaloye, 2004). Des températures de 0°C tout au long de l'hiver marquent l'absence de pergélisol alors qu'une période prolongée (2-3 mois) de températures stables inférieures à -2/-3°C est le signe probable qu'un pergélisol existe en profondeur. L'interprétation à partir de ces seuls indicateurs ne semble pas vraiment sûre. La confrontation avec d'autres méthodes de type géoélectrique est indispensable.

2.7.3- Existe-t-il un pergélisol dans les éboulis des Pyrénées orientales ?

Le pergélisol a été récemment étudié dans les Pyrénées centrales, dans le massif des Posets, au-dessus de 3 000 m d'altitude (Lugon *et al.*, 2004), mais n'a fait l'objet d'aucune recherche dans les Pyrénées orientales. Nous n'avons pas la prétention de faire ici une étude détaillée sur le pergélisol oriento-pyrénéen mais seulement d'utiliser les données continues de températures pour tenter d'identifier des indices de sa présence ou de son absence, même si on a vu précédemment que le paramètre MAGST n'est pas une garantie suffisante. Mais l'analyse du régime thermique du sol est un moyen à ne pas négliger avant de se lancer dans des méthodes géoélectriques contraignantes.

À partir des données thermiques obtenues sur les deux stations "micro" climatiques situées sur des éboulis, nous avons calculé la MAGST (tab. 3.15) ainsi que la température mensuelle moyenne à la surface du sol (tab. 3.16).

Tableau 3.15 – Température annuelle moyenne à la surface du sol (MAGST) dans le cas de trois stations microclimatiques.

Stations	Périodes	MAGST (°C)
T_Err	Octobre 05-septembre 06	3,4
P_Puig	Octobre 06-septembre 07	4,7
T_Perri	Octobre 06- septembre 07	1,6

La MAGST est toujours supérieure à 0°C quel que soit le site. Elle varie même d'une année à l'autre : 1,3°C entre 2005-2006 et 2006-2007 pour T_Err. Cette variation peut être le fait de l'épaisseur de la couche neigeuse mais aussi de la redistribution de la neige par le vent (et les avalanches) en lien avec la microtopographie. L'interprétation de la MAGST prédit l'absence de pergélisol sur les sites étudiés. Mais nous devons rester prudents quant à ce résultat car les données ont été obtenues sur un temps limité (deux ans maximum).

Tableau 3.16 – Températures mensuelles moyennes à la surface du sol en °C.

	T_Err			T_Perri	
	2005	2006	2007	2006	2007
Janvier		-1,5	0,3		-3,7
Février		-0,1	0,5		-4,4
Mars		0,7	0,1		-5,7
Avril		1,4	1,5		-0,2
Mai		2,9	3,1		2,7
Juin		8,8	9,5		7,6
Juillet		10,8	11,8		10,5
Août		8,7	11		8,2
Septembre		8	9,3		4,8
Octobre	2,6	5,9		4,5	2,8
Novembre	0,4	3,1		-0,4	
Décembre	-1,4	0,1		-5,1	

L'analyse des températures mensuelles moyennes au niveau du sol nuance l'affirmation précédente, du moins pour T_Perri. Sur T_Err, l'absence de pergélisol est quasi certaine car les températures hivernales moyennes sont toujours supérieures à -1,5°C. Par contre, T_Perri présente des hivers plus rigoureux. Durant cinq mois, la température mensuelle moyenne est inférieure à -3°C ce qui peut indiquer la présence de pergélisol. Mais R. Delaloye (2004) estime que l'interprétation qualitative des données prime sur une approche purement quantitative. Pour cette raison, les chronologies séquencées sont interprétées en référence aux travaux de l'auteur de manière à préciser cette affirmation. Nous avons montré

dans le paragraphe 2.5 que la phase 4b correspondant à la période d'équilibrage thermique hivernal était présente sur nos sites d'étude : en mars-avril 2007 pour T_Puig et en janvier-avril 2006 ainsi qu'en avril 2007 pour T_Err. Par contre, dans notre cas, cette stabilisation se fait toujours autour et plutôt au-dessus de 0°C.

L'analyse de ces données continues de températures semble indiquer une absence de pergélisol certaine sur T_Err et T_Puig et probable sur T_Peri. Mais le caractère localisé de ces observations ne permet pas une généralisation à l'ensemble de la zone d'étude. En effet, la présence de formes caractéristiques liées au pergélisol telles qu'éboulis fluants et glaciers rocheux mériteraient de plus amples investigations. Sur le massif du Carlit, au-dessus de 2 600 m en versant nord, on observe des glaciers rocheux subactifs qui pourraient éventuellement contenir du pergélisol résiduel (Delmas, 2005). Seules les méthodes géoélectriques seraient en mesure de confirmer ces suppositions. Mais cela dépasse le cadre de notre problématique générale.

2.8- Ce climat d'altitude est-il réellement morphogène ?

La production de débris à l'origine des éboulis semble le fait de la gélifraction, mais aussi de la gélidisjonction exploitant les fentes de détente, et de l'hydratation dans les schistes ferrugineux ou pyriteux par exemple. L'efficacité de la gélifraction dépend de paramètres en lien avec la qualité des roches mais aussi avec les caractéristiques du gel. La confrontation de ces facteurs et des analyses des régimes thermiques du sol obtenues à partir des micro-stations d'altitude, permet d'évaluer dans quelle mesure la gélifraction ou la simple gélidisjonction par exploitation des fissures préexistantes participent à l'alimentation des éboulis en gélifractions.

2.8.1- Facteurs d'efficacité de la gélifraction

Dans les milieux périglaciaires, la désagrégation mécanique des roches sous l'effet de l'action du froid est fréquemment évoquée pour expliquer la production d'éboulis. Dans le détail, la gélifraction (ou cryoclastie) est complexe et a fait l'objet de nombreux travaux en laboratoire (Lautridou, 1988) mais aussi de mesures sur le terrain (Francou, 1988 ; Delannoy et Rovera, 1996 ; André, 1997 ; Hall, 1998 ; Hall et André, 2001 ; Matsuoka, 1990; 2001 ; Murton *et al.*, 2001). La macrogélivation (Tricart, 1977) ou gélidisjonction (Lautridou, 1988) se produit lorsque le gel de l'eau contenue dans les joints de la roche, à une température inférieure à 0°C, entraîne un délogement de gros éléments de forme déterminée par la fissuration existante. La microgélivation est le résultat de la fragmentation de la roche provoquée par la croissance de lentilles de glace de ségrégation.

L'efficacité de la gélifraction tient à plusieurs paramètres qui se combinent parfois pour augmenter leurs effets. Les propriétés lithologiques des roches (forme, taille, porosité, fissuration, microfissuration, résistance mécanique) déterminent la sensibilité de la roche au gel. La gélifraction sera d'autant plus efficace que la roche se trouve dans un état proche de la saturation en eau (Whalley, 1974 ; Letavernier et Ozouf, 1987 ; Lautridou, 1988 ; Matsuoka, 1990). La couverture neigeuse, le degré d'humectation du sol ainsi que la végétation influencent le phénomène. À cela, viennent s'ajouter les caractéristiques liées au facteur gel. Ainsi, selon les auteurs, trois paramètres thermiques favorisent la fragmentation des roches : la durée du gel, la vitesse d'engel et la fréquence des cycles gel/dégel. B. Francou (1988) estime que la durée du gel en dessous de -5°C est plus efficace que le nombre de cycles. Dans les parois jurassiennes, A. Pancza (1979) souligne l'importance des grands froids durables

tout en ne négligeant pas la présence indispensable de l'eau. En effet, le gel est sans effet sur les échantillons secs. La vitesse de gel rapide favorise les processus de rupture en condition très humide (Pancza, 1979 ; Hallet *et al.*, 1991 ; Douglas *et al.*, 1991). Mais ces facteurs ne sont pas les seuls à participer à la gélifraction. On peut noter également la fatigue mécanique, le gonflement à l'hydratation, la fracturation hydraulique et l'histoire géologique de l'affleurement (Van Vliet-Lanoë, 2005). Par exemple, les variations de la température estivale peuvent être à l'origine d'une microfissuration par thermoclastie, préparant ainsi à la fragmentation de la roche. « La gélifraction est un processus azonal de désagrégation exacerbé par la fréquence et l'intensité du gel » (Van Vliet-Lanoë, 2005, p. 263).

2.8.2- Un climat d'altitude favorable à la gélifraction...

Dans le cadre de sa thèse, G. Soutadé (1980) a fait réaliser des expériences de gélifraction par le laboratoire du centre de géomorphologie du CNRS de Caen. Vingt échantillons de pélites, schistes et micaschistes cambro-ordovidiens du massif du Puigmal ont été analysés. Ils proviennent des sites de la Serre de Gorra blanc, la Carole, le Pla de Gorra blanc, la Culasse et le Bois d'Eyne. Le protocole mis en place était le suivant : gel jusqu'à -8°C et un cycle gel-dégel par jour. Les résultats obtenus montrent des taux de gélivité modeste avec des taux de porosité majoritaire faible (tab. 3.17). Le seul échantillon qui présente une gélifraction véritablement efficace avec un taux de porosité de 4,6 % est celui du Bois d'Eyne. Les micaschistes de la vallée d'Eyne semblent donc plutôt favorables à la cryoclastie.

Tableau 3.17 – Résultats de l'expérience de cryoclastie réalisée par le Centre de géomorphologie du CNRS de Caen sur 20 échantillons.

Taux de porosité (%)	Nombre d'échantillon
> 4	1
[3-4[2
[2-3[2
[1,5-2[7
< 2	8

Il n'existe pas de données similaires pour les gneiss et les calcaires de notre zone d'étude. Nous pouvons néanmoins établir une échelle relative de gélivité des roches les plus fréquemment rencontrées : de la moins gélive pour les gneiss massifs, puis les calcaires et enfin les schistes pour les plus gélifs. Ainsi, nous souhaitons mettre en évidence l'efficacité de la gélifraction dans les conditions climatiques actuelles de la haute montagne oriento-pyrénéenne pour alimenter les talus d'éboulis en gélifractions.

L'analyse des caractéristiques thermiques liées au gel a souligné les facteurs favorables à la gélifraction : un nombre important de cycles gel-dégel (§ 2.6.1), une durée importante du gel dans le sol (§ 2.6.4), un régime nival propice à la cryoclastie avec un manteau neigeux rarement continu et épais, et la fréquence des redoux au cours de la saison nivale (1.3.2.2). D'autres facteurs semblent plutôt défavorables ou du moins de peu d'efficacité : une faible pénétration de l'onde de gel (§ 2.6.2), des minima peu rigoureux (§ 2.6.3,) et des amplitudes de cycles de gel modérées (§ 2.6.5). Si on compare ces résultats avec les critères d'efficacité du gel, il en ressort que l'action du gel semble plutôt importante dans le massif schisteux du Puigmal et du Péric au-dessus de 2 600 m d'altitude. La présence de grands volumes de gélifractions au pied des chicots rocheux et des vires témoigne de cette activité cryergique. Ces matériaux apportés au talus par d'autres processus contribuent à son fonctionnement. Ils peuvent d'ailleurs subir une gélifraction « secondaire » dans le cas de

lithologies très fissurées par la tectonique et lorsque la fonte de la neige maintient une teneur en eau élevée dans les débris (Berrisford, 1991), ce qui est le cas sur les talus étudiés.

2.8.3- ... et propice à la gélifluxion *lato sensu*

La gélifluxion est définie comme un déplacement lent de formations détritiques meubles sur une pente sous l'effet des cycles gel-dégel, sans zone de rupture (Bertran et Coutard, 2004). Dans les milieux à gel saisonnier, la solifluxion se produit surtout aux périodes pré et fini-nivales. Les déplacements sont associés à deux types de processus : une première composante « cryoreptation » qui assure le soulèvement orthogonalement à la pente et une composante « gélifluxion » liée à la lubrification par les eaux de fonte qui assure le déplacement vers l'aval (Van Vliet Lanoe, 2005, p. 252). L'efficacité de la cryoreptation dépend d'une part de la texture du sol et de sa gélivité, c'est-à-dire de sa capacité à favoriser la ségrégation de glace et à gonfler (Coutard *et al.*, 1988 ; Coutard, 1997 ; Harris *et al.*, 1993) et d'autre part de la présence d'une nappe d'eau pour assurer une alimentation continue pendant la cristallisation de la glace. Ainsi les versants à sols silteux, à granulométries fines sur pergélisol sont les plus propices. Dans notre cas, le nombre élevé de cycles nyctéméraux aux périodes de gel et de dégel est particulièrement favorable à la cryoreptation surtout dans les éboulis schisteux. Il en résulte des déplacements de matériaux que nous avons mesurés. Les résultats sont présentés dans le chapitre 4. On peut déjà avancer que ce climat subméditerranéen montagnard est plutôt morphogène.

L'ambiance climatique a été traitée à travers deux approches spatio-temporelles : le climat à l'échelle du secteur d'étude et à partir de chronologies longues (20 à 50 ans), et les climats à l'échelle des sites témoins et sur des pas de temps courts (moins de deux ans).

Le climat des hauts bassins, marqué par un régime thermique complexe, connaît une grande variabilité des températures en partie due à leur situation par rapport à la Méditerranée. Dans cette montagne méditerranéenne, l'isotherme 0°C est située à des altitudes différentes selon les massifs considérés : 2 700 m en Capcir et 3 000 m en Cerdagne. Les précipitations, largement étudiées par J.P Vigneau, présentent de grands contrastes intermensuels et interannuels dus au régime climatique méditerranéen. Depuis 50 ans, la tendance des températures est plutôt à la hausse même si une variabilité régionale existe : les températures annuelles moyennes augmentent de quasiment 2°C à Valcebollère, stagnent à Formiguères et diminuent d'environ 1,5°C à Mont-Louis. Les précipitations ne présentent pas de tendance claire.

En haute montagne, les données microclimatiques enregistrées en continu ont permis de mettre en évidence l'ambiance climatique ainsi que l'effet du gel sur la morphogénèse. Globalement, ce climat d'altitude est caractérisé par un grand nombre de cycles gel-dégel aux amplitudes modérées, un gel du sol de longue durée mais pénétrant faiblement en profondeur et des températures minimales moyennes froides. Le régime nival est caractérisé par un manteau neigeux rarement continu et épais et une fréquence des redoux, favorisant la production d'eau de fonte. L'interprétation des températures à la surface du sol (MAGST) indique une absence probable de pergélisol dans ce secteur des Pyrénées. Mais cette affirmation reste à confirmer surtout pour le site du Péric. À la lumière des paramètres pris en compte dans cette analyse climatique, il semble que ce climat soit assez favorable à la gélifraction. Cette affirmation contraste avec les conclusions du chapitre 2 où l'analyse biogéographique proposait une certaine tendance à l'atonie et à la stabilisation. En réalité, le climat d'altitude aurait un effet morphogène sur les paysages de cette haute montagne, ce qui sera confirmé dans le chapitre 4.

Chapitre 4

-

La dynamique saisonnière des talus d'éboulis

Approche quantitative et systémique

- méthodes et résultats -

Ce chapitre ne traite que d'une partie seulement du géosystème d'ébouilisation, les talus d'éboulis, alors que le chapitre 5 propose une approche plus globale de son fonctionnement. Il présente à la fois les méthodes utilisées pour étudier la mobilité des débris sur les éboulis et les résultats obtenus. Il constitue le cœur du travail de thèse. L'étude des dynamiques de surface et de sub-surface permet de mieux comprendre leur fonctionnement actuel dans les différents contextes morphologiques de la zone étudiée : éboulis surmontés par une paroi continue ou découpée, versants en voie de régularisation ou totalement régularisés. Ces éboulis, présumés subactifs par G. Soutadé (1980), font l'objet de mesures quantitatives afin de vérifier leur degré d'activité.

*La plupart des méthodes utilisées ont été mises au point par d'autres auteurs sur des sites alpins ou dans d'autres régions mais jamais expérimentées dans les Pyrénées. L'étude combine un suivi du transit des matériaux en surface et dans la tranche superficielle des talus. Il s'agit d'apprécier le déplacement des débris dans les trois zones de l'éboulis (proximale, médiane et distale) et de comprendre les modalités de ce mouvement. Une méthode originale est présentée. Il s'agit de l'utilisation des racines d'une plante lithophile, *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meisn. comme outil de mesure des déplacements de sub-surface.*

Les résultats, présentés par site, de manière analytique, exposent les caractéristiques morphologiques et morphodynamiques de chaque éboulis étudié à la lumière des 20 080 mesures réalisées durant les trois années de suivi. Les valeurs obtenues par talus sont confrontées pour établir une comparaison entre les différentes formations superficielles et comprendre les variations spatio-temporelles des déplacements. La mise en perspective des vitesses de déplacement avec d'autres travaux obtenus dans des contextes géographiques et climatiques différents est un moyen d'évaluer le degré d'activité des talus d'éboulis des Pyrénées orientales dans un ensemble de versants d'ébouilisation en contexte périglaciaire.

La synthèse des résultats permet de mieux comprendre quels sont les facteurs qui interviennent le plus efficacement dans la mobilité des débris. Les liens avec les facteurs climatiques (chapitre 3) et biologiques (chapitre 2) sont mis en avant. De plus, une approche phytogéographique est envisagée, en utilisant les traitements statistiques pour repérer quels sont les lithophytes qui peuvent être marqueurs de dynamiques morphogéniques particulières. À partir de ces informations, nous proposons des applications phytogéomorphologiques à différentes échelles spatio-temporelles.

1- Méthodes d'étude

Sont présentées ici les méthodes qui ont permis l'analyse des dynamiques progressives saisonnières, celles qui se répètent chaque année, lors de la même période et qui engendrent un déplacement lent ou modéré et de faible ampleur. Il s'agit essentiellement des processus de gélifluxion, du ruissellement, des coulées de neige de faible intensité et du *creep* biologique. Ces méthodes reposent sur une approche pluridisciplinaire associant les techniques de la géomorphologie - morphométrie, topographie, morphodynamique (Tricart, 1965 ; Godard et Rapp, 1987 ; Goudie, 1991, 1995) et celles de la botanique voire de l'écologie - cartographie végétale, utilisation des racines de plantes... (Frontier, 1983 ; Dajoz, 2000). Nous sommes dans le domaine de la phytogéomorphologie, les plantes jouant le rôle d'outils de mesure ou d'indicateurs de mobilité sur l'éboulis. Cette démarche a pour objectif d'approcher la dynamique morphogénique des talus d'éboulis dans l'espace (neuf talus répartis sur une vaste zone géographique) et dans le temps (trois années de mesures réparties en saison cryonivale et estivale).

1.1- Profil topographique en long

La morphologie de la pente permet d'apprécier la plus ou moins grande régularité du talus le long de l'axe principal. L'analyse des pentes le long des profils longitudinaux a fait l'objet de quelques publications mais cette technique a été peu pratiquée (Rapp ; 1960 ; Young, 1972 ; Statham, 1976 ; Church *et al.*, 1979 ; Francou et Mante, 1990, Francou, 1991 ; Curry et Morris, 2004 ; Arquès, 2005). Sur le talus d'éboulis, on utilise un clisimètre Suunto et on prend les mesures à l'aide de deux mires (bâtons de marche) que l'on déplace de bas en haut, le long d'une droite ou de plusieurs segments de droite lorsque le talus a une trajectoire déviante en raison de la présence de masses rocheuses par exemple. Le profil est relevé de la base vers l'apex de l'éboulis (fig. 4.1). Le pas de mesure est généralement tous les 10 mètres, mais peut être seulement de 5 mètres lorsque la topographie l'exige (rupture de pente par exemple). L'intervalle est mesuré grâce à un décimètre à ruban.

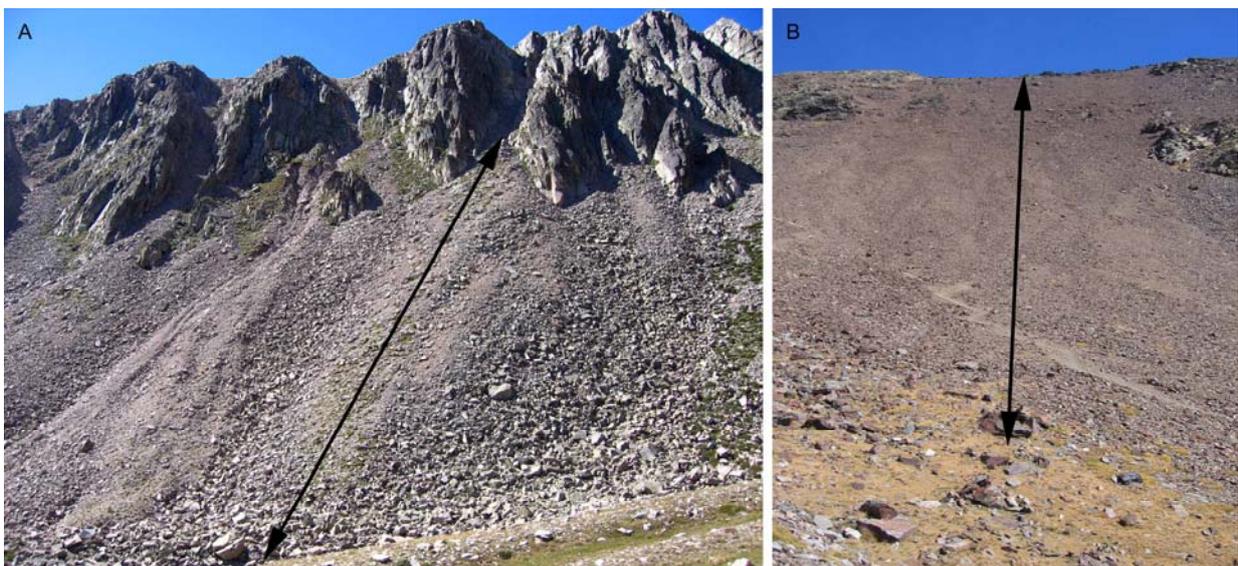


Figure 4.1 – Situation du profil longitudinal représenté par la flèche et réalisé tous les 10 mètres. A : sur le cône d'éboulis de la Dona ; B : sur le tablier d'éboulis d'Err nord.

1.2- Composition granulométrique de la couche de sub-surface

La distribution de la taille des particules est une des plus importantes caractéristiques car elle a un effet sur de nombreuses propriétés du sol telles que la conductivité capillaire, l'humidité disponible, la perméabilité, le tassement, ... et conditionne l'intervention de certains processus. Sur les éboulis, des relevés granulométriques systématiques incluant parfois l'analyse des fractions ont été réalisés par Daveau (1958), Hamelin (1958), Griffiths (1959), Rapp (1960), Caine (1967, 1969), Gardner (1972), Statham (1976), Church *et al.* (1979), Héty (1986), Pérez (1988 1989), Kotarba *et al.* (1987), Francou (1988), André (1991), Arquès (2005).

Nous avons utilisé une méthode simple qui consiste à passer des échantillons de matériaux au travers d'une série de tamis de mailles décroissantes. Dans chaque zone du talus (proximale, médiane et distale), nous avons prélevé des échantillons à différentes profondeurs correspondant aux différences de texture que l'on observe dans la masse de l'éboulis. Le choix a été réalisé *de visu*, donc subjectivement en raison de la difficulté à discerner avec précision les différentes textures. Nous n'avons prélevé que deux à trois échantillons par site, ce qui représente une profondeur inférieure à un mètre. La raison est double : d'une part, la difficulté de soutenir le matériel en amont qui, par gravité, a tendance à tomber dans le trou réalisé et ce quel que soit l'éboulis étudié, d'autre part, la présence de gros blocs en profondeur.

Les analyses sont réalisées au laboratoire de géographie physique Medi-Terra (Université de Perpignan). La granulométrie en profondeur détaille seulement les matériaux fins, séparés en quatre classes : > 2 cm (cailloux et blocs), 2 mm-2 cm (graviers), 0,05 mm-2 mm (sables) et < 0,05 mm (fines : limons et argiles) grâce à un tamisage humide et séchage à l'étuve. Les fragments supérieurs ou égaux à 2 cm de grand axe sont mesurés avec un mètre ruban alors que le reste de l'échantillon est passé sur tamis de 2 mm et 0,05 mm. Nous avons mesuré le grand axe des fragments pour des raisons de facilité. Cette façon de procéder correspondait tout à fait à nos besoins puisque nous ne cherchions pas à construire une courbe granulométrique complète de la formation.

En plus de ces analyses en laboratoire, des coupes dans l'éboulis ont permis de réaliser des profils granulométriques sous forme de croquis permettant de synthétiser le contenu de l'information relatif aux différents faciès rencontrés. Nous avons également envisagé des analyses plus précises des « fines » afin de quantifier les taux d'argiles et de colloïdes responsables de la mise en mouvement des matériaux sous l'effet conjugué de l'eau, et analyser la minéralogie des argiles pour apprécier la réserve hydrique et nutritive du substrat de manière à prédire les phénomènes de solifluxion. Mais vu la faible quantité de matériaux fins (< 0,05 mm) dans les échantillons (< 1,3 %, soit moins de deux grammes), nous n'avons pas jugé bon d'aller plus loin dans l'analyse granulométrique.

1.3- Cartographie de la végétation à l'échelle de l'éboulis

La cartographie des groupements végétaux de l'éboulis a permis de localiser précisément l'implantation des transects et a servi de référence pour mesurer l'impact des dynamiques morphogéniques et du changement climatique actuel sur ces milieux d'altitude. Basée sur la méthode sigmatiste classique, la technique a été adaptée en raison des caractéristiques même des éboulis (instabilité des matériaux, remaniements des micromodèles...).

1.3.1- La méthode sigmatiste

Issue de l'école S.I.G.M.A. (Station Internationale de Géobotanique Méditerranéenne et Alpine), fondée à Montpellier par J. Braun-Blanquet au début du 20^e siècle et plus connue sous l'appellation d'école zuricho-montpelliéraine, cette méthode a pour but de décrire les unités élémentaires du tapis végétal et de comprendre les liens de causalité entre les différentes unités. Ces unités fondamentales sont représentées par les associations végétales, ensembles floristiques forgés par les conditions écologiques abiotiques, biotiques et humaines.

La technique consiste à effectuer un relevé de végétation dans des conditions homogènes, en tenant compte de la structure du tapis végétal et des conditions physiques du milieu (topographie, exposition, pente, lithologie, caractéristiques du sol...). Le relevé est réalisé sur une surface contenant la plupart des espèces représentatives du groupement végétal, appelée aire minimale. Elle est de seulement quelques cm² sur les dalles rocheuses et supérieure à 300 m² pour une forêt caducifoliée. Le relevé de terrain doit décrire les paramètres stationnels, la liste de toutes les espèces présentes, c'est-à-dire la composition floristique et l'estimation de la fréquence et de la distribution de chaque espèce dans la surface choisie (coefficient d'abondance-dominance et coefficient de sociabilité). On aboutit alors à un tableau présentant les espèces végétales en lignes et les numéros de relevés en colonnes, les coefficients précédemment cités figurant à chaque croisement. Les statistiques multivariées (A.F.C.M.) permettent ensuite de mettre en évidence les espèces caractéristiques d'un groupement et ainsi de nommer l'association. Concernant les éboulis des Pyrénées orientales, nous utilisons les descriptions détaillées de J. Braun-Blanquet (1948) et les Cahiers habitats rocheux publiés par le Ministère de l'écologie dans le cadre de la mise en place des documents d'objectifs des habitats Natura 2000 (2004), synthèse des travaux sur les milieux rocheux, déjà mentionnée dans le chapitre 2.

1.3.2- La méthode utilisée

Dans un milieu aussi perturbé que l'éboulis, le relevé phytosociologique est difficilement réalisable. Trois problèmes se posent en lien direct avec les conditions même du relevé. Le premier est lié à l'hétérogénéité des zones de relevés. L'éboulis étant caractérisé par une mosaïque de micromilieus, il est difficile d'y appliquer le principe fondamental d'homogénéité. Le deuxième concerne l'aire minimale : la grande dispersion des plantes sur l'ensemble du talus rend difficilement identifiable une surface minimale de référence. Enfin le troisième tient aux coefficients de recouvrement qui, compte tenu de l'hétérogénéité et de la grande dissémination des plantes, le rend inapplicable.

Nous avons cependant réalisé une cartographie précise de la végétation sur les éboulis étudiés à l'échelle de chaque groupement végétal présent même si nous avons dû faire face à une grande disparité des géofaciès rencontrés. Les relevés de végétation ont pu être réalisés au plus près de la méthode sigmatiste sur les cônes d'éboulis végétalisés du Malaza et de Dona. Nous avons attribué un ou plusieurs noms d'association à chaque groupement identifié car ce sont souvent des groupements de transition. Les espèces caractéristiques n'y sont pas toujours présentes, mais on identifie cependant des espèces compagnes. L'échelle de précision est fine, de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de mètres carrés. Cette cartographie permet de faire un état des lieux détaillé de la végétation alpine et d'envisager, par étude diachronique, l'impact du changement climatique actuel (cf. chapitre 5). Mais l'appréciation des modifications de la végétation demande du temps. Le renouvellement de ce procédé tous les dix ou vingt ans apporte des informations concernant son évolution. Par contre, sur les

talus des sept autres éboulis étudiés, la grande dispersion des plantes sur l'ensemble des talus a rendu l'opération impossible. Nous avons alors opté pour un relevé à l'échelle de l'éboulis (quelques milliers de mètres carrés) de manière à identifier l'association végétale la plus proche des groupements préalablement définis par J. Braun-Blanquet (1948) et par les Cahiers Habitats Rocheux (2004). Cette méthode permet de repérer globalement les espèces présentes et de procéder au choix des éboulis en fonction des plantes qui nous intéressent en tant qu'outil géomorphologique.

1.4- Les transects : une approche plurielle

Généralement, le transect est utilisé pour réaliser conjointement des mesures de pente et de granulométrie le long d'un profil transversal (Soutadé, 1980, Francou, 1981, 1988 ; Wilson, 1990 ; Arquès, 2005). Dans notre cas, nous les avons tracés sur les trois zones de l'éboulis (zone proximale, médiane et distale). Ils font l'objet de plusieurs mesures : microtopographie, granulométrie, morphodynamique de surface et cartographie végétale. Leur situation dépend des possibilités de chaque site. Certes, nous avons conscience que ce paramètre constitue un biais dans l'échantillonnage, mais nous sommes tributaires de la topographie du terrain. En effet, les deux extrémités sont repérées par deux points fixes, soit la roche en place soit des blocs de plus d'un mètre cube enchâssés dans l'éboulis et considérés comme quasi immobiles : même si cela n'a pas été vérifié, cette approximation reste admissible à l'échelle de temps de cette étude. Notons que la plupart du temps, ces blocs sont associés à des pieds de rhododendrons ou de genévriers, attestant de leur stabilité, du moins sur la durée de nos mesures. Le nombre de transects varie de trois au minimum (un dans chaque zone) à huit par éboulis. Leur longueur est très variable, de 4,30 à 27,10 m, selon la disponibilité et la localisation de blocs immobiles.

1.4.1- Profil transversal

Les profils microtopographiques permettent de visualiser le micromodelé à un moment donné. Deux fers tors sont plantés aux extrémités des transects. Une corde graduée tous les 10 cm est tendue horizontalement entre les deux piquets grâce à un niveau. On mesure verticalement la distance entre la corde et la surface de l'éboulis tous les 10 cm (fig. 4.2 A) ; les valeurs obtenues donnent un profil en négatif. Le profil transversal est ensuite reconstitué en positif (fig. 4.2 B).

1.4.2- Transect granulométrique

Le long des mêmes transects, nous réalisons des analyses granulométriques *in situ*. La morphométrie des particules est appréciée selon une méthode basée sur la dominance d'une seule classe de manière à utiliser ces résultats dans des analyses statistiques multivariées présentées ultérieurement. Nous relevons la plus grande longueur des fragments le long de la corde en repérant des faciès de même granulométrie (fig. 4.3). La granulométrie de surface détaille seulement les matériaux grossiers avec six classes granulométriques retenues : les gros blocs (> 50 cm), les blocs moyens (20 - 50 cm), les petits blocs (10 - 20 cm), les gros cailloux (5 - 10 cm), les petits cailloux (2 - 5 cm), et les graviers et terre fine (< 2 cm). Au final, la classe relevant le plus grand nombre de fragments est seule retenue.

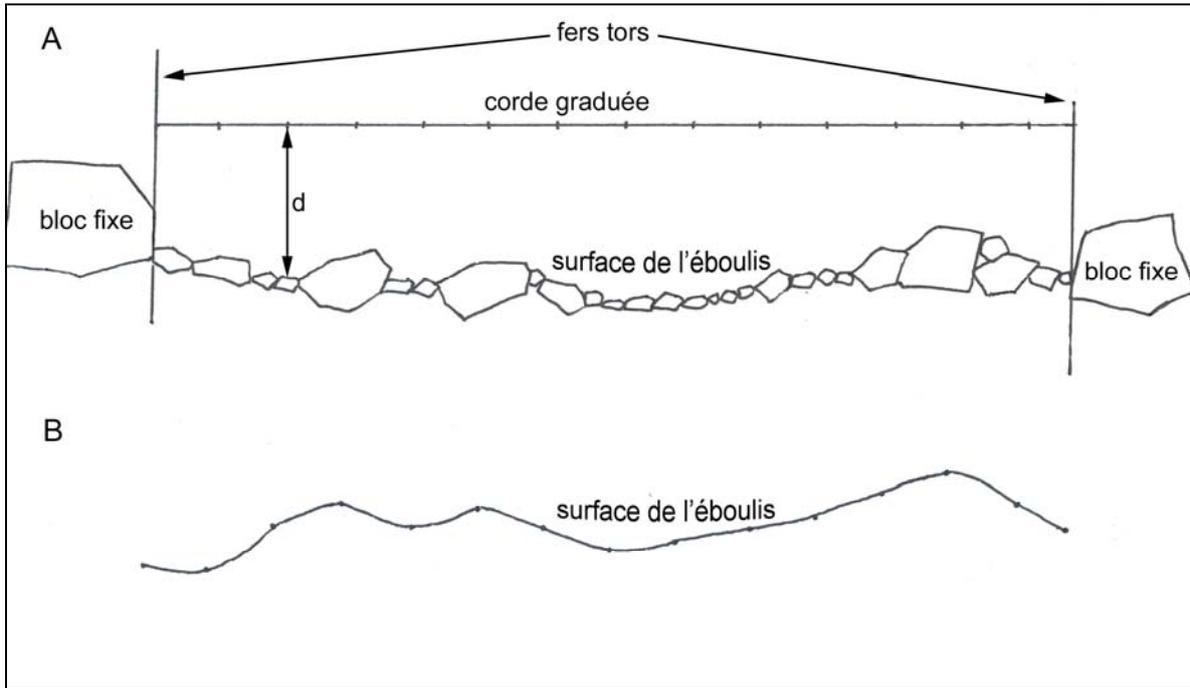


Figure 4.2 – Profil transversal le long d'un transect. A : mesure de la distance (d) entre la surface de l'éboulis et la corde tendue entre deux fers tors, B : profil microtopographique reconstitué.

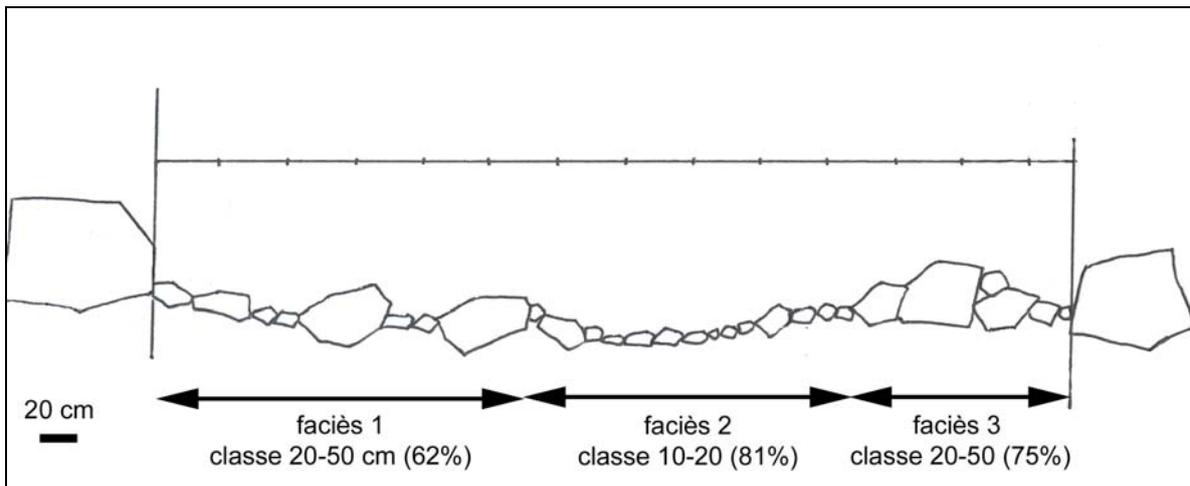


Figure 4.3 – Transect granulométrique basé sur la dominance d'une classe au sein d'un faciès morphométrique. Par exemple, le faciès 1 présente une répartition de type 38% de gros blocs et 62% de blocs moyens. Selon la méthode retenue, en perspective des analyses statistiques, le faciès 1 sera représenté uniquement par la classe dominante 20-50 cm.

1.4.3- Bandes peintes / blocs peints

La méthode a pour but de suivre la dynamique superficielle des talus d'éboulis actifs ou subactifs en fonction de leurs principaux caractères morphométriques et pétrographiques. L'analyse et les observations effectuées tiennent compte du calendrier saisonnier et de la répartition spatiale de la dynamique de manière à mettre en évidence la succession des processus (Francou, 1983b). Concrètement, nous mesurons les déplacements des débris à la surface de l'éboulis. Deux techniques ont été utilisées selon les contraintes du milieu.

La méthode des blocs alignés peints a été fréquemment utilisée sur les talus d'éboulis et sur les glaciers rocheux (Gardner, 1979 ; Pissart *et al.*, 1981 ; Pancza, 1979 ; Pérez, 1985, 1988 ; Lautridou et Gabert, 1987 ; Francou, 1988, 1991 ; Raffy et Dumas, 1993). Celle du trait continu de peinture a été moins employée (Serve, 1989 ; Arquès, 2005). Cette dernière consiste à tracer un trait de peinture sur une largeur d'environ 5 cm le long de la corde graduée utilisée précédemment pour les transects microtopographiques et granulométriques. Puis deux fois par an, aux périodes pré et post-nivales, la corde graduée est retendue entre les deux blocs fixes, à l'emplacement de la bande peinte. On repère alors à quelle distance les fragments peints se sont éloignés vers l'aval de leur position d'origine. Certaines particules, surtout les plus petites ont tendance à s'enfouir dans la masse de l'éboulis et à disparaître de la vue ; d'autres peuvent se retourner ou perdre leur peinture. Au bout d'une année, le déplacement des débris contribue à une déformation très importante des bandes peintes voire à leur disparition, ce qui oblige à les redessiner tous les ans, en période pré-nivale, au même endroit, d'une couleur différente (fig. 4.4). Lorsqu'on a la certitude que les fragments colorés sont perdus vers l'aval d'après les autres fragments peints situés de part et d'autre et d'après la granulométrie du secteur, on considère arbitrairement qu'ils ont effectué un parcours minimal de 200 cm : ignorant la valeur exacte des déplacements on évite ainsi une perte d'informations. Ainsi les valeurs maximales de déplacements des débris de surface obtenues sont sous-estimées puisque les fragments perdus ont certainement parcouru un trajet supérieur aux 200 cm pris en compte.

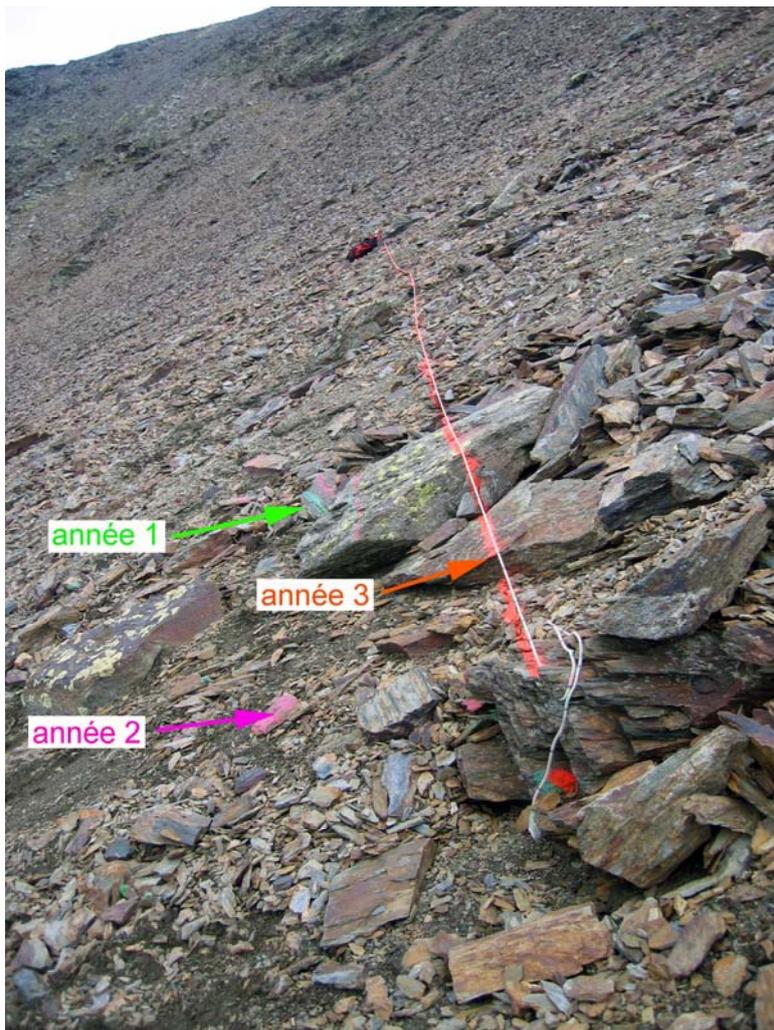


Figure 4.4 – Bande peinte tracée en zone médiane du tablier d'éboulis d'Err 2. On remarque trois générations de peinture (vert l'année 1, rose l'année 2 et orange l'année 3). La corde graduée permet de tracer la bande et sert de repère pour mesurer la distance parcourue par les débris colorés.

Au total, ce sont vingt-neuf bandes peintes qui ont été tracées sur les huit talus d'éboulis instrumentés. Dans le cas de la zone proximale de l'éboulis du Cadi, la bande peinte continue, tracée la première année, a été remplacée par cinq petits blocs peints, mesurant environ 10 cm sur 13, alignés perpendiculairement à la pente. En effet, au bout d'une saison estivale, la ligne étant totalement méconnaissable et la majorité des débris perdus, nous avons opté sur ce site pour la méthode des blocs peints. La mesure des déplacements s'effectue selon le même principe que pour les bandes peintes, en repositionnant la corde graduée et en mesurant la distance parcourue par les fragments vers l'aval (fig. 4.5).



Figure 4.5 – Cinq petits blocs peints alignés perpendiculairement à la pente dans la zone proximale du cône d'éboulis de Cadi. Une fois par an, les blocs sont replacés sur leur position d'origine grâce à la corde graduée tendue entre les deux rochers.

L'intervalle de temps entre les deux campagnes de mesures a des durées très inégales. Celle du printemps a lieu à la fin du mois de juin ou au tout début du mois de juillet lorsque la fonte des neiges est achevée, alors que celle d'automne a lieu entre le 15 septembre et le 15 octobre avant les premières chutes de neige, soit en moyenne une durée de 3 mois pour la période estivale et de 9 mois pour la période qui va de l'automne au printemps. La première période qui mérite pleinement le qualificatif d'estivale, ne comporte que très exceptionnellement des épisodes de gelée. La seconde correspond à l'installation progressive, à la stabilisation puis à la disparition du tapis nival ; elle coïncide avec la plus forte proportion de cycles diurnes de gel-dégel, en présence d'eau de fonte abondante, ainsi qu'aux phases de gel prolongé ; aussi peut-on la qualifier de période cryonivale. Cette façon de procéder permet de distinguer l'évolution hivernale liée à l'ensemble des phénomènes cryonivaux et celle

induite par les perturbations estivales d'origine climatique ou biologique sans réelle intervention du gel. En effet le nombre de jours d'engel recensé pendant la phase estivale est nul à très faible (< 3/mois) et le nombre de jours d'alternances gel-dégel est faible à moyen avec seulement 7 journées comptabilisées en août 2007 sur T_Peris pour la température à la surface du sol.

1.4.4- Cartographie de la végétation à l'échelle du transect

À la méthode des bandes peintes est associée la cartographie de huit espèces lithophiles présentes à une distance d'un mètre au plus en aval et en amont du transect. La position des plantes est identifiée sur le plan par deux valeurs : en abscisse grâce à la corde graduée le long du transect et en ordonnée par la mesure de la distance entre la plante et la corde graduée grâce à un mètre ruban. Ce relevé de végétation est réalisé chaque année.

1.5- La morphodynamique de sub-surface

1.5.1- Les tubes PVC

La technique consiste à enfoncer une colonne verticale de segments de tubes PVC susceptibles de se déformer au fur et à mesure du déplacement des débris dans la tranche mobile de l'éboulis (Harris, 1987 ; Coutard *et al.*, 1988 ; Goudie, 1991 ; Pech, 1996). Vingt et une colonnes ont été implantées sur cinq des talus dès l'été 2004. Chacune d'elles comprend deux à trois tubes de 10 cm de longueur et de 2 cm de rayon superposés les uns aux autres (fig. 4.6) et remplis de matériau autochtone (débris < 2 cm). Enfoncées de 20 à 30 cm, à proximité immédiate des bandes peintes destinées à mesurer les déplacements superficiels des débris, les colonnes ont été dégagées à l'automne 2007.

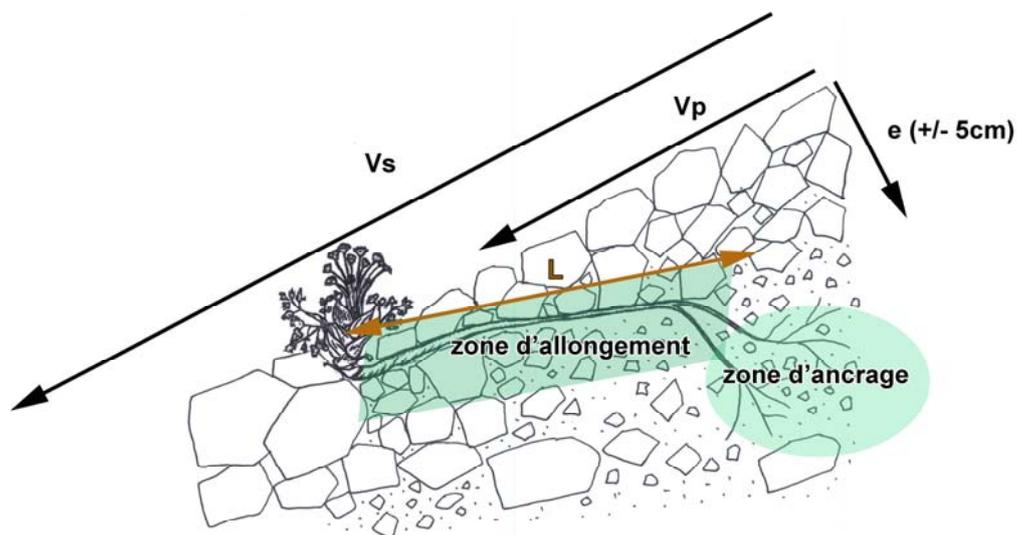


Figure 4.6 – Colonne de segments de tube PVC dans la couche superficielle du cône d'éboulis de Péric. Seuls deux tubes ont pu être enfoncés.

1.5.2- L'utilisation des racines de *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meisn.

Cette technique complètement innovante a pour but d'utiliser un objet biologique pour mesurer quantitativement les déplacements de débris de la couche épidermique des éboulis. L'espèce végétale *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meisn. est un lithophyte migrateur dont la racine, bien adaptée aux mouvements de débris, est utilisée comme outil de mesures (chapitre 2, §4.2.1). Son système racinaire est composé de deux parties : l'une participe à l'ancrage de la plante dans une zone comportant des fines ce qui lui permet de puiser ses nutriments et l'autre, avec des racines allongées, matérialise le déplacement dans la tranche superficielle mobile de l'éboulis (fig. 4.7). Il suffit donc de mesurer la longueur de la racine entre le collet et la zone d'ancrage, de connaître la durée de vie de la plante et l'épaisseur de la tranche mobile, qui correspond à la profondeur moyenne de la partie de racine traçante, pour évaluer les mouvements annuels des débris. Cette tranche mobile est de faciès open work ou très pauvre en matrice.

La connaissance de la durée de vie de *X. scabra*, évaluée à trois ans, est indispensable pour mesurer les vitesses de déplacement des matériaux de sub-surface d'où la présentation des méthodes au chapitre 2. Les mesures de l'allongement des racines de *Xatardia scabra* sont réalisées dans la tranche active au cours de trois campagnes de terrain estivales. La rareté relative de cette plante et la contrainte d'avoir à examiner seulement les pieds ayant fructifié et dispersé leur semence ont conduit à procéder à des relevés sur l'ensemble de la surface de l'éboulis, en dehors des zones de bandes peintes, mais généralement en zone médiane ; cependant il était exclu de déterrer les *X. scabra* proches de bandes peintes car cela aurait conduit à détruire ce dispositif de mesure.



V_s : vitesse de transit des éléments caillouteux de surface

V_p : vitesse moyenne de transit de la tranche superficielle définie par la surface et la profondeur d'ancrage des racines de *Xatardia scabra*

e : tranche mobile

L : longueur de la racine de *Xatardia scabra*

Figure 4.7 – Système racinaire de *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meisn. en deux parties : une zone d'ancrage qui lui permet de puiser ses nutriments et une zone d'allongement pour faire face aux déplacements des matériaux.

Le stock de plantes instrumentées par cette méthode est donc distinct de celui qui a servi à alimenter les analyses statistiques centrées sur les bandes peintes présentées (§1.5). Les mesures ont été faites sur un faible nombre d'individus (entre 2 et 11 par éboulis selon les sites) ce qui en limite la portée ; ceci s'explique par le statut d'espèce protégée de *Xatardia scabra* qui interdit d'en détruire un trop grand nombre et par la variabilité annuelle de fructification des plantes, dépendante des précipitations. Par exemple, le printemps 2006 qui fut sec (totaux pluviométriques de 49,5 mm en mai et 32 mm en juin 2006 à la station de Mantet à 1 545 m), fut favorable au stade végétatif des individus qui se développèrent en grand nombre sur les talus d'éboullis mais fut peu propice au stade fructifère. Pour ne pas compromettre la survie de l'espèce, les prélèvements ont été effectués uniquement sur des pieds qui avaient fructifié et déjà disséminé leurs graines, à la fin septembre ou au début du mois d'octobre.

2- Résultats : une dynamique saisonnière progressive active

Nous avons choisi de présenter les résultats concernant les dynamiques saisonnières en regroupant les sites selon la typologie mise en place au chapitre 2. Les neuf éboullis instrumentés sont répartis selon la proportion suivante : trois d'entre eux sont des éboullis surmontés par une paroi dont les couloirs très raides ne peuvent être gravis sans matériel spécialisé, un appartient à la catégorie des éboullis à paroi découpée par des couloirs accessibles sans matériel, trois sont des versants en voie de régularisation où les chicots rocheux occupent encore un espace non négligeable à l'amont et deux sont des versants régularisés. Pour chaque site, nous présentons une description du cadre morphologique et biogéographique ainsi que les résultats des transects (microtopographie, granulométrie, déplacements des fragments de surface et espèces végétales) et les déplacements de sub-surface. Durant les trois années de mesures (octobre 2004 - octobre 2007), les éboullis étudiés n'ont pas connu de phénomènes chroniques ou catastrophiques au sens de J. Tricart (1965). Seuls les phénomènes saisonniers ont participé à la dynamique morphogénique de ces talus.

Les éboullis instrumentés ont été sélectionnés pour leur diversité (tab. 4.1). Ils sont formés de roches lithologiquement différentes, gneiss, schistes et calcaires. Ils sont situés sur des versants d'orientation variée, et sur des pentes comprises entre 27 et 33°. L'altitude de la base varie entre 2 150 et 2 550 m selon les sites, celle de l'apex entre 2 200 et 2 800 m. Les éboullis dans les gneiss présentent une granulométrie de surface grossière avec très peu de matériaux fins : on compte 10,3 à 44,8 % de blocs (> 50 cm) dans les gneiss contre moins de 3% dans les schistes et 2,3 % dans les calcaires. Dans les schistes et les calcaires, les petits blocs (10-20 cm) dominent généralement : 9 à 38,4% dans les schistes, 39,4 % dans les calcaires et seulement 0 à 6,1 % dans les gneiss. Les matériaux fins (< 2 cm) sont le plus souvent minoritaires : 0 à 6,1 % dans les gneiss, 9,8 % dans les calcaires et 3,1 à 28,8% dans les schistes. Dans la couche sous-épidermique, graviers et cailloux sont les plus nombreux (25,7 à 43,5 % dans les gneiss, 24 à 44,9 % dans les schistes et 37,6 % dans les calcaires), la matrice fine (limon et argile) est très peu présente (0,7 à 0,9 % dans les gneiss, 0,5 à 1,3 % dans les schistes et 0,8 % dans les calcaires). Les résultats présentés dans ce chapitre ne concernent que la dynamique saisonnière qui se produit sur le talus d'éboullis. Nous n'avons conservé dans le texte que les croquis synthétiques. Le détail des mesures et des transects est renvoyé en annexes 4.1 à 4.73 (Livret des annexes, p.53 à 146). Le fonctionnement global du géosystème est présenté au chapitre 5.

Tableau 4.1 – Caractéristiques des neuf éboulis instrumentés.

Talus d'éboulis et massif			Malaza 1 Carança	Malaza 2 Carança	Dona Carança	Err 1 Puigmal	Err 2 Puigmal
Pente (en °)			29	29	30	28	31,5
Exposition			O	O	N	S	ONO
Lithologie			gneiss	gneiss	gneiss	schiste	schiste
Forme du versant			avec paroi continue	avec paroi continue	avec paroi découpée	en voie de régularisation	en voie de régularisation
Altitude apex (m)			2400	2430	2470	2700	2800
base (m)			2280	2280	2380	2550	2540
Granulométrie (en %)	surface	> 50 cm	44,8	10,3	37,1	0,7	3,0
		20-50 cm	7,8	38,3	13,5	41,1	1,7
		10-20 cm	24,9	11,3	8,6	17,4	27,1
		5-10 cm	16,3	11,2	24,5	22,9	21,6
		2-5 cm	6,1	28,9	10,2	12,1	17,8
		< 2 cm	0	0	6,1	5,9	28,8
	"profondeur" (entre 30 et 50 cm)	> 2 cm	65,5	56,2	38,4	46,8	57,7
		0,2-2 cm	25,7	31,2	43,5	32	24
		0,05-2 mm	8,1	11,7	17,2	20,5	17,8
		<0,05 mm	0,7	0,9	0,9	0,7	0,5

Tableau 4.1 – Suite

Talus d'éboulis et massif			Eyne Carança	Péric Carlit	Cadi Serre de Cadi	Coll d'Arène Nord d'Andorre
Pente (en °)			28,5	31,5	31,5	27
Exposition			SO	N	N	SO
Lithologie			schiste	schiste	calcaire	schiste
Forme du versant			régularisé	avec paroi découpée	avec paroi continue	régularisé
Altitude apex (m)			2650	2600	2200	2600
Base (m)			2500	2500	2150	2530
Granulométrie (en %)	surface	> 50 cm	2,7	0	2,3	0
		20-50 cm	0	0	18,7	1
		10-20 cm	38,4	34,7	39,4	9
		5-10 cm	39,1	32,4	18,4	37
		2-5 cm	16,7	26,2	11,3	33
		< 2 cm	3,1	6,7	9,8	20
	"profondeur" (entre 30 et 50 cm)	> 2 cm	21,2	46,6	51,5	37,5
		0,2-2 cm	44,9	39,5	37,6	42,5
		0,05-2 mm	32,8	13,2	10,1	18,7
		<0,05 mm	1,1	0,7	0,8	1,3

2.1- Les éboulis surmontés par une paroi

2.1.1- Malaza

Le Malaza est un petit massif gneissique d'environ 1 km², d'orientation nord-sud et dominant les vallées de Planès à l'ouest et de Prats Balaguer à l'est. Il appartient au massif méridional de Carança. Une grande paroi gneissique d'environ 300 à 400 mètres de commandement (altitude minimale : 2 350 m ; maximale : 2 774 m) surmonte une série de cônes d'éboulis présents au débouché de couloirs très raides (35 à 75°). Quelques-uns d'entre

eux sont équipés par les alpinistes, en conditions hivernales, notamment celui qui surmonte le talus étudié, nommé Malaza 1.

Le géosystème comporte sur le versant, du haut vers le bas, trois secteurs : une paroi rocheuse assurant la production de matériaux désagrégés, fragmentés et détachés de la paroi ; le talus d'éboulis, secteur de transit et d'accumulation selon l'intensité des processus ; le glacier rocheux relique, secteur d'accumulation et de blocage des débris. Ce dernier présente plusieurs bourrelets à très gros blocs ($> 1 \text{ m}^3$) largement lichénisés. Il a certainement fonctionné à la fin du Würm. La végétation qui parsème le glacier rocheux se compose essentiellement de *Rhododendron ferrugineum* L. et *Pinus uncinata* Ramond ex. DC. La paroi est, elle aussi, lichénisée en dehors des zones à couloirs. On peut noter la présence d'espèces herbacées en formation dense sur les vires rocheuses et sur les zones à pente faible où la matrice fine a pu s'installer. Quelques *P. uncinata* de petite taille sont également présents dans la barre rocheuse. Le recouvrement végétal, mesuré sur une photographie, représente environ 60 % de la surface des parois.

Les éboulis étudiés sont situés sur le versant ouest dans la partie médiane du petit massif. Le premier est situé au pied d'un grand couloir dont la base est déviée par rapport à l'axe de l'éboulis par un éperon rocheux (fig. 4.8). Il est appelé Malaza 1. Le second est au pied d'une grande diaclase veinée de quartz, on le nomme Malaza 2. Ces deux éboulis sont coalescents même si une zone de forme convexe végétalisée les sépare.

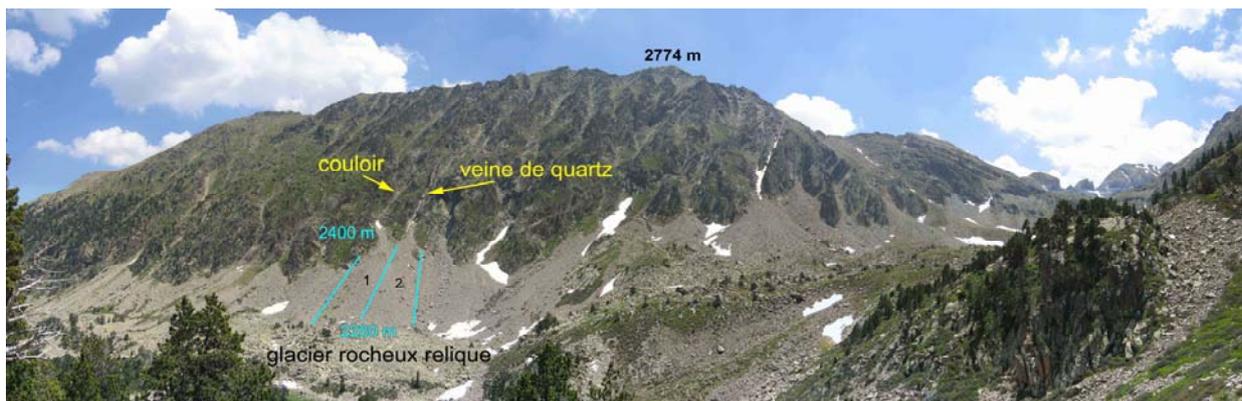


Figure 4.8 – Petit massif gneissique du Malaza, formé d'une paroi d'environ 300 m de commandement, découpée par des couloirs raides. Les deux éboulis étudiés sont figurés par les chiffres 1 et 2. Le premier est surmonté d'un couloir raide mais accessible avec du matériel spécialisé, le second est situé à l'aval d'une veine de quartz fracturée.

D'un point de vue phytosociologique, les talus d'éboulis sont caractérisés par dix associations végétales (fig. 4.9, tab. 4.2). Ces syntaxons varient beaucoup selon les zones de l'éboulis. Les marges ainsi que l'apex des intercônes et la zone distale sont occupés par des groupements de pelouse et de lande, souvent en mélange, preuve d'une dynamique végétale vers une stabilisation du géofaciès. Le *Hieracio – Festucetum supinae* Br. Bl. 1948 *vaccinetosum microphylli* est très présent en zone distale alors que le *Hieracio breviscapi – Festucetum auroidis* Br.-Bl. 1948 s'observe aussi en zone proximale au niveau de l'intercône. Le *Poa cenisia – Xatardietum scabrae* (Baudière et Serve 1975) occupe la majorité de la zone médiane. Il s'agit de groupements pionniers qui peuvent perdurer à la surface des versants selon l'intensité des mouvements des débris. La plupart de ces espèces lithophyles est adaptée aux mouvements des matériaux. On constate aisément une évolution de la végétation sur les secteurs en voie de stabilisation de la zone distale largement lichénisée et des marges.

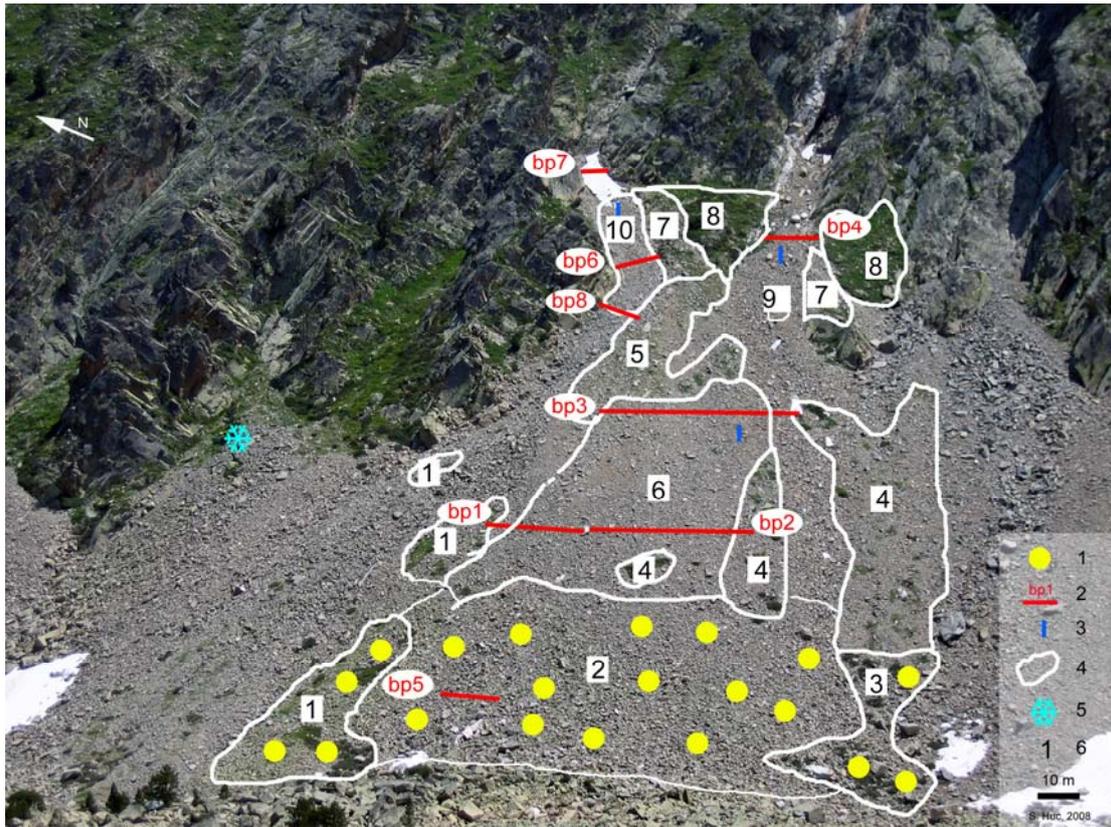


Figure 4.9 – Cartographie des groupements végétaux et situation des sites expérimentaux présents sur les éboulis Malaza 1 et 2. 1 : zone à lichens, 2 : bandes peintes, 3 : colonnes de 2 à 3 tubes PVC, 4 : limite du groupement végétal, 5 : enregistreur de températures décrit au chapitre 3, 6 : numéro du groupement repéré dans le tableau 4.2.

Tableau 4.2 – Correspondance phytosociologique à la figure 4.9

N°	Associations	Espèces caractéristiques présentes
1	<i>Hieracio-Festucetum supinae</i> Br. - Bl. 1948, <i>vaccinetosum microphylli</i>	<i>Vaccinium uliginosum</i> , <i>Rhododendron ferrugineum</i>
	<i>Hieracio breviscapi-Festucetum airoidis</i> Br. - Bl. 1948	
	quelques individus isolés d'éboulis	<i>Doronicum grandiflorum</i>
2	-	<i>Rhizocarpon geographicum</i>
3	<i>Hieracio-Festucetum supinae</i> Br. -Bl. 1948, <i>vaccinetosum microphylli</i>	<i>Vaccinium uliginosum</i> , <i>Rhododendron ferrugineum</i>
	<i>Carici curvulae-Empetrum hermaphroditi</i>	<i>Rhododendron ferrugineum</i> , <i>Vaccinium uliginosum</i> , <i>Juniperus sibirica</i> , <i>Luzula lutea</i>
4	<i>Elyno myosuroidis-Oxytropidetum halleri</i> Br. - Bl. 1948 corr. Gruber 1978	<i>Helictotrichon sedenense</i> , <i>Kobresia myosuoides</i> , <i>Lotus alpinus</i>
	<i>Poa cenisia-Xatardietum scabrae</i> (Baudière et Serve, 1975)	<i>Xatardia scabra</i>
5	<i>Galeopsio pyrenaicae-Poetum fontquerii</i> Br. - Bl. 1948	<i>Carduus carlinoides</i>
	<i>Poa cenisia-Xatardietum scabrae</i> (Baudière et Serve, 1975)	<i>Xatardia scabra</i>
	quelques éléments de pelouse	<i>Myosotis alpestris</i>
6	<i>Poa cenisia-Xatardietum scabrae</i> (Baudière et Serve, 1975)	<i>Xatardia scabra</i>
7	<i>Hieracio breviscapi-Festucetum airoidis</i> Br. - Bl. 1948	
	<i>Allosuro crispi-Poetum fontquerii</i>	<i>Cryptogramma crispa</i> , <i>Cerastium alpinum</i>
8	<i>Hieracio breviscapi-Festucetum airoidis</i> Br. - Bl. 1948	
	<i>Alchemillo pallentis-Adonidetum pyrenaicae</i> Gruber 1978	
9	<i>Violetum diversifoliae</i> (Br. - Bl.) Fdz. Casa (1970)	<i>Papaver suaveolens</i>
10	<i>Allosuro crispi-Poetum fontquerii</i>	<i>Cryptogramma crispa</i> , <i>Cerastium alpinum</i>

La granulométrie de surface dans la zone médiane de cet éboulis est composée de fragments de taille petite à moyenne avec une majorité de débris de 2-5 cm. La couche sous-épidermique alterne un lit grossier et un lit de matériaux fins. Les transects transversaux réalisés dans les zones proximales et médianes (annexe 4.1 à 4.7, p. 57 à 63) ont une forme concave, témoignage de coulées d'avalanches et de coulées de débris issus du couloir et creusant des chenaux. Mais seules des petites coulées de neige ont été observées durant la durée de l'étude. Cependant, durant l'été 2003, le secteur apical présentait un profil très creusé au centre du chenal. Puis, au cours des années suivantes, cette forme s'est atténuée jusqu'à pratiquement disparaître. Cette observation informe sur l'intervention des coulées de débris dans la dynamique de cet éboulis (chapitre 5). Celui-ci n'abrite pas de pieds de *X. scabra* ce qui explique l'absence de mesures des déplacements en sub-surface.

b- Fonctionnement morphodynamique de surface de l'éboulis

Nous avons tracé trois bandes peintes le long des transects de Malaza 1 en zone proximale, soit 1 122 mesures ponctuelles, répétées deux fois par an pendant trois ans pour la bande peinte 6 et pendant deux ans pour les bandes peintes 7 et 8. Ces transects mesurent entre 4,9 et 8 mètres de longueur et sont situés entre 2 360 m et 2 380 m d'altitude (tab. 4.3, fig. 4.9).

Tableau 4.3 – Caractéristiques morpho-dynamiques des zones proximales de l'éboulis Malaza 1, le long de trois transects matérialisés par des bandes peintes.

Code des transects	Zone de l'éboulis	Altitude (en m)	Longueur (en m)	Nombre de mesures sur 3 ans	Déplacement des matériaux de surface (en cm)							
					Saison cryonivale 2004/2005	Saison estivale 2005	Saison cryonivale 2005/2006	Saison estivale 2006	Saison cryonivale 2006/2007	Saison estivale 2007	Vitesse annuelle moyenne par bandes peintes (en cm.an ⁻¹)	Vitesse annuelle moyenne par zone (en cm.an ⁻¹)
bp7	proximale	2380	4,9	300	-	-	1,84	2,52	0,64	6,12	5,56	19,3
bp6	proximale	2365	5,5	336	15,95	12,02	44,13	16,77	3,09	40,66	44,2	
bp8	proximale	2360	8	486	-	-	2,22	6,05	1,59	6,43	8,14	

La zone proximale supérieure présente des déplacements plutôt faibles quelle que soit la saison (fig. 4.11). Cela peut s'expliquer par la forte taille des matériaux (20-50 cm) sur quasiment l'ensemble du transect. La zone proximale inférieure (fig. 4.11) est particulièrement favorable au transit de débris avec des mouvements allant jusqu'à plus de 40 cm en moyenne en saison cryonivale 2005-2006 et en saison estivale 2007. Le long de ce transect, la morphométrie des fragments représentée par des débris de petite taille (2-5 cm) et la pente forte (33°) contribuent à expliquer cette situation. En zone distale, aucune bande peinte n'a été tracé, mais la présence de très gros blocs (> 50 cm) lichénisés témoignent d'une activité nulle.

Les conditions climatiques y participent également. L'hiver 2005-2006 était très chargé en neige avec de nombreuses avalanches dans divers sites. Sur le Malaza, nous avons observé plusieurs coulées de neige sur les couloirs durant le mois de janvier 2006. Celles-ci ont probablement apporté des débris depuis la paroi. Le fort transit de la saison estivale 2007 est peut-être la conséquence d'une fonte de neige tardive. Un névé de bonne ampleur était encore présent le 8 juin 2007 au pied du couloir (fig. 4.12). L'apport de débris depuis le couloir déstabilise aussi l'agencement des matériaux sur le talus et participe au transit. De plus, le ruissellement estival et les gros orages du mois d'août 2007 ont certainement favorisé ces mouvements de matériaux. Les déplacements de la zone où se trouve la bande peinte 7 correspondent à ceux obtenus pour la bande peinte 8. La granulométrie est également équivalente.

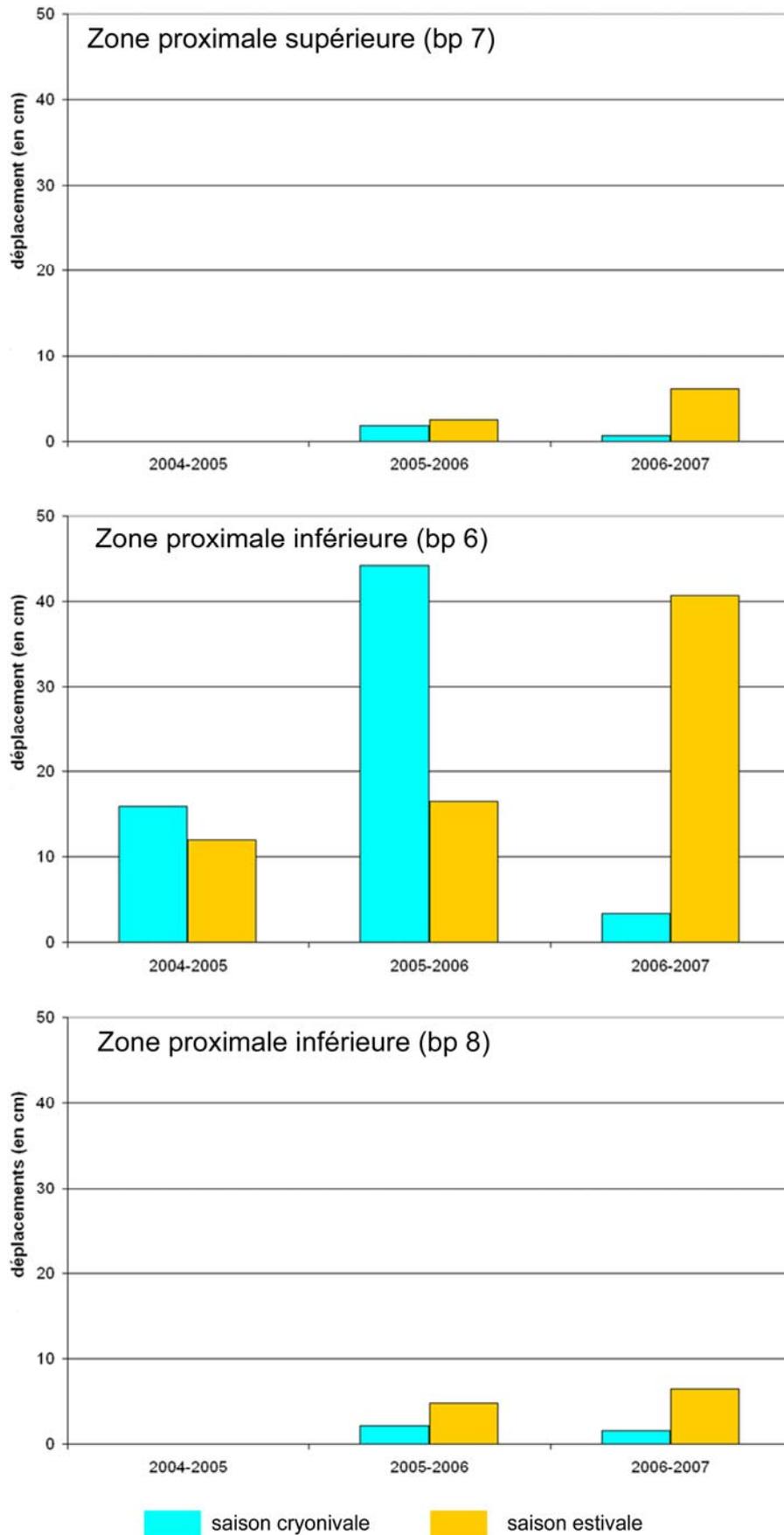


Figure 4.11 – Répartition saisonnière du transit superficiel dans les différentes zones de l'éboulis Malaza 1

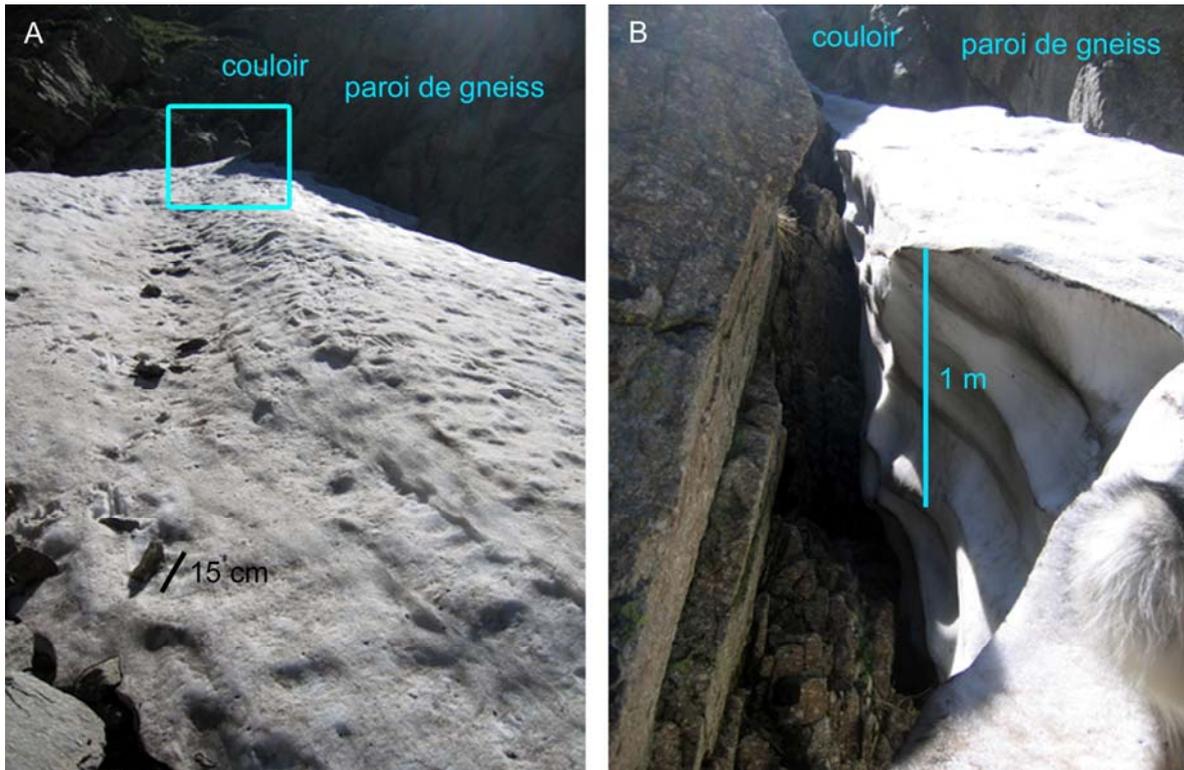


Figure 4.12 – Névé au débouché du couloir sur Malaza 1. A : de nombreux fragments de calibre compris entre 5 et 20 cm sont présents à la surface de la neige. Ils proviennent du couloir. La fonte de la neige et de la glace désolidarise les fragments qui sont entraînés vers le talus par gravité. B : L'épaisseur de neige constitue une réserve d'eau importante qui participe au transit des débris lors de la fonte durant la saison estivale. On observe très nettement trois niveaux présentant des apports de fines durant l'hiver. Leur provenance reste hypothétique : apports éoliens, poussières pluviales ? Il aurait fallu prélever et analyser la granulométrie. Cliché pris le 08/06/07.

c- Déplacements de sub-surface

Une colonne de deux segments de tubes de PVC a été implantée près de la bande peinte 6 dans la zone proximale le 17/09/04 puis relevée le 21/10/07. Mais aucun des deux tubes n'a été retrouvé. L'absence de pieds de *X. scabra* n'a pas permis de mesurer les déplacements de la tranche superficielle mobile avec précision.

d- Conclusion

Avec une moyenne de $9,6 \text{ cm.an}^{-1}$ ($19,3 \text{ cm.an}^{-1}$ en zone proximale et 0 en zone distale), ce cône d'éboulis connaît un fonctionnement modéré mais réel. La faible activité de la zone proximale supérieure témoigne du faible apport de matériaux depuis le couloir. Nous développons ce point dans le chapitre 5. Le fonctionnement de ce versant d'éboulisation est actuellement résiduel, quelques débris sont éparpillés sur le névé au printemps ou dégringolent sur l'éboulis en été. Nous avons d'ailleurs été témoin de la chute d'un fragment de 12 cm sur 18 cm au mois de juillet 2005 provenant du couloir et atterrissant sur la zone proximale supérieure au moment où nous étions en train d'effectuer les mesures. Globalement, on note une grande hétérogénéité temporelle (fig. 4.11) y compris dans la hiérarchie des dynamiques qui se produisent durant les périodes cryonivales ou estivales, ici renversée d'une année sur l'autre. Sur la bande peinte 6, les déplacements ont été plus importants durant la saison cryonivale en 2004/2005 et en 2005/2006 alors que la situation s'est inversée en 2006/2007.

2.1.1.2- Malaza 2

a- Caractéristiques morphologiques de l'éboulis

Tout comme Malaza 1, Malaza 2 est un cône d'éboulis exposé à l'ouest, offrant une pente moyenne de 29° (fig. 4.13 A). Son profil topographique n'est pas rectiligne mais ne présente pas non plus de rupture de pente nettement marquée. Les pentes fortes sont situées dans la zone apicale (35°) alors que la partie basale présente une inclinaison de seulement 19° à 28°. Le talus s'étend sur une longueur totale de 202 m du pied (2 280 m) à l'apex (2 430 m) pour une largeur de 150 m en zone médiane.

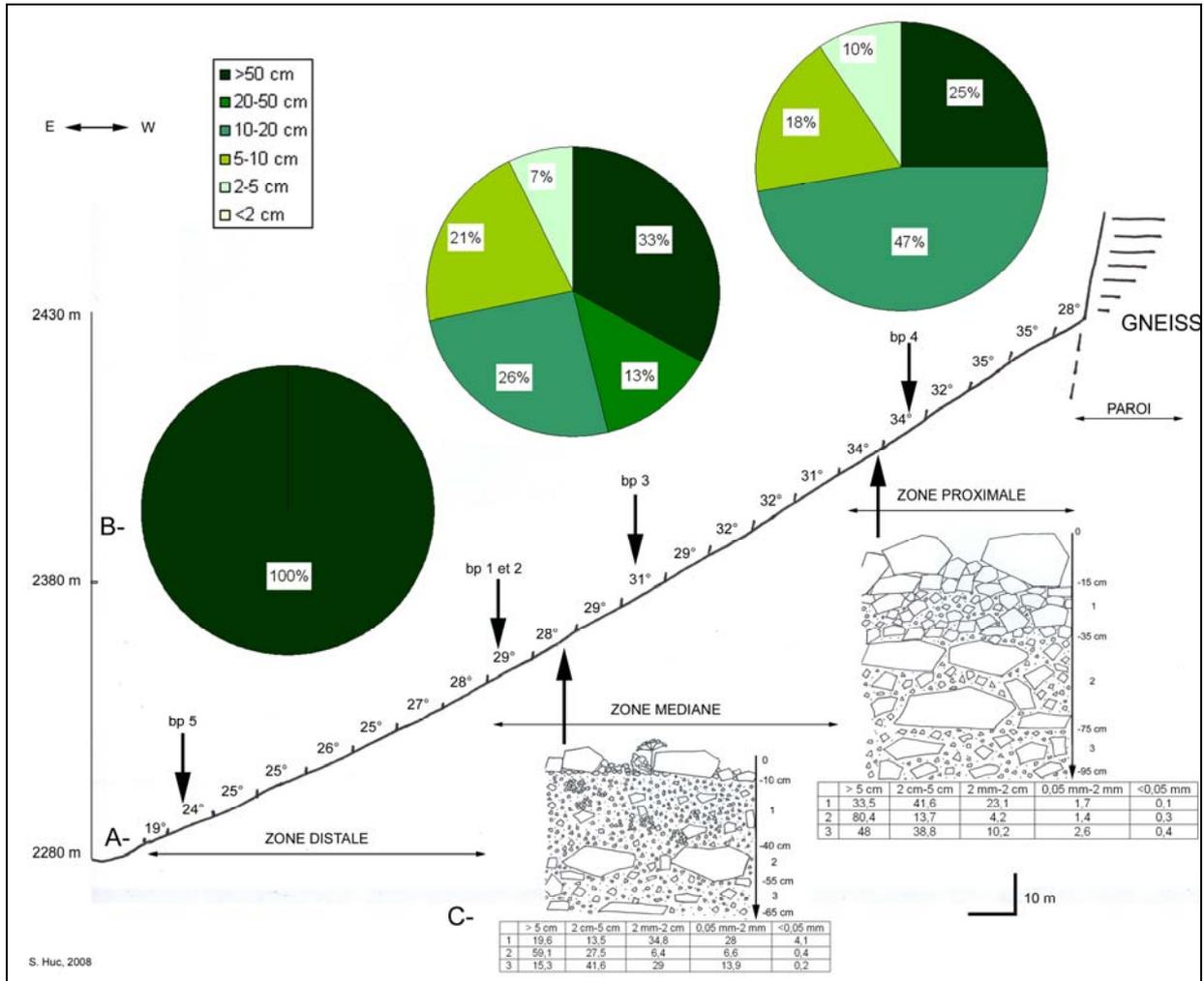


Figure 4.13 – Coupe de l'éboulis Malaza 2. A : profil longitudinal, B : granulométrie de surface, C : granulométrie de la tranche superficielle.

L'analyse granulométrique montre une grande hétérogénéité. En surface, les matériaux sont assez grossiers avec une moyenne pour l'éboulis de 44,8 % de gros blocs (> 50 cm) mais cette proportion varie selon les zones (fig. 4.13 B). On note une grande quantité de gros blocs en zones médiane et distale alors que, dans la zone proximale, les petits blocs (10-20 cm) dominent.

Dans la couche sous-épidermique, quelle que soit la zone de l'éboulis, petits cailloux, graviers et gravillons sont majoritaires ; sables et fines (limons et argiles) existent en très petite quantité (fig. 4.13 C). La zone proximale est riche en blocs et en cailloux en dessous de 35 cm de profondeur. En zone médiane, les fragments mm-2 mm sont plus fins et favorables à

l'implantation de *Xatardia scabra* dans les quarante premiers centimètres. Au-dessous, les débris sont plus grossiers. La structure de l'éboulis présente une hétérogénéité avec l'apparition de couches de débris de calibre différent : des lits de matériau plutôt fin alternent avec d'autres plus grossiers. Ce litage montre des changements dans les conditions de la morphogenèse. En zone médiane, la présence de très gros blocs en dessous d'un mètre de profondeur témoigne peut-être de l'existence d'un talus tardiglaciaire auquel succède un talus holocène plus fin. D'ailleurs le faciès grossier du glacier rocheux hérité va dans le sens de cette hypothèse.

b- Fonctionnement morphodynamique de surface de l'éboulis

Cinq bandes peintes ont été tracées le long des transects de Malaza 2 : une en zone proximale, trois en zone médiane et une en zone distale. Cela représente 5 070 mesures ponctuelles répétées deux fois par an pendant trois ans. Ces transects mesurent entre 8 et 24,5 mètres de longueur et sont situés entre 2 290 m et 2 360 m d'altitude (tab. 4.4).

Tableau 4.4 – Caractéristiques morpho-dynamiques des trois zones de l'éboulis Malaza 2, le long de cinq transects matérialisés par des bandes peintes.

Code des transects	Zone de l'éboulis	Altitude (en m)	Longueur (en m)	Nombre de mesures sur 3 ans	Déplacement des matériaux de surface (en cm)							
					Saison cryonivale 2004/2005	Saison estivale 2005	Saison cryonivale 2005/2006	Saison estivale 2006	Saison cryonivale 2006/2007	Saison estivale 2007	Vitesse annuelle moyenne par bandes peintes (en cm.an ⁻¹)	Vitesse annuelle moyenne par zone (en cm.an ⁻¹)
bp4	proximale	2360	8,5	516	2,33	0,43	6,6	17,56	2,06	1,62	10,2	15,9
bp3	médiane	2330	24,5	1476	2,66	4,04	12,06	20,58	9,5	30,85	26,56	
bp1	médiane	2310	16	966	0,88	1,69	1,35	12,12	0,75	0,6	5,8	0
bp2	médiane	2310	27,1	1632	0,03	0,37	0,94	20,77	9,6	14,76	15,49	
bp5	distale	2290	8	480	0	0	0	0	0	0	0	0

Globalement, les profils transversaux sont très disparates, reflétant la grande hétérogénéité de la granulométrie de surface. Nous avons choisi délibérément des zones à *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meisn., ce qui explique sa présence le long des transects 1, 2 et 3. À l'échelle de l'éboulis, les déplacements de surface sont relativement faibles (8,7 cm.an⁻¹) et variables selon la zone considérée et selon la saison (tab. 4.4, fig. 4.14). Nous avons mesuré des mouvements de débris globalement plus importants en zone médiane avec 15,9 cm.an⁻¹ contre 10,2 cm.an⁻¹ en zone proximale ; aucun mouvement en zone distale. La saison estivale est plus favorable au transit avec 8,4 cm.an⁻¹ contre 3,3 cm.an⁻¹ en saison cryonivale. La figure 4.14 montre que la variabilité annuelle n'est pas en phase d'un transect à l'autre. Il semble que le fonctionnement soit régi par un système en mosaïque aléatoire plutôt que par un système cohérent organisé amont-aval.

En zone proximale (annexe 4.8 à 4.10, p. 67 à 69 et fig. 4.14), la pente est forte (32 à 35°). Les matériaux de surface sont de taille modeste. Par contre, la couche épidermique présente davantage de blocs ; la matrice fine est quasi inexistante. Aucun pied de *X. scabra* n'a d'ailleurs été observé. Dans ce secteur où l'inclinaison correspond à la pente d'équilibre (entre 32 à 37°), les mouvements de débris sont plus faibles qu'en zone médiane supérieure. Cela s'explique peut-être par des apports très limités de débris venant de la paroi. Cet argument sera développé dans le chapitre 5. Les plus forts déplacements s'observent en saison estivale 2005-2006, comme c'est le cas pour les autres secteurs

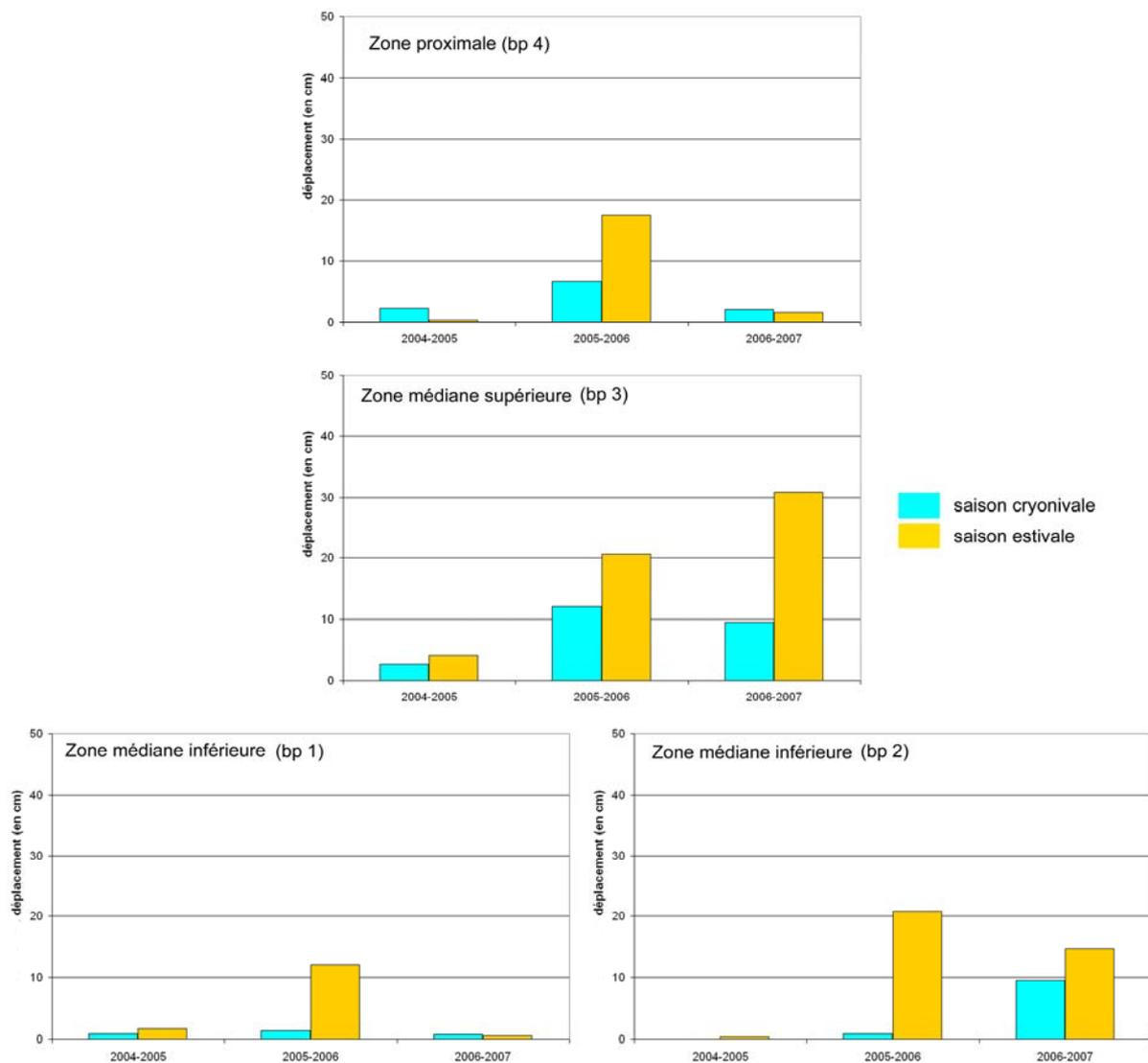


Figure 4.14 – Répartition saisonnière du transit superficiel dans les différentes zones de l'éboulis Malaza 2. Aucun déplacement n'a été mesuré en zone distale (bp 5). La saison estivale est davantage favorable au mouvement des débris à l'échelle de l'éboulis. D'une manière générale, la variabilité annuelle n'est pas en phase d'un transect à l'autre, ce qui suggère un fonctionnement en mosaïque aléatoire et non un système cohérent organisé amont-aval.

La zone médiane amont (annexe 4.11 à 4.13, p. 70 à 72 et fig. 4.14) montre une morphodynamique bien différente. La granulométrie de surface est composée de matériaux moins grossiers qu'en zone distale : d'étroites plages de gros blocs alternent avec de plus vastes espaces de matériaux fins. Quelques pieds épars de *X. scabra* se distinguent au milieu des gros blocs. Leur existence s'explique par la présence, dans la tranche des 40 premiers centimètres, d'une matrice riche en graviers et sables lui servant de « château d'eau » et de « garde-manger ». Dans cette zone, les déplacements de fragments sont plus importants que dans les deux autres zones, toujours plus rapides pendant la saison estivale que pendant la saison cryonivale. Contrairement à la zone médiane inférieure, les mouvements les plus forts sont concentrés durant la saison 2006/2007 (fig. 4.14). La zone médiane aval (annexe 4.14 à 4.19, p. 73 à 78 et fig. 4.14) présente une granulométrie de surface hétérogène. C'est la zone à *X. scabra*. Observée en grand nombre durant l'été 2005, sa population a largement diminué en

2006 et 2007. Est-ce dû aux mouvements de débris, importants pendant les périodes cryonivales et estivales de 2005/2006 pour la bp 1 et pendant les périodes estivales de 2006 et 2007 pour la bp 2, les conditions climatiques ou la pression de broutage des isards ? Il est bien trop délicat de faire la part de chaque évènement pour répondre à cette question. Les déplacements sont très variables selon la saison et l'année : de faible intensité en 2004/2005, ils sont beaucoup plus importants durant la saison estivale 2006 pour les bp 1 et 2. Une variabilité spatiale se manifeste entre les bp 1 et 2 durant la saison 2006/2007. Ces transects, pourtant juxtaposés, présentent des mouvements de débris très différents : < 2 cm pour la bp 1 et > 9 cm pour la bp 2 (fig. 4.14).

La zone distale (fig. 4.14 et annexe 4.20, p. 79) présente une granulométrie de surface très grossière (blocs > 50 cm et parfois > 1 m de plus grande longueur). Seuls les lichens du genre *Rhizocarpon geographicum* sont présents à la surface des blocs. Les déplacements sont nuls quelle que soit la saison. Cette zone semble bien stabilisée, du moins à l'échelle des trois années de mesure. La mise en mouvement de cette section nécessiterait le déclenchement d'une coulée de débris ou d'une avalanche de fond de forte intensité capable d'atteindre le bas de l'éboulis et de déplacer les gros blocs. On a d'ailleurs observé la présence de fragments de 5 à 20 cm de long posés sur des gros matériaux, souvent accompagnés de débris fins, attestant d'une activité avalancheuse mais de très faible puissance. Cet apport de fragments n'a pas été pris en compte par la méthode des bandes peintes.

c- Déplacements de sub-surface

La mesure des racines de *Xatardia scabra* a permis d'identifier le transit dans la tranche superficielle mobile. Sur ce cône, le prélèvement de huit pieds en zone médiane inférieure a mis en évidence un déplacement moyen de 23,5 cm.an⁻¹, pour une épaisseur moyenne de 26 cm. Sur cet éboulis, aucune des trois colonnes de tubes PVC, initialement installées et soigneusement repérées en zone médiane inférieure, n'a été retrouvée. Il semble donc que le transit soit efficace sur une épaisseur d'au moins 30 cm (longueur de la colonne) pour avoir détruit et dispersé ces dernières.

d- Conclusion

Ces résultats traduisent la grande complexité de l'éboulis avec une grande variabilité spatio-temporelle. Cet éboulis est globalement peu actif avec des déplacements moyens de surface de seulement 8,7 cm.an⁻¹. Dans la zone médiane, les mouvements de la tranche superficielle mesurés grâce aux racines de *X. scabra* sont largement supérieurs (23,5 cm.an⁻¹) aux déplacements de surface mesurés par les bandes peintes (15,9 cm.an⁻¹). Ces résultats sont quelque peu étonnants car il n'y a pas de raison que les déplacements de sub-surface soient 1,5 fois supérieurs à ceux de surface. Ce dernier cas relève certainement d'un artefact méthodologique lié soit à l'éloignement des pieds de *X. scabra* par rapport aux bandes peintes, soit à la durée de vie de *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meisn. qui serait alors plus longue que prévue (3 ans), ce qui confirmerait nos observations (chapitre 2 §4.2.1 b). La perte des tubes PVC confirme cependant la mobilité de la masse superficielle de l'éboulis. La présence de végétation de type lande à Rhododendron en zone distale et de type pelouse alpine sur les marges confirme la faible mobilité des éléments et l'évolution vers une stabilisation.

Les évènements saisonniers ne semblent pas suffisants pour que ce talus d'éboulis présente une dynamique active. Seule la zone médiane supérieure présente une certaine activité qui traduit un remaniement important. Aucune trace d'avalanches de fond ou de coulées de débris n'a été observée durant les trois années d'étude. Par contre, on retrouve des petits cailloux (5-20 cm) posés sur des gros blocs (> 1 m³) au printemps, signe d'une certaine activité hivernale. La gravité est quasi inopérante. On peut dire qu'il s'agit d'un éboulis assisté par tout un arsenal de processus zonaux et azonaux dont le ruissellement et l'agent

biologique représenté par l'isard restent probablement les facteurs les plus efficaces mais sa faible activité le conduit, à terme, à une stabilisation certaine. Seuls les événements chroniques ou catastrophiques de type grosse avalanche, coulée de débris ou activité sismique pourraient le réactiver et modifier alors la microtopographie, le profil en long et la végétation.

2.1.2- Dona

La Coma de la Dona est située sur la bordure orientale du massif de Carança. D'orientation est-ouest, la Coma s'ouvre à l'est sur la vallée de l'Alemanya. Le versant exposé au sud est occupé par une pelouse souvent écorchée et de forme régularisée. Le versant exposé au nord, qui nous intéresse, est formé d'une paroi d'environ 100 à 200 m de commandement surmontant des panneaux d'éboulis longs de 100 à 120 mètres pour une largeur de 30 m (fig. 4.15).

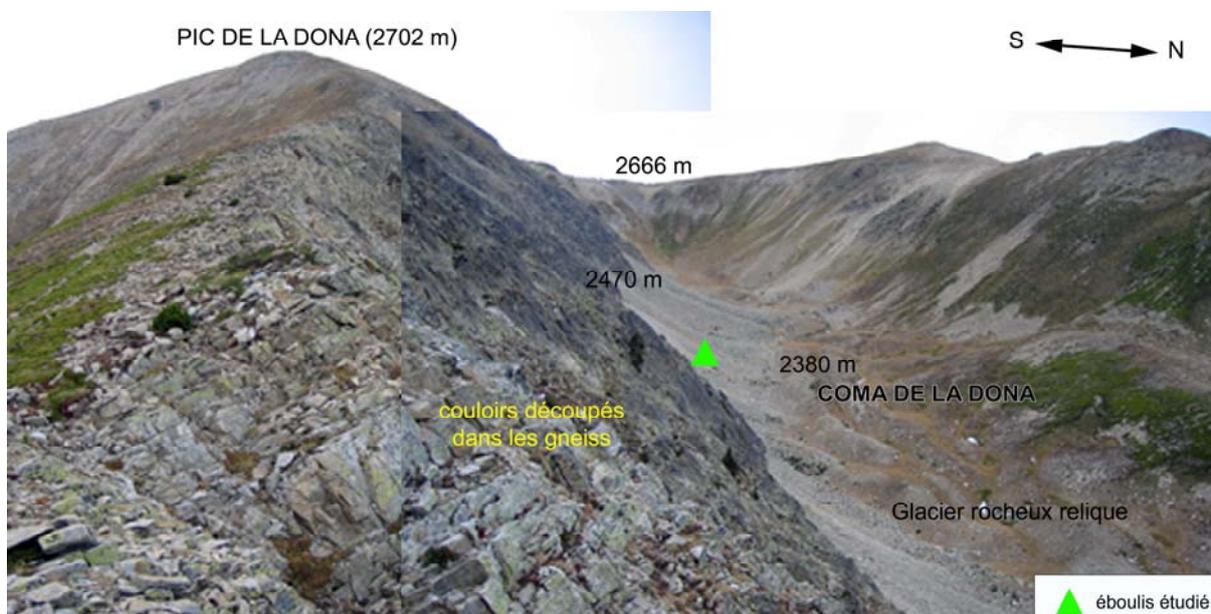


Figure 4.15 – Massif gneissique de la bordure orientale de Carança. La Coma de la Dona est orientée est-ouest. Le géosystème est composé de trois zones : en amont, une paroi découpée par des couloirs dont la plupart peut se remonter sans matériel spécialisé, des cônes d'éboulis en secteur médian et un glacier rocheux relique en aval.

La paroi est découpée par des couloirs dont la plupart se remontent sans matériel spécialisé. Le matériau gneissique est largement fracturé, surtout dans la partie amont de la paroi (fig. 4.16). De nombreux blocs occupent les couloirs sauf dans le cas où les coulées de débris les ont balayés. Des bourrelets de glaciers rocheux reliques sont visibles à l'aval des éboulis. Ces bourrelets largement lichénisés sont colonisés par une végétation arbustive et herbacée. Ils témoignent d'une genèse du système versant d'ébouilisation - glaciers rocheux d'âge certainement tardiglaciaire.

La végétation est présente à la fois sur les talus et sur les parois mais elle est moins dense que sur les éboulis du Malaza. Elle représente environ 20 % de la paroi et se situe majoritairement à son pied et sur les zones de convexité transversale plutôt stables. Quelques

Pinus uncinata colonisent les replats à l'entrée de la Coma où l'altitude est la plus basse (environ 2 300 m). L'éboulis étudié est partiellement végétalisé. Quatre associations végétales occupent le talus. Leur cartographie (fig. 4.17, tab. 4.5) souligne un secteur végétalisé sur la zone médiane aval et la zone distale de forme convexe et au pied de la paroi rocheuse avec le groupement de pelouse alpine *Hieracio breviscapii* – *Festucetum airoidis* Br.-Bl. 1948 et de lande *Hieracio* – *Festucetum supinae* Br. Bl. 1948 *vaccinetosum microphylli*. Le *Poa cenisia* - *Xatardietum scabrae* (Baudière et Serve, 1975) est localisé sur la zone médiane.

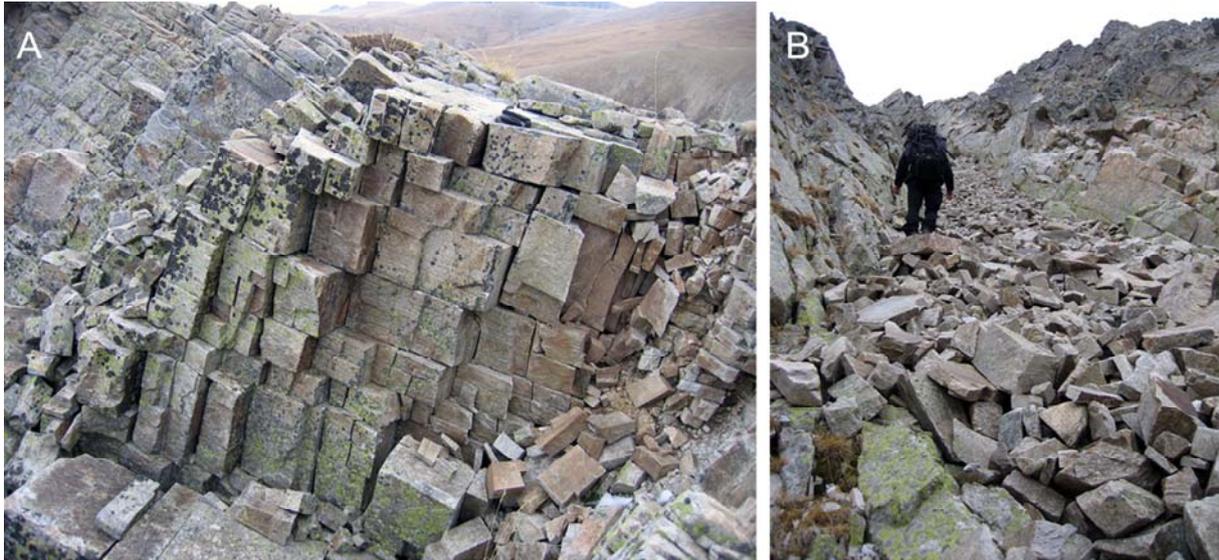


Figure 4.16 – Couloir de Dona dans les matériaux gneissiques. A : blocs macrofracturés en forme de parallélépipède à l'apex de la paroi. B : stock de débris très grossiers accumulé dans le couloir.

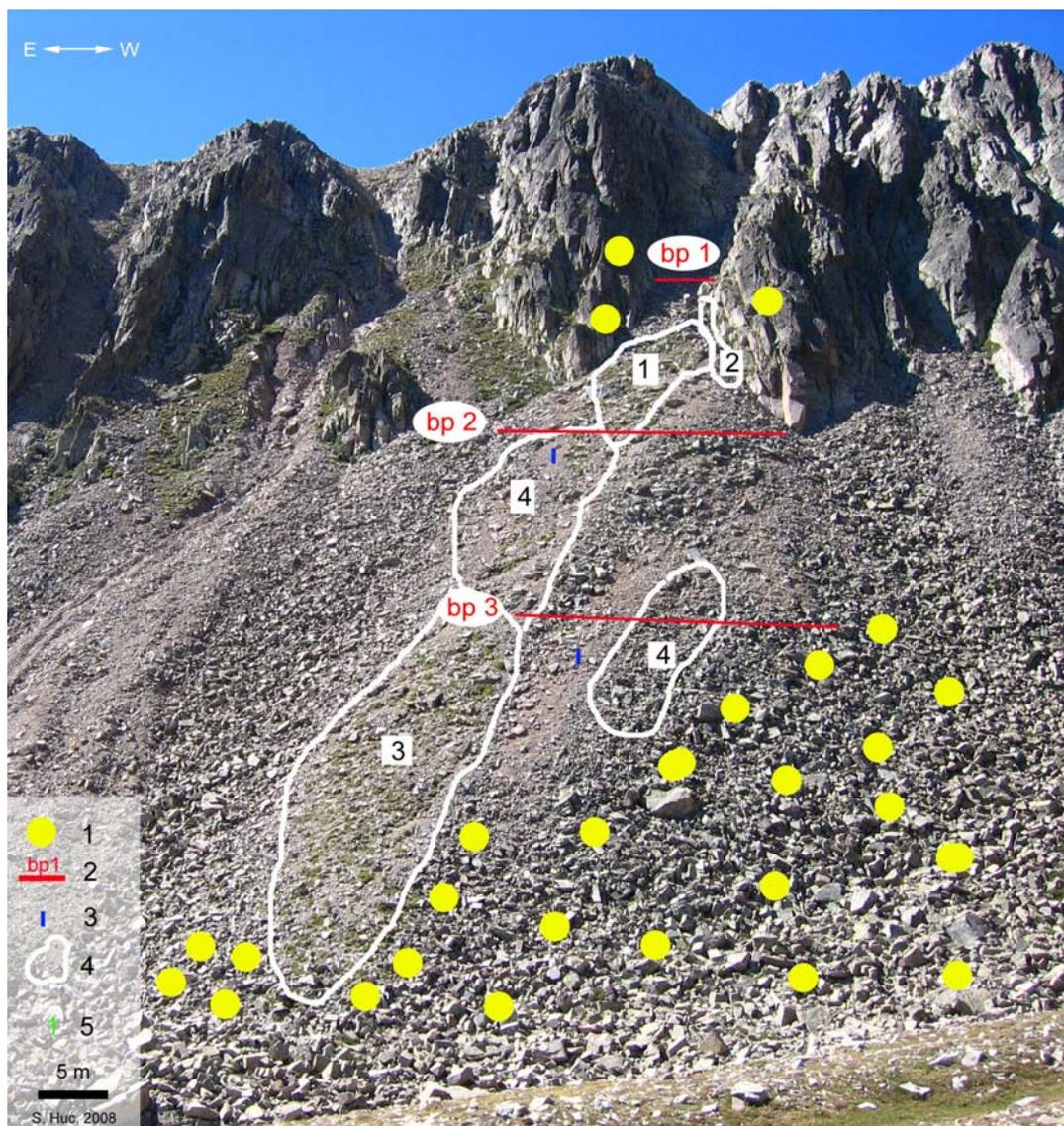


Figure 4.17 – Cartographie des groupements végétaux et situation des sites expérimentaux présents sur l'éboulis de Dona. 1 : zone à lichen, 2 : bandes peintes, 3 : colonnes de tubes PVC, 4 : limite du groupement végétal, 5 : numéro du groupement repéré dans le tableau 4.5.

Tableau 4.5 – Correspondance phytosociologique à la figure 4.17

N°	Associations	Espèces caractéristiques présentes
1	<i>Hieracio breviscapi-Festucetum airoidis</i> Br. - Bl. 1948	<i>Festuca airoides</i> , <i>Juncus trifidus</i> , <i>Jasione crispa</i> , <i>Thymus nervosus</i> , <i>Alchenilla alpina</i>
	<i>Saxifragetosum pubescentis</i> subsp. <i>iratiana</i>	<i>Saxifraga moschata</i>
2	<i>Hieracio breviscapi-Festucetum airoidis</i> Br. - Bl. 1948	<i>Festuca airoides</i> , <i>Juncus trifidus</i> , <i>Jasione crispa</i> , <i>Thymus nervosus</i> , <i>Alchenilla alpina</i>
	<i>Saxifragetosum pubescentis</i> subsp. <i>iratiana</i>	
	<i>Hieracio Festucetum supinae</i> Br. - Bl. 1948 <i>vaccinetosum microphylli</i>	<i>Vaccinium uliginosum</i> , <i>Rhododendron ferrugineum</i> , <i>Saxifraga geranioides</i>
3	<i>Hieracio breviscapi-Festucetum airoidis</i> Br. - Bl. 1948	<i>Festuca airoides</i> , <i>Juncus trifidus</i> , <i>Jasione crispa</i> , <i>Thymus nervosus</i> , <i>Alchenilla alpina</i>
	<i>Hieraci Festucetum supinae</i> Br. - Bl. 1948 <i>vaccinetosum microphylli</i>	<i>Vaccinium uliginosum</i> , <i>Rhododendron ferrugineum</i> , <i>Saxifraga geranioides</i>
4	<i>Poa cenisia-Xatardietum scabrae</i> (Baudière et Serve, 1975)	<i>Xatardia scabra</i>

a- Caractéristiques morphologiques de l'éboulis

Le versant étudié, situé dans la partie médiane du versant rocheux de la Coma de la Dona, possède une pente moyenne de 30°. Le cône d'éboulis est surmonté d'une paroi découpée en couloir dont la pente est de 37° (fig. 4.18 A). L'apex de la paroi est constitué d'un matériau macrofracturé en forme de parallélépipèdes, assurant une alimentation potentielle en fragments grossiers. Ces blocs se retrouvent en abondance dans le couloir (fig. 4.18 B) qui sert de transit. L'acheminement vers l'éboulis s'effectue soit par gravité soit par coulées de débris. L'éboulis mesure 120 m de long pour 50 m de large. Le profil longitudinal de l'éboulis n'est pas tout à fait rectiligne mais ne présente pas de rupture nette (fig. 4.18 A). On observe des gros blocs sur les marges de l'éboulis. La granulométrie de surface présente une taille de débris très grossiers (> 50 cm) en zone proximale à la sortie du couloir et en zone distale (fig. 4.18 B).

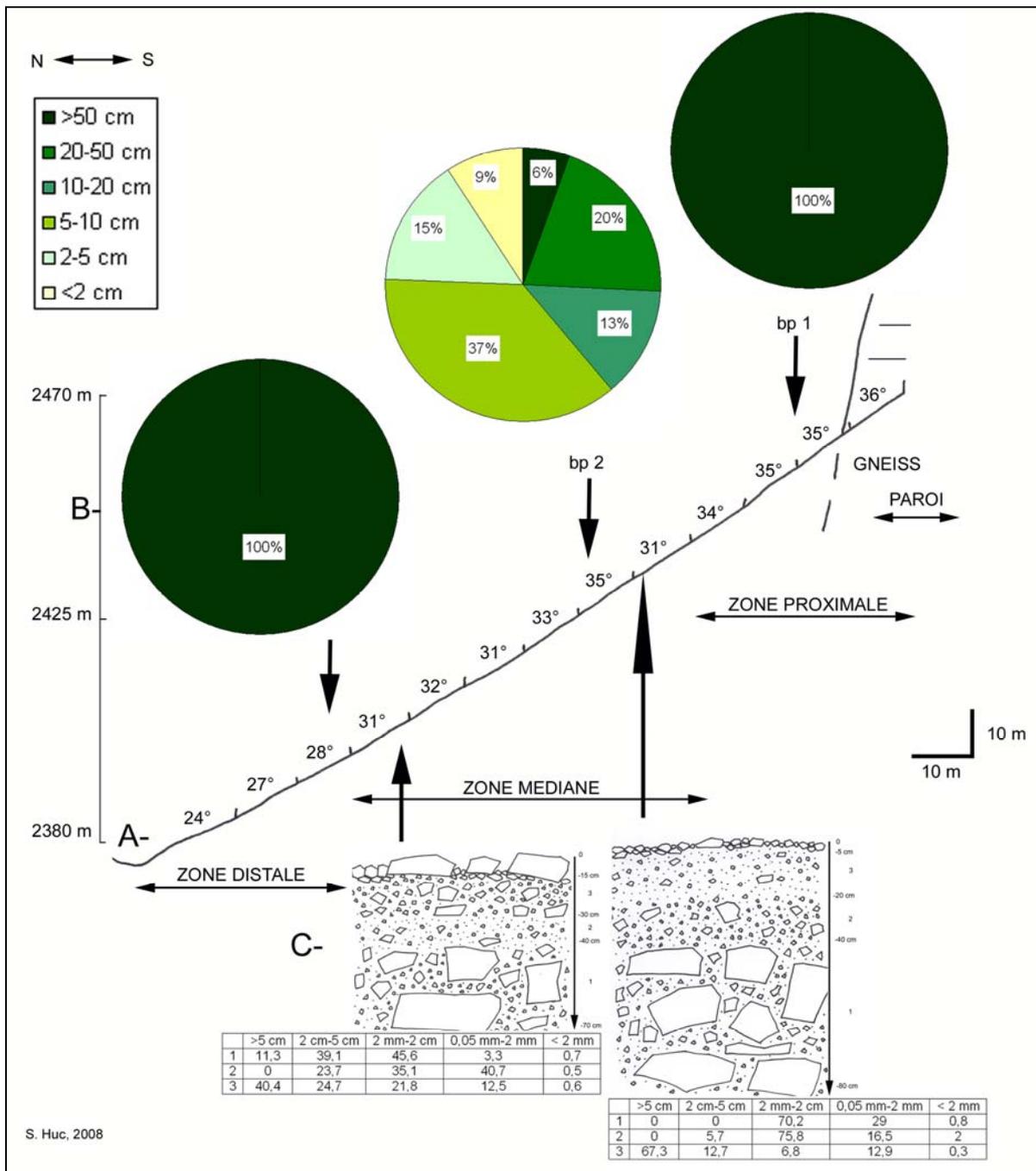


Figure 4.18 – Coupe de l'éboulis Dona. A : profil longitudinal, B : granulométrie de surface, C : granulométrie de la tranche superficielle.

La zone médiane comprend une majorité de débris dont la taille va de 5 à 20 cm. Les matériaux inférieurs à 2 cm représentent cependant 9,2 % de l'échantillon. En profondeur, dans les 50 à 70 premiers centimètres, graviers et gravillons dominent vers le haut du profil alors que les débris plus grossiers se retrouvent en quantité importante vers le bas (fig. 4.18 C). Comme dans le cas du Malaza, on peut émettre l'hypothèse selon laquelle ce litage correspondrait à un changement de nature de l'éboulis, un talus grossier d'âge tardiglaciaire auquel aurait succédé un talus récent peut-être holocène plus fin. L'absence d'étude stratigraphique ne permet pas de confirmer ces suppositions. Le seul argument que nous pouvons apporter concerne la présence d'un glacier rocheux à gros blocs à la base. Les matériaux fins sont peut-être le résultat de remaniements sur le talus et d'apports de fines par la pluie, le vent et le ruissellement du couloir.

b- Fonctionnement morphodynamique de surface de l'éboulis

Nous avons tracé trois bandes peintes le long des transects de l'éboulis Dona : une en zone proximale, une en zone médiane et une en zone distale, soit 3 000 mesures ponctuelles répétées trois fois par an. Ces transects mesurent entre 6 et 24 mètres de longueur et sont situés entre 2 420 et 2 470 m d'altitude (tab. 4.6, fig. 4.17).

Les déplacements des matériaux de surface sont bien plus rapides que sur les deux éboulis du Malaza avec $38,7 \text{ cm.an}^{-1}$ en moyenne. Le transit est très inégalement réparti : il est maximal en zone médiane avec $85,4 \text{ cm.an}^{-1}$ et minimal en zone proximale avec $7,1 \text{ cm.an}^{-1}$ (tab. 4.6). Trois arguments peuvent expliquer la faiblesse de ce dernier chiffre : (i) la taille grossière des fragments de cette zone ($> 50 \text{ cm}$), sachant que les processus participant au déplacement n'agissent pas efficacement dans ce type de matériel malgré une pente forte (34 à 36°), (ii) l'enchaînement de mécanismes cycliques (les déplacements rapides en zone médiane finissent par raidir la pente avec la zone proximale peu mobile, cela déclenche en retour un glissement rapide de la zone proximale) et (iii) le déclenchement de coulées de débris qui mobilisent les matériaux proximaux en position instable.

Tableau 4.6 – Caractéristiques morpho-dynamiques des trois zones de l'éboulis Dona, le long de trois transects matérialisés par des bandes peintes.

Code des transects	Zone de l'éboulis	Altitude (en m)	Longueur (en m)	Nombre de mesures sur 3 ans	Déplacement des matériaux de surface (en cm)						
					Saison cryonivale 2004/2005	Saison estivale 2005	Saison cryonivale 2005/2006	Saison estivale 2006	Saison cryonivale 2006/2007	Saison estivale 2007	Vitesse annuelle moyenne par bandes peintes (en cm.an^{-1})
bp1	proximale	2470	6	360	0	0,15	2,25	4,6	13,7	0,5	7,1
bp2	médiane	2445	20	1200	24,9	50,7	28,4	17,5	86	51,7	85,4
bp3	distale	2450	24	1440	8,3	14	5,2	15,6	15,5	12,3	23,6

Les déplacements sont extrêmement variables selon les saisons (fig. 4.19) et pourtant ils sont globalement équivalents avec une moyenne de $18,6 \text{ cm.an}^{-1}$ en saison estivale et $20,5 \text{ cm.an}^{-1}$ en saison cryonivale sur les trois années de mesure.

La zone proximale (annexe 4.21 à 4.23, p. 83 à 85) connaît des déplacements quasi nuls malgré une forte pente (34 à 36°). Dans ce secteur, les matériaux provenant de la macrofracturation de la paroi s'accumulent au débouché du couloir formant un équilibre instable (fig. 4.19). Le transect microtopographique réalisé transversalement à la ligne de plus grande pente de l'éboulis montre une forme concave (annexe 4.21, p. 83). La forme d'un chenal s'individualise parfaitement malgré une homogénéité granulométrique et on le retrouve sur la bp 2 d'ailleurs, ainsi que sur la bp 3 où il s'atténue.

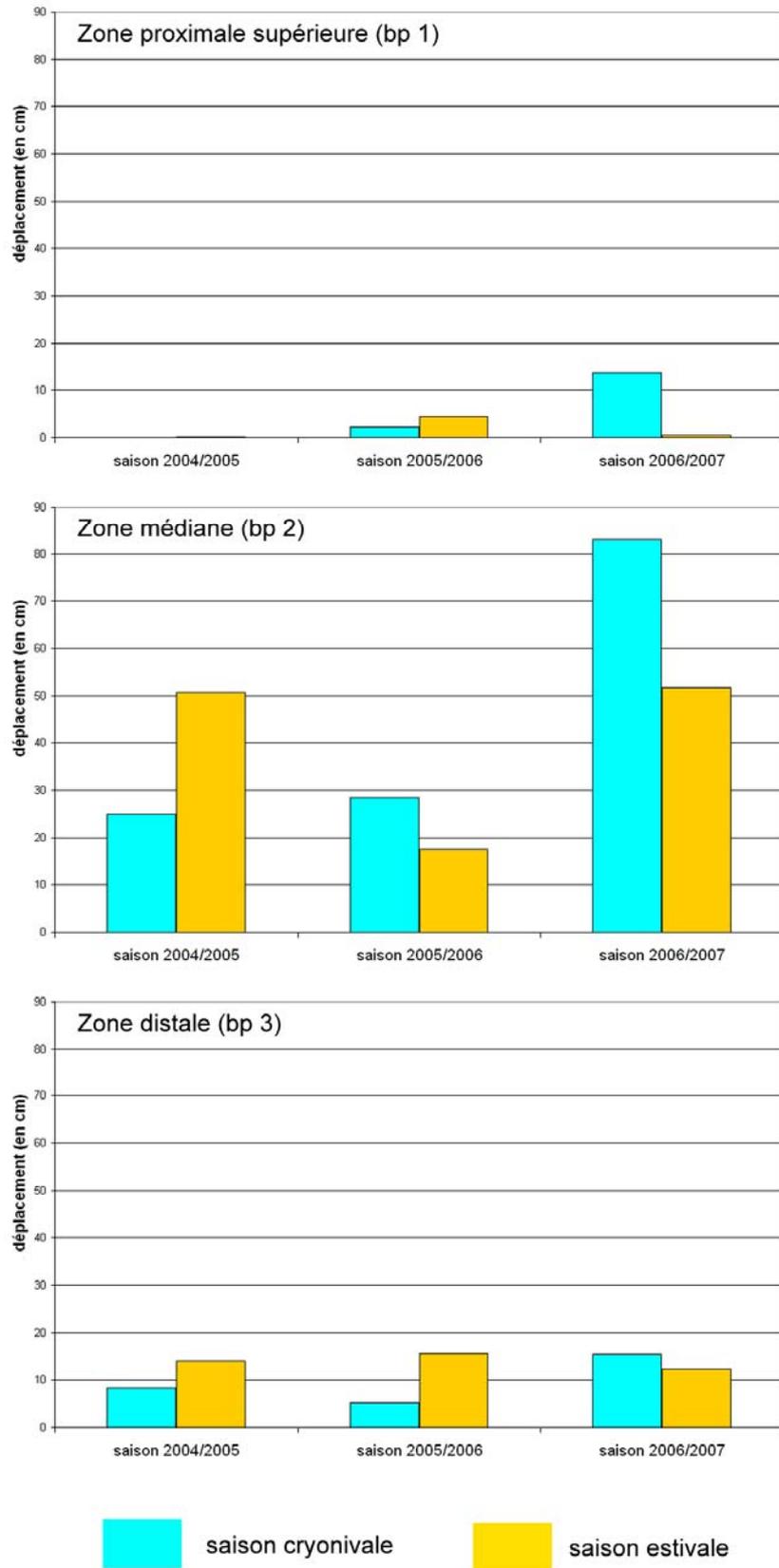


Figure 4.19 – Répartition saisonnière du transit superficiel dans les différentes zones de l'éboulis Dona. La variabilité saisonnière est très marquée durant la période de mesures.

Les processus en jeu affectent essentiellement des individus isolés, ici des blocs comme on peut le voir sur la figure 4.20. La période cryonivale 2006-2007 fut particulièrement favorable au transit quelle que soit la zone de l'éboulis. Aucune avalanche ne s'est produite durant l'hiver mais la grande quantité de neige qui est tombée a certainement favorisé le ruissellement lié à la fonte ou la soli-gélifluxion. Dans ce secteur de l'éboulis, les mouvements saisonniers sont essentiellement le fait de déséquilibres des débris de cette zone. Cette hypothèse s'appuie sur un évènement qui s'est produit durant l'été 2006 au cours d'une campagne de mesures où un bloc de moyenne dimension [86 cm x 31 cm x 18 cm] a basculé sous nos pieds alors que nous étions en train de mesurer les fragments marqués. Cette zone fonctionne par à-coups : l'accumulation de blocs en zone proximale crée une instabilité, projetant à un moment donné vers l'aval les débris déséquilibrés par gravité. D'après les observations réalisées sur le terrain, ceux-ci se déplacent de quelques mètres seulement, participant peu à la dynamique générale de l'éboulis.

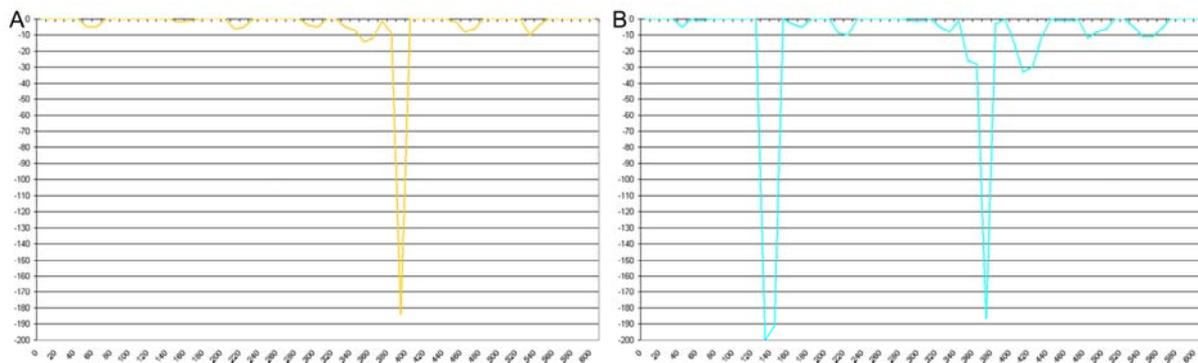


Figure 4.20 – Déplacements ponctuels de blocs isolés. En abscisse, les déplacements de matériaux (en cm) ; en ordonnée, la distance entre les deux blocs servant de point d'ancrage au transect. A : période estivale du 12/06/06 au 28/08/06. B : période cryonivale la plus active du 28/08/06 au 25/06/07.

À une échelle temporelle différente, ce couloir peut être affecté par des coulées de débris, comme nous avons pu en observer durant l'été 2003 dans les couloirs adjacents à celui qui a été étudié. La présence de débris fins (< 0,05 cm) à l'apex du couloir (fig. 4.21) constitue un stock facilement mobilisable pour permettre le déclenchement des coulées (Decaulne, 2002).

La zone médiane (annexes 4.24 à 4.26, p. 86 à 88) est affectée par des déplacements importants de l'ordre de 85 cm.an^{-1} . Dans ce secteur, les matériaux sont fins. Le transect granulométrique montre une alternance de plages de débris de morphométrie différente. *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meisn. est présente durant les deux premières années seulement dans les matériaux fins. Le profil transversal est relativement régulier ; l'exhaussement de la partie droite est lié à la présence de blocs volumineux (fig. 4.22). Les déplacements sont en relation avec la taille des matériaux : le transit est d'autant plus rapide que les débris sont fins (fig. 4.22). Il est très variable selon les saisons (fig. 4.19).



Figure 4.21 – Vue plongeante sur le couloir de l'éboulis de Dona étudié. La présence de débris fins (< 5 cm) dans un goulot en pente raide (37°) est favorable au déclenchement de coulées de débris, processus efficace par son action morphogénique. Cette figure inspire aussi quelques remarques sur les processus de production de débris. On observe sur la droite de la photo une dalle intacte, végétalisée alors qu'à gauche, le versant est très disloqué. Cela suggère le rôle du dispositif lithostructural et notamment le pendage des bancs de gneiss.

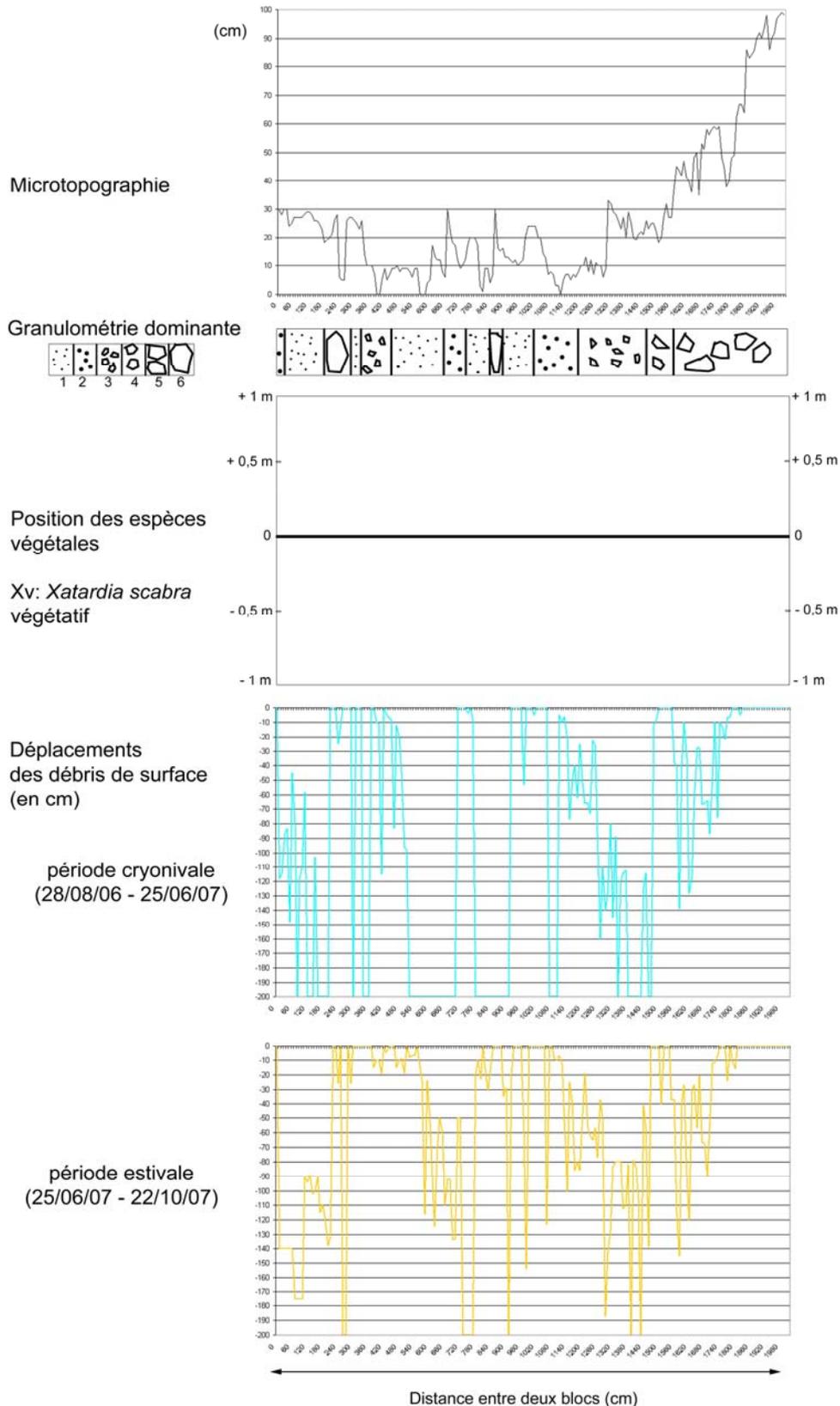


Figure 4.22 – Transect réalisé dans la zone médiane de l'éboulis Dona durant l'année 2006/2007. La microtopographie montre un profil relativement régulier malgré un exhaussement vers la droite dû aux blocs. Les déplacements sont importants durant les saisons cryonivales et estivales et semblent liés à la taille des débris. Des plages de matériaux de même calibre bougent ensemble, les débris fins allant le plus loin. *X. scabra* était absente durant la saison végétative 2006/2007.

Il semble que la dynamique morphogénique de cette zone soit le fait du ruissellement dû à la fonte de la neige et à la gélifluxion durant la saison cryonivale. En effet, durant le mois de janvier 2005, nous avons pu constater qu'au cœur de l'hiver, le vent balaie la neige des cônes vers les intercônes. Les éboulis, non protégés par le tapis neigeux, sont alors soumis aux cycles gel-dégel. Durant la saison estivale, le ruissellement issu des orages et le passage des isards dont la population avoisine les 50 individus dans la Coma de la Dona sont les agents dominants des déplacements de débris.

La zone distale (annexe 4.27 à 4.29, p. 89 à 91) connaît un déplacement moyen le long du transect de $23,6 \text{ cm.an}^{-1}$. Les matériaux y sont plus grossiers qu'en zone médiane. On note la présence d'un pied de *X. scabra* à l'état végétatif dans des petits cailloux (5-10 cm). Tout comme dans la zone intermédiaire, le transit de débris semble lié à la taille des matériaux. Les déplacements estivaux sont globalement équivalents durant les trois années, entre 12 et 15,5 cm. Les mouvements durant la saison cryonivale sont plus faibles les deux premières années et légèrement plus importants en 2006/2007, suivant le même schéma que les deux autres secteurs de l'éboulis. Le fonctionnement de cette zone est comparable à celui de la zone médiane. Les valeurs plus faibles sont à mettre sur le compte de la granulométrie plus grossière et de la pente plus faible ($27-28^\circ$).

c- Déplacements de sub-surface

Ils ont pu être appréciés grâce à deux outils de mesure : les tubes de PVC et la racine de *X. scabra*. Concernant les tubes, deux colonnes de trois fragments ont été installées le 24/08/05, l'une sous la bande peinte médiane et l'autre sous la bande peinte distale. Lorsque nous avons voulu les récupérer le 22/10/2007, aucune d'entre elles n'a été retrouvée. Cela atteste d'un transit de sub-surface suffisamment efficace pour éjecter les tubes. Concernant les racines de *X. scabra*, seuls deux échantillons ont été prélevés dans la zone médiane en raison du petit nombre d'individus sur cet éboulis durant la période d'étude. Les mesures de longueur de racines donnent un déplacement annuel de la tranche superficielle mobile de $19,5 \text{ cm.an}^{-1}$, sur une épaisseur de 16,5 cm.

d- Conclusion

Cet éboulis semble un peu plus « actif » que celui du Malaza car les apports sont manifestes dans le couloir. L'immobilité apicale suggère une phase d'accumulation qui devrait déboucher ultérieurement sur une phase de mobilisation plus rapide. C'est l'activité du secteur médian, en évacuant les matériaux, qui va déclencher la mise en route de la partie proximale. Les résultats traduisent une grande variabilité spatiale de la dynamique de l'éboulis : un secteur médian très actif ($85,4 \text{ cm.an}^{-1}$) et des zones distales ($23,6 \text{ cm.an}^{-1}$) et proximales beaucoup moins efficaces ($7,1 \text{ cm.an}^{-1}$). La présence de *Rhizocarpon geographicum* sur les gros blocs des marges du cône d'éboulis témoigne d'une stabilité déjà installée depuis un certain nombre d'années mais nous n'avons pas réalisé de mesures pour en connaître la durée. La zone médiane est affectée par des remaniements à la surface du talus et dans une tranche de quelques centimètres : les déplacements de surface ($85,4 \text{ cm.an}^{-1}$) sont d'ailleurs plus importants que ceux de sub-surface ($19,5 \text{ cm.an}^{-1}$). Les processus en jeu semblent liés d'une part aux cycles gel-dégel (gélireptation et gélifluxion) et à la neige (ruissellement dû à la fonte et surtout imbibition) en saison cryonivale et d'autre part, au ruissellement résultant des orages et au piétinement des isards en été. Durant les trois années de mesure, cet éboulis a fonctionné par processus saisonniers progressifs. Les événements chroniques, à dynamique brutale comme les coulées de débris ou les avalanches peuvent modifier considérablement la forme de l'éboulis. Cependant ces phénomènes nécessitent un temps de mesure beaucoup plus long pour les apprécier.

2.1.3- Cadi

Le petit massif calcaire de la Serre de Cadi en Espagne, d'orientation est-ouest, est très dissymétrique. Côté sud, le versant enherbé présente une pente continue sur plus de 1 000 m de dénivelée. Le versant nord est constitué d'une grande corniche de plus de 400 m de commandement, découpée par des couloirs raides (fig. 4.23). Les talus d'éboulis en forme de tablier ou en forme de cône selon la morphologie de la corniche dominante, terminent leur course généralement dans la forêt de *Pinus uncinata*. Nous sommes ici à la limite supérieure de la forêt. La végétation arborée est dense au pied des éboulis et sur les intercônes. Malgré une sensation de stabilité due à la présence de végétation herbacée près des talus, la mobilité des débris est importante en raison de la pente et des processus très actifs tels que les coulées de débris et les avalanches. Les grands couloirs sont d'ailleurs régulièrement parcourus par des avalanches en hiver comme en témoigne les arbres déracinés ou étêtés (fig. 5.7 du chapitre 5). La végétation pionnière de lithophytes migrants dont *X. scabra*, témoigne d'une certaine mobilité.

a- Caractéristiques morphologiques

L'éboulis instrumenté sur la Serre de Cadi se situe au-dessus du refuge de Prat d'Aguilo en versant nord, à l'ouest du Pas dels Gosolans. Le cône d'éboulis est court (85 m). Il est surmonté par une corniche compacte. A l'aval, une moraine formée de blocs volumineux (entre un et plusieurs mètres cubes) bloque le système sur une cinquantaine de mètres de large. La pente moyenne de l'éboulis est de 31,5° avec une valeur minimale en zone distale (26°) et maximale en zone proximale (34°) (fig. 4.24 A). Le cône d'éboulis étudié est coalescent avec le tablier adjacent gauche. Un couloir surmonte ces éboulis.

Les matériaux de surface (fig. 4.24 B) sont grossiers en secteur distal avec plus du quart de l'échantillon formé de débris dont la taille est supérieure à 50 cm. Aucune plante ne pousse dans ce secteur. La zone médiane présente une grande majorité de débris mesurant entre 5 et 20 cm. On y observe de nombreux pieds de *X. scabra*. Enfin, en zone proximale, les fragments sont beaucoup plus fins avec une part importante de matériaux inférieurs à 2 cm de long. Ce granoclassement longitudinal avec les matériaux fins à l'amont et grossiers à l'aval est un schéma classique qui indique le rôle déterminant de la gravité. En effet, l'énergie acquise par les blocs lors de leur chute est proportionnelle à leur masse.

Dans la couche sous-épidermique, les dix à quinze premiers centimètres sont riches en débris fins (fig. 4.24 C), puis en dessous on observe de gros cailloux et une matrice fine toujours très humide, même au cœur de l'été. La présence de fragments de plus grande taille en profondeur peut être le témoignage d'une formation plus ancienne sur laquelle repose l'éboulis actuel. Ce dispositif a d'ailleurs été observé sur plusieurs autres éboulis (Malaza et Dona).

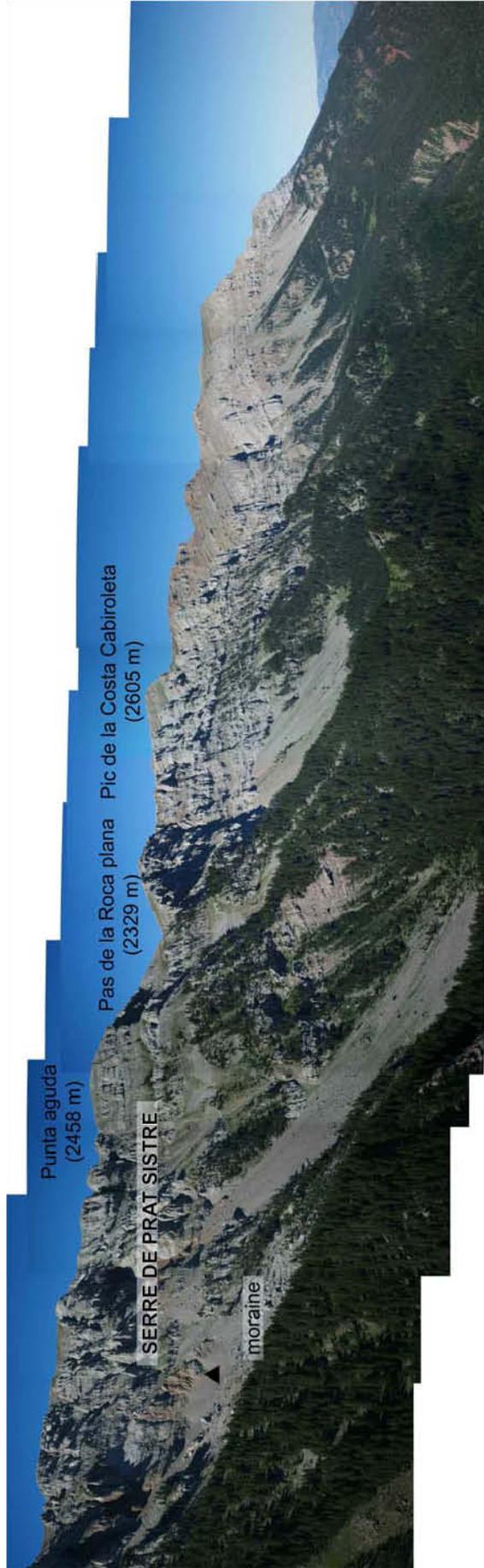


Figure 4.23 – Versant nord de la Serre de Cadi (Espagne). La corniche calcaire domine des talus d'éboulis qui terminent leur course généralement dans la forêt. Cette masse rocheuse est constituée d'une alternance de bancs de calcaire et de marne rouge (fig. 25). Le triangle noir indique l'éboulis étudié.

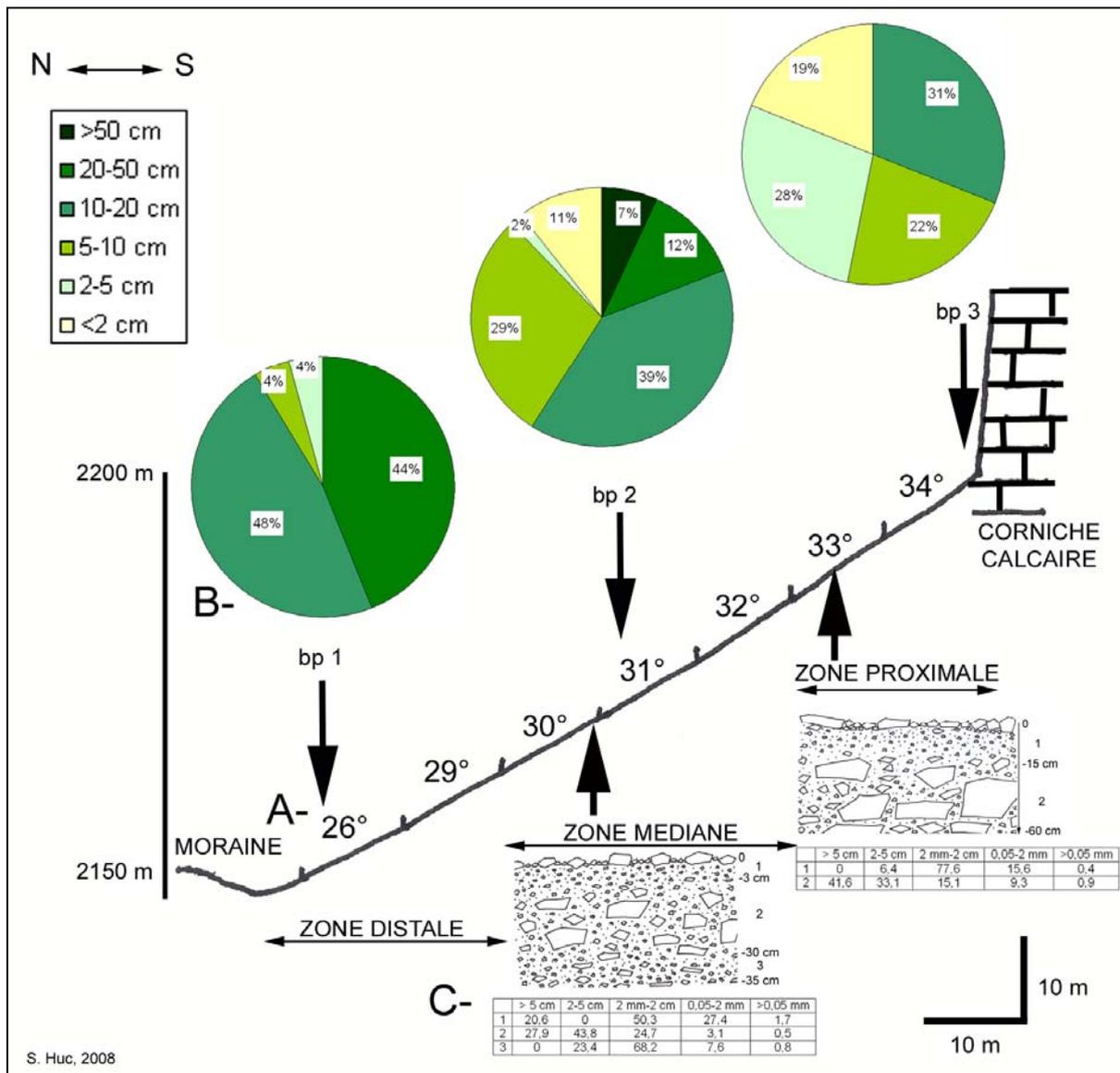


Figure 4.24 – Coupe de l'éboulis de Cadi. A : profil longitudinal, B : granulométrie de surface, C : granulométrie de la tranche superficielle.

b- Fonctionnement morphodynamique de surface de l'éboulis

Deux bandes peintes continues ont été tracées dans les zones médianes et distales (fig. 4.25). Chacune d'elles mesure 22,9 m de long. En zone proximale, nous avons modifié la méthode dès la deuxième année car il ne restait aucune trace de la bande peinte après chaque saison. Nous avons alors opté pour la méthode des cailloux peints alignés (bp 3). Sur la distance des 15 m à la sortie du couloir, nous avons placé cinq cailloux le long du transect. Ils ont été prélevés sur place. Le choix s'est porté sur des débris dont la taille était suffisante pour qu'ils soient retrouvés. Leurs caractéristiques morphométriques figurent dans le tableau 4.7. Contrairement aux mesures sur bandes peintes réalisées sur une période de trois ans, le transit des cailloux peints n'a été suivi que pendant un an et demi en raison de l'échec de la première année. Ces mesures représentent un total de 2 748 valeurs sur l'ensemble des trois ans.

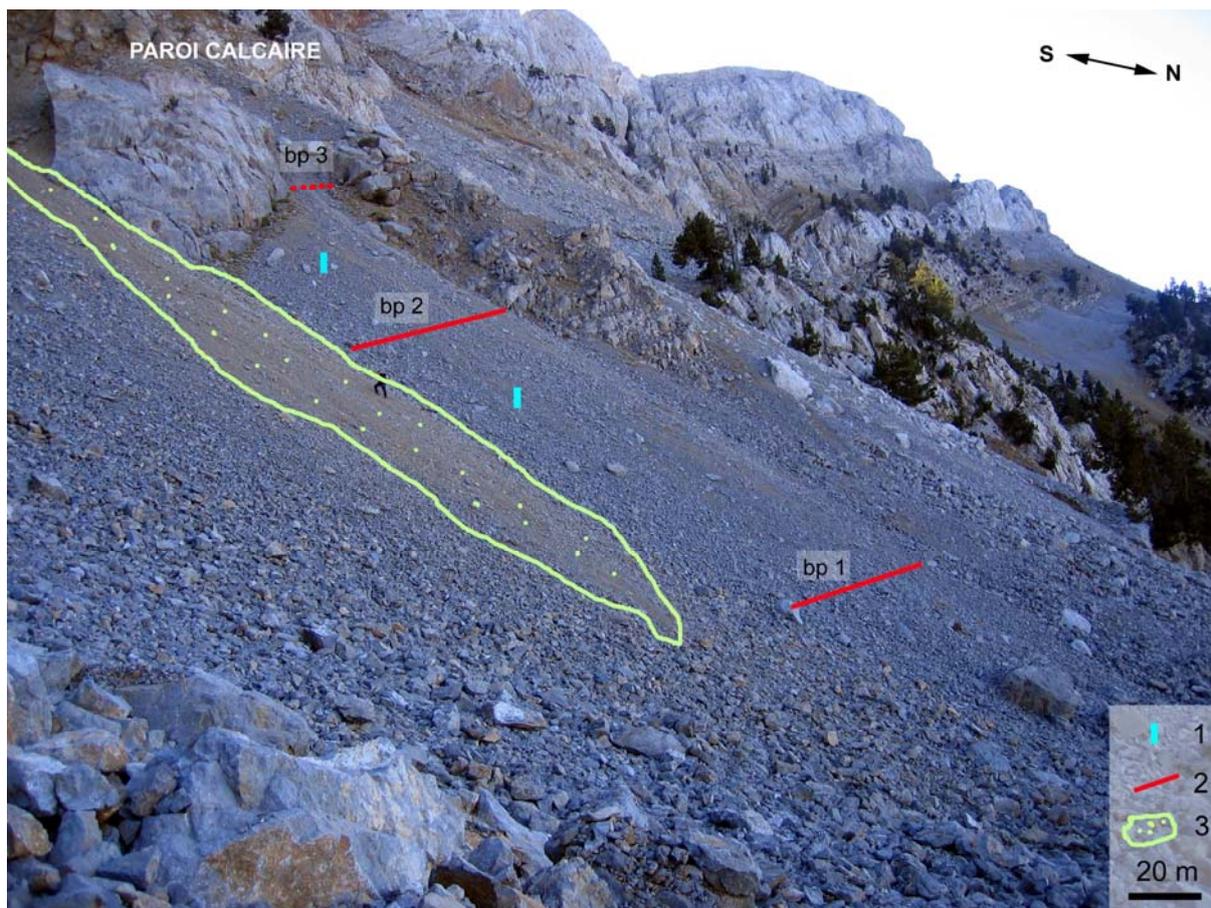


Figure 4.25 – Eboulis instrumenté en Serre de Cadi avec deux bandes peintes (2) continues en zones médiane (bp 2) et distale (bp 1) et cinq cailloux peints alignés en zone proximale (bp 3). Deux colonnes de segments de tubes PVC (1) ont été enfoncées en zone médiane et proximale. Une zone enherbée (3) sépare deux talus d'éboulis.

Tableau 4.7 – Caractéristiques morphométriques des cinq cailloux peints en zone proximale à 2 200 m d'altitude.

Numéro des cailloux peints	Longueur (cm)	Largeur (cm)	Epaisseur (cm)
1	8	6	3
2	7	5	2
3	11	7	3
4	7	5	3
5	9	6	3

Les déplacements à l'échelle de l'éboulis sont très rapides. Mais il est difficile d'en donner une valeur moyenne car la méthode des cailloux peints, très différente de celle des bandes peintes continues, rend difficile la comparaison entre zones. En effet, avec cette méthode, nous avons mesuré la distance exacte parcourue par les cailloux sans la limite des deux mètres mise en place dans le cas de la bande peinte continue. Ainsi les valeurs obtenues sont très élevées ; elles rendent réellement compte du déplacement des débris. Pour un transit moyen de $8,5 \text{ cm.an}^{-1}$ en zone distale et 51 cm.an^{-1} en zone médiane, on mesure un mouvement de matériaux de 596 cm.an^{-1} en zone proximale (tab. 4.8). Le transit de l'apex du cône est donc extrêmement rapide. Si on compare maintenant les mouvements saisonniers en prenant en compte seulement les bp 1 et 2, on constate que le transit estival ($16,8 \text{ cm.an}^{-1}$) est

globalement supérieur au transit de la saison cryonivale (13 cm.an⁻¹). Sur les éboulis de Cadi, la hauteur de la corniche est certainement un facteur décisif de l'énergie acquise par les blocs lors de leur chute. La paroi est incomparablement plus raide et plus élevée que sur les massifs de Dona et de Malaza.

Tableau 4.8 – Caractéristiques morpho-dynamiques des trois zones de l'éboulis de Cadi, le long de trois transects matérialisés par des bandes peintes pour bp1 et 2 et des cailloux peints pour bp3.

Code des transects	Zone de l'éboulis	Altitude (en m)	Longueur (en m)	Nombre de mesures sur 3 ans	Déplacement des matériaux de surface (en cm)						
					Saison cryonivale 2004/2005	Saison estivale 2005	Saison cryonivale 2005/2006	Saison estivale 2006	Saison cryonivale 2006/2007	Saison estivale 2007	Vitesse annuelle moyenne par zone (en cm.an ⁻¹)
bp3	proximale	2200	5 cailloux	15	-	-	-	188	403,2	302,8	596
bp2	médiane	2180	22,9	1374	13,6	23,1	25,7	45,4	24,6	20,7	51
bp1	distale	2160	22,9	1374	0,3	1,5	12,1	9,8	1,6	0,3	8,5

En zone proximale, (annexe 4.30 et 4.31, p. 95 et 96) pour une durée de suivi très courte égale à un an et demi, la période cryonivale connaît des mouvements de débris très importants, peut-être en raison du ruissellement dû à la fonte de la neige et aux coulées de neige (fig. 4.26). Ces déplacements sont aussi très rapides en été (entre 188 et 403,2 cm.an⁻¹). La petite taille des débris de surface et de sub-surface ainsi que la pente forte (34°) favorise ce transit.

En zone médiane (annexe 4.32 à 4.34, p. 97 à 99), les déplacements de débris sont importants (51 cm.an⁻¹). L'été 2006 a été particulièrement favorable au transit avec des mouvements de plus de 45 cm en moins de trois mois. Les déplacements de la saison cryonivale varient de 13,6 à 25,7 cm.an⁻¹. Cette zone est propice à *X. scabra*, présente en grand nombre. La présence de matériaux de taille moyenne en surface et petite en sub-surface semble influencer sa distribution.

La zone distale (annexe 4.35 à 4.37, p. 100 à 102) est peu mobile (8,5 cm.an⁻¹), certainement en raison de la présence de gros blocs (> 50 cm) sur une pente de seulement 26°. Saisonnièrement, le transit est variable mais toujours relativement faible (< 12,5 cm).

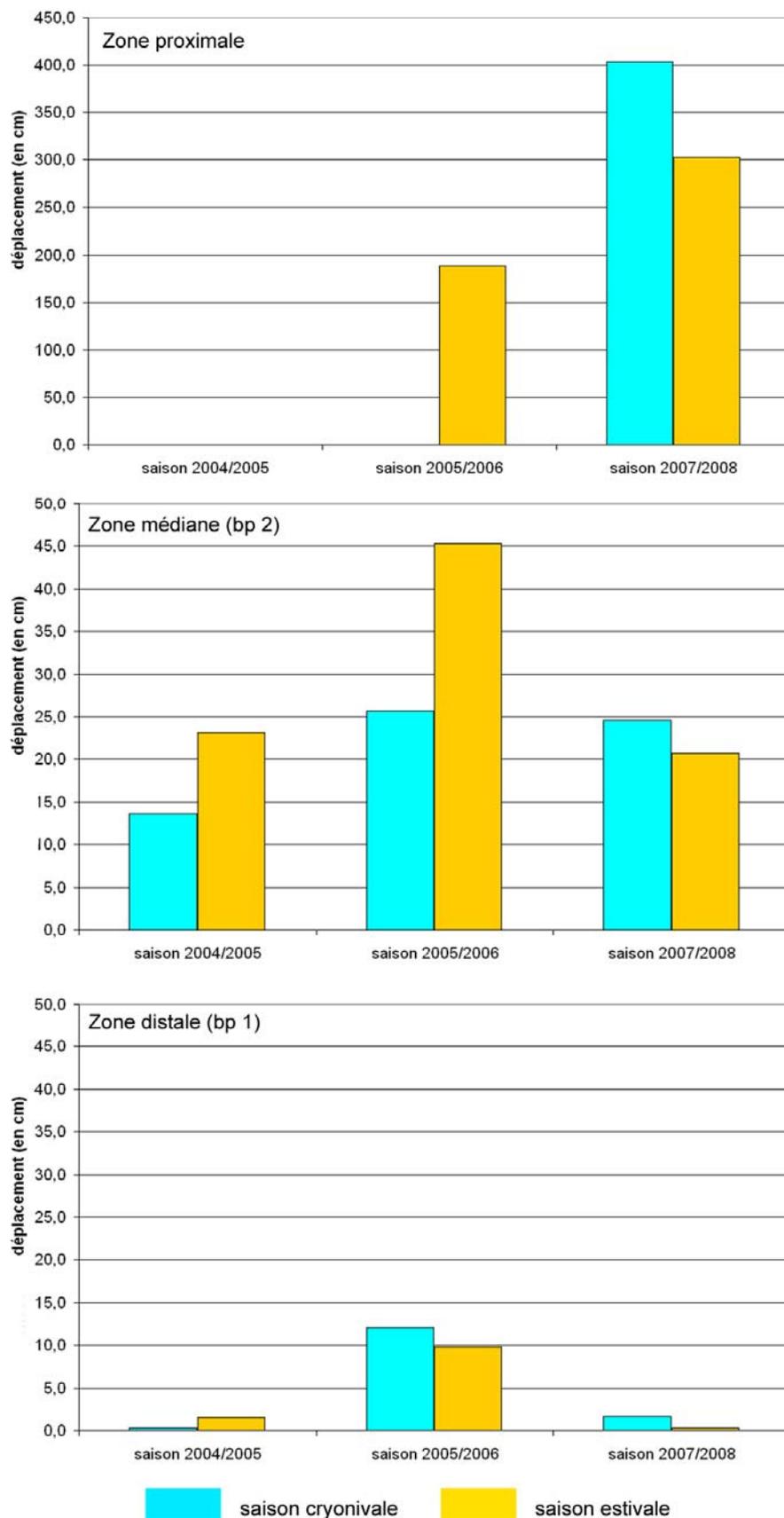
c- Déplacements de sub-surface

Onze pieds de *X. scabra* ont été prélevés dans la zone médiane de l'éboulis afin de mesurer la longueur de la racine. Les résultats obtenus montrent un déplacement de sub-surface égal à 19 cm.an⁻¹ dans une tranche mobile de 43 cm. L'expérimentation réalisée avec les tubes PVC, soit une colonne de deux fragments en zone proximale et une colonne de trois fragments en zone médiane, confirme le transit de cette couche sous-épidermique. En effet, enterrée le 10/10/2004, aucune des colonnes n'a été retrouvée le 30/09/2007. Soulignons l'épaisseur de la tranche mobile d'au moins 43 cm.

d- Conclusion

L'éboulis de Cadi présente des déplacements de sub-surface (19 cm.an⁻¹) bien inférieurs au transit de surface (51 cm.an⁻¹) du moins en zone médiane. La tranche superficielle mobile est épaisse, constituée de matériaux fins vers la surface et de débris plus grossiers en profondeur. La plasticité de cette zone est favorisée par l'humidité permanente mais prépondérante en période post-nivale et après les orages estivaux. Cela explique, en partie, le transit très rapide des zones proximale (même si la méthode utilisée est différente) et médiane. Deux autres facteurs sont favorables au mouvement de débris : la pente forte et les fragments de petit calibre.

Figure 4.26 – Répartition saisonnière du transit superficiel dans les différentes zones de l'éboulis de Cadi. Nous n'avons pas de données pour la saison 2004/2005 et pour la période cryonivale 2005/2006 sur la zone proximale.



Malgré une altitude basse (2 200 m), dès le mois d'octobre le « sol » est gelé, figeant les débris sur l'éboulis comme c'est le cas à plus haute altitude sur Err 2 (2 600 m) par exemple. L'orientation au Nord et surtout l'ombre portée de la haute paroi subverticale (fig. 4.23) nous en donnent l'explication. Les corrélations avec les facteurs climatiques sont traitées ultérieurement (§ 3.3.2 de ce chapitre).

Les processus en jeu sont variables selon les saisons. Durant la période estivale, le ruissellement dû aux orages et les coulées sèches de débris déclenchées par les isards et la gravité sont les facteurs dominants de la dynamique morphogénique. Ces affirmations sont le résultat d'observations. Nous avons pu déclencher par simple passage dans l'éboulis, des coulées sèches de débris entraînant le matériel situé en amont et provoquant des déplacements de plusieurs mètres en quelques secondes. En période cryonivale, nous présumons que gélifluxion et gélireptation sont responsables des mouvements lents alors que le ruissellement post-nival et les coulées de neige occasionnent des transits plus rapides.

2.2- Les versants en voie de régularisation

2.2.1- Err

Les éboulis instrumentés sont situés sur le versant nord du massif du Puigmal, au fond de la vallée d'Err (fig. 4.27). La combe ouverte au sud-ouest est dominée par des versants empierrés et enherbés. Trois sommets délimitent la zone étudiée : le Puigmal de Llo (2 767 m) au nord-ouest, le Petit Puigmal de Sègre (2 810 m) au nord et le Puigmal d'Err (2 910 m) au sud.

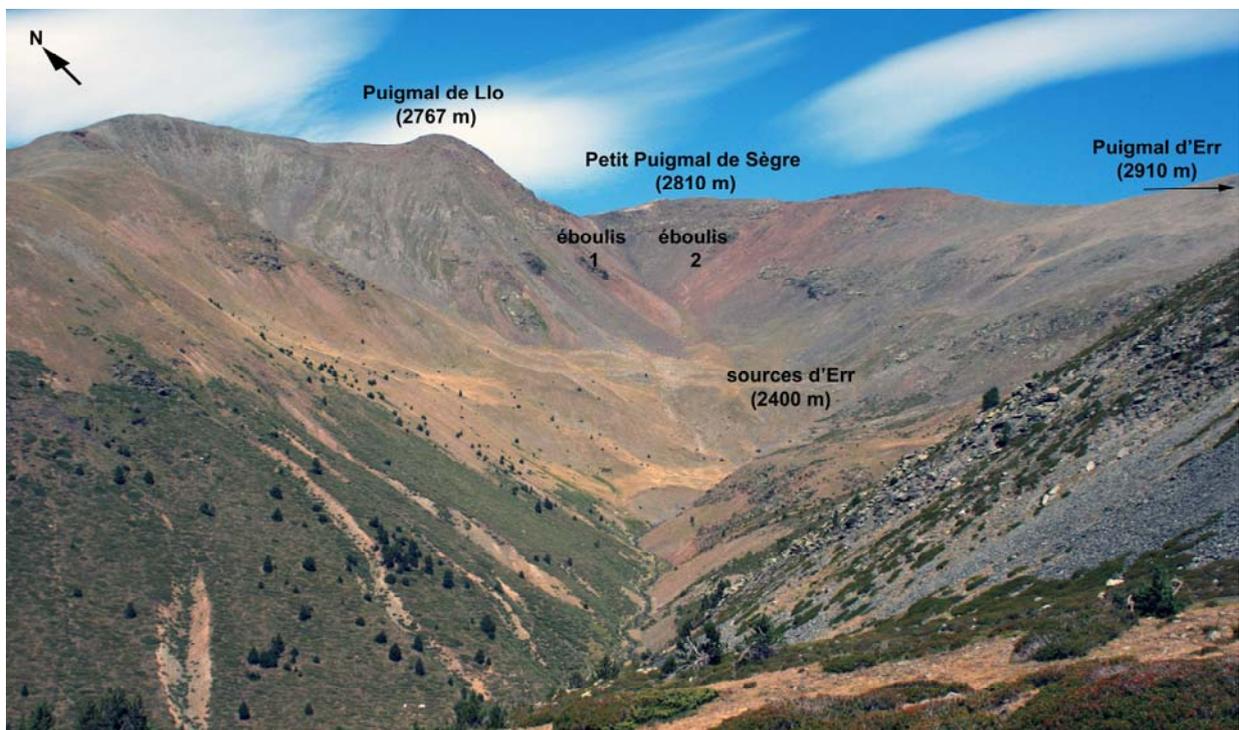


Figure 4.27 – Vue d'ensemble du fond de la vallée d'Err. Au premier plan, le versant végétalisé est entaillé par des ravinements récents. Le haut de la vallée est largement régularisé.

Le paysage est marqué par la période glaciaire même si elle a eu un effet très modéré sur ces versants laissant des formes très molles dans les schistes. Le modelé est essentiellement hérité de la fin de la période froide, Tardiglaciaire et début de l'Holocène. La présence de ravinements bien visibles dans le versant végétalisé au-dessous de 2 500 m (fig. 4.27) informe sur l'intervention d'évènements climatiques récents, comme certainement les précipitations intenses de 1940 car ces ravines figurent déjà sur les photos de la thèse de G. Soutadé (1980). Au-dessus de 2 500 m, la dynamique périglaciaire a régularisé les versants. La végétation discontinue est souvent envahie par des coulées de blocs ce qui traduit une dynamique ponctuelle, récente et modérée.

Le géosystème d'éboulisation, formé par les versants en voie de régularisation ou régularisés du fond de la combe, est ouvert à l'aval. Les matériaux issus des deux éboulis étudiés (Err 1 et Err 2) convergent dans le fond du cirque vers 2 500 m où la pente est faible (17°) puis théoriquement transitent vers les sources d'Err, *via* le torrent d'Err (fig. 4.28). En réalité, la dynamique morphogénique actuelle ne semble pas suffisamment efficace pour exporter les débris issus de la gélifraction aussi loin. On voit bien le talus d'éboulis mourir à l'aval sur le replat de pelouse. Seuls des phénomènes brutaux pourraient conduire les débris hors du système. Mais ni avalanche, ni coulée de débris n'ont été répertoriées à cet endroit. Les pisteurs de la station du Puigmal n'ont jamais observé d'avalanches sur ce secteur. Seules, des petites coulées de neige peuvent être repérées au printemps.

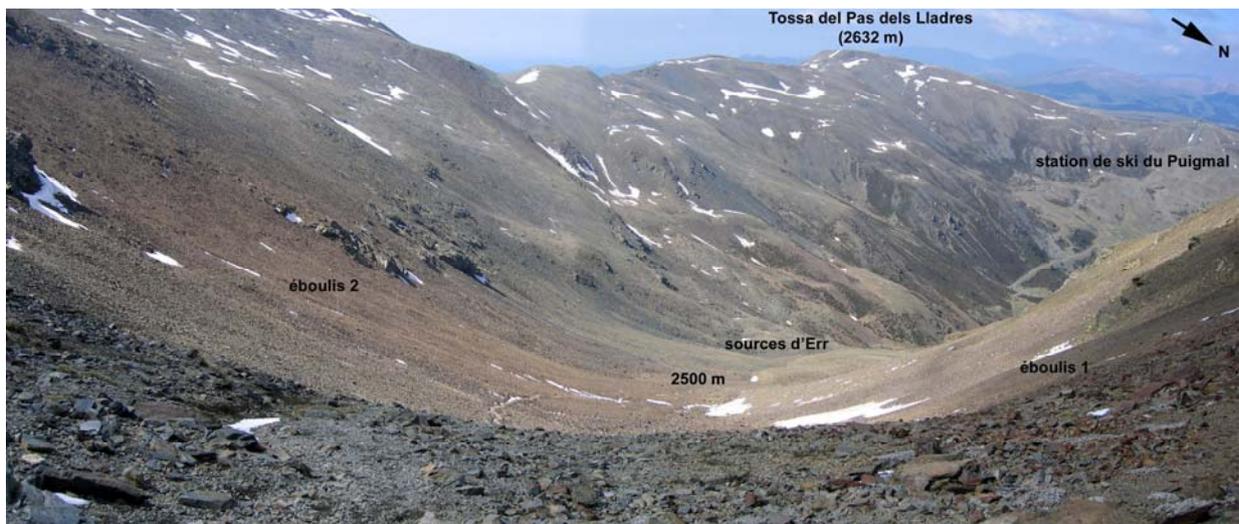


Figure 4.28 – Zone de convergence des matériaux issus des deux éboulis étudiés (Err 1 et Err 2). Le système ouvert permet l'exportation théorique des débris vers les sources d'Err puis vers le torrent où ils sont repris par des dynamiques différentes.

La végétation des éboulis Err 1 et 2 est très différente. Cela s'explique essentiellement par l'exposition, sud pour Err 1 et ouest-nord-ouest pour Err 2, influençant les conditions microclimatiques et les dynamiques morphogéniques. Err 1 est largement végétalisé, riche en espèces lithophiles dont les caractéristiques ont été présentées au chapitre 2 : *Ranunculus parnassifolius* (L.), *Iberis spathulata* DC., *Viola diversifolia* (DC.) W. Becker, *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meisn., *Senecio leucophyllus* DC. Mais la grande hétérogénéité des plantes sur l'ensemble du tablier d'éboulis, surtout dans les zones médiane et proximale, n'a pas permis de réaliser une cartographie précise des groupements végétaux comme dans le cas des éboulis surmontés par une paroi. On peut toutefois donner le type phytosociologique à l'échelle du talus : il s'agit de l'association *Senecietum leucophyllae*. La zone distale est peu colonisée en raison de la présence de gros blocs. Err 2 est floristiquement très pauvre ; seuls

quelques pieds épars de *X. scabra* fleurissent en zone médiane aval. Il s'agit de l'association *Poa cenisia* - *Xatardietum scabrae*. Err 1 est donc occupé par une végétation stabilisatrice alors que Err 2 est parsemé de plantes colonisatrices.

2.2.1.1- Err 1

a- Caractéristiques morphologiques de l'éboulis

Ce versant en voie de régularisation présente quelques chicots rocheux à l'amont. Sa pente moyenne de 28° offre un profil longitudinal quasi rectiligne, légèrement redressé en zone proximale (30-31°). L'altitude maximale du tablier d'éboulis est située à 2 750 m alors que la crête domine à 2 800 m (fig. 4.29 A). En aval, l'altitude minimale est 2 590 m, zone de confluence des éboulis Err 1 et Err 2, marquée par une concavité.

La longueur totale du tablier est de 250 m et sa largeur de 130 m. L'exposition de ce versant d'éboulissement orienté vers le sud devrait jouer un rôle fondamental sur la dynamique cryonivale. Dès la fin de l'hiver, le rayonnement solaire favorise certes la fonte de la neige mais aussi la précocité de la saison végétative et donc une meilleure colonisation par les espèces végétales lithophiles.

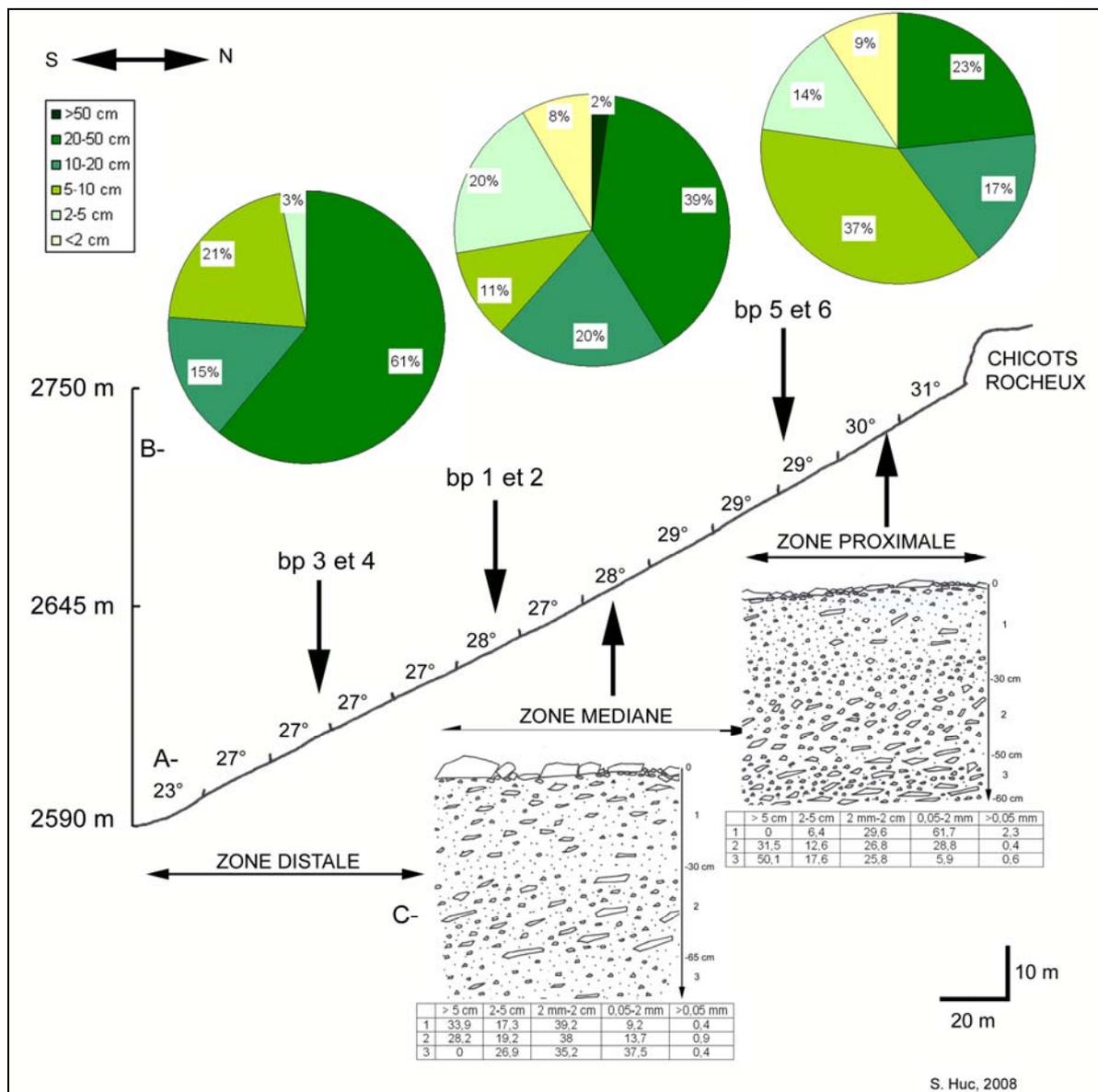


Figure 4.29 – Coupe de l'éboulis Err 1. A : profil longitudinal, B : granulométrie de surface, C : granulométrie de la tranche superficielle.

L'analyse granulométrique de surface a mis en évidence que les matériaux étaient bien plus fins que dans les gneiss avec une quasi absence de débris supérieurs à 50 cm de long. La taille des fragments est plus petite en zone proximale avec 75 % de débris de moins de 10 cm de longueur (fig. 4.29 B). Dans la couche sous-épidermique, les graviers sont majoritaires (fig. 4.29 C). On observe une alternance de lits de débris de calibre différent.

En zone proximale, les trente premiers centimètres sont composés de matériaux plutôt fins, essentiellement des sables (0,05-2 mm). Au-dessous, on trouve une couche de matériaux plus grossiers. Au-delà de 50 cm de profondeur, les cailloux sont dominants : ils occupent plus de 50 % de l'échantillon. En zone médiane, on observe l'inverse ; la taille des fragments diminue avec la profondeur. Cailloux et graviers occupent les trente premiers centimètres puis les matériaux deviennent plus fins. Par contre, la matrice fine (< 0,05 mm) reste très minoritaire (< 2,3 %). Cette morphométrie des débris est favorable à l'implantation de *X. scabra* qui colonise en grand nombre la zone médiane et, en plus faible effectif, la zone distale amont.

b- Caractéristiques morphodynamiques de surface de l'éboulis

Six bandes peintes ont été tracées dans les trois secteurs du tablier d'éboulis : deux en zone proximale, deux en zone médiane et deux en zone distale (fig. 4.30). Cela représente 3 178 mesures obtenues durant les trois années d'étude. Les transects mesurent entre 4,3 et 15 m selon les possibilités du terrain.

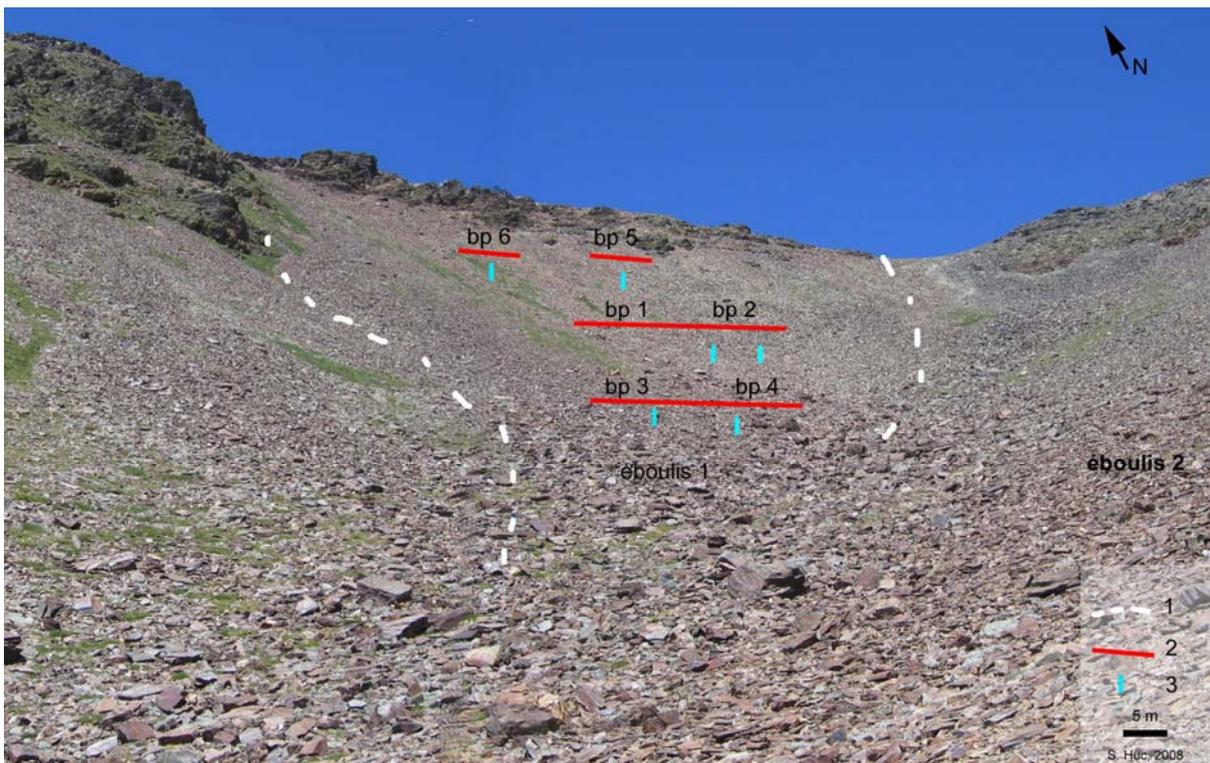


Figure 4.30 – Situation des outils utilisés pour mesurer les déplacements de matériaux en surface (2 : bandes peintes) et en sub-surface (3 : colonnes de segments de tube PVC) dans la limite du tablier d'éboulis d'Err 1 (1).

Les déplacements de débris de surface sont globalement importants avec 34,8 cm.an⁻¹. Le transit est inégalement réparti avec 56,1 cm.an⁻¹ en zone proximale, 37,9 cm.an⁻¹ en zone médiane et 10,4 cm.an⁻¹ en zone distale (tab. 4.9). Il suit les observations de A. Rapp en 1960 et de J. Gardner en 1979, à savoir une décroissance des mouvements en fonction de la distance à l'apex, soit une stabilisation vers le secteur distal.

Tableau 4.9 – Caractéristiques morpho-dynamiques des trois zones de l'éboulis Err 1, le long de six transects matérialisés par des bandes peintes.

Code des transects	Zone de l'éboulis	Altitude (en m)	Longueur (en m)	Nombre de mesures sur 3 ans	Déplacement des matériaux de surface (en cm)							
					Saison cryonivale 2004/2005	Saison estivale 2005	Saison cryonivale 2005/2006	Saison estivale 2006	Saison cryonivale 2006/2007	Saison estivale 2007	Vitesse annuelle moyenne par bandes peintes (en cm.an ⁻¹)	Vitesse annuelle moyenne par zone (en cm.an ⁻¹)
Bp6	proximale	2660	15	600	-	-	23,3	11,3	29,3	5,7	34,8	56,2
Bp5	proximale	2660	11,8	472	-	-	35,4	33,9	30,4	55,4	77,6	
Bp2	médiane	2610	11,4	684	5,9	18,8	34,2	35,5	71,4	2,7	56,2	37,9
Bp1	médiane	2610	14,8	888	2	1,6	14,8	18,9	13,7	7,8	19,6	
Bp3	distale	2590	4,3	258	2,2	3,7	11	30,4	9,1	0,5	19	10,4
Bp4	distale	2590	4,6	276	0,1	0,1	1,5	1,2	1,2	1	1,7	

La zone proximale (annexe 4.38 à 4.41, p. 105 à 108 et fig. 4.31) est caractérisée par les déplacements les plus importants (56,2 cm.an⁻¹). Le transit de la saison cryonivale est quasi équivalent sur les deux bandes peintes de ce secteur (bp 5 et 6). Par contre, durant l'été, la bande peinte 5 a connu des mouvements de débris beaucoup plus importants, surtout dans les secteurs où les débris sont fins (< 2 cm). La topographie du site semble aussi jouer un rôle important puisque ce transect a été tracé entre deux petits chicots qui canalisent les débris amont sur une pente plus raide (31°) que l'ensemble de l'éboulis (28°). Ainsi, le ruissellement dû aux orages estivaux particulièrement fréquents et intenses en fin de journée, participe très activement au transfert de matériaux vers l'aval. La présence de mouflons et d'isards accentue le phénomène.

La zone médiane est marquée par une grande variabilité spatio-temporelle (annexe 4.42 à 4.47, p. 109 à 114 et fig. 4.31). La bande peinte 1 présente des déplacements presque trois fois plus lents (19,6 cm.an⁻¹) que la bande peinte 2 (56,2 cm.an⁻¹), pourtant située à la même altitude et dans son prolongement immédiat. La différence de granulométrie semble expliquer ce résultat. Le long de la bp 1, les débris sont grossiers (> 10 cm). La stabilité de ce secteur permet d'ailleurs l'implantation de *S. leucophyllus* en grand nombre mais aussi de *X. scabra* et de *V. diversifolia*. Sur la bp 2, les matériaux fins rendent le transit plus rapide. Ce secteur est colonisé par une végétation très diversifiée : *X. scabra*, *V. diversifolia*, *I. spathalata*, *R. parnassifolius*, *C. pyrenaicum* et *S. leucophyllus* dans des micro-secteurs plus stables.

Sur la zone distale (annexe 4.48 à 4.53, p. 115 à 120), les déplacements sont plus lents (10,4 cm.an⁻¹) avec une nette différence entre les bp 3 (19 cm.an⁻¹) et 4 (1,7 cm.an⁻¹). Sur la bp 4, la taille des débris dépasse toujours 20 cm, preuve que les gros blocs associés à l'absence de fines, empêchent toute colonisation. La bp 3 a une dynamique similaire à la bp 1, pourtant située plus haut.

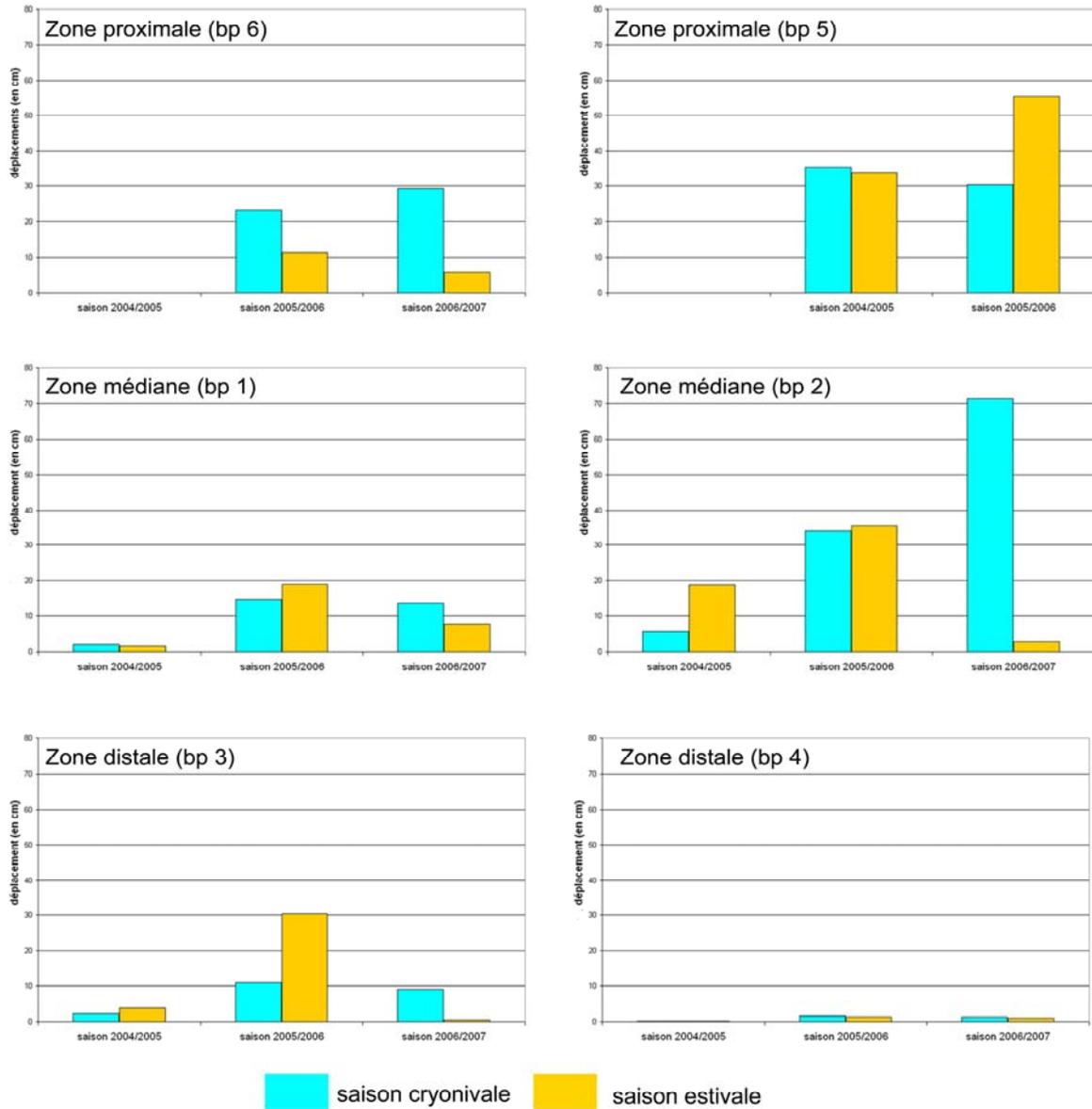


Figure 4.31 – Répartition saisonnière du transit superficiel dans les différentes zones de l'éboulis Err 1. On observe une grande variabilité spatio-temporelle surtout dans la zone médiane.

c- Déplacements de sub-surface

Les mesures effectuées sur huit échantillons de racines de *X. scabra* ont permis d'identifier un déplacement épidermique en zone médiane égal à $25,2 \text{ cm.an}^{-1}$ sur une épaisseur de 29 cm. Par contre, aucune des six colonnes de trois segments de tubes PVC installées en zone médiane et proximale n'a pu être retrouvée ce qui traduit une tranche mobile de 30 cm au moins. Les résultats issus des deux méthodes sont en parfaite adéquation.

d- Conclusion

Les résultats obtenus montrent que les déplacements de surface ($37,9 \text{ cm.an}^{-1}$) sont plus importants que le transit de la couche épidermique ($25,2 \text{ cm.an}^{-1}$). Ce tablier d'éboulis, davantage instrumenté que les autres, présente une grande variabilité spatio-temporelle des déplacements, ce qui rend les généralisations difficiles et risquées.

Cela montre également qu'il faut rester très prudent sur l'interprétation des résultats obtenus pour les autres talus d'éboulis moins instrumentés. La mobilité des matériaux est certes liée à la granulométrie de la zone mesurée (fig. 4.32) mais aussi à la topographie du site et à la présence de matrice fine dans la tranche épidermique.

Les déplacements de la période cryonivale ($18,1 \text{ cm.an}^{-1}$) sont supérieurs aux déplacements de la saison estivale ($13,4 \text{ cm.an}^{-1}$). Cependant, la durée de la saison cryonivale est bien plus longue (huit à neuf mois) que la saison estivale (trois à quatre mois) ce qui relativise l'action des processus cryonivaux sur l'ensemble de l'année.

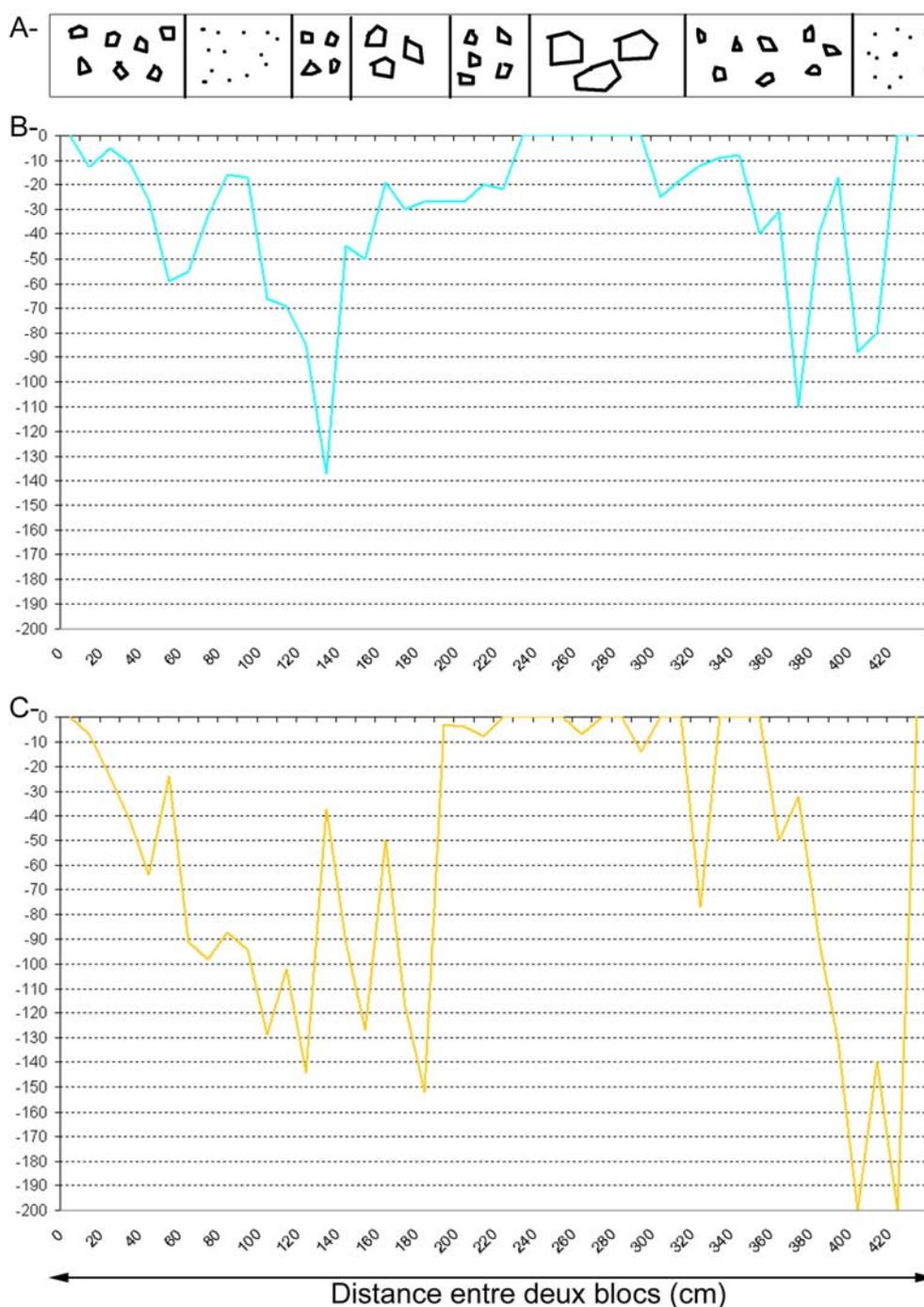


Figure 4.32 – Extrait de la fiche de synthèse de la bp 5 (zone proximale) d'Err 1 mettant en évidence la relation entre granulométrie et déplacements durant la saison 2006/2007. A : transect granulométrique ; B : transit durant la période cryonivale (09/09/06-17/06/07) ; C : transit durant la période estivale (17/06/07-23/10/07).

2.2.1.2 - Err 2

a- Caractéristiques morphologiques de l'éboulis

Ce versant d'éboulisation est quasiment régularisé ; quelques chicots bordent les marges de l'éboulis étudié. Sa pente est de 31,5° avec une zone aval peu pentue (23-24°) et une zone amont moins tendue vers l'apex, se terminant sur une crête aplanie et empierrée (fig. 4.33 A). Une rupture de pente à environ 100 m du pied de l'éboulis marque le début de la zone médiane. Sa longueur est de 350 m et sa largeur de 270 m. Le replat sommital atteint 2 800 m alors que sa base est située à 2 540 m.

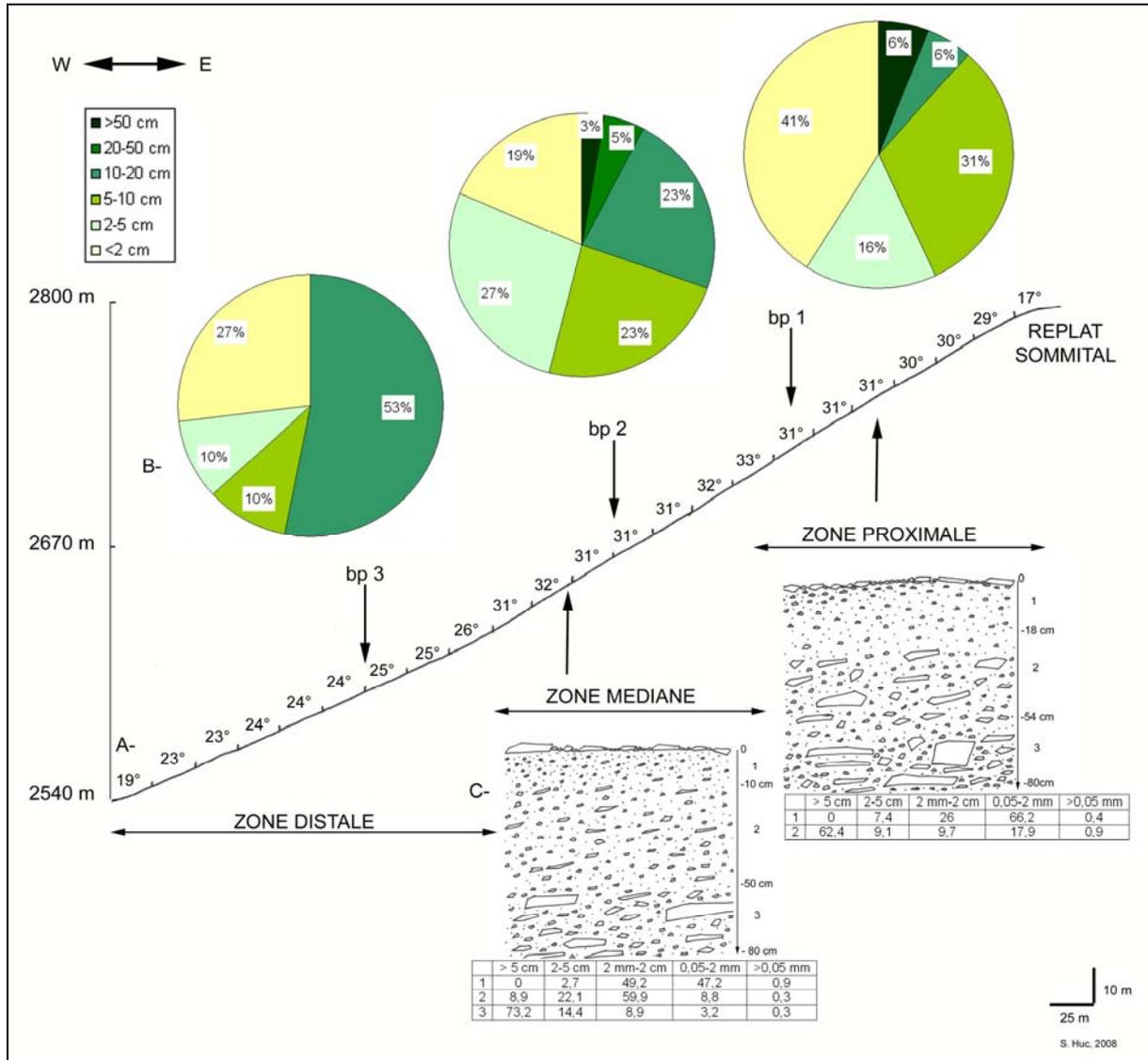


Figure 4.33 – Coupe de l'éboulis Err 2. A : profil longitudinal, B : granulométrie de surface, C : granulométrie de la tranche superficielle.

L'analyse granulométrique de surface souligne que les débris sont, comme dans le cas d'Err 1, plus fins que dans les gneiss de Malaza 1 et 2 et de Dona. Les schistes se présentent ici en plaquettes de petit calibre (< 10 cm) en zone proximale et en plaquettes plus grandes (20-50 cm) en zone distale. On trouve quantité de petits cailloux (< 2 cm) en zone proximale (fig. 4.33 B). En sub-surface, la tranche des dix premiers centimètres est occupée par des débris fins de type graviers et sables puis, plus on descend dans le profil, plus les matériaux sont grossiers avec des fragments de grande taille au-dessous de 50 cm dans les zones

médiane et proximale (fig. 4.33 C). Nos observations ont permis de constater un sous-sol toujours humide même au cœur de l'été.

Ce versant exposé à l'ouest-nord-ouest connaît un enneigement un peu plus tardif qu'Err 1. Mais les chutes de neige et la durée de l'enneigement sont très variables selon les saisons et les années. Pour exemple, l'hiver 2005/2006 a connu un enneigement quasi continu des mois de janvier au mois d'avril alors que la saison hivernale 2007/2008 a été fortement enneigée en début de saison (novembre 2007). Un hiver trop clément n'a amené que quelques chutes de neige qui ont laissé aucune trace sur Err 1 et quelques tâches dispersées sur Err 2 jusqu'au printemps. À ce moment-là, l'abondance de neige a assuré un manteau neigeux jusqu'en juin.

b- Caractéristiques morphodynamiques de surface de l'éboulis

Trois bandes peintes ont été tracées dans les trois secteurs du tablier (fig. 4.34). Cela représente 1 808 mesures obtenues durant les trois années d'étude. Les transects mesurent entre 13 et 17,8 m selon les secteurs. Les déplacements des débris de surface sont rapides à l'échelle de l'ensemble du tablier d'éboulis avec $46,7 \text{ cm.an}^{-1}$ mais aussi dans chaque secteur : $60,1 \text{ cm.an}^{-1}$ en zone proximale, $37,6 \text{ cm.an}^{-1}$ en zone médiane et $42,3 \text{ cm.an}^{-1}$ en zone distale (tab. 4.10). Le transit de la saison cryonivale ($23,5 \text{ cm.an}^{-1}$) est équivalent à celui de la saison estivale ($23,1 \text{ cm.an}^{-1}$) malgré une différence de durée ce qui signifie que les processus actifs en saison estivale sont dominants.

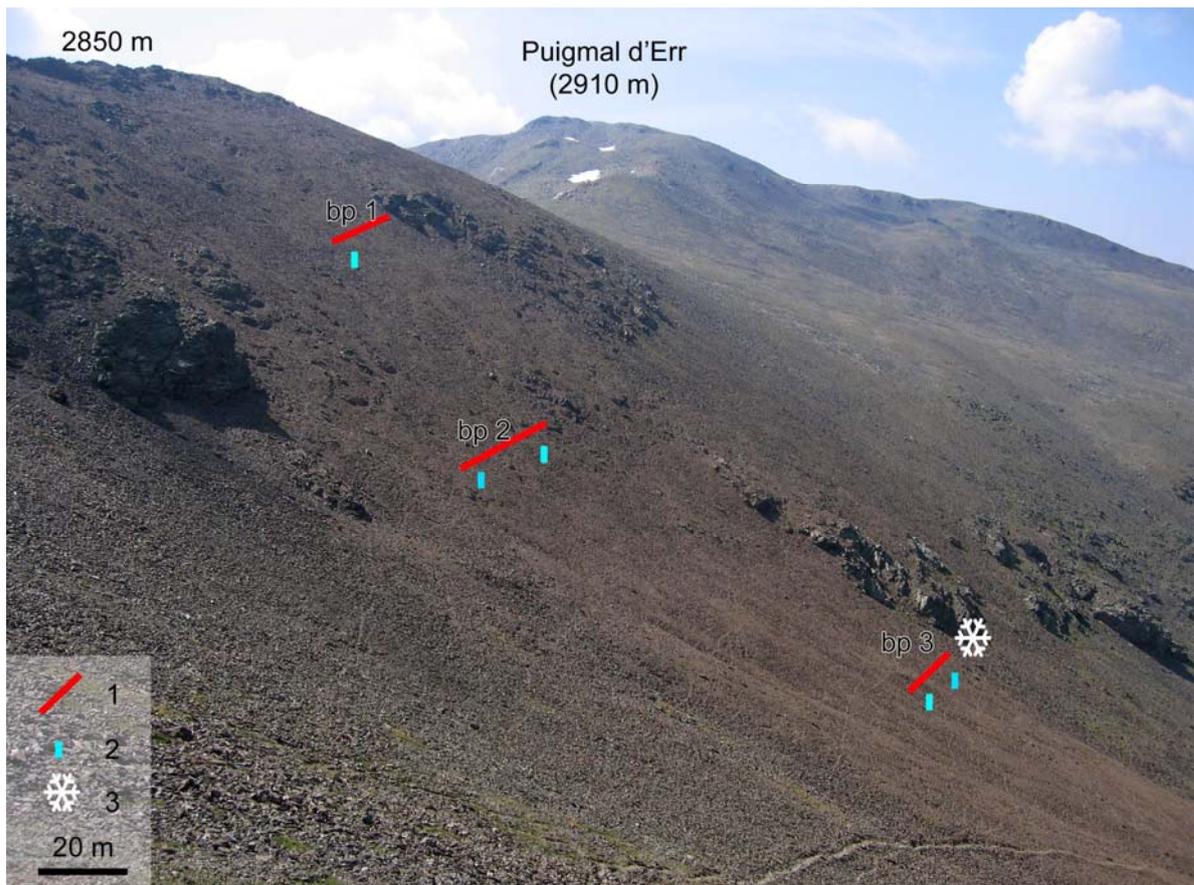


Figure 4.34 – Situation des outils utilisés pour mesurer les déplacements de matériaux en surface (1 : bandes peintes) et en sub-surface (2 : colonnes de segments de tubes PVC) sur le tablier d'éboulis d'Err 2. L'enregistreur de température (3) est placé au pied d'un chicot rocheux.

Tableau 4.10 – Caractéristiques morpho-dynamiques des trois zones de l'éboulis Err 2, le long de trois transects matérialisés par des bandes peintes.

Code des transects	Zone de l'éboulis	Altitude (en m)	Longueur (en m)	Nombre de mesures sur 3 ans	Déplacement des matériaux de surface (en cm)				
					Saison cryonivale 2005/2006	Saison estivale 2006	Saison cryonivale 2006/2007	Saison estivale 2007	Vitesse annuelle moyenne par bandes peintes (en cm.an ⁻¹)
Bp1	proximale	2750	14,4	576	36	22,5	31,2	30,5	60,1
Bp2	médiane	2700	17,8	712	15,9	25	24,4	9,9	37,6
Bp3	distale	2630	13	520	11,9	20,1	21,6	30,9	42,3

La zone proximale (annexe 4.54 et 4.55, p. 123 et 124) présente les mouvements les plus importants. Dans ce secteur apical, les matériaux sont fins avec une majorité de fragments inférieurs à 2 cm. Les déplacements étaient plus rapides pendant la saison cryonivale 2006/2007 que pendant la saison estivale 2007 alors qu'ils sont équivalents pour les deux saisons en 2007/2008 (fig. 4.35).

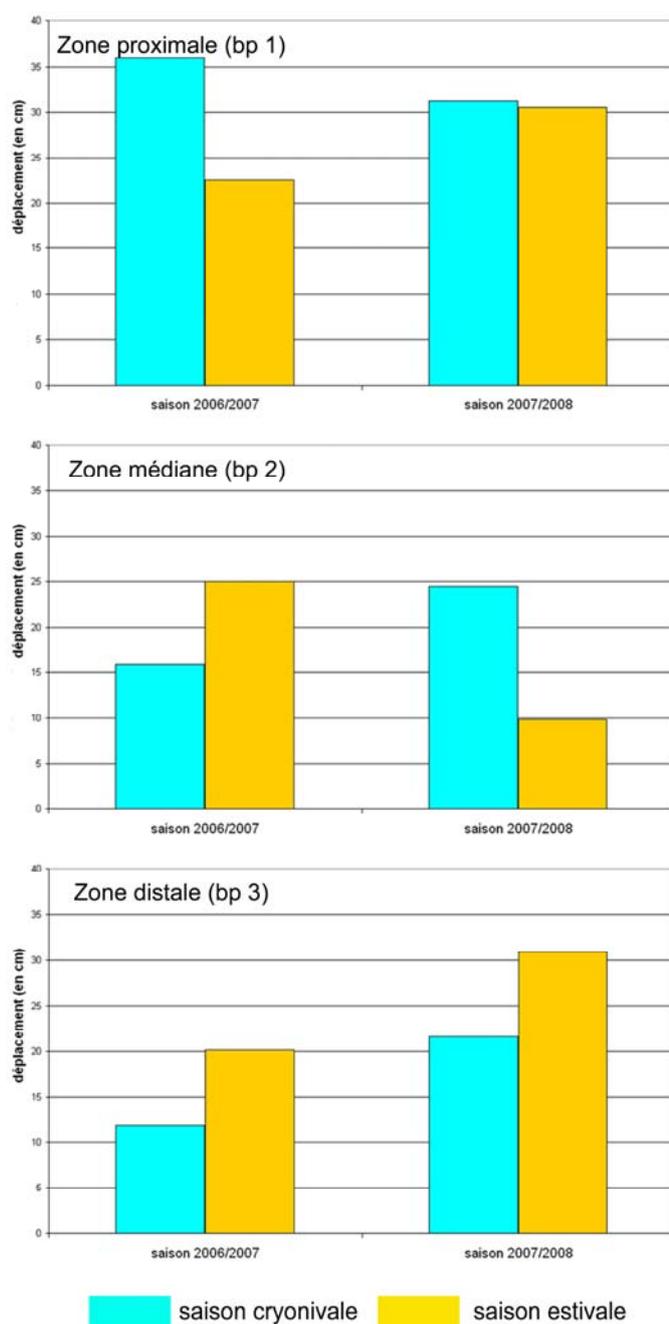


Figure 4.35 – Répartition saisonnière du transit superficiel dans les différentes zones de l'éboulis Err 2. Les mouvements de débris sont très rapides quelle que soit le secteur.

Les mouvements de la zone médiane (annexe 4.56 et 4.57, p. 125 et 126) sont en moyenne les plus faibles de l'éboulis malgré une pente forte (31-32°) et des fragments plutôt fins. Il s'agit peut-être d'un effet de site, dû à la variabilité spatiale des déplacements et lié à la mosaïque granulométrique. On observe aussi une grande variabilité saisonnière : le transit estival étant supérieur au transit de la saison cryonivale en 2007 alors qu'il était très inférieur pendant l'été 2008 (fig. 4.35).

En zone distale (annexe 4.58 et 4.59, p. 127 et 128), la pente est beaucoup plus faible (19-26°) et pourtant les déplacements sont encore importants. La présence de matériaux fins en est certainement la cause. Le transit estival est très rapide pour les deux saisons étudiées.

c- Déplacements de sub-surface

Le transit de la tranche épidermique active est de 37,7 cm.an⁻¹ sur une épaisseur de 21 cm dans la zone médiane. Seuls, deux échantillons ont été prélevés en raison du faible nombre de pieds de *X. scabra* présents sur cet éboulis. L'un d'eux présentait une racine mesurant 1,45 m (fig. 4.36). Par contre, sur quatre colonnes de trois segments de tubes PVC implantées dans les zones médiane et distale, seules celles de la zone distale ont été retrouvées intactes, peut-être parce que la tendance est à l'accumulation et pas au transit dans la tranche superficielle. Ces résultats montrent que les déplacements de sub-surface sont plus importants en zone médiane que distale. La variabilité spatiale des déplacements explique ces résultats.



Figure 4.36 – Racine de Xatardia scabra mesurant 1,45 m, déterrée dans la zone médiane aval d'Err 2. L'extrémité de la racine touche la chaussure.

d- Conclusion

Ce versant d'éboulisation présente des mouvements de surface en zone médiane (37,6 cm.an⁻¹) équivalents à ceux de sub-surface (37,7 cm.an⁻¹). Les valeurs obtenues par bande peinte en zones médiane et distale montrent bien que des effets locaux peuvent se produire et qu'une grande variabilité spatiale existe comme nous l'avons constatée sur Err 1 où davantage de bandes peintes avaient été tracées. Cela souligne le fait que les résultats proposés ne sont que des moyennes. Seule la multiplication des instrumentations et des mesures permettrait de préciser les vitesses de déplacement des débris à la surface des éboulis.

La comparaison des mouvements produits par saison est un moyen de distinguer les processus dominants. Dans le cas d'Err 2, l'activité de surface est plus importante en saison estivale rapportée à la durée des saisons. Cette saison apporte une activité modérée mais très importante par rapport aux autres éboulis étudiés. Le ruissellement qui se produit après les orages d'été et le piétinement animal semblent les principaux agents de la mobilité des débris. D'ailleurs 282 isards ont été recensés sur la commune d'Err par la Fédération départementale des chasseurs des Pyrénées-Orientales en 2007. Les très nombreuses traces de passage

d'ongulés sauvages sont particulièrement bien visibles sur la figure 2.50 du chapitre 2. De plus, au-dessus de 2 500 m d'altitude, il n'est pas rare d'observer dans les plages de matériaux fins des pipkrakes en période pré et post-nivale dans la zone médiane de l'éboulis (fig. 4.37).



Figure 4.37 – Pipkrakes sur la zone médiane de l'éboulis Err 2, le 30/05/2007.

2.2.2- Péric

Le petit massif schisteux du Péric appartient au grand ensemble du Carlit, en situation septentrionale par rapport à la zone étudiée. Les sommets les plus élevés (Carlit, Grand Péric) dominent des versants quasi régularisés dans des cirques déglacés depuis très longtemps. Dans le cas du cirque de la Coquille (fig. 4.38), le plancher est occupé par un complexe de moraines de retrait et de glaciers rocheux reliques très largement végétalisés. Les tabliers et cônes d'éboulis semblent actifs car peu végétalisés, du moins en exposition nord où le versant est en voie de régularisation. Le versant exposé au sud présente une paroi rocheuse très désagrégée qui domine des talus largement enherbés, entaillés par des coulées de débris (fig. 4.39).

L'éboulis étudié est exposé au nord. Il est long de 170 m et autant de large en zone distale. Il s'agit d'un cône d'éboulis localisé au débouché d'un couloir dont la pente avoisine les 40°. La pente moyenne de l'éboulis est de 31,5°, plus faible en zone distale (28°) et plus forte en zone proximale (32°) (fig. 4.40 A). En amont du cône, le couloir découpe une masse rocheuse qui ne ressemble plus vraiment à une paroi mais dont le volume est encore trop

important pour parler de simple chicot rocheux. En aval, on distingue les bourrelets d'un glacier rocheux relique lichénisé (fig. 4.39).



Figure 4.38 – Cirque de la Coquille sur le massif du Péric. L'éboulis étudié, signalé par un triangle noir, est orienté au nord. Le système est fermé par un glacier rocheux relique dans un complexe de moraines de retrait.



Figure 4.39 – Glacier rocheux relique du cirque de la Coquille au pied de l'éboulis étudié sous le grand Péric. En versant sud, le bon état de conservation des coulées de débris suggère une activité récente. Nous proposons une cartographie de ces traces de coulées dans le chapitre 5 (fig. 5.9).

a- Caractéristiques morphologiques

Les matériaux de surface sont relativement fins et présentent peu de gros blocs (> 20 cm). En zone proximale, la majorité des débris ont une taille inférieure à 5 cm. En zone

médiane, les trois quarts de l'échantillon sont composés de fragments inférieurs à 10 cm. La zone distale est occupée exclusivement par des petits blocs (fig. 4.40 B).

En sub-surface, un seul échantillon a été analysé en zone médiane amont. On note la présence de beaucoup de matériaux fins de type graviers ; par contre, la matrice fine (< 0,05 mm) est toujours très rare (fig. 4.40 C). Pourtant, une coupe réalisée en zone médiane aval mais sans analyse granulométrique, montre une allure totalement différente avec très peu de débris fins et une structure de type *openwork* dès 50 cm de profondeur (fig. 4.41). Les cailloux sont très humides ; à plus d'un mètre de profondeur, des gouttelettes d'eau en recouvrent la surface par condensation.

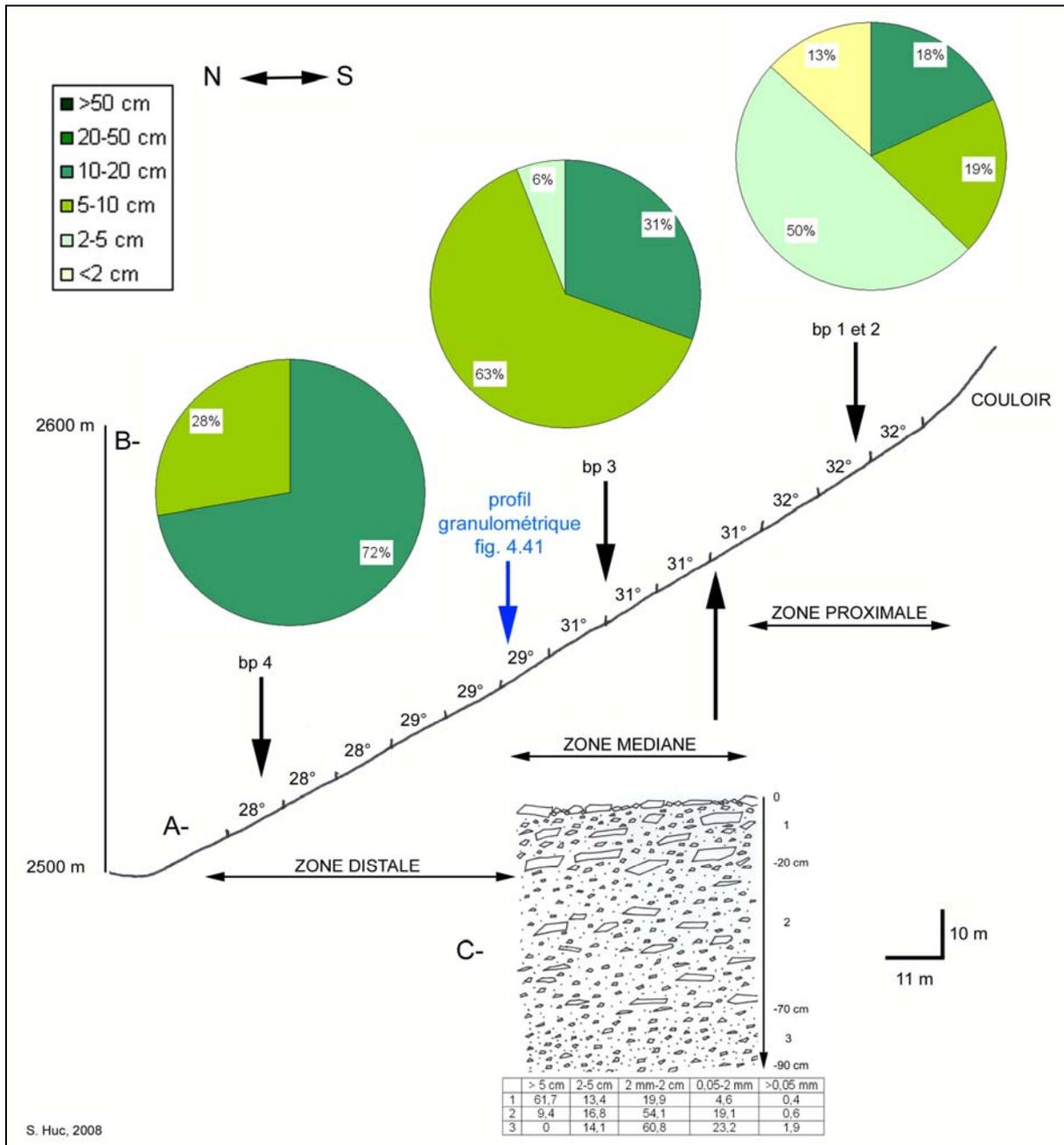


Figure 4.40 – Coupe de l'éboulis Péric. A : profil longitudinal, B : granulométrie de surface, C : granulométrie de la tranche superficielle.

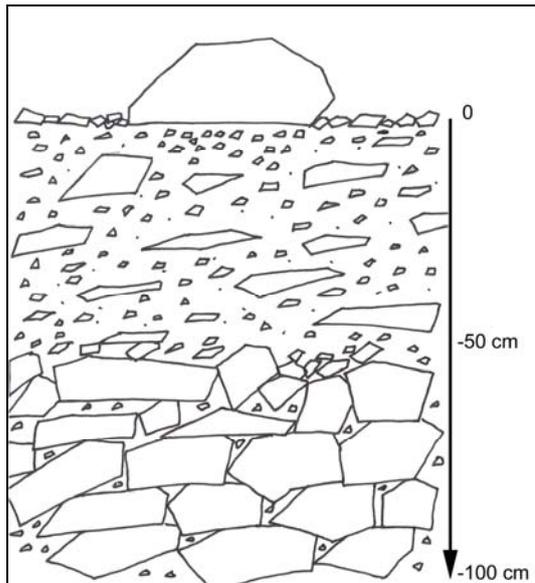


Figure 4.41 – Profil granulométrique en zone médiane de l'éboulis de Péric. Allure très différente du profil présenté sur la figure 4.40. Ici, les débris fins sont quasi absents ; on observe une structure openwork dès 50 cm de profondeur.

La végétation est très dispersée sur l'éboulis d'où l'impossibilité de réaliser une cartographie fine. À l'échelle du talus, le relevé phytosociologique donne pour association le *Senecietum leucophyllae*. Les espèces lithophiles présentes sont *Cerastium pyrenaicum*, *Galium cometorhizon*, *Crepis pygmaea* et *Doronicum grandiflorum*. *Xatadia scabra* est absente du massif de Carlit. Précisons que la zone située sur la gauche de l'éboulis, bordant le rocher et présentant un chenal est exempte de végétation. Ce secteur semble actif : le simple passage à travers cette zone provoque le déplacement des matériaux.

b- Fonctionnement morphodynamiques de surface de l'éboulis

Quatre bandes peintes ont été tracées dans les trois secteurs du cône (fig. 4.42). Cela représente 1 593 mesures obtenues en un an et demi de suivi. Les transects mesurent entre 8,9 et 22,2 m selon les secteurs. Le transit superficiel est globalement rapide avec $73,3 \text{ cm.an}^{-1}$. Sa valeur est encore sous-estimée car parmi les débris perdus auxquels nous avons attribué la valeur de 200 cm, nous en avons retrouvé un situé à 80 m en aval de son point d'origine. Son déplacement s'est produit au cours de la saison cryonivale ; cette donnée n'a pas été prise en compte dans les résultats présentés compte tenu de la méthodologie suivie. Il donne seulement un exemple de l'ampleur possible du transit.

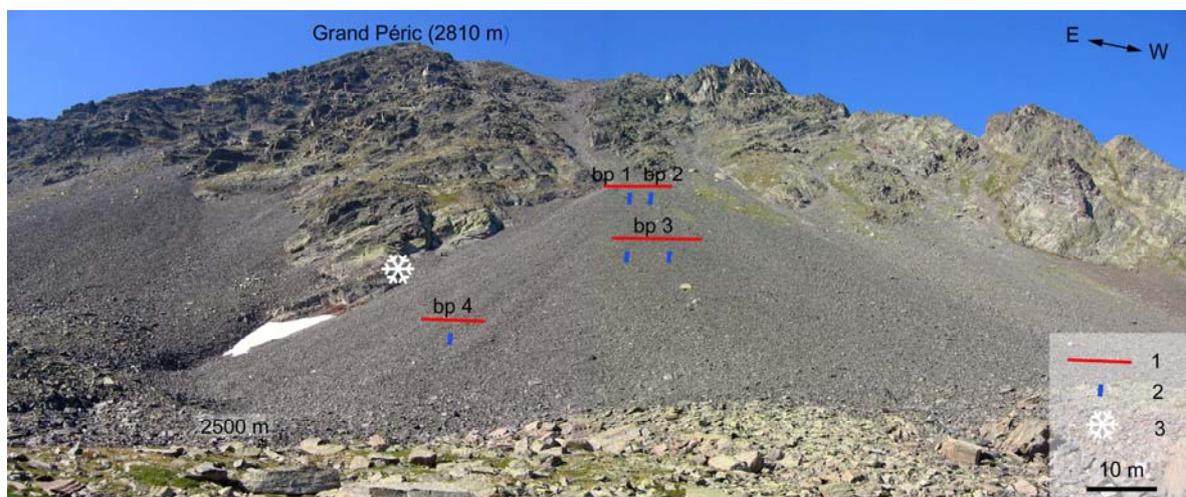


Figure 4.42 – Situation des outils utilisés pour mesurer les déplacements de matériaux en surface (1 : bandes peintes) et en sub-surface (2 : colonnes de segments de tubes PVC) sur le cône d'éboulis. 3 : situation de l'enregistreur de température.

La courte période de mesures (un an et demi) rend difficile la comparaison des mouvements de débris selon les saisons (fig. 4.43). Cependant, nous constatons que les trois zones suivent le même modèle, à savoir une période cryonivale plus active que la période estivale ; seule, la valeur du déplacement par secteur change : 128,9 cm.an⁻¹ en zone proximale, 54,9 cm.an⁻¹ en zone médiane et 36,2 cm.an⁻¹ en zone distale (tab. 4.11). Les fiches de synthèse (annexes 4.60 à 4.67, p. 131 à 138) montrent une relation étroite entre granulométrie et vitesses de déplacements des matériaux comme nous l'avons déjà soulignée dans d'autres situations (fig. 4.32).

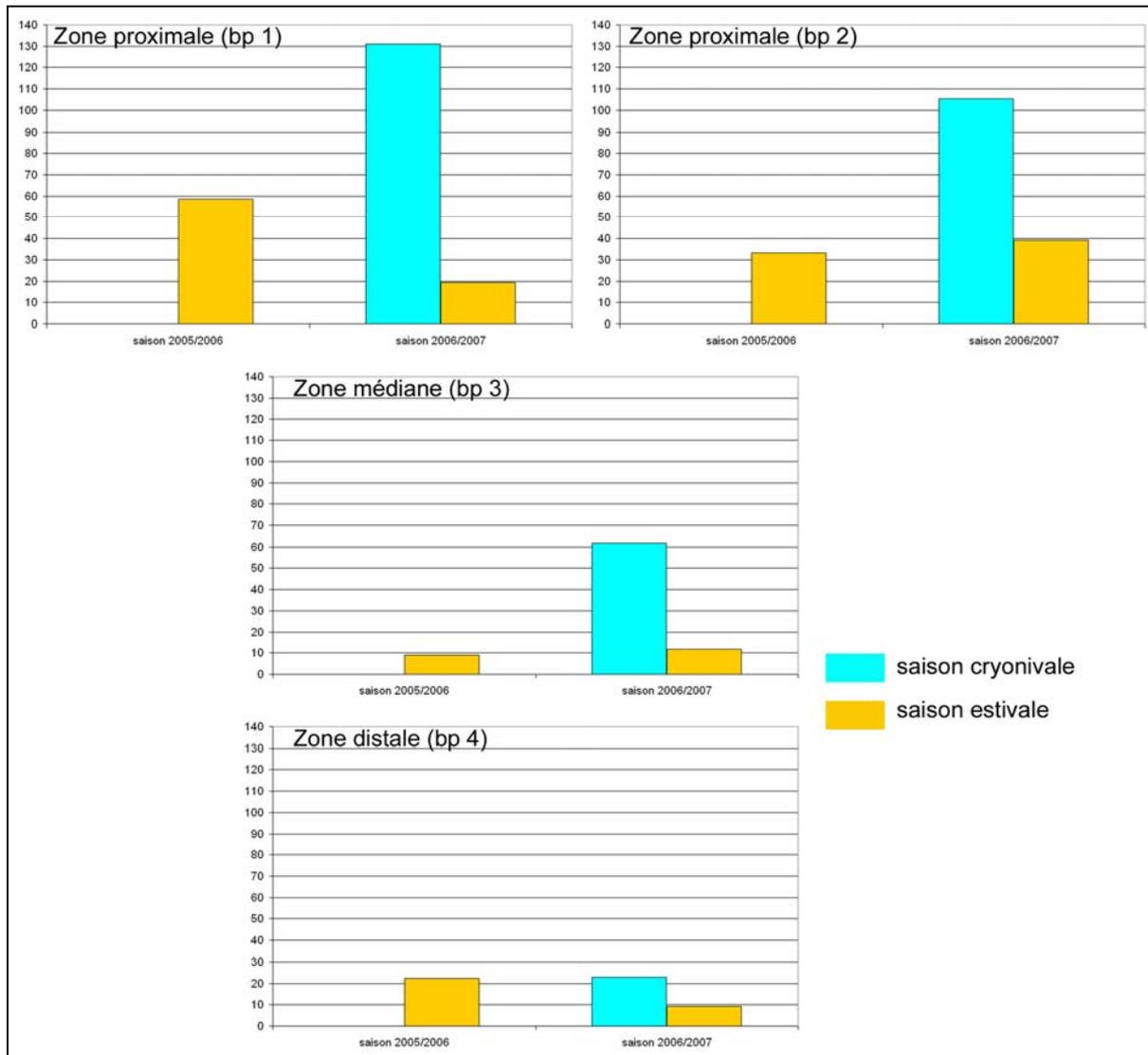


Figure 4.43 – Répartition saisonnière des mouvements de débris (en cm) dans les différentes zones de l'éboulis du Péric. Le transit est très rapide en zone proximale.

Tableau 4.11 – Caractéristiques morpho-dynamiques des trois zones de l'éboulis Péric, le long de quatre transects matérialisés par des bandes peintes.

Code des transects	Zone de l'éboulis	Altitude (en m)	Longueur (en m)	Nombre de mesures sur 3 ans	Déplacement des matériaux de surface (en cm)				
					Saison estivale 2006	Saison cryonivale 2006/2007	Saison estivale 2007	Vitesse annuelle moyenne par bandes peintes (en cm.an ⁻¹)	Vitesse annuelle moyenne par zone (en cm.an ⁻¹)
Bp1	proximale	2595	11.2	336	58.6	131	19.4	139.3	128,9
Bp2	proximale	2595	8.9	267	33.3	105.3	39.2	118.5	
Bp3	médiane	2565	22.2	666	8.9	61.9	11.6	54.9	54.9
Bp4	distale	2515	10.8	324	22.2	22.9	9.2	36.2	36.2

c- Déplacements de sub-surface

L'absence de pieds de *X. scabra* sur cet éboulis rend les mesures impossibles. L'utilisation de colonnes de tubes de PVC indique l'existence ou l'absence de mobilité. Cinq colonnes de trois segments de tube ont été installées le 25/07/05 : deux en zone proximale, deux en zone médiane et une en zone distale. Lorsque nous avons récupéré les colonnes le 24/10/07, une seule a été retrouvée en zone médiane. Elles sont situées à l'extrémité gauche de la bande peinte 3 dans une plage de matériaux de surface mesurant 10 à 20 cm de long. Deux tubes sur trois sont restés dans leur position initiale. Seul, le tube situé près de la surface a été éjecté : les déplacements sont donc effectifs seulement dans les 10 premiers centimètres. Par contre, aucune des autres colonnes n'a été retrouvée ce qui atteste d'une mobilité avérée dans les quatre autres situations.

d- Conclusion

Les résultats obtenus avec les tubes PVC montrent l'extrême variabilité spatiale des déplacements. Alors que le transit moyen en zone médiane est de 54,9 cm.an⁻¹ ce qui est très important, une petite zone est stable en sub-surface mais instable en surface. On a donc une mosaïque de micro-plages aux particularités morphodynamiques.

2.3- Les versants régularisés

2.3.1- Eyne

La vallée d'Eyne constitue la limite entre les massifs du Puigmal à l'ouest et de Carança à l'est. Les versants du fond de la vallée sont couverts de débris schisteux. La marque des glaciers quaternaires est très modeste contrairement à ce qui s'observe dans les vallées ouvertes au nord (Planès par exemple). On note seulement une petite moraine terminale bien individualisée à l'entrée de la vallée, des moraines de retrait en cours de démantèlement de part et d'autre du Pla de la Beguda, la forme en auge et de rares polis glaciaires près du fond de la vallée, le tout attribuable au Würm (Laumonier et Autran, 1998).

La Coma d'Eyne est de forme évasée (fig. 4.44). Le fond plat est occupé par une pelouse alpine pâturée par les troupeaux domestiques et sauvages. Aujourd'hui, les éboulis terminent leur course sur cette pelouse qui ferme le système d'éboulisation. Mais à l'époque où l'activité morphodynamique était intense (Tardiglaciaire et début de l'Holocène), le système devait être ouvert sur le torrent d'Eyne. Depuis la période Atlantique, la dynamique morphogénique est ralentie et les espèces végétales colonisent progressivement les versants en voie de stabilisation. Les lithophytes migrants occupent les talus actifs. D'un point de vue phytosociologique, l'association représentée est le *Poa cenisia* – *Xatardietum scabrae* Baudière et Bonnet (1975) et le *Senecietum leucophyllii* Br. Bl. (1948).

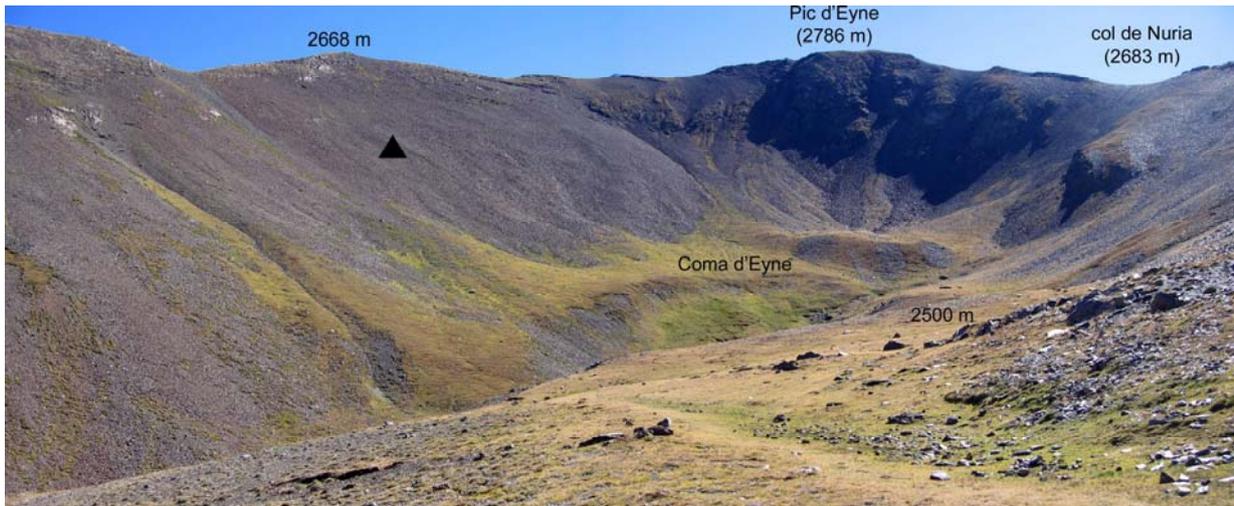


Figure 4.44 – Le versant d'éboulisation étudié, indiqué par un triangle noir, est régularisé. Il termine sa course sur une pelouse alpine. Quelques petits chicots rocheux occupent l'apex du versant.

a- Caractéristiques morphologiques

Le tablier d'éboulis étudié est situé au fond de la vallée d'Eyne. Il est exposé au sud-ouest entre la Tour d'Eyne et le Pic d'Eyne. Sa longueur est de 180 m pour 150 m de dénivelée : 2 650 m à la crête et 2 500 m dans la Coma (fig. 4.45 A). Sa pente est plus faible que celle des autres éboulis étudiés ($28,5^\circ$). Elle atteint 30° sur les vingt derniers mètres avant la crête. Elle est relativement rectiligne et se termine à l'amont par quelques chicots rocheux de faible volume ; à l'aval, une pelouse alpine bloque la migration des débris vers le torrent d'Eyne.

Les matériaux de surface sont grossiers en zone distale avec 100 % de blocs de 10-20 cm. Aucune plante ne pousse dans ce secteur. En zone médiane, les débris sont en majorité inférieurs à 10 cm avec une bonne proportion de fragments fins (fig. 4.45 B). La zone proximale suit sensiblement le même schéma malgré un pourcentage non négligeable (8%) de blocs de 50 cm. La végétation y est essentiellement constituée de graminées de type *Festuca gautieri* subsp. *scoparia* de plus en plus dense au fur et à mesure que l'on se rapproche de la crête.

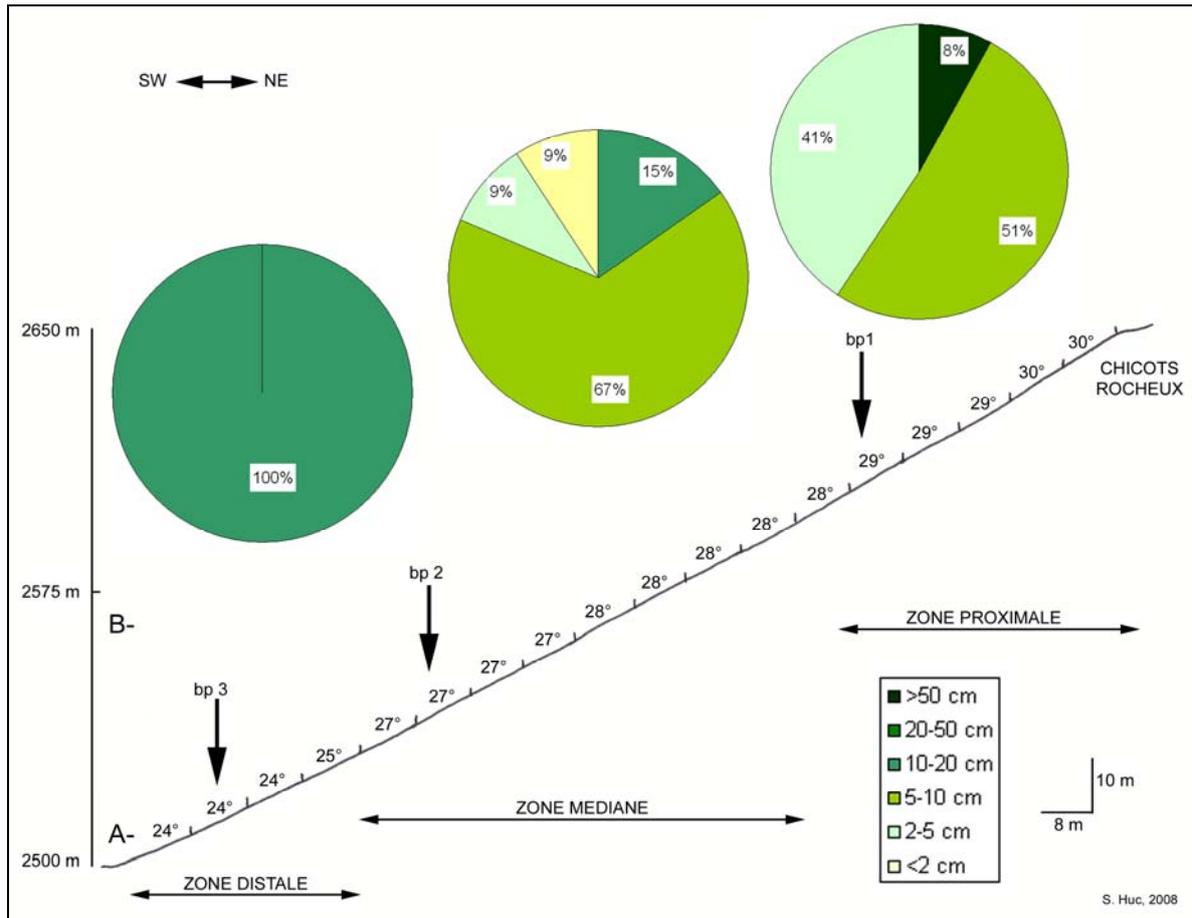


Figure 4.45 – Coupe de l'éboulis Eyne. A : profil longitudinal, B : granulométrie de surface.

b- Caractéristiques morpho-dynamiques de surface de l'éboulis

Trois bandes peintes ont été tracées dans les trois secteurs du tablier (fig. 4.46). Cela représente 1 600 mesures obtenues durant deux années de suivi. Les transects mesurent entre 8,6 et 16,4 m selon les secteurs. Le transit moyen sur l'ensemble de l'éboulis d'Eyne est de $39,4 \text{ cm.an}^{-1}$, soit $5,6 \text{ cm.an}^{-1}$ en zone distale, 58 cm.an^{-1} en zone médiane et $54,7 \text{ cm.an}^{-1}$ en zone proximale (tab. 4.12). À ce rythme l'éboulis devrait maigrir en amont et les chicots rocheux pourraient alors être en voie d'exhumation (cf Chapitre 5, § 3.2.2.2).

Les secteurs médian et proximal sont très actifs ; le premier abrite toute une communauté de lithophytes migrateurs comme *X. scabra*, *I. spathalata*, *R. parnassifolius*. Le transit saisonnier est relativement homogène à l'échelle de l'éboulis : $21,3 \text{ cm.an}^{-1}$ pour la période cryonivale et $18,1 \text{ cm.an}^{-1}$ pour la période estivale. Mais on note une grande variabilité à l'échelle des secteurs étudiés (fig. 4.47). En zone médiane, la répartition saisonnière du transit est contraire à ce que l'on observe en zones proximale et distale, à savoir des saisons estivale 2005/2006 et cryonivale 2006/2007 plus actives. Nous n'avons pas d'explication à ce phénomène. Comme pour les autres éboulis étudiés, nous remarquons une corrélation forte entre la granulométrie et les déplacements de surface (annexes 4.68 à 4.73, p. 141 à 146).

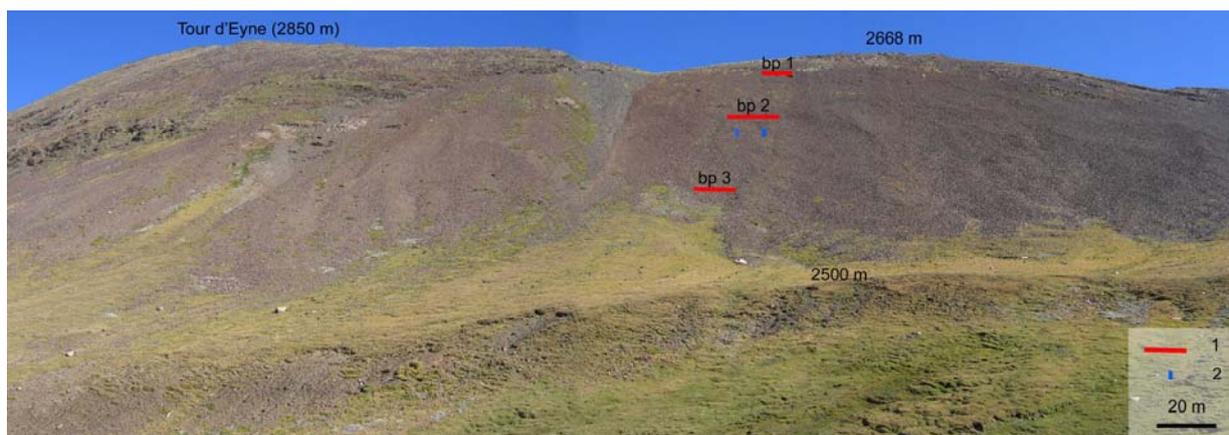


Figure 4.46 – Situation des outils utilisés pour mesurer les déplacements de matériaux en surface (1 : bandes peintes) et en sub-surface (2 : colonnes de segments de tube PVC) sur le tablier d'éboulis situé au fond de la vallée d'Eyne.

Tableau 4.12 – Caractéristiques morpho-dynamiques des trois zones de l'éboulis Eyne le long de trois transects matérialisés par des bandes peintes.

Code des transects	Zone de l'éboulis	Altitude (en m)	Longueur (en m)	Nombre de mesures sur 3 ans	Déplacement des matériaux de surface (en cm)				
					Saison cryonivale 2005/2006	Saison estivale 2006	Saison cryonivale 2006/2007	Saison estivale 2007	Vitesse annuelle moyenne par bandes peintes (en $\text{cm}\cdot\text{an}^{-1}$)
Bp1	proximale	2600	8,6	344	21,7	32,2	48	7,4	54,7
Bp2	médiane	2550	15	600	35,3	13,8	18,4	48,4	58
Bp3	distale	2520	16,4	656	1,1	4,6	3,6	1,8	5,6

c- Déplacements de sub-surface

Mesuré avec les racines de *X. scabra*, le transit de la tranche superficielle mobile de la zone médiane est de $23,7 \text{ cm}\cdot\text{an}^{-1}$ sur une épaisseur de 37,5 cm. Trois échantillons ont été prélevés au mois de septembre après fructification des plantes. Cette valeur du mouvement épidermique est confirmée par la méthode des tubes PVC. Deux colonnes de trois segments ont été implantées le 15/09/2005 en zone médiane. Au bout de deux années, nous avons recherché ces colonnes à leur emplacement initial, mais aucune d'elles n'a pu être retrouvée. Le mouvement était tel qu'il a éjecté les tubes. On peut conclure que la tranche mobile atteint les 30 cm, chiffre en conformité avec les mesures réalisées sur *X. scabra*.

d- Conclusion

L'activité du talus d'éboulis est le fait de remaniements puisque la fourniture amont est quasi nulle. Au-dessus de 2 500 m d'altitude, durant la période cryonivale, les processus liés au gel et au dégel mais aussi la fonte de la neige participent au déplacement des matériaux. Nous n'avons jamais observé d'avalanches ou de coulées de débris dans ce secteur ; la bibliographie consultée sur ce sujet n'en fait pas mention. Durant la saison estivale, le ruissellement dû aux orages ainsi que le passage d'isards, nombreux dans ce fond de vallée, peuvent être la cause du transit.

Sur ce versant régularisé, seuls les processus saisonniers réputés plutôt lents tels que la gélifluxion, gélireptation ou ruissellement semblent agir sur le déplacement des fragments. Or les valeurs obtenues dans les zones proximale et médiane témoignent de déplacements importants notamment en saison cryonivale 2006/2007 avec 48 cm en huit mois ou en saison estivale 2006/2007 avec 48,4 cm en quatre mois. La dynamique progressive, celle qui agit au

quotidien dans de faible proportion, comparée aux évènements exceptionnels tels que les avalanches et les coulées de débris, a une action non négligeable sur la morphogénèse.

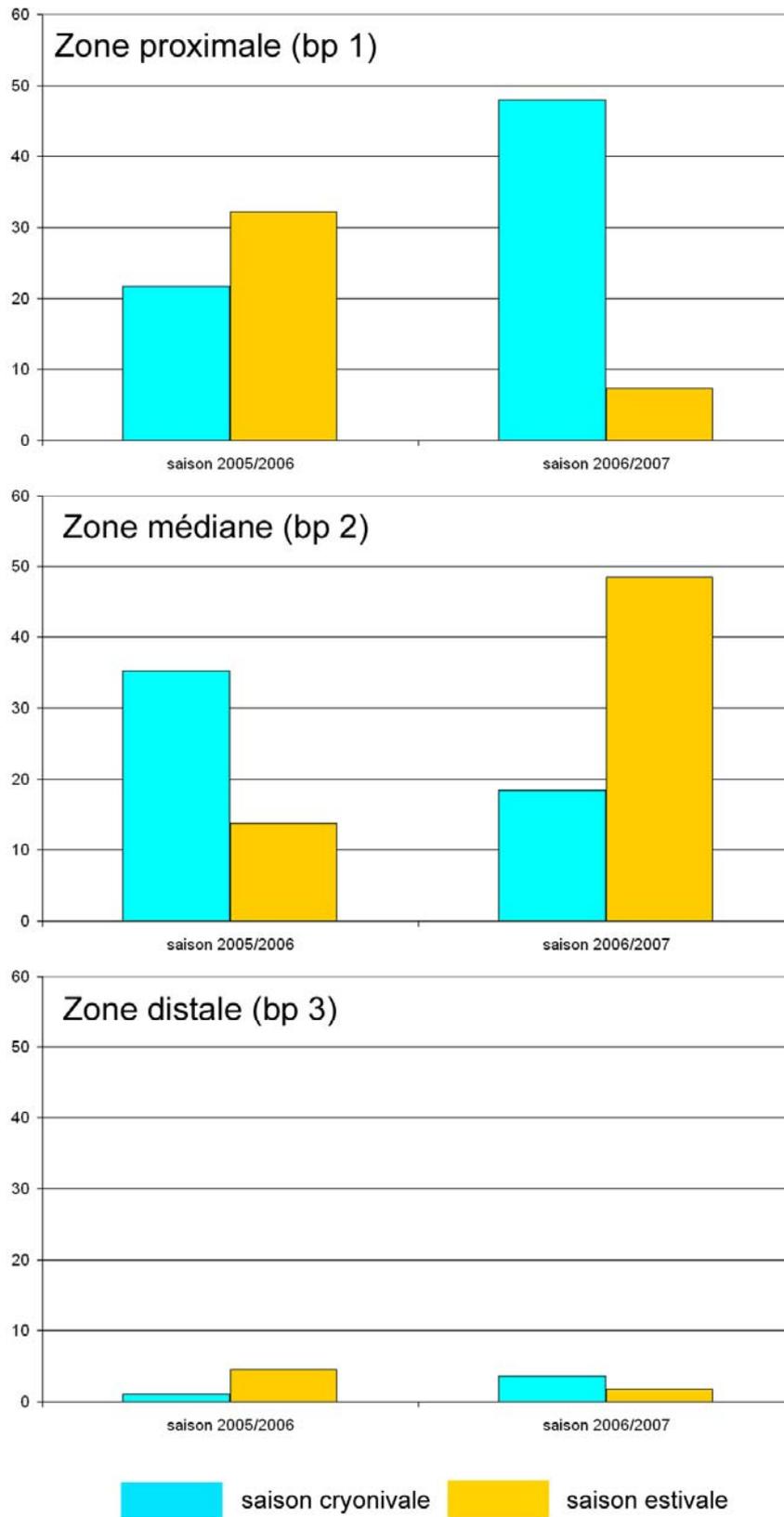


Figure 4.47 – Répartition saisonnière du transit superficiel (en cm) dans les différentes zones de l'éboulis Eyne. Les mouvements de débris sont rapides en zones proximale et médiane.

2.3.2- Col d'Arènes

Situé sur la partie septentrionale de l'Andorre sur le petit massif de l'Estanyo, le col d'Arènes matérialise le contact géologique entre les calcaires du massif de Casamanya au sud et les schistes de la Serre de l'Estanyo au Nord (fig. 4.48). Le versant étudié, dans les schistes, est en situation de soulane et livre donc les formations superficielles aux alternances répétitives des cycles gel-dégel. En effet, le facteur déflation est important à cet endroit en raison de la violence et de la fréquence du vent de nord-ouest (Tramontane). Les versants subissent un balayage intense.

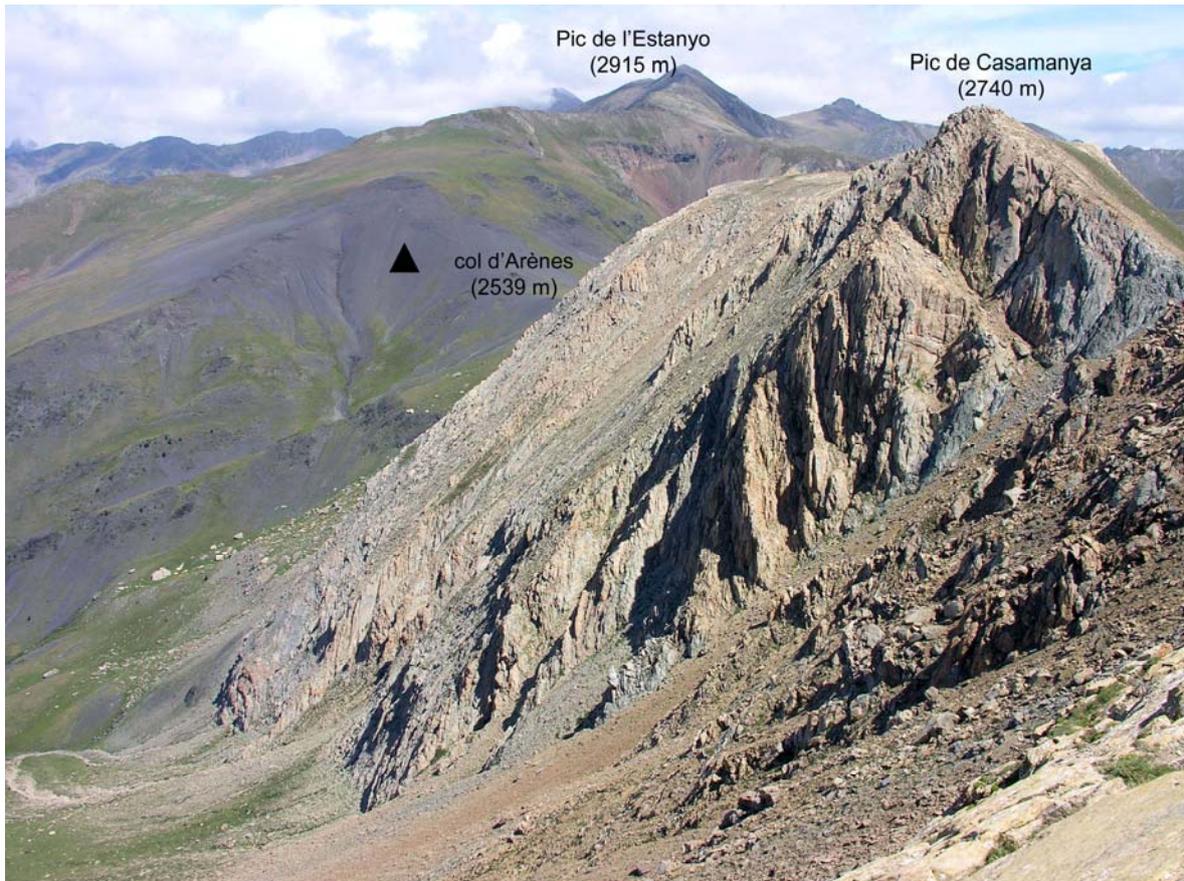


Figure 4.48 – Vue d'ensemble sur le versant d'éboulisation étudié et localisé par un triangle noir. Le contact géologique entre les calcaires du massif de Casamanya et les schistes de la Serre de l'Estanyo se situe au niveau du col d'Arènes.

a- Caractéristiques morphologiques

Le versant étudié est totalement régularisé (fig. 4.49). Les affleurements de la roche en place sont extrêmement rares. Il est orienté au sud-ouest. Sa pente est de 28° en moyenne ; 23° au minimum en zone distale et 31° au maximum en zone proximale (fig. 4.50 A).

À l'amont, la croupe sommitale est largement végétalisée. À l'aval, le système est actuellement fermé par une pelouse. Comme dans le cas de l'éboulis d'Eyne, lors de dynamiques morphogéniques plus intenses, le système devait être ouvert sur le torrent collecteur. On distingue sur la figure 4.48 un talweg actif qui recoupe l'éboulis à gauche de la photo.



Figure 4.49 – Versant régularisé du Col d'Arènes, orienté au sud-ouest.

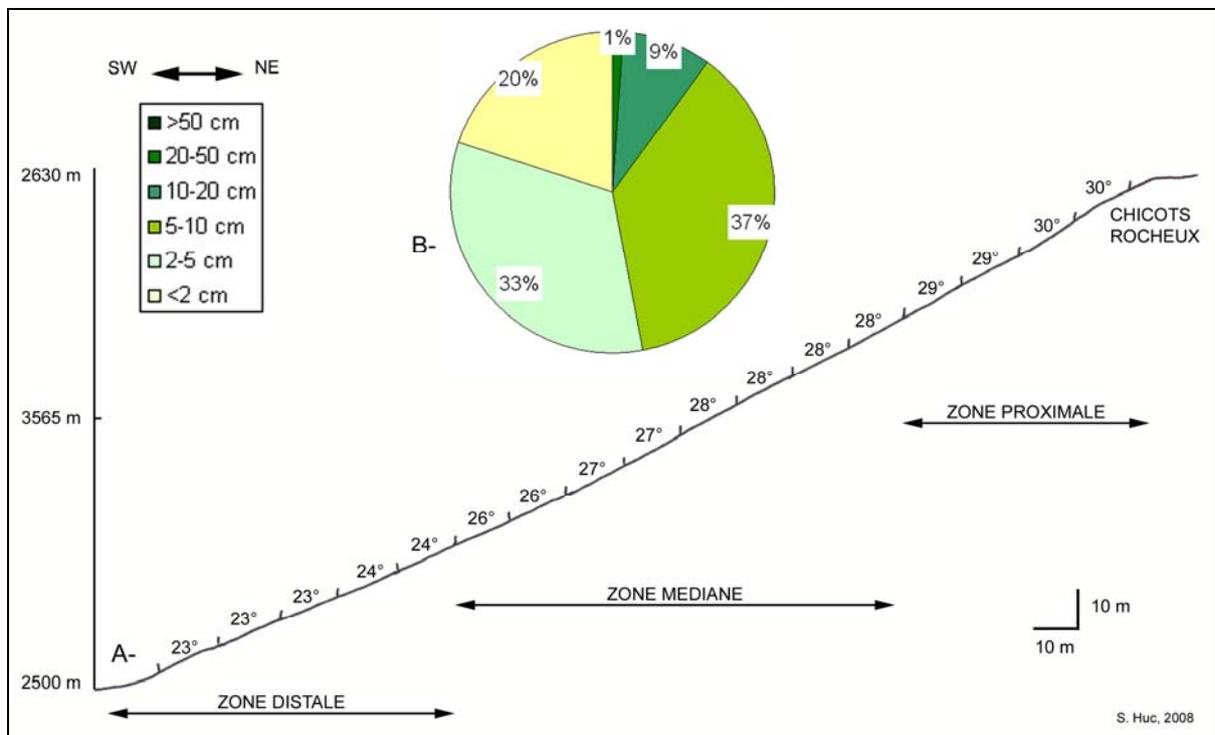


Figure 4.50 – Coupe de l'éboulis Col d'Arènes. A : profil longitudinal, B : granulométrie de surface.

Les débris de surface ont une taille majoritairement inférieure à 10 cm, dont 20 % de matériaux inférieurs à 2 cm (fig. 4.50 B). Les gélifracts sont dans un état d'extrême amenuisement en raison des processus périglaciaires actifs. En sub-surface, nous n'avons pas réalisé de mesures. Nous présentons donc les données obtenues en 1980 par A. Baudière et L. Serve. Les auteurs ont réalisé trois séries de prélèvements dans les niveaux proches de la surface sur une épaisseur de 30 à 35 cm par tranches superposées de cinq centimètres. Pour chacun d'entre eux, trois types de mesures ont été effectués : une analyse granulométrique, un test d'acidité et la teneur en carbone organique. Leurs résultats montrent que la part de débris supérieurs à 2 cm est bien plus importante que la terre fine. Trois paramètres se retrouvent d'une manière à peu près constante dans les trois profils : i- la part prépondérante des sables schisteux dans la fraction terre fine, traduisant un état d'amenuisement du matériel parental, ii- un pH acide oscillant entre 5,2 et 5,4, iii- une teneur très basse en carbone organique parfaitement conforme au rôle faiblement humigène du peuplement végétal.

b- Déplacements de sub-surface

Ce versant n'a pas été instrumenté avec des tubes PVC. Le prélèvement de deux pieds de *X. scabra* a permis de mesurer le déplacement de la tranche superficielle mobile, soit 25,8 cm.an⁻¹ sur une épaisseur de 60 cm. Si la vitesse du transit est conforme aux chiffres obtenus pour les autres éboulis, l'épaisseur de la couche épidermique mobile est bien plus importante.

c- Conclusion

Ce versant fonctionne actuellement par remaniement. L'absence de végétation stabilisatrice au sein du talus rend compte de la mobilité des débris. Les mesures des racines de *X. scabra* confirment l'activité des processus. Par contre il est difficile de faire la part entre les processus cryoniques et les processus biologiques liés au passage d'isards.

3- Facteurs explicatifs de la mobilité des débris sur les talus d'éboulis oriento-pyrénéens

3.1- Constat

Les données obtenues sur seulement trois années sont certainement insuffisantes pour comprendre les tenants et les aboutissants qui conditionnent la mobilité des fragments des talus d'éboulis. Néanmoins, les résultats montrent une tendance nette au déplacement des débris de surface avec cependant une grande variabilité spatio-temporelle des vitesses de transit. Les études précédentes (Pissart, 1964 ; Gardner, 1979 ; Pech, 1996) ont déjà mis en évidence une forte dispersion interannuelle des valeurs de déplacement. Le tableau 4.13 souligne à la fois une grande variabilité interannuelle et intersaisonnière liée en grande partie aux conditions climatiques et une variabilité spatiale d'une zone à l'autre et même à l'intérieur d'un même secteur de l'éboulis en lien avec la granulométrie et la pente. Ces fluctuations interannuelles dans la vitesse de déplacement sont à mettre en relation avec les variations climatiques saisonnières et interannuelles.

Tableau 4.13 – Transit de surface obtenu à partir des bandes peintes et de cinq cailloux peints (*) sur huit éboulis. Ce tableau met en évidence la grande variabilité spatio-temporelle des vitesses de déplacement des débris.

Nom des éboulis	Période 2004/2005					
	Saison cryonivale			Saison estivale		
	Zone proximale	Zone médiane	Zone distale	Zone proximale	Zone médiane	Zone distale
Malaza 1	15,9	-	-	12,0	-	-
Malaza 2	2,3	1,2	0	0,4	2,0	0
Dona	0	24,9	8,3	0,2	50,7	14
Cadi	-	13,6	0,3	-	23,1	1,5
Péric	-	-	-	-	-	-
Err 1	-	3,9	1,1	-	10,2	1,9
Err 2	-	-	-	-	-	-
Eyne	-	-	-	-	-	-
Nom des éboulis	Période 2005/2006					
	Saison cryonivale			Saison estivale		
	Zone proximale	Zone médiane	Zone distale	Zone proximale	Zone médiane	Zone distale
Malaza 1	22,9	2,2	-	9,6	6,0	-
Malaza 2	6,6	4,8	0	17,6	17,8	0
Dona	2,2	28,4	5,2	4,6	17,5	15,6
Cadi	-	25,7	12,1	188*	45,4	9,8
Péric	-	-	-	45,9	8,9	22,2
Err 1	29,4	24,5	6,3	22,6	27,2	15,8
Err 2	36,0	15,9	11,9	22,5	25,0	20,1
Eyne	21,7	35,3	1,1	32,2	13,8	4,6
Nom des éboulis	Période 2006/2007					
	Saison cryonivale			Saison estivale		
	Zone proximale	Zone médiane	Zone distale	Zone proximale	Zone médiane	Zone distale
Malaza 1	1,9	1,6	-	23,4	6,4	-
Malaza 2	2,1	6,6	0	1,6	15,4	0
Dona	13,7	86	15,5	0,5	51,7	12,3
Cadi	403,2*	24,6	1,6	302,8*	20,7	0,3
Péric	118,1	61,9	22,9	29,3	11,6	9,2
Err 1	29,9	42,6	5,1	30,6	5,3	0,8
Err 2	31,2	24,4	21,6	30,5	9,9	30,9
Eyne	48	18,4	3,6	7,4	48,4	1,8

Dans six cas sur huit, les versants étudiés montrent une réelle activité avec des moyennes annuelles supérieures à 35 cm.an^{-1} (tab. 4.14). Seuls, Malaza 1 et 2 peuvent être qualifiés de subactifs en raison du faible transit. Les versants en voie de régularisation, Péric, Err 1 et 2, présentent une mobilité maximale des débris en zone proximale alors que le versant régularisé d'Eyne a un transit équivalent dans les secteurs proximal et médian. Sur Cadi, les valeurs obtenues en zone proximale sont très élevées mais il est difficile de comparer avec les autres secteurs car la méthode utilisée est différente. Pour les autres éboulis surmontés d'une paroi comme Malaza 2 et Dona, la zone médiane est la plus active alors que la zone proximale présente une accumulation de blocs en équilibre instable. Ainsi, à l'échelle du talus d'éboulis, sans prendre en compte la dynamique de chute qui est exposée dans le chapitre 5, on constate que les secteurs proximal et médian fonctionnent par remaniements selon des processus saisonniers progressifs. La zone distale fonctionne en régime d'accumulation.

On entend par dynamique de remaniement le fait que les fragments, déposés préalablement, sont remobilisés individuellement ou collectivement (Francou et Héty, 1989).

Selon les saisons, selon les zones de l'éboulis et même selon les micro-milieus que l'on nomme géotope en référence au concept de géosystème d'éboulisation présenté au chapitre 2, les processus en jeu varient. Ils sont extrêmement complexes et leur diversité a été mise en évidence dans de nombreux travaux (Whitehouse et Mc Savenay, 1983 ; Francou, 1988 ; Pérez, 1988 ; Van Steijn, 1988 ; Héту et Vandélaс, 1989 ; Héту, 1990 ; Rovera, 1990 ; Francou, 1991).

Tableau 4.14 – Vitesse moyenne des déplacements sur l'ensemble de la période d'étude. * le calcul prend en compte la valeur extrême des 5 cailloux peints sur Cadi. ** le calcul ne prend pas en compte la zone proximale de cadi.

Nom des éboulis	Vitesse annuelle moyenne par zone (cm.an ⁻¹)			Vitesse annuelle moyenne par éboulis (cm.an ⁻¹)
	Zone proximale	Zone médiane	Zone distale	
Malaza 1	19,3	-	0	9,6
Malaza 2	10,2	15,9	0	8,7
Dona	7,1	85,4	23,6	38,7
Cadi	596*	51	8,5	218,5*
Péric	128,9	54,9	36,2	73,5
Err 1	56,2	37,9	10,4	34,8
Err 2	60,1	37,6	42,3	46,7
Eyne	54,7	58	5,6	39,4
Moyenne	116,6* (48,07**)	48,7	15,8	58,7* (35,9**)

3.2- Mise en perspective

Les vitesses de déplacements des matériaux superficiels mesurées sur les talus d'éboulis des Pyrénées orientales sont bien supérieures aux valeurs obtenues par d'autres auteurs, certes dans des contextes géographiques et climatiques variés et selon des protocoles quelque peu différents, notamment dans la manière de réaliser les mesures et le caractère parfois destructeur de la méthode lors d'introduction d'artefacts. Malgré tous ces biais, une comparaison a tout de même été réalisée (tab. 4.15).

Les valeurs obtenues par F.L. Pérez (1985) en montagne tropicale sont assez proches de nos observations malgré des conditions climatiques bien différentes avec un nombre d'alternances gel-dégel bien plus important. Dans les éboulis du Páramo au Vénézuéla, à 4 000 m d'altitude et sur des pentes de 33°, la vitesse de déplacement est égale à 23 cm.an⁻¹ pour les plages sablo-graveleuses, 16 cm.an⁻¹ pour les plages caillouteuses et 4 cm.an⁻¹ pour les aires à blocs.

Dans les éboulis calcaires jurassiens dont la pente est de 36 à 40°, A. Pancza (1979) montre que les débris moyens (5-10 cm) de forme équarrie et aux facettes multiples, se déplacent de 5 à 15 cm.an⁻¹, sur une période maximale de trois ans (1972-1975). Dans notre cas, sur l'éboulis de Cadi, ce sont les matériaux les plus fins (< 5 cm) d'aspect irrégulier qui se meuvent à la plus grande vitesse.

A. Pissart (1964) et A. Rapp (1960), sur des pentes semblables aux précédentes, indiquent une vitesse moyenne de 4 cm.an⁻¹ mais pour des durées d'observations différentes (trois ans pour Rapp et seize ans pour Pissart). Ces deux auteurs ne différencient pas les éboulis selon la taille des débris mais ils précisent cependant que les déplacements métriques sont rares (< 10 % des blocs déplacés). Les déplacements de sub-surface que nous avons mesurés sont largement supérieurs à ceux d'A. Pancza (1979) dans le Jura où l'auteur a constaté une décélération des mouvements avec la profondeur (3 cm.an⁻¹ à -10 cm, 2 cm.an⁻¹ à -20 cm et moins d'1 cm.an⁻¹ à -40 cm). Enfin, il convient de dire un mot sur les valeurs

record obtenues dans les zones médiane et proximale dans les Pyrénées orientales. Avec des vitesses moyennes dépassant les 40 cm.an⁻¹, ces chiffres sont équivalents à ceux obtenus par J. Gardner (1979) dans les Rocheuses canadiennes. Mais les six autres références présentent des valeurs bien inférieures. Ces écarts peuvent s'expliquer par des artefacts éventuels que nous estimons négligeables sur la prise de nos mesures, par l'utilisation de méthodes différentes qui diffèrent d'un auteur à l'autre et qui, comme nous avons pu le constater sur l'éboulis de Cadi, procure des résultats très différents et donc difficilement comparables, ou bien par la réalité de ces vitesses rapides sur les éboulis oriento-pyrénéens.

Tableau 4.15 – Valeurs comparatives des mouvements de surface dans la haute montagne pyrénéenne et dans d'autres régions. La vitesse moyenne de la zone proximale mesurée dans les Pyrénées orientales constitue la valeur record. Trois phénomènes peuvent expliquer ce chiffre : l'introduction d'artefacts, les méthodes utilisées ou bien la réalité de ces vitesses rapides.

Lieu	Pente	Vitesse moyenne		Références
		en surface	en profondeur	
Plateau de Bure (Alpes du nord) 2 600 m	18°	4.84 cm/an (matériaux de 3 à 50 cm)	1.71 cm/an (valeur moyenne sur une tranche de 50 cm)	Pech, 1996
Coulée du vallon des Aoupets - Haute-Ubaye (Alpes du sud) 2 500 à 3 100 m	30°	0.4 à 1 cm/an		Coutard, Gabert et Ozouf, 1988
Páramo (Vénézuéla) 4 300-4 500 m	33°	23 cm/an dans les plages sablo-graveleuses		Pérez, 1985
		16 cm/an dans les plages caillouteuses		
		4 cm/an dans les aires à blocs		
Jura (Suisse)	36 – 40°	5-15 cm/an dans les débris moyens	2 cm/an (en dessous de 20 cm)	Pancza, 1979
Vallée des Ten Peaks (Rocheuses canadiennes) 2 200 m	36° au sommet	50 cm voire 80 cm/an		Gardner, 1979
Chambeyron (Alpes du sud) 2 800 m	32°	1.5 cm/an dans matériel grossier		Pissart, 1964
		7 cm/an dans matériel fin		
Kärkevagge (Laponie) 1 200 m	35 à 20° de l'apex au pied	10 cm/an		Rapp, 1960
Pyrénées orientales 2 150 – 2 800 m	28 à 33°	116,6 cm/an (48,1 cm/an sans le talus de Cadi*) en zone proximale	24.9 cm/an (valeur moyenne sur une tranche mobile d'épaisseur moyenne de 26.3 cm)	cette étude
		48,7 cm/an en zone médiane		
		15,8 cm/an en zone distale		

3.3- Paramètres contrôlant le transit

Les mécanismes qui interviennent dans la mobilité des débris sur les versants d'ébouilisation sont nombreux. Ils dépendent à la fois de facteurs climatiques, topographiques, lithologiques et biologiques. Vouloir déterminer la part de chacun de ces facteurs dans le fonctionnement des talus d'éboulis est extrêmement complexe tant leurs actions sont imbriquées. Les mesures que nous avons réalisées ne permettent pas d'individualiser

précisément les mécanismes en jeu ni de les hiérarchiser. Par contre, l'observation directe de processus sur le terrain ainsi que les indices obtenus à partir de phénomènes indirects sont des moyens qui fournissent des explications sur les paramètres contrôlant le fonctionnement actuel des talus d'éboulis. Le petit nombre de talus étudiés ne permet pas de réaliser d'analyse statistique car les 9 variables prises en compte dépassent le nombre d'individus (8). Ainsi, quatre facteurs (climatique, topographique, lithologique et biologique) sont étudiés individuellement au vu du transit de débris qu'ils suscitent. Nous avons conscience des biais qu'implique ce procédé sachant qu'en réalité les facteurs interviennent conjointement mais cela permet une démarche d'analyse.

3.3.1- Facteurs topographiques et lithologiques

Ce sont les facteurs endogènes, ceux qui caractérisent le talus d'éboulis. Il s'agit de l'exposition, de la pente, de l'altitude à laquelle est située la base du versant d'ébouilisation, de la lithologie et la granulométrie. Chacun d'eux influence dans une certaine mesure le transit des matériaux.

3.3.1.1- L'exposition

Le rôle joué par l'exposition sur le transit de débris est lié à la capacité du versant à recevoir les rayons de soleil. En effet, l'ensoleillement favorise la multiplication de cycles gel-dégel provoquant le déplacement des débris par des processus appropriés. Ainsi, d'après A. Pancza (1979), les versants orientés au sud, sud-est et sud-ouest sont soumis à des contraintes physiques plus intenses que ceux qui regardent dans les directions opposées. En réalité, l'exposition favorise aussi l'effet contraire, c'est-à-dire la végétalisation du talus grâce à une saison de végétation précoce.

Dans notre cas et dans des conditions similaires aux pentes et à la lithologie mesurée sur les éboulis suisses étudiés par A. Pancza (1979), les éboulis orientés au nord sont plus actifs que ceux qui regardent vers le sud (tab. 4.16). Ces derniers subissent davantage les effets du gel-dégel en raison de l'insolation qui fait fondre la neige tout au long de l'hiver mais sont également bien plus végétalisés. En versant nord, au contraire, la couverture neigeuse fond plus tardivement.

Tableau 4.16 – Mise en évidence des relations qui existent entre l'exposition et le transit des débris dans des conditions de pente et de lithologie équivalentes.

	Exposition	Altitude de base	Vitesse annuelle moyenne (cm.an ⁻¹)	Nombre de jours de cycles gel-dégel (novembre 2006 à mai 2007)
Péric	N	2500	73,5	12
Err 2	NW	2540	46,7	19
Eyne	SW	2000	39,4	27
Err 1	S	2550	34,8	-

Le transit serait alors moins la conséquence des alternances gel-dégel (tab.4.16) que des mécanismes liés au ruissellement hypodermique provoqué par la fusion de la neige. Il semble alors que ce phénomène, intimement lié à la quantité de neige tombée au cours de la saison cryonivale, soit très efficace sur le transit. La végétalisation de l'éboulis joue également un rôle important dans le transit (§ 3.3.3 de ce chapitre).

3.3.1.2- La pente

L'inclinaison de l'éboulis conditionne en grande partie le mouvement des débris de surface (Caine, 1969 ; Statham, 1976 ; Francou, 1988). Elle intervient notamment sur les

mécanismes qui provoquent le déplacement des fragments. Une pente forte favorise les processus gravitaires alors qu'un versant à pente faible a tendance à accumuler ses matériaux. La lithologie influence le rôle joué par la pente sur le mouvement des débris. B. Francou (1988) a montré que les schistes s'équilibrent sur des pentes de 5 à 6° plus faibles que les faciès plus massifs. L'auteur donne les pentes d'équilibre pour chaque roche : 32-34° pour les gneiss, 28-37° pour les calcaires massifs et 29-31° pour les schistes.

La forme des débris joue également un rôle. Nous n'avons pas mesuré l'indice d'aplatissement mais nous pouvons décrire leur aspect : très aplati pour les schistes, de forme plus ramassée pour les blocs de calcaires, mais en esquilles aplaties pour les éléments inférieurs à 5 cm, et très ramassé pour les gneiss.

Sur les talus étudiés, le phénomène se vérifie à l'échelle de l'éboulis (tab. 4.17). Les pentes les plus fortes enregistrent les déplacements les plus importants sauf dans le cas de Malaza 1 et 2 pour lesquels il semble que d'autres événements interviennent. Certes, les vitesses de déplacements observées ne sont certainement pas directement justifiées par la pente bien que celle-ci soit évidemment nécessaire pour provoquer un mouvement de descente (Pissart, 1972). D'autres mécanismes entrent également en jeu.

Tableau 4.17 – Relation entre la pente et le transit des débris sur les éboulis. * Sur Cadi, une méthode différente a été utilisée pour mesurer les déplacements de la zone proximale (5 cailloux peints).

	Lithologie	Pente (en °)	Vitesse annuelle moyenne (en cm.an ⁻¹)
Cadi	calcaire	31,5	218,5*
Péric	schiste	31,5	73,5
Err 2	schiste	31,5	46,7
Dona	gneiss	30	38,7
Malaza 1	gneiss	29	16,5
Malaza 2	gneiss	29	8,7
Eyne	schiste	28,5	39,4
Err 1	schiste	28	34,8

3.3.1.3- L'altitude de base des éboulis

Il s'agit d'un facteur primordial qui conditionne certains processus climatiques, notamment l'efficacité du gel. En effet, le nombre d'alternances gel-dégel est généralement plus important en dessous de 2 000 m d'altitude mais la couverture végétale représentée par la forêt réduit le phénomène. D'après P. Pech (1995), une relation logarithmique inverse [$f(Rp\gamma) = \alpha \cdot (\log z \cdot \varphi)^{-1}$] existe entre l'inclinaison de la pente et l'altitude. Plus la pente augmente, plus l'altitude à partir de laquelle les processus périglaciaires (en l'occurrence la cryoclastie) peuvent survenir est basse. Dans notre cas, il n'existe pas de relation entre l'altitude et le transit de débris (fig. 4.51).

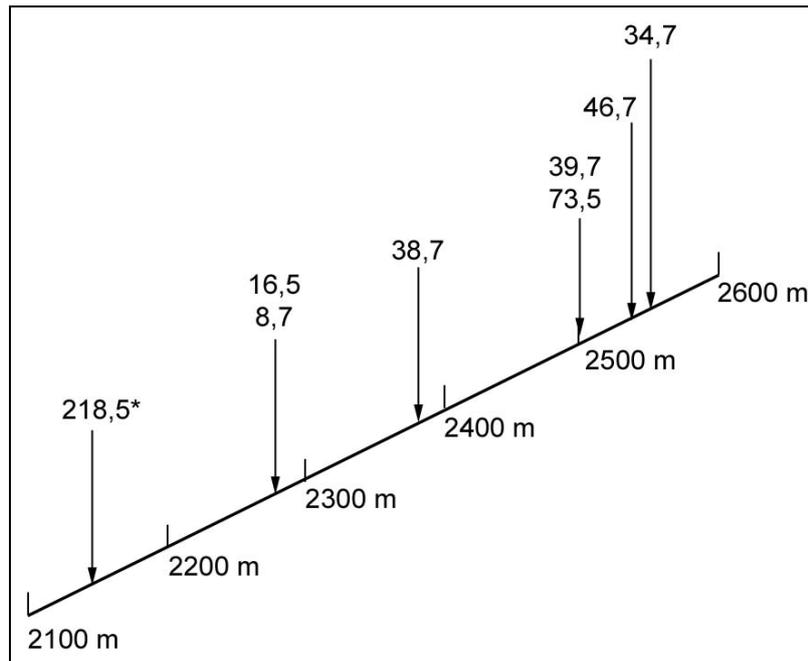


Figure 4.51 – Relation entre l'altitude de base des éboulis et le transit superficiel ; Les vitesses annuelles moyennes portées sur le schéma sont en cm.an^{-1} . * Sur Cadi, une méthode différente a été utilisée pour mesurer les déplacements de la zone proximale (5 cailloux peints).

3.3.1.4- La lithologie et la granulométrie

La météorisation agit différemment selon la nature des roches. Dans le chapitre 2, nous avons décrit le matériel lithologique rencontré et ses facteurs de faiblesse. Ainsi, les parois calcaires et schisteuses produisent des fragments de petit calibre en forme d'écaillés dans les calcaires de la Serre de Cadi (fig. 2.7 B) et de plaquettes ou de frites dans les schistes (fig. 2.6 B). Dans les gneiss, les débris sont plus grossiers et produisent moins de matrice fine. La granulométrie va alors jouer un rôle sur le transit dans la mesure où la pénétration du front de gel est bien meilleure avec une granulométrie fine (Francou, 1989). Les processus cryonivaux sont alors plus efficaces. Cette relation entre granulométrie et déplacement est évidente lorsqu'on examine les bandes peintes (fig. 4.32).

Nous avons mis en relation le transit des matériaux de surface et les classes granulométriques grâce à des graphiques représentant des nuages de points (fig. 4.52). Le nombre réduit d'éboulis étudiés (8) rend l'interprétation délicate. Il semble qu'aucun lien significatif n'existe entre la taille des débris en sub-surface, c'est-à-dire dans la tranche des 30 à 50 cm premiers centimètres, et le déplacement des matériaux. Le tableau 4.18 permet cependant de souligner une importante proportion de graviers et de sables dans les éboulis présentant des transits importants : c'est le cas pour Dona (60,7 % de graviers et sables), Err (52,5 %), Eyne (77,7 %), Péric (52,7 %) et Cadi (47,7 %). L'éboulis d'Err 2 ne compte que 41,8 % alors que son transit est important. D'autres mécanismes interfèrent pour expliquer le mouvement.

Tableau 4.18 – Relation entre granulométrie de sub-surface et transit annuel. * Sur Cadi, une méthode différente a été utilisée pour mesurer les déplacements de la zone proximale (5 cailloux peints).

		Malaza 1	Malaza 2	Dona	Err 1	Err 2	Eyne	Péric	Cadi
Granulométrie de sub-surface (entre 0 et 50 cm) en %	> 2 cm	65,5	56,2	38,4	46,8	57,7	21,2	46,6	51,5
	0,2 – 2 cm	25,7	31,2	43,5	32	24	44,9	39,5	37,6
	0,05 – 2 mm	8,1	11,7	17,2	20,5	17,8	32,8	13,2	10,1
	< 2mm	0,8	0,9	0,9	0,7	0,5	1,1	0,7	0,8
Vitesse annuelle moyenne (cm.an ⁻¹)		9,6	8,7	38,7	34,8	46,7	39,4	73,5	218,5*

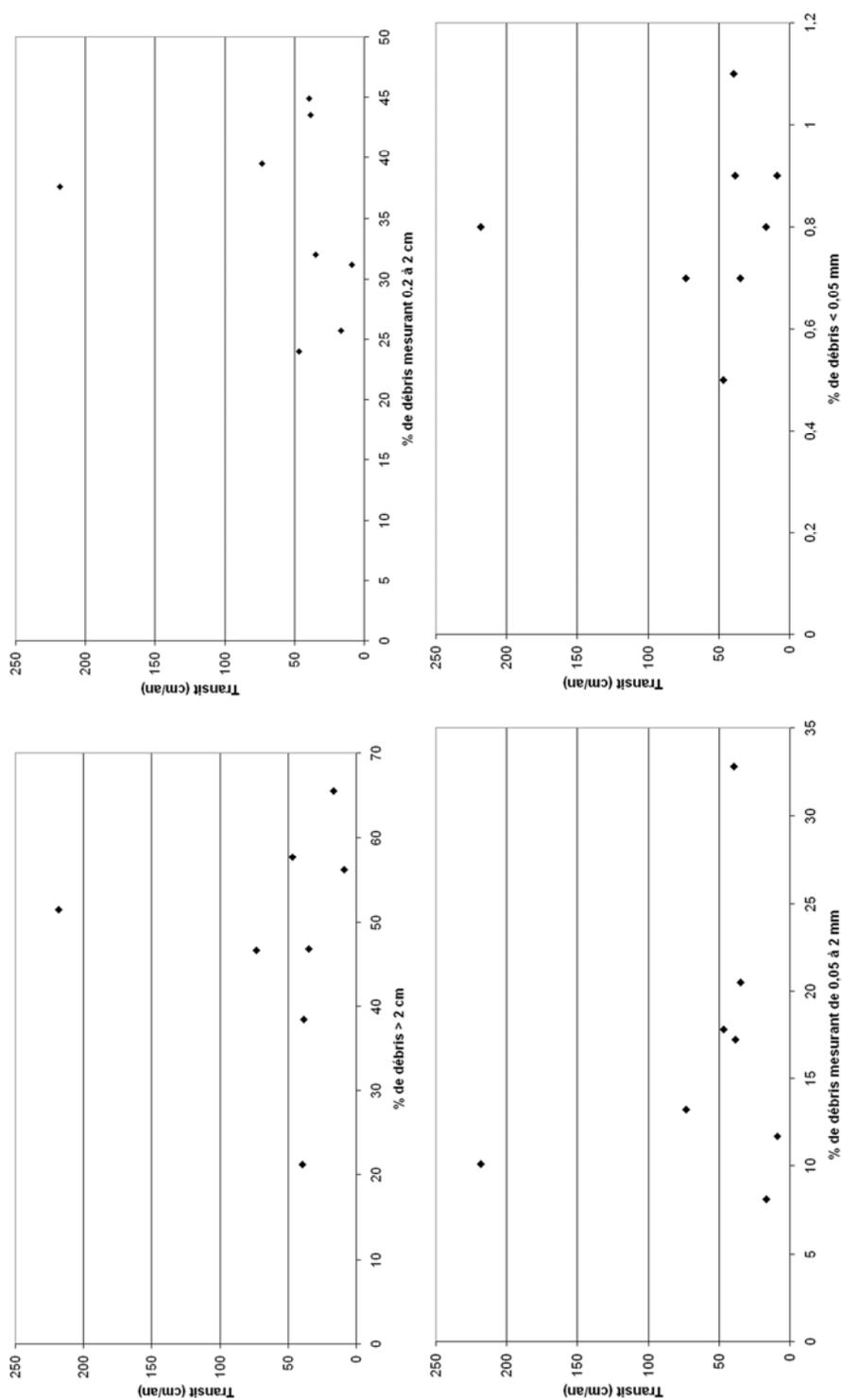


Figure 4.52 – Relation entre le transit de débris à la surface des éboulis et la granulométrie de sub-surface répartie en quatre classes. Le nombre réduit d'éboulis étudiés (8) rend l'interprétation difficile. Les quatre graphes montrent une indépendance entre les deux variables.

3.3.2- Facteurs climatiques

Les mesures des déplacements de matériaux réalisées le long des bandes peintes deux fois par an, aux périodes pré et fini-nivales permettent de distinguer les processus qui agissent en saison cryonivale et ceux qui se produisent en saison estivale. Si on ramène les valeurs obtenues par saison à la même échelle de temps (le mois) sachant que la période cryonivale dure environ huit mois et la saison estivale seulement quatre mois, alors globalement, le transit estival ($6,0 \text{ cm.mois}^{-1}$) est deux fois plus important que les déplacements survenus durant la période nivale ($2,6 \text{ cm.mois}^{-1}$). Ce résultat est confirmé localement à l'échelle de chaque talus étudié (fig. 4.53). Il est très net pour la plupart des sites sauf pour Péric. Mais dans ce dernier cas, la faible durée du suivi ne permet pas une interprétation fiable.

3.3.2.1- Saison cryonivale

Pendant la saison cryonivale, les paramètres climatiques responsables du transit de débris sont variés et concernent à la fois les matériaux meubles et les débris grossiers : alternances gel-dégel, style d'enneigement, le ruissellement diffus aux périodes pré et post-nivales. L'activité biologique est réduite : les animaux domestiques sont dans les villages et les ongulés sauvages descendent généralement en forêt. Même si nous n'avons pas les moyens techniques pour analyser en détail le rôle que chaque paramètre peut jouer sur le transit des débris de surface, les données thermiques et les observations de terrain apportent cependant quelques éléments de réponse sur leur efficacité morphodynamique.



Figure 4.53 – Variabilité saisonnière mesurée à l'échelle de chaque éboulis étudié. L'axe des ordonnées représente les vitesses moyennes mensuelles en cm.mois^{-1} . Le transit estival est globalement supérieur au déplacement des débris pendant la saison cryonivale. Les croix indiquent l'absence de données.

a- Les alternances gel/dégel

L'efficacité des alternances gel/dégel dans le déplacement de matériaux est difficile à apprécier. Les mécanismes en jeu sont essentiellement les pipkrakes (Perez, 1988 ; Pissart, 1988 ; Washburn, 1979) observés à plusieurs reprises dans les plages à matériaux fins d'Err 1,

d'Err 2 et de Dona, et la cryoreptation ou gélireptation (Coutard et Van Vliet, 1994). B. Van Vliet (1987, 1988, 1992) décrit la cryoreptation comme le déplacement sur pente au dégel sans apport important d'eau. Le mouvement est lent et dépend de la surcharge hydrostatique, de la teneur en limon et en argile ainsi que de la pente. Pour B. Van Vliet (1987, 1988, 1992), gélireptation et gélifluxion sont le même mécanisme ; la seule différence réside dans la rapidité du déplacement, faible dans le cas de la gélireptation et plus importante dans le cas de la gélifluxion. Dans notre cas, les tubes PVC ont subi les effets de la cryoexpulsion par les pipkrakes ce qui explique leur disparition (fig. 4.37).

L'efficacité des cycles gel-dégel sur le transit des matériaux de surface n'est pas vraiment marquée (tab. 4.19, fig. 4.54 et 4.55). Ayant appliqué les données climatiques obtenues sur la station d'Err Nord à des éboulis géographiquement éloignés (6 km pour les éboulis du Malaza, 4 km pour Eyne) il est possible que cette extrapolation fausse les résultats. L'analyse des graphiques (fig. 4.54) montre l'absence de relation évidente entre le nombre d'alternances gel-dégel et la vitesse de déplacement des débris.

Tableau 4.19 – Données numériques relatives aux graphiques de la figure 4.53. * valeurs moyennes sans la zone proximale ; ** valeurs moyennes avec la zone proximale pour laquelle la méthode utilisée est différente des autres éboulis (cinq cailloux peints alignés).

Nom des éboulis	Saison cryonivale 2004/2005		Saison estivale 2005		Saison cryonivale 2005/2006		Saison estivale 2006		Saison cryonivale 2006/2007		Saison estivale 2007		Stations météorologiques de référence
	Transit saisonnier (en cm)	Nombre jours gel/dégel	Transit saisonnier (en cm)	Nombre jours gel/dégel	Transit saisonnier (en cm)	Nombre jours gel/dégel	Transit saisonnier (en cm)	Nombre jours gel/dégel	Transit saisonnier (en cm)	Nombre jours gel/dégel	Transit saisonnier (en cm)	Nombre jours gel/dégel	
Malaza 1					12,5	6	7,8	0	1,8	20	14,9	0	Err Nord
Malaza 2	1,7		0,8		3,8	6	11,8	0	2,9	20	5,7	0	Err Nord
Dona	11,1	131	21,6	5	11,9	138	12,6	0	38,4		21,5		Alemanay
Err 1	2,5		6,1		20,1	6	21,9	0	25,9	20	12,2	0	Err Nord
Err 2					21,3	6	22,5	0	25,7	20	23,8	0	Err Nord
Eyne					18,41	6	18,53	0	23,31	20	19,17	0	Err Nord
Péric							25,7		67,6	50	16,7	136	Péric
Cadi	7,0*	73	12,3*	6	18,9*	72	81,1**	0	143,1**		107,9**		Prat d'Aguilo

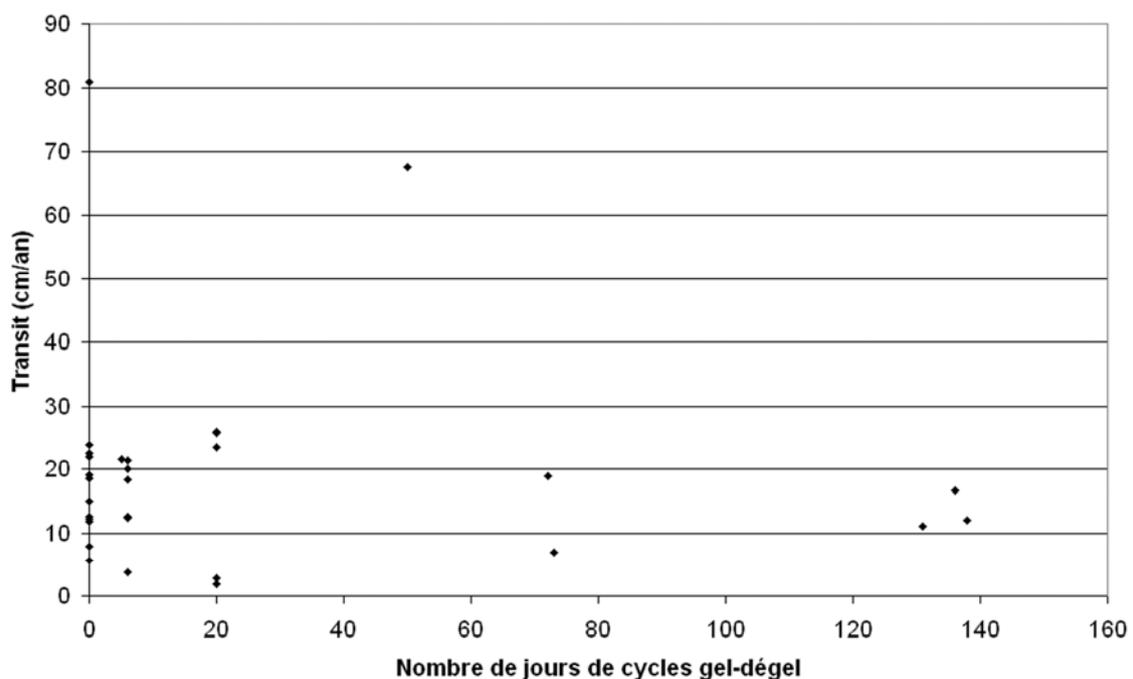


Figure 4.54 – Absence de relation entre le transit des débris et le nombre de jours présentant des cycles gel-dégel.

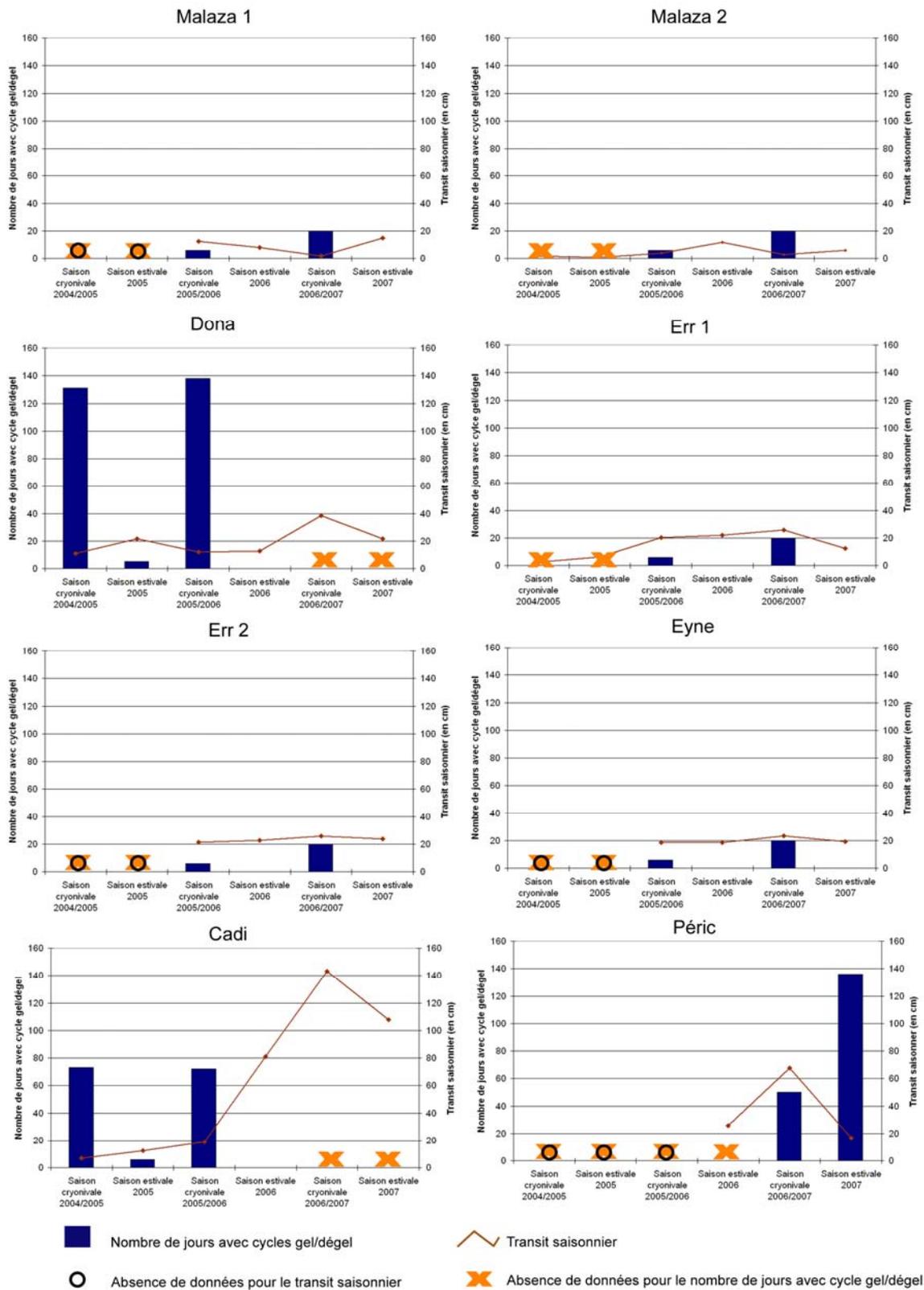


Figure 4.55 – Mise en parallèle entre le transit des matériaux de surface et le nombre d’alternances gel-dégel journalières.

b- Le style d'enneigement

Nous entendons par là l'épaisseur et la durée de l'enneigement. Nous avons peu d'éléments précis sur le sujet. Seules les hauteurs de neige mesurées au village de Saint-Pierre-dels-Forcats, à 1 630 m d'altitude peuvent apporter quelques informations. Ces valeurs sont certainement bien inférieures à celles qui auraient pu être relevées sur les éboulis supraforestiers mais l'absence de données en haute montagne nous contraint à utiliser ces chiffres approximatifs. Concernant nos éboulis, nous avons mis en parallèle les hauteurs de neige avec les transits saisonniers pour les saisons 2004/2005, 2005/2006 et 2006/2007 sous la forme d'un histogramme et d'un graphe à nuage de points (fig. 4.56 et 4.57). Les variations du couvert neigeux ont été présentées dans la figure 3.5 du chapitre 3 à partir des données relevées sur le village de Saint-Pierre-dels-Forcats. L'hiver 2004/2005 est marqué par un couvert neigeux continu de novembre à mars. L'hiver 2005/2006 a connu un couvert neigeux très discontinu : des chutes de neige importantes en janvier, un redoux en février, de nouvelles chutes en mars suivi d'une fonte rapide. L'enneigement a été faible durant la saison 2006/2007. Le couvert est resté très discontinu durant tout l'hiver même en altitude. Les plus grosses chutes de neige ont eu lieu durant le mois de mars. Le manteau neigeux s'est ensuite maintenu jusqu'à la mi-mai.

Hauteurs de neige et caractéristiques du couvert neigeux jouent un rôle sur le transit des matériaux (fig. 4.56). La diminution de la hauteur de neige entre 2004/2005 et 2005/2006 semble avoir un lien avec l'augmentation du transit entre ces deux saisons, notamment pour Err 1 et Cadi. Entre 2005/2006 et 2006/2007, le rapport est tout aussi net pour Dona, Err 1, Err 2, Eyne et Cadi. La relation entre faible enneigement et fort transit semble se vérifier pour cinq éboulis, sauf ceux du Malaza (fig. 4.56). Cette corrélation est nette sur la figure 4.57.

La durée de l'enneigement est appréciée grâce aux chronologies séquencées que nous avons présentées au chapitre 3 (fig. 3.28 à 3.30 et annexe 3.1 à 3.3). Sur la station d'Err Nord, l'enneigement fut continu du 26/01/06 au 13/05/06 pour la saison cryonivale 2005/2006 et du 23/03/07 au 19/05/07 pour la saison 2006/2007. Nous constatons une grande différence de durée de couverture nivale : 3,5 mois pour la première saison et seulement 1,5 mois pour la seconde. Sur la station du Péric, la neige couvre le sol de manière continue seulement du 22/03/07 au 13/04/07, soit 21 jours. Entre le 11/11/06 et le 08/05/07, le manteau neigeux reste discontinu. Globalement l'absence de neige durant une bonne partie de la saison cryonivale 2006/2007 a favorisé l'activité des cycles gel-dégel.

Ainsi, l'augmentation assez systématique des vitesses de déplacement pour les hivers peu neigeux (à l'exception de Malaza 1) suggère une plus grande sensibilité des éboulis aux alternances gel-dégel lorsque la protection nivale est d'épaisseur et surtout de durée insuffisante. Les déneigements fréquents au cours de cette phase nivale provoquent également des épisodes de fonte et donc du ruissellement hypodermique susceptible de déplacer les débris. Mais nous devons rester prudents quant aux conclusions proposées en raison du peu de données que nous possédons.

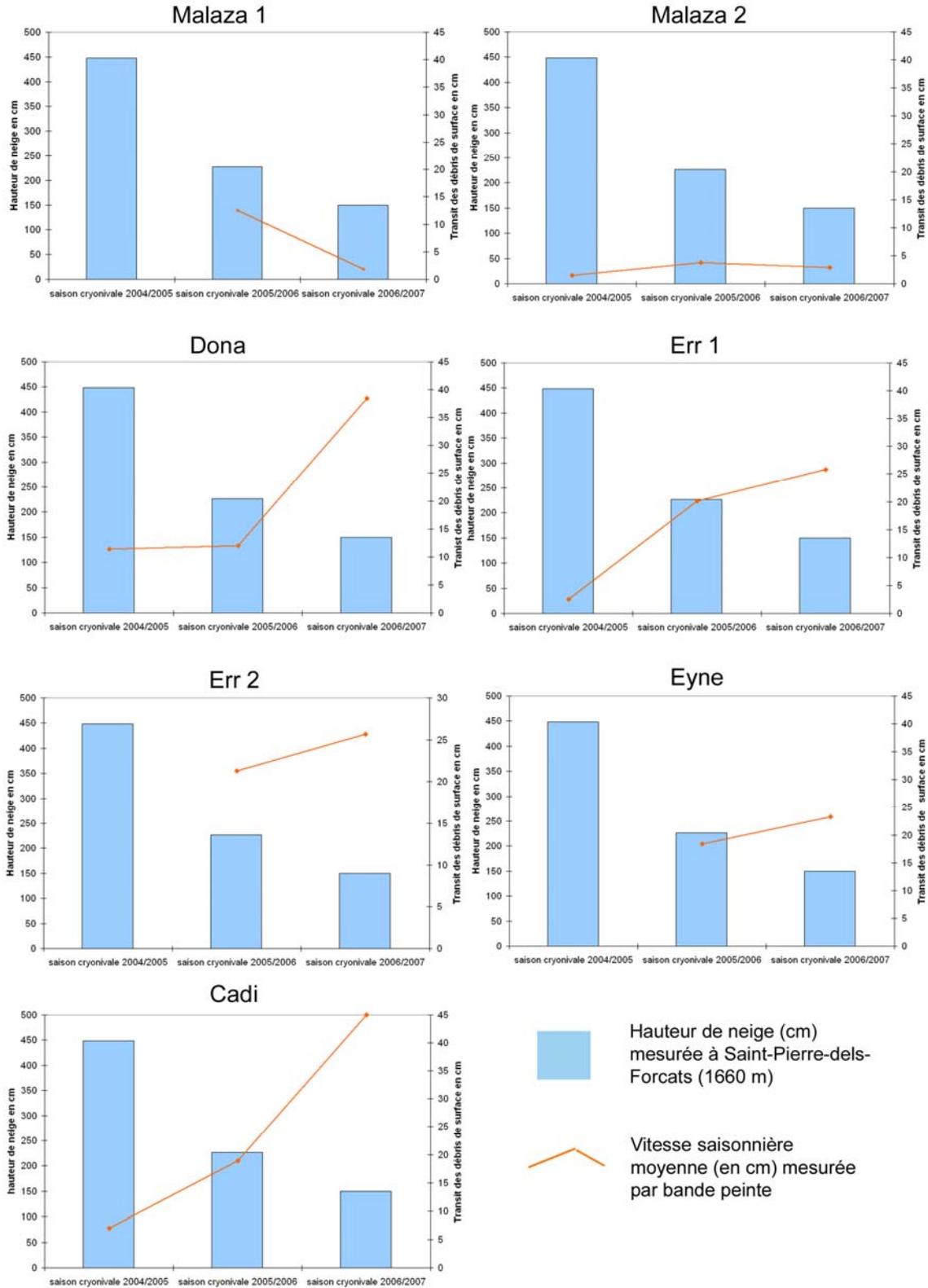


Figure 4.56 – Relations entre les hauteurs de neige mesurées au village de Saint-Pierre-dels Forcats (1 660 m) et les vitesses saisonnières moyennes de déplacements (saison cryonivale) obtenues par la méthode des bandes peintes. L'éboulis du Péric n'a pas été pris en compte car il ne compte qu'une seule saison cryonivale. Pour l'éboulis de Cadi, seules les valeurs des zones distale et médiane ont été prises en compte car la zone proximale a fait l'objet d'une méthode différente (5 cailloux peints).

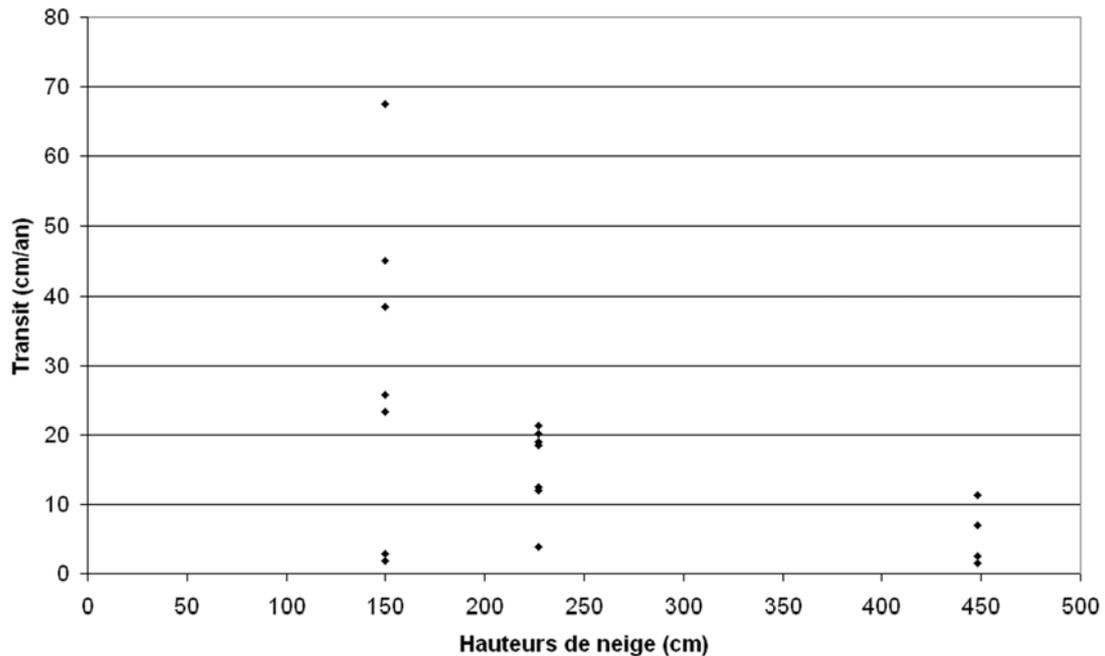


Figure 4.57 – Relation nette entre le transit de surface et la hauteur de neige à Saint-Pierre-dels-Forcats (1 660) : les plus forts déplacements sont corrélés aux quantités de neige les plus faibles. On peut attribuer ce phénomène à la mise à nu des sols sensibles aux alternances gle-dégel ou à la fréquence des épisodes de fonte permettant des phases de ruissellement répétées tout au long de la période nivale.

c- Le ruissellement diffus

L'eau liquide est l'agent de migration des matériaux fins qui se perdent en profondeur pour alimenter les horizons inférieurs des zones situées à l'aval. Ce phénomène est visible dans les zones à matrice fine en période pré-nivale et au pied des couloirs alimentés par l'eau de fonte en période post-nivale de l'éboulis Malaza 2. Nous n'avons pas les moyens de quantifier la part de ce mécanisme dans le transit saisonnier global. Seules, nos observations de terrain ponctuelles peuvent apporter quelques précisions. En période de gel automnal, le passage dans ces éboulis après une journée de pluie, provoque le déplacement de matériaux fins. Nous avons même pu constater le déclenchement soudain de micro-laves de débris sur un éboulis situé en vallée d'Err à 2 250 m d'altitude alors que la matrice était gorgée d'eau. Ce phénomène déplace les débris sur des distances métriques et sur une largeur inférieure à 50 cm. De même, en période de gel printanier, la fonte de la neige en imbibant les zones à matrice fine déclenche le déplacement des fragments. Le passage d'ongulés dans ces zones favorise le mouvement. Le transit semble alors lié au style d'enneigement, notamment à sa durée et sa quantité au cours de la saison cryonivale. Le ruissellement hypodermique provoqué par la fusion de la quantité de neige accumulée sur le versant favorise l'entraînement généralisé des éléments fins vers le bas du talus (Francou, 1983a). Ce phénomène de ruissellement qui a essentiellement lieu aux périodes pré et post-nivales a été observé sur plusieurs éboulis étudiés et semble efficace sur le transit des débris de surface.

d- Le vent

D'après B. Héту et P. Vandélaс (1989), le vent est responsable de la plupart des chutes de débris au bas des parois durant les mois les plus froids de l'hiver lorsque les températures sont inférieures à 0°C. Mais pour B. Héту (2004), les transports éoliens sur les talus d'éboulis

ont une importance variable. Au Spitzberg, M.-F. André (1993) conclut qu'ils représentent une contribution marginale au bilan sédimentaire global du système paroi-éboulis ; A. Rapp (1960) aboutit aux mêmes conclusions dans le cadre de son étude sur la dynamique des versants du Tempelfjord, dans le Spitzberg central. Au contraire, la Gaspésie présente des taux d'accumulation spectaculaires. Dans cette région, le vent joue un rôle déterminant dans le transport des sédiments fins (limons, sables et graviers) à la surface des talus d'éboulis de schistes, en particulier durant l'hiver (Hétu et Vandéjac, 1989 ; Hétu, 1991).

Sur les secteurs étudiés, nous avons observé des dépôts nivéo-éoliens sur les talus d'éboulis encore enneigés en fin de saison cryonivale (fig. 4.58). Mais, d'après B. Hétu (2004), les talus qui connaissent une forte activité éolienne sont prolongés par une longue concavité distale (20°) qui peut atteindre jusqu'à 50 m de longueur et dont le matériel est beaucoup plus fin que l'éboulis amont. Or, aucun des éboulis étudiés ne présente ce dispositif.



Figure 4.58 – Manteau neigeux couvert d'une fine pellicule de débris fins provenant de transport nivéo-éolien et de débris plus grossiers issus du couloir. Zone proximale du talus d'éboulis de Malaza 1.

3.3.2.2- Saison estivale

Les mécanismes climatiques principaux susceptibles de produire des déplacements de débris sur les versants sont essentiellement ceux qui sont liés aux précipitations, sans pour autant oublier le vent.

a- Les micro-laves de ruissellement

Nous distinguons volontairement les micro-laves des coulées de débris car ces deux processus agissent à deux échelles différentes. Les premières concernent seulement des plages limitées sur l'éboulis exclusivement, les secondes touchent le fonctionnement de tout le géosystème versant. Nous désignons par micro-laves de ruissellement des micro-formes qui

sont à mettre en relation avec les précipitations intenses de saison chaude (orages d'été) responsables de la saturation en eau des matériaux fins exportés selon un écoulement laminaire. Ces micro-formes déplacent les débris sur quelques mètres (< 5 m) de long pour quelques décimètres de large. L'épaisseur concernée est faible, inférieure à 10 cm. Les vitesses sont lentes : nous avons mesuré la cinétique de quelques micro-laves, soit de 10 à 30 cm.s⁻¹. Elles se produisent à la suite d'une saturation de la matrice en eau, essentiellement dans la zone proximale des talus. Elles participent à la dynamique saisonnière banale de l'éboulis.

De manière à évaluer le rôle que joue ce mécanisme sur le déplacement des matériaux de surface, nous avons mis en relation les précipitations et le transit durant la période estivale (fig. 4.59). Les données pluviométriques proviennent de trois institutions différentes : le Servei Meteorològic de Catalunya pour Cadi, la Réserve naturelle de Mantet pour Dona et Météo-France pour les autres sites. L'aspect général du graphique de la figure 4.59 souligne l'absence de corrélation entre précipitations estivales et transit des débris de surface.

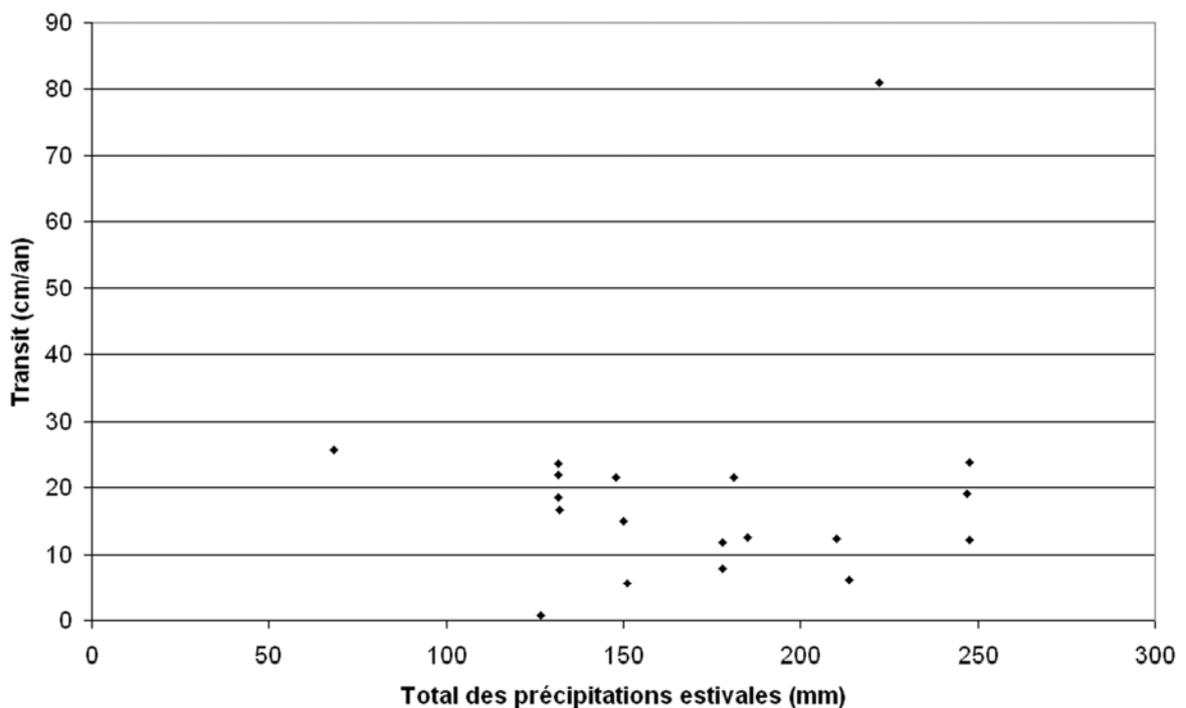


Figure 4.59 – Absence de corrélation entre le transit des matériaux de surface et les précipitations estivales. Les données pluviométriques sont issues du Servei Meteorològic de Catalunya pour Cadi, de la Réserve naturelle de Mantet pour Dona et de Météo-France pour les autres sites.

Les graphes de la figure 4.60 montrent que seuls les sites de Malaza 2 et de Cadi présentent une augmentation du transit parallèlement à une hausse des précipitations durant la saison estivale 2006. Dans tous les autres cas, aucun lien n'est constaté. L'analyse des précipitations quotidiennes permet d'expliquer seulement en partie, les observations précédentes car certaines stations météorologiques sont proches des éboulis étudiés, comme c'est le cas pour Cadi, et reflète bien les conditions locales. L'évènement ponctuel enregistré le 15/08/06 avec 70,1 mm d'eau explique peut-être l'augmentation du transit pour la saison estivale 2006. En 2007, le total pluviométrique baisse encore par rapport à 2006 ; le transit diminue également alors que le mois d'août est marqué par deux épisodes pluviogènes : l'un

s'est produit le 07/08/07 avec 50,3 mm d'eau et le second le 12/08/07 avec 57,7 mm. Mais ces précipitations n'ont pas suffi, à priori, à déclencher des mouvements de matériaux.

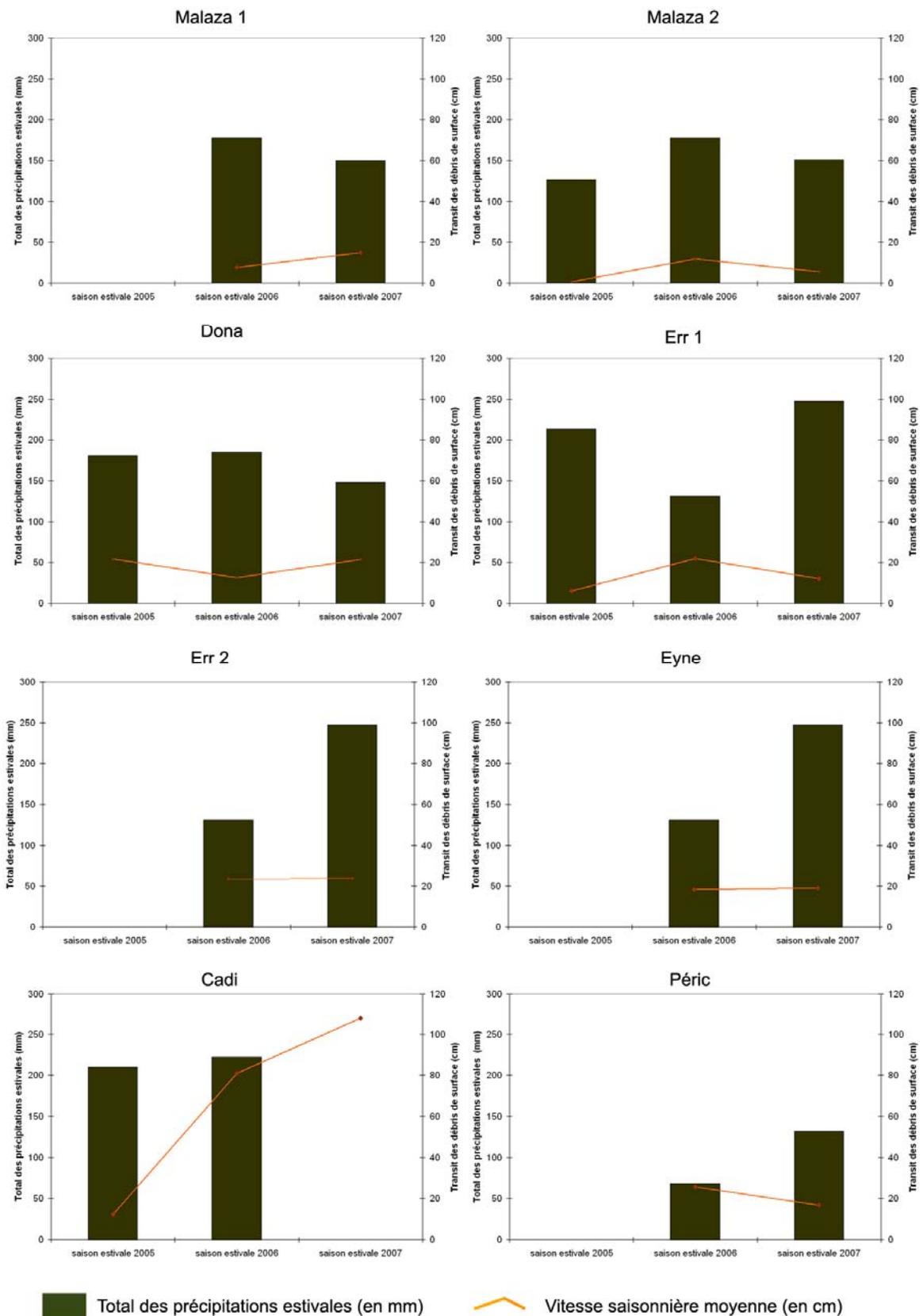


Figure 4.60 – Relations entre les précipitations estivales et le transit des débris saisonnier. Aucun lien n'apparaît entre ces deux variables.

Pour les autres sites étudiés, les stations se trouvent à une distance suffisamment éloignée pour ne pas enregistrer des orages localisés. Sur le Malaza 2, aucun fait pluviogène supérieur à 40 mm n'a été enregistré à la station météorologique de Mont-Louis ce qui ne veut pas dire qu'il n'y en ait pas eu sur l'éboulis. Pour Dona, les situations sont bien différentes selon les années. En 2005 et 2007, les pluies sont peu intenses, toujours inférieures à 33 mm/24 heures. Le transit est pourtant conséquent (21,6 cm en 2005 et 21,5 cm en 2007). En 2006, les 48 mm d'eau tombés le 15/08/06 laissaient prévoir une hausse des mouvements de matériaux. C'est pourtant l'inverse qui s'est produit.

Ces situations montrent à quel point nous sommes démunis pour savoir dans quelle mesure les micro-laves contrôlent le mouvement des débris sur les talus d'éboulis. Il semble que ce soit l'intensité de l'averse et l'état préalable d'imbibition du sol qui comptent réellement. L'interaction de plusieurs mécanismes joue également sur l'efficacité du transit. Mais il nous est actuellement impossible de les apprécier individuellement et de hiérarchiser leur action sur le fonctionnement des versants d'éboulisation. Les événements pluviogènes étant fréquemment très localisés, il serait indispensable d'installer des pluviographes sur chaque site étudié.

b- Les coulées de débris

Les coulées de débris, phénomènes affectant des versants entiers, sont indéniablement le facteur qui provoque les plus forts déplacements durant la saison estivale comme nous avons pu le constater durant l'été 2003 sur un éboulis non instrumenté de la Coma de la Dona. Mais leur occurrence est faible et il n'y en a pas eu pendant la période d'étude. De ce fait, nous n'avons pas de valeurs chiffrées permettant de comparer, en terme de transit annuel, ce mécanisme à ceux déjà cités. Nous reviendrons avec plus de détails sur la part des événements exceptionnels dans la morphodynamique des éboulis dans le chapitre 5.

c- Le vent

Nous avons précédemment décrit l'importance du facteur vent sur le déplacement des débris vers les talus d'éboulis durant la saison hivernale. En été aussi, le vent participe au transport des matériaux. Par exemple, sur l'éboulis d'Err 1, par un jour de forte tramontane, nous avons observé des plaquettes de schistes de plus de 10 cm de grande longueur transportées des chicots rocheux vers le talus d'éboulis. Le transport de matériaux fins (sables, graviers) est courant par vent d'intensité moyenne. Mais concrètement, nous n'avons pu quantifier l'efficacité réelle de ce mécanisme sur le transit de débris.

3.3.3- Facteurs biologiques

Végétaux et animaux agissent sur le déplacement des débris sur l'éboulis. Les plantes même éparses à la surface du talus peuvent restreindre la liberté de mouvement de chaque caillou (Pissart, 1972) sans pour autant freiner le déplacement d'ensemble. En réalité, cela dépend de la stratégie adoptée par la plante. Comme nous l'avons présenté au chapitre 2, les lithophytes migratrices n'entravent pas le mouvement mais le suivent pour la plupart. Par contre les lithophytes fixatrices tels que *Festuca eskia* Ram., *Festuca gautieri* (Hack.) Richt., *Festuca durissima* (Hack.) et *Juniperus sibirica* Lodd. Ex Burg. font obstacle au déplacement de débris en stabilisant le milieu dans lequel elles se développent. Le tableau 4.20 met en exergue, sur chacun des éboulis étudiés, les taux de recouvrement de la végétation, les différentes stratégies adoptées par les plantes et le transit annuel moyen. À première vue, il ne semble pas exister de relation entre ces deux variables. Or, il suffit de connaître le type de

végétation réellement présente pour conclure qu'une corrélation existe effectivement. La figure 4.61 l'illustre. En effet, Malaza 2 dont le recouvrement végétal est de 10 %, est peuplé d'espèces fixatrices sur les marges et en zone distale (fig. 4.9 de ce chapitre), ce qui explique peut-être un transit plutôt lent comparé aux autres talus de même recouvrement tels que Err 1 et Eyne. Sur chaque éboulis étudié, la composition végétale est bien différente. Err 1 et Eyne abritent de nombreux pieds de *Senecio leucophyllus*, espèce lithophyle réputée sédentaire (Somson, 1986), mais beaucoup moins de lithophytes stabilisatrices que sur Malaza 2. Les autres éboullis dont le taux de recouvrement est inférieur à 5 % (Dona, Err 2, Péric et Cadi) ont un transit bien plus rapide. Les espèces végétales sont principalement des lithophytes migratrices. Seul l'éboulis de Malaza 1 échappe au schéma proposé. Malgré un taux de recouvrement très faible (< 1 %), le transit est lent (16,5 cm.an⁻¹). D'autres paramètres, tels que la granulométrie ou les conditions climatiques expliquent peut-être ce phénomène.

On ne négligera pas non plus les effets du piétinement animal (Schumm, 1967 ; Gardner, 1979 ; Abrahams *et al.*, 1984 ; Poesen et Lavee, 1994 ; Butler, 1995 ; Govers et Poesen ; 1998) car les troupeaux d'isards et de mouflons sont abondants, plusieurs centaines d'individus dans chaque massif (fig. 2.51 du chapitre 2).

Tableau 4.20 – Relation entre végétation et transit des débris. * Sur Cadi, une méthode différente a été utilisée pour mesurer les déplacements de la zone proximale (5 cailloux peints).

Nom des éboullis	Taux de recouvrement de la végétation sur le talus (en %)	Type d'adaptation de la végétation présente		Vitesse annuelle moyenne (cm.an ⁻¹)
		Stratégies	Part de chaque type (%)	
Malaza 2	10	fixatrices	60	8,7
		migratrices	40	
Malaza 1	<1	fixatrices	80	16,5
		migratrices	20	
Err 1	10	fixatrices	40	34,8
		migratrices	60	
Dona	5	fixatrices	70	38,7
		migratrices	30	
Eyne	10	fixatrices	30	39,4
		migratrices	70	
Err 2	<1	migratrices	100	46,7
Péric	<1	fixatrices	10	73,5
		migratrices	90	
Cadi	<1	migratrices	100	218,5*

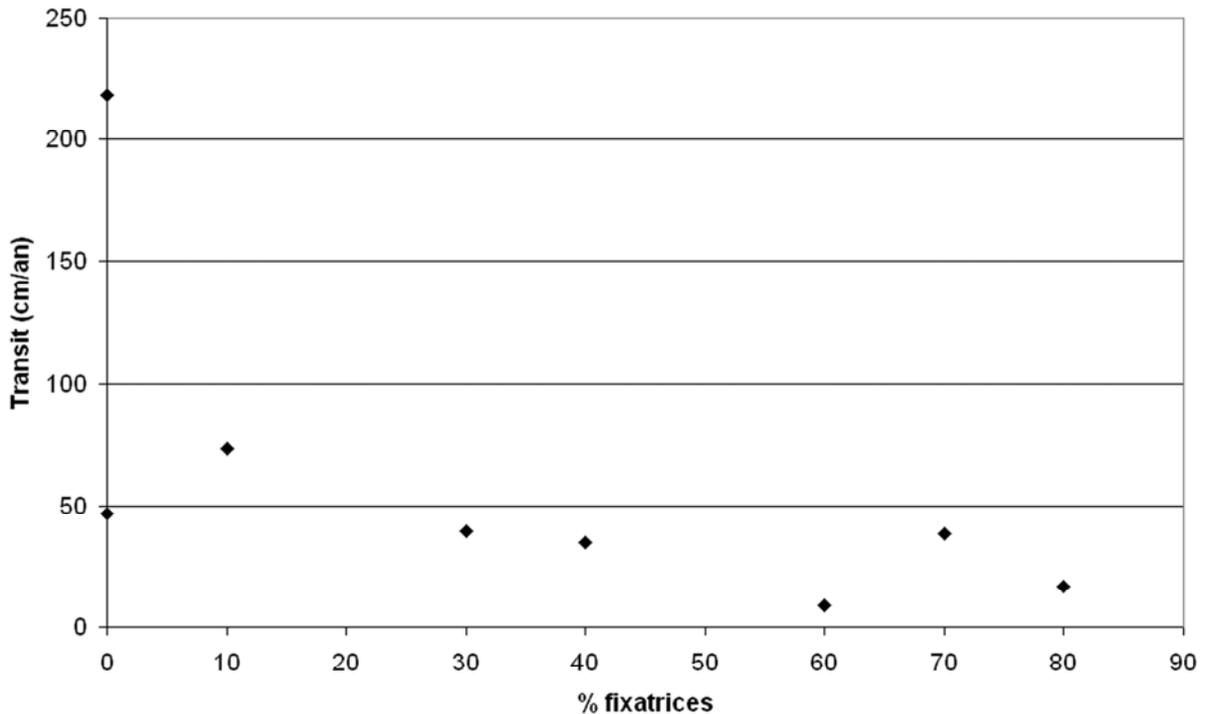


Figure 4.61 : Relation entre la présence d'espèces fixatrices (histogramme) et le transit annuel moyen (courbe). On constate une corrélation forte entre la présence de nombreuses espèces présentant une stratégie fixatrice et le mouvement lent des matériaux.

3.4- Bilan : contexte favorable à un transit efficace sur les talus d'éboulis

Nous avons vu dans les paragraphes précédents que les mécanismes qui actionnent le transit à la surface des talus d'éboulis agissent souvent en interaction. En effet, c'est l'activité conjointe de plusieurs processus liés au climat, à la topographie et aux facteurs biologiques qui favorise le transit. D'après les observations de terrain et les mesures réalisées sur les éboulis instrumentés, nous sommes en mesure de proposer un schéma de fonctionnement décrivant les conditions d'efficacité du transit des débris ainsi que les processus présumés actifs sur les talus d'éboulis.

Suite aux arguments présentés, une généralisation des remarques permet d'identifier les facteurs favorables au mouvement. Parmi les facteurs topographiques, soulignons l'exposition au nord, les pentes fortes ($> 30^\circ$) et une altitude de base supérieure à 2 300 m, donnée comme limite supérieure de la forêt pour les massifs de Puigmal-Carança et Carlit. Cette limite s'abaisse légèrement en Serre de Cadi. D'un point de vue lithologique et granulométrique, les roches schisteuses et calcaires qui fournissent des débris fins de type graviers et sables sont également propices au mouvement. Quant aux facteurs climatiques, on peut distinguer les mécanismes de saison cryonivale de ceux intervenant en saison estivale. Pour les premiers, citons l'importance du nombre de cycles de gel-dégel qui jouent sur les processus de cryoreptation, le ruissellement hypodermique lié à la fusion de la neige et les précipitations pré et fini-nivales qui déclenchent les laves superficielles. Le rôle du vent est réel mais n'a pas été étudié par manque de mesures. Pour les mécanismes de saison estivale, ce sont essentiellement les précipitations d'été qui provoquent selon l'échelle considérée soit des

micro-laves de ruissellement, soit des *debris flows* qui agissent le plus efficacement sur le transit. Le transit qui se produit durant la saison estivale est généralement supérieur à celui qui intervient en saison cryonivale, ce qui conduit à relativiser l'impact des mécanismes périglaciaires dans cette haute montagne oriento-pyrénéenne. Les facteurs biologiques interfèrent également : l'absence de végétation ou bien la seule présence de lithophytes migratrices et les passages répétés d'ongulés.

La figure 4.62 illustre l'interaction entre les différents facteurs qui agissent sur l'éboulis pour augmenter les vitesses de déplacement des fragments. Il s'agit d'un schéma très simplifié ; la réalité est bien sûr plus complexe. Il a l'avantage de fournir une vision globale du fonctionnement des talus d'éboulis dans un secteur géographique et climatique particulier et reflète les résultats obtenus sur les éboulis étudiés. Les deux exemples qui suivent argumentent les propositions faites dans la figure 4.62.

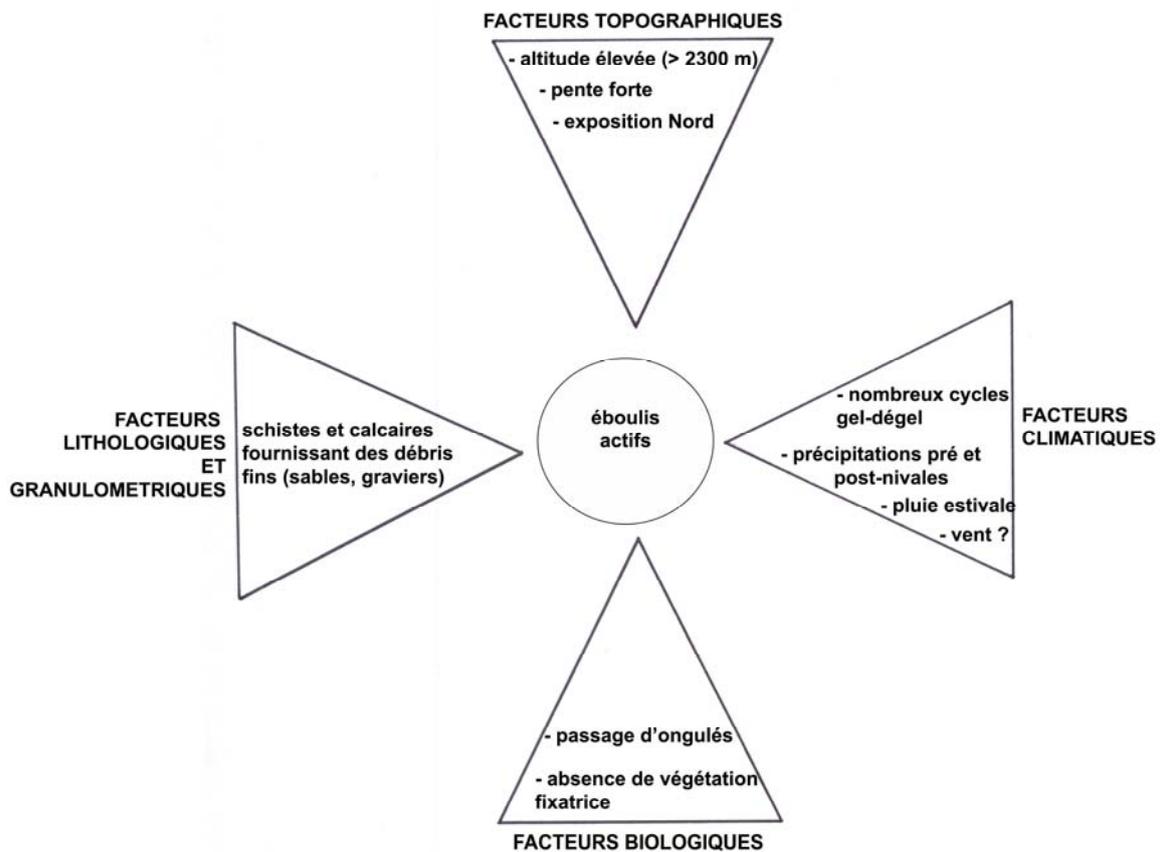


Figure 4.62 – Complexité des interactions entre les différents paramètres intervenant sur la mobilité des débris au sein de l'éboulis.

Le premier exemple concerne l'éboulis du Péric, très actif avec $73,5 \text{ cm.an}^{-1}$. Il est exposé au nord, sur une pente forte ($31,5^\circ$) à la limite supérieure de la pente d'équilibre selon B. Francou (1988). Sa base est située à 2 500 m d'altitude. Les schistes fournissent des débris fins avec plus de 50 % de sables et graviers. En hiver, on compte 12 journées d'alternance gel-dégel à la surface du sol et aucune en profondeur. Le taux de recouvrement de cet éboulis est très faible et occupé par des lithophytes migratrices de type *Galium cometorhizon* Lapeyr. et *Cerastium pyrenaicum* J. Gay. Le nombre d'isards susceptibles de parcourir l'éboulis est élevé puisqu'on compte 227 individus sur l'unité de gestion Péric-Galbe. D'un point de vue de l'enneigement, nous n'avons pas d'informations précises. Les observations printanières

permettent cependant d'affirmer que la couche neigeuse persiste généralement jusqu'au début du mois de juillet ce qui donne une indication sur la quantité accumulée. Les précipitations estivales n'ont pas été mesurées.

À l'inverse, le second exemple présente une activité bien plus faible. C'est le cas de Malaza 2, avec $8,7 \text{ cm.an}^{-1}$. Exposé à l'ouest, il a une pente plus faible (29°) qui correspond à la pente d'accumulation. Sa base, située à 2 280 m, est considérée comme limite supérieure potentielle de la forêt. Le paramètre lithologie (gneiss) doit être déterminant. En effet, les gneiss fournissent des débris grossiers et peu de fines (56,2 % de cailloux et blocs). Ici le nombre de jours de cycles gel-dégel comptabilisé à la surface du sol n'a pas été relevé précisément sur ce site car l'enregistreur placé sur l'éboulis a dysfonctionné durant les trois années de mesures. Mais les données d'Err nord, situé plus haut, comptent 19 journées d'alternance à la surface du sol et 21 en profondeur (encore un signe d'originalité de cet enregistreur !). La végétation, composée d'espèces stabilisatrices, occupe 10 % du talus. Des isards y ont souvent été observés.

Dans notre contexte géomorphologique et biogéographique, les arguments avancés pour montrer l'efficacité des mécanismes en jeu dans le transit des débris à la surface des éboulis semblent se vérifier sur l'ensemble des huit talus instrumentés. Une généralisation à l'ensemble des versants d'ébouilisation de la haute montagne oriento-pyrénéenne s'avère risquée même si nos arguments coïncident avec la plupart des travaux engagés sur le sujet (Caine, 1974 ; Pancza, 1979 ; Francou, 1988, 1989 ; Pérez, 1989 ; Pech, 1996). Outre les facteurs topographiques et lithologiques qui sont des éléments intrinsèques aux éboulis, le transit connaît une grande variabilité interannuelle et intersaisonnière due principalement aux conditions climatiques et aux paramètres biologiques.

On peut se demander alors pourquoi les vitesses obtenues dans les Pyrénées orientales sont quasiment toujours supérieures à celles produites par les autres auteurs qui ont travaillé dans d'autres milieux (tab. 4.21 et § 3.2 de ce chapitre). Seules les vitesses mesurées par J. Gardner (1979) coïncident avec la plupart de nos résultats supérieurs à 30 cm.an^{-1} (Err 1 et 2, Dona, Eyne, Péric et Cadi). Le transit que l'auteur a mesuré dans les Rocheuses canadiennes, dans la région du lac Louise et du Highwood Pass, est de l'ordre de 50 à 80 cm.an^{-1} . J. Gardner a placé les marques sur les éboulis en 1966 et les a relevées régulièrement jusqu'en 1976, soit 10 ans de mesures. Comme dans notre cas, J. Gardner observe une extrême variabilité des déplacements : certaines années, le transit a pu être nul ou bien dépasser le mètre. Il a nommé ce mouvement global qui n'a pas de caractère régulier et collectif, le *talus shift* en opposition au *talus creep*. Il l'explique par l'action combinée de plusieurs processus dont la plupart se retrouve sur nos éboulis des Pyrénées orientales : les laves de ruissellement consécutives aux averses concentrées et à la fonte des neiges, les coulées sèches déclenchées par un impact, les collisions touchant individuellement les fragments et les avalanches de fond. Seul le dernier facteur n'a pas été observé sur nos versants durant la période d'étude mais ce type d'avalanche existe certainement. Les autres auteurs ont obtenu des vitesses bien inférieures qui se rapprochent des valeurs mesurées sur Malaza 1 ($9,6 \text{ cm.an}^{-1}$) et Malaza 2 ($8,7 \text{ cm.an}^{-1}$) : F.L. Pérez (1985) sur le Páramo au Venezuela, A. Pancza (1979) dans le Jura et A. Pissart (1964) dans le Chambeyron (Alpes du Sud). Les différences entre nos propres données et celles obtenues par d'autres auteurs peuvent être attribuées à l'introduction d'artefacts, aux méthodes utilisées (type d'outils, durée et nombre de mesures) ou bien à la forme du versant et à sa couverture végétale qui influencent grandement l'activité du transit sur les talus d'éboulis (tab. 4.21).

Parmi les versants les moins végétalisés (< 50 %), on constate que le transit des débris de surface est plus important sur les éboulis à corniche continue comme Cadi que ceux à paroi

découpée (Péric et Dona) ou que sur les versants en voie de régularisation tels que Err 2. Inversement, sur les versants les plus végétalisés (> 50 %), le transit est plus rapide sur les versants régularisés (Eyne) que ceux en voie de régularisation (Err 1) ou que sur les éboulis avec paroi continue comme Malaza 1 et 2.

Ce bilan témoigne de la complexité du fonctionnement des éboulis et du géosystème dans lequel ils s'inscrivent. La variété des processus et des mécanismes ainsi que les variabilités climatiques et biologiques qui agissent sur le transit des talus d'éboulis rendent l'analyse difficile. Cependant, nous avons tenté d'exprimer à travers les nombreuses données relevées sur le terrain durant les trois années de mesures, les conditions d'efficacité et les processus présumés actifs dans le déplacement des matériaux sur huit talus d'éboulis des Pyrénées orientales.

Tableau 4.21 – *Activité du transit et dispositif général du géosystème d'ébouilisation. * Sur Cadi, une méthode différente a été utilisée pour mesurer les déplacements de la zone proximale (5 cailloux peints).*

	Forme du versant	Degré de végétalisation du géosystème	Type de géosystème aval	Vitesse annuelle moyenne (cm.an ⁻¹)
Malaza 2	éboulis avec paroi continue	> 50 %	glacier rocheux relictuel fermant le système	8,7
Malaza1	éboulis avec paroi continue	> 50 %	glacier rocheux relictuel fermant le système	9,6
Err 1	éboulis en voie de régularisation	> 50 %	versant pierreux de pente faible	34,8
Dona	éboulis avec paroi découpée	< 50 %	glacier rocheux relictuel fermant le système	38,7
Eyne	éboulis régularisé	> 50 %	pelouse fermant le système	39,4
Err 2	éboulis en voie de régularisation	< 50 %	versant pierreux de pente faible	46,7
Péric	éboulis avec paroi découpée	< 50 %	complexe de moraines et de glaciers rocheux relictuels fermant le système	73,5
Cadi	éboulis avec corniche continue	< 50 %	moraine fermant le système	218,5*

Nous avons souligné dans la figure 4.62 la complexité des interactions qui agissent sur la mobilité des éboulis, les liens avec le climat, la topographie, la lithologie et la granulométrie, mais aussi avec les facteurs biologiques et en particulier le rôle des plantes. Les espèces végétales jouent un rôle sur le fonctionnement des talus et, à l'inverse, la morphodynamique influence la répartition des lithophytes au sein des éboulis. La spécialisation de certaines d'entre elles pour vivre dans le mouvement ou bien pour fixer le substrat nous amène à proposer une méthode permettant d'utiliser les plantes d'éboulis comme indicatrice de la mobilité du substrat.

4. Lithophytes et morphodynamique

Les relations qui existent entre la végétation et les dynamiques morphogéniques ne sont plus à démontrer. Les travaux de G. Soutadé (1980) dans les Pyrénées, de M.-F. André (1991) au Spitsberg et de S. Arquès (2005) dans les Alpes témoignent de l'importance de la végétation en tant que révélateur de la géodynamique. D'après J. Tricart (1965), « l'influence de la végétation sur la morphodynamique est une des bases de la géomorphologie moderne ». Notre étude pluridisciplinaire, associant botanique et géomorphologie, se situe dans la continuité de cette approche phytogéomorphologique (Huc, 2006, 2008).

4.1- Marqueurs biologiques du transit

Les études réalisées jusqu'alors sur les relations entre végétation et morphodynamique ont porté sur des aspects essentiellement descriptifs. Nous nous proposons d'aller plus loin et de valider ou de réfuter les interprétations faites par Baudière et Bonnet (1963), Baudière et Noble (1985), Baudière *et al.*, (1985), P. Somson (1983), G. Soutadé (1980), Soutadé et Baudière (1973) et L. Serve (1989) grâce à l'outil statistique. De manière à ne pas accorder trop d'importance à cet outil mathématique dans une étude naturaliste dans laquelle le biologique est l'objet de mesures, nous confrontons systématiquement les résultats statistiques et les observations de terrain.

4.1.1- Traitements statistiques appliqués aux transects

Afin d'établir les relations existantes entre les plantes et les déplacements de surface, plusieurs techniques complémentaires ont été appliquées conjointement. Au cours des trois années de l'étude (automne 2004 - automne 2007), les mesures répétées sur les 29 bandes peintes ont fourni 20 080 données qui nécessitent l'usage de l'outil statistique pour les analyser. Les variables étudiées sont la granulométrie le long du transect, l'exposition, la pente, la lithologie et les espèces végétales. L'analyse univariée rend compte des fréquences de chaque variable. Les relevés sur les transects associant plusieurs paramètres de type biologique et physique font l'objet de plusieurs analyses bivariées et multivariées. Les variables sont considérées comme qualitatives de manière à procéder à des analyses multivariées ; la discrétisation est effectuée par la méthode de Fisher (1958). Les statistiques bivariées, à partir des tableaux de contingence, croisent toutes les variables deux à deux. Pour chaque croisement, on applique le test du khi-deux (χ^2) comme test d'indépendance des variables afin de comparer les effectifs observés aux effectifs théoriques. Une Analyse Factorielle de Correspondance Multiple (A.F.C.M.) est appliquée à l'ensemble des variables. Les valeurs propres et le pourcentage d'inertie cumulée permettent de choisir le nombre d'axes significatifs pour représenter l'essentiel de l'information. L'interprétation graphique situe les proximités et les oppositions entre les modalités des différentes variables dans le plan et détermine la signification des axes. Pour affiner l'analyse, on traite le tableau des contributions en calculant la moyenne des contributions. L'interprétation des résultats de l'analyse bivariée et de l'A.F.C.M. aboutit à deux directions principales permettant des associations entre caractéristiques, l'une fondée sur les types de déplacement, l'autre sur les indicateurs biologiques. Une classification hiérarchique ascendante est également réalisée. Elle permet de valider les associations repérées par l'A.F.C.M. grâce à un dendrogramme.

4.1.2- Analyses statistiques

La prise en compte d'éléments chiffrés (vitesses de déplacement des fragments sur le talus d'éboulis) permet d'apprécier quantitativement, avec une plus grande précision, la caractérisation de chaque plante indicatrice de mobilité particulière. Les analyses statistiques portant à la fois sur des variables géomorphologiques et écologiques ont pour but de montrer les liens existants entre certaines plantes lithophiles et les vitesses de déplacement des débris en surface. On croise alors les déplacements superficiels de fragments obtenus par les bandes peintes, les plantes cartographiées autour de la ligne, la granulométrie du transect et les variables descriptives du site. Concernant l'exposition, nous avons simplifié la nomenclature afin de regrouper les expositions dominantes (ex : N pour NNE à NNO). Les analyses factorielles portent sur 29 transects soit 621 plantes observées dans des zones de deux mètres de large autour de chaque bande peinte. Six variables sont analysées dont une est quantitative.

De manière à harmoniser la présentation de ces variables, nous avons réalisé une discrétisation (tab. 4.22) selon la méthode de Fisher afin d'obtenir uniquement des variables qualitatives (tab. 4.23). Le traitement statistique est réalisé à trois niveaux : l'analyse univariée pour étudier les variables une à une, l'analyse bivariée pour comprendre les relations entre variables deux à deux, et l'analyse multivariée pour comprendre les liens entre toutes les variables et aboutir à une classification.

Tableau 4.22 – Discrétisation selon la méthode de Fisher pour la variable déplacement.

Borne inférieure [Borne supérieure [Effectif	Fréquence	Densité
0	11	367	0,591	0,054
11	34	127	0,205	0,009
34	70	50	0,081	0,002
70	140	36	0,058	0,001
140	200	41	0,066	0,001

Tableau 4.23 – Liste des variables utilisées dans l'analyse statistique

Variables	Modalités		Effectif par modalité	Fréquence par modalité (%)
espèces végétales	<i>Cerastium pyrenaicum</i>	sp-c	80	12,9
	<i>Doronicum grandiflorum</i>	sp-d	4	0,6
	<i>Galium cometorhizon</i>	sp-g	26	4,2
	<i>Iberis spathulata</i>	sp-i	5	0,8
	<i>Ranunculus parnassifolius</i>	sp-r	14	2,2
	<i>Senecio leucophyllus</i>	sp-s	206	33,2
	<i>Viola diversifolia</i>	sp-v	58	9,3
	<i>Xatardia scabra</i>	sp-x	228	36,7
	Déplacements (en cm.an ⁻¹)	d0-10		359
d11-33		133	21,4	
d34-69		51	8,2	
d69-139		35	5,6	
d140-200		43	6,9	
Granulométrie (en cm)	g<2		22	3,5
	g2-5		76	12,2
	g5-10		120	19,3
	g10-20		240	38,6
	g20-50		153	24,6
	g>50		10	1,6
Pente (en °)	p26		2	0,32
	p27		22	3,5
	p27,5		31	4,9
	p28		469	75,5
	p29,5		69	11,1
	p31,5		28	4,59
exposition	nord	exp-n	91	14,6
	sud	exp-s	472	76,0
	ouest	exp-w	58	9,3
lithologie	calcaire	lit-c	22	3,53
	gneiss	lit-g	58	9,3
	schiste	lit-s	541	87,1

4.1.2.1- Analyse univariée

L'analyse univariée permet de caractériser les talus d'éboulis à partir des six variables étudiées (fig. 4.63). Sur le plan quantitatif, la pression d'observation diffère selon les espèces. Le nombre de pieds de *X. scabra* cartographiés est largement supérieur à celui des autres espèces (fréquence = 36,7 %). Cela s'explique par le fait que nous avons émis l'hypothèse que *Xatardia scabra* était indicatrice d'éboulis mobiles (Soutadé, 1980 ; Somson, 1984). Nous avons donc concentré nos observations principalement autour de cette espèce. À l'inverse, la pression d'observation est bien plus faible pour *Doronicum grandiflorum* Lam. var. *pyrenaicum* (fréquence = 0,6 %).

Les trois quarts des relevés ont été effectués sur des pentes de 28°. L'exposition sud est majoritaire à 76 %. Dans plus de la moitié des observations (57,8 %), les déplacements sont lents (d0-10). La classe granulométrique la plus fréquente correspond à 10-20 cm de plus grande longueur (38,7 %). Enfin, les éboulis étudiés sont situés sur roches schisteuses dans 87,1 % des cas.

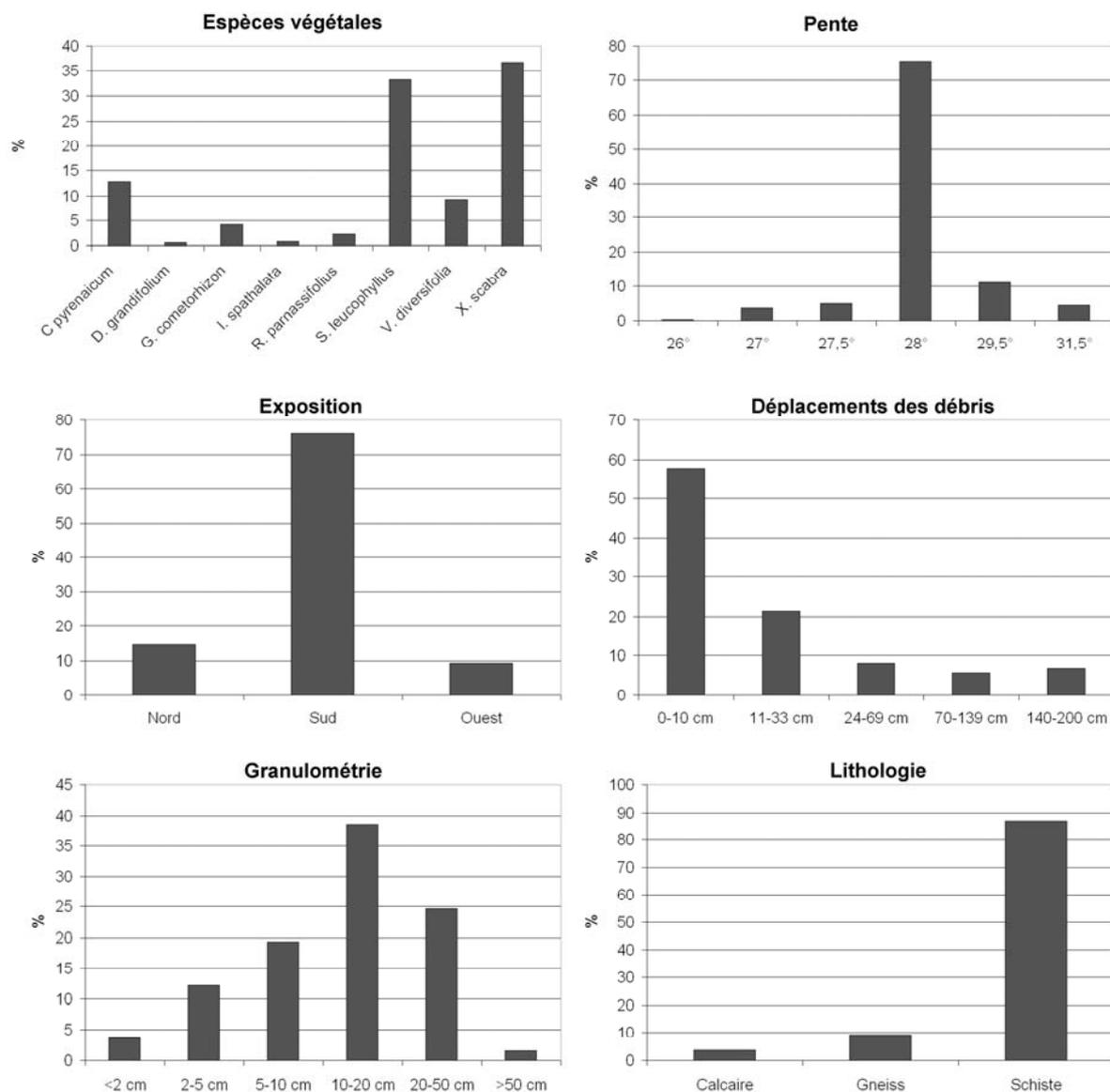


Figure 4.63 – Distribution des fréquences pour chaque variable étudiée.

4.1.2.2- Analyse bivariée

L'analyse bivariée apporte deux types d'information, l'une sur l'écologie des plantes d'éboulis (traits fonctionnels) et l'autre sur le degré de mobilité des éboulis. Quinze croisements ont été réalisés. Pour chacun d'eux, on observe la statistique du khi-deux puis on compare les effectifs observés aux effectifs dits théoriques, c'est-à-dire les valeurs desquelles on se rapprocherait en cas d'indépendance entre les deux variables concernées. Dans les tableaux placés en annexe 4.74 (p. 147-151), les significativités par case analysent les liens qui existent entre les deux variables étudiées. Le symbole < correspond à un sous-effectif alors que > signifie un sureffectif par rapport à une situation d'indépendance. Lorsque les symboles < et > sont tracés en gras, cela signifie que les informations présentées dans la case sont significatives, au sens du test d'indépendance du khi-deux. Pour chaque couple de valeurs (A,B), on a extrait du tableau initial un tableau à 4 cases pour les effectifs respectifs de (A,B), (non A,B), (A, non B), (non A, non B). Le test du khi-deux d'indépendance sur ce tableau

permet de savoir si le couple (A,B) a un effectif significativement différent de celui qu'il aurait si les proportions de A étaient les mêmes dans les catégories B et non B.

Ces analyses bivariées apportent de nombreuses informations à la fois sur l'écologie des plantes lithophiles, notamment les particularités physiques de leur habitat, mais aussi sur les propriétés morphodynamiques des éboulis. Cependant, les résultats sont à considérer avec précaution en raison du faible effectif de certaines modalités et donc de leur manque de représentativité (*Iberis spathulata*, *Doronicum grandiflorum*). Par contre, les modalités significativement représentatives apportent des éléments nouveaux dans les deux disciplines considérées. La phytogéomorphologie met alors ici en évidence l'intérêt de certaines espèces comme marqueurs de dynamiques morphogéniques particulières et ce de manière chiffrée.

D'un point de vue écologique, l'analyse bivariée permet de décrire les caractéristiques physiques de l'habitat de chaque plante. Pour certaines d'entre elles, notamment celles pour lesquelles le nombre d'observations est important, les liens entre variables sont très significatifs. Les résultats peuvent donc être considérés comme sûrs. Pour d'autres, le manque de données les concernant rend les résultats incertains et donc discutables. Le tableau 4.24 synthétise les résultats des traitements statistiques placés en annexe 4.74 (p. 124) et présente les lithophytes pour lesquelles les éléments sont concluants (en blanc) puis celles pour lesquelles les éléments sont plus mitigés (en gris). La faible significativité des trois espèces, *D. grandiflorum*, *R. parnassifolius* et *I. spathulata*, s'explique par leurs effectifs trop insuffisants pour être représentatif. *X. scabra* et *C. pyrenaicum* ne peuvent être utilisées comme marqueur de mobilité en raison du manque de significativité de la variable « déplacement ». Au final, seules les trois espèces lithophiles, *S. leucophyllus*, *G. cometorhizon* et *V. diversifolia* présentent des liens forts entre les six variables et peuvent être considérées comme espèces indicatrices.

Tableau 4.24 – Caractéristiques écologiques de six lithophytes à partir de l'analyse bivariée. Le point d'interrogation signifie qu'aucune modalité n'est vraiment caractéristique de la variable. En blanc, significativité forte ; en gris, significativité faible.

	X. <i>scabra</i>	S. <i>leucophyllus</i>	G. <i>cometorhizon</i>	C. <i>pyrenaicum</i>	V. <i>diversifolia</i>	D. <i>grandiflorum</i>	R. <i>pamassifolius</i>	I. <i>spathulata</i>
Effectif	228	206	26	80	58	4	14	5
Classe granulométrique	g>50	g<2 et g20-50	g2-5	g2-5	g5-10	g5-10 et g20-50	g5-10 et g20-50	g10-20
Pente (en °)	p31,5	p28	p29,5	p29,5	p28	p28	p27,5 et p28	p28
Exposition	toutes	exp-s	exp-s	exp-n	exp-s	exp-w	exp-s	exp-s
Lithologie	toutes	lit-s	lit-s	lit-s	lit-s	lit-g	lit-s	lit-s
Déplacements (en cm)	?	d0-10	d140-200	?	d11-33	d11-33 et d140-200	d11-33 et d70-139	d0-10

Les mesures réalisées le long des bandes peintes ont permis de quantifier avec précision certaines variables : classes granulométriques, pente et transit des débris de surface. Les travaux antérieurs (Baudière et Bonnet, 1963 ; Baudière et Noble, 1985 ; Somson, 1983) apportaient déjà des informations sur la pente, l'exposition et la lithologie dans leurs relevés phytosociologiques. Le présent travail confirme les observations antérieures et précise, de manière quantitative, les vitesses de déplacement des matériaux sur l'endroit où se trouvent les espèces lithophiles.

Le premier exemple concerne *Senecio leucophyllus*. Les nombreuses études réalisées sur cette plante (J. Braun-Blanquet, 1948 ; Baudière et Bonnet, 1963 ; Somson, 1983 ; Baudière et Noble, 1985) ont mis en évidence son habitat : pierriers bien stabilisés de versant sud à gros blocs (10 à 50 cm) et terre-fine brun-foncé. Mais aucune référence à des mesures précises n'est répertoriée dans la littérature. Nos propres investigations (mesures de terrain et traitements statistiques) nous permettent d'affiner les connaissances sur l'espèce. Le *S. leucophyllus* se développe préférentiellement en versant sud, sur pente de 28°, dans des

matériaux schisteux de granulométrie fine (< 2 cm) et grossière (20-50 cm) où les déplacements des débris de surface sont nuls ou faibles (0-10 cm.an⁻¹).

Nous nous proposons de faire la même démonstration pour *Galium cometorhizon* et *Viola diversifolia*. Les études portant sur *Galium cometorhizon* (Baudière et Somson, 1985 ; Somson, 1983 ; Somson et Baudière, 1986) ont montré que la plante se rencontre sur des versants à exposition variée, sur des pentes allant de 10 à 50°, sur des éboulis mobiles. Nos mesures affinent les conclusions précédentes puisque les analyses bivariées ainsi que nos observations de terrain permettent de décrire son habitat de la façon suivante : versant au sud, sur pente de 29,5°, dans des matériaux schisteux de petits calibres (2-5 cm) très mobiles (140-200 cm.an⁻¹). *Viola diversifolia* a été relevée par A. Baudière, P. Somson et L. Serve (1985) sur des versants de 10 à 50° en exposition sud à ouest, dans des milieux fortement remaniés par les processus cryo-niveaux. Nous précisons que cette plante se rencontre préférentiellement en versant sud, sur des pentes inclinées à 28°, dans des débris schisteux de moyen calibre (5-10 cm) où les déplacements de matériaux sont de l'ordre de 11 à 33 cm par an. Ainsi toutes ces informations, issues de nos mesures et de nos observations de terrain, complètent et précisent les données antérieures.

D'un point de vue morphodynamique, l'interprétation de cette analyse statistique permet d'identifier trois types de vitesse de déplacement de surface : lente (<10 cm.an⁻¹), moyenne (10-33 cm.an⁻¹) et rapide (>33 cm.an⁻¹). Les catégories des déplacements faibles et importants présentent des résultats convaincants. Par contre, la classe des déplacements moyens est peu fiable avec une significativité faible (tab. 4.25), au regard du tableau des significativités placé en annexe 4.74 (p. 124).

Tableau 4.25 – Caractéristiques morphodynamiques de trois types de déplacement à partir de l'analyse bivariée. En blanc, significativité forte ; en gris, significativité moyenne.

	Déplacements faibles (0-10 cm)	Déplacements moyens (11-33 cm)	Déplacements importants (34-200 cm)
Effectifs	359	133	129
Classes granulométriques	g20-50 et g>50	g5-10	g2-5 et g5-10
Pente (en °)	p26 et p27	p27,5 et p28	p29,5 et p31,5
Exposition	exp-w	exp-s et exp-w	exp-n
Lithologie	lit-g	lit-s	lit-c et lit-s
Espèces végétales caractéristiques	<i>S. leucophyllus</i>	<i>V. diversifolia</i>	<i>G. cometorhizon</i> <i>C. pyrenaicum</i>

Les déplacements lents se produisent sur des éboulis orientés à l'ouest de lithologie gneissique à granulométrie à blocs (>20 cm), en pente relativement faible (26-27°). *Senecio leucophyllus* (L.) DC., espèce sédentaire selon P. Somson (1983) mais qui apparemment s'accommode d'une certaine mobilité non négligeable, en est l'espèce associée. Les déplacements moyens sont corrélés à des éboulis orientés au sud ou à l'ouest, schisteux, à granulométries à graviers et cailloutis (5-10 cm), sur des pentes légèrement plus fortes (27,5-28°). Ce type de déplacement est associé à *Viola diversifolia*. Les déplacements rapides se produisent sur des pentes fortes (29,5-31,5°), exposées au nord, sur des éboulis constitués de fragments calcaires ou de schistes et dans des graviers et cailloux inférieurs à 10 cm. *Galium cometorhizon* Lapeyr. et *Cerastium pyrenaicum* J. Gay sont caractéristiques de ce type de déplacement.

4.1.2.3- Analyse multivariée

Méthode statistique descriptive, l'analyse multivariée vise à structurer et à simplifier les données issues de plusieurs variables sans privilégier l'une d'entre elles en particulier. Deux méthodes sont utilisées. La première est une méthode d'ordination, l'Analyse Factorielle des Correspondances Multiples (A.F.C.M.) qui a pour objectif de mettre en relation les plantes lithophiles avec un ou plusieurs gradients environnementaux représentés par des axes. Elle met en évidence les principales variations des espèces en fonction de l'environnement et permet également de disposer d'information pouvant participer à la classification des variables. La seconde est une vraie méthode de classification (classification hiérarchique ascendante) qui a pour objet de classer, donc de réunir des objets dans différents groupes en fonction des caractéristiques qu'ils peuvent avoir en commun.

L'A.F.C.M. est réalisée avec toutes les variables, considérées comme qualitatives. Elle a pour but de mettre en évidence les relations qui existent entre les différentes modalités des variables et particulièrement de souligner les relations entre les espèces végétales et les caractéristiques physiques du milieu. Nous l'avons réalisée avec l'aide de S. Viguier Pla (statisticienne, Université de Perpignan et Université Paul Sabatier, Toulouse, UMR C55830), sous le logiciel XLSTAT. Avec une inertie de 67,10 %, les deux premiers axes suffisent à représenter l'essentiel de l'information restituée par le nuage multidimensionnel (fig. 4.64).

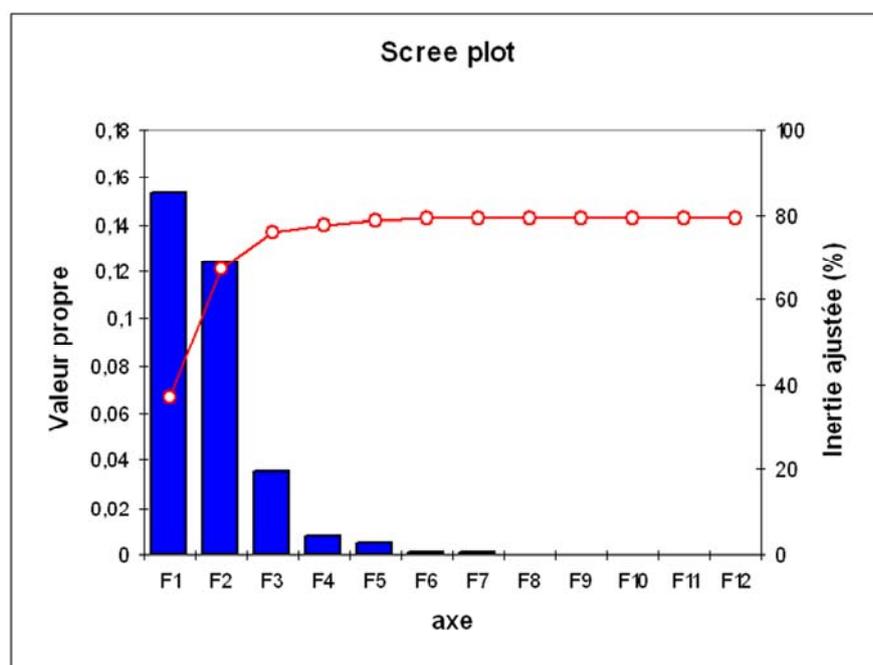


Figure 4.64 – "Éboulis" des valeurs propres permettant de déterminer le nombre d'axes à analyser. Dans notre cas, les deux premiers axes semblent suffire pour représenter l'essentiel de l'information restituée par l'A.F.C.M.

Sur l'axe horizontal de la figure 4.65 apparaît l'essentiel de l'information qui souligne clairement un gradient morphodynamique présentant les déplacements extrêmes. Il oppose les espèces *Galium cometorhizon* Lapeyr. et *Cerastium pyrenaicum* J. Gay situées dans les valeurs positives de l'axe 1 et *Senecio leucophyllus* (L.) DC. localisé dans les valeurs négatives. Il représente le passage d'un milieu stable (valeur négative sur l'axe 1) à un milieu instable (valeur positive sur l'axe 1). L'axe vertical, moins significatif, représente un gradient granulométrique conditionné par la lithologie. Cet axe oppose les granulométries grossières dont la taille des débris est supérieure à 50 cm (valeur positive de l'axe 2) aux granulométries fines de moins de 2 cm (valeur négative de l'axe 2). Les résidus s'expliquent essentiellement par leur faible fréquence dans le jeu de données.

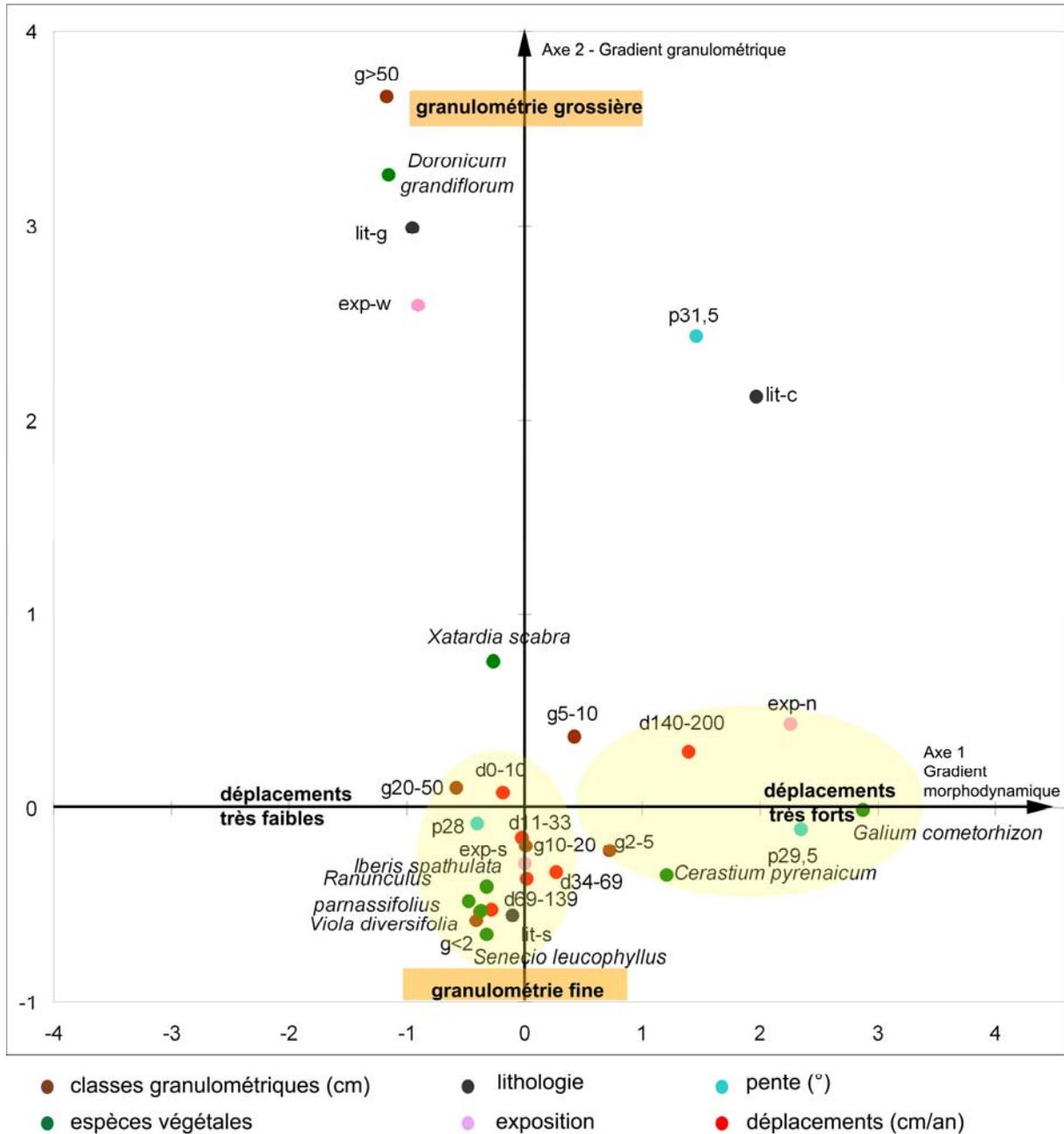


Figure 4.65 – Mapping d'analyse affichant la disposition des modalités de chaque variable les unes par rapport aux autres. L'axe 1, très significatif, indique un gradient morphodynamique net ; l'axe 2 présente un gradient morphodynamique moins significatif.

L'interprétation de ces axes et du tableau des contributions (annexe 4.75, p. 153) confirme les résultats de l'analyse bivariée. La Classification Ascendante Hiérarchique (C.A.H.) qui a pour but de classer les individus ayant un comportement similaire sur un ensemble de variables, distingue trois classes bien distinctes (fig. 4.66) correspondant à trois types d'éboulis (tab. 4.26). Ce traitement est réalisé à partir des analyses statistiques précédemment citées.

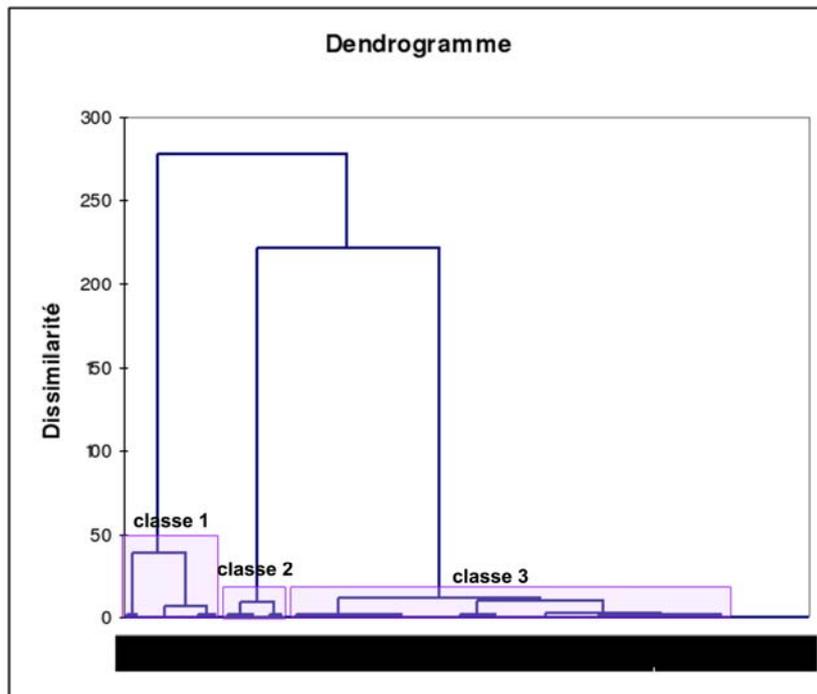


Figure 4.66 – Arbre de classification ou dendrogramme correspondant à la C.A.H. et présentant trois classes distinctes.

Tableau 4.26 – Synthèse de la C.A.H.

		Milieu stable Classe 3		Milieu moyennement stable Classe 2		Milieu mobile Classe 1
Déplacements de matériaux		< 10 cm.an-1		11-33 cm.an-1		>33 cm.an-1
Espèces indicatrices		<i>Senecio leucophyllus</i> (L.) DC.		?		<i>Galium cometorhizon</i> Lapeyr. <i>Cerastium pyrenaicum</i> J. Gay
Description du biotope	pente	<27°		>28°		>29°
	orientation	sud	ouest	sud	nord	nord
	lithologie	schiste	gneiss	schiste	calcaire	schiste

Les éboulis presque stables présentent des déplacements nuls à lents (0-10 cm.an⁻¹). Ils sont exposés au sud et à l'ouest, constitués de débris de gneiss de granulométrie plutôt grossière (>20 cm). La pente est inférieure à 27° et l'espèce indicatrice est *Senecio leucophyllus*. Les éboulis instables connaissent des déplacements importants (140-200 cm.an⁻¹). Situés en exposition nord, ils présentent une granulométrie plus fines (2-5 cm) et sur des pentes plus fortes (>29°). Deux espèces caractérisent ces talus : *Cerastium pyrenaicum* J. Gay et *G. cometorhizon*. Par contre, *X. scabra*. et *D. grandiflorum* ne sont pas corrélées à des déplacements particuliers. Ces deux plantes ne poussent pas exclusivement dans des milieux mobiles contrairement aux observations faites jusqu'à maintenant (Soutadé, 1980 ; Somson, 1984). On a d'ailleurs rencontré *X. scabra* sur des éboulis stabilisés à faible pente (20°), en zone distale où elle est associée à des pieds de *Juniperus sibirica* Lodd. Ex Burgsd., espèce fixatrice impliquant une mobilité quasi nulle. On l'a également observée dans des situations où sa racine était bien verticale et non pas courbée dans le sens de la pente comme dans le cas où elle subit des déplacements de matériaux.

4.2- Application phytogéomorphologique

Après avoir montré que certaines plantes constituent des indicateurs de dynamiques particulières sur l'éboulis, nous souhaitons utiliser ces résultats pour déboucher sur une application méthodologique totalement innovante qui a deux finalités. La première est de mettre en place un outil de diagnostic de mobilité et surtout de quantification de cette mobilité. La seconde est d'utiliser cet outil dans le cadre d'approches multiscalaires et diachroniques.

4.2.1- Principe et méthode

Il s'agit de créer un outil de spatialisation permettant de diagnostiquer la dynamique morphogénique de l'éboulis à partir des espèces lithophiles indicatrices et de la quantifier. En effet, il est plus facile de repérer et d'identifier des espèces végétales plutôt que d'instrumenter les talus avec des bandes peintes et de suivre les déplacements pendant plusieurs années.

Concrètement, la méthode s'articule en trois temps, correspondant à trois échelles spatiales envisagées (fig. 4.67). Les espèces lithophiles identifiées statistiquement comme indicatrices, *Cerastium pyrenaicum* J. Gay, *Galium cometorhizon* Lapeyr. et *Senecio leucophyllus* (L.) DC (fig. 4.68) représentent les fondements de la méthode.

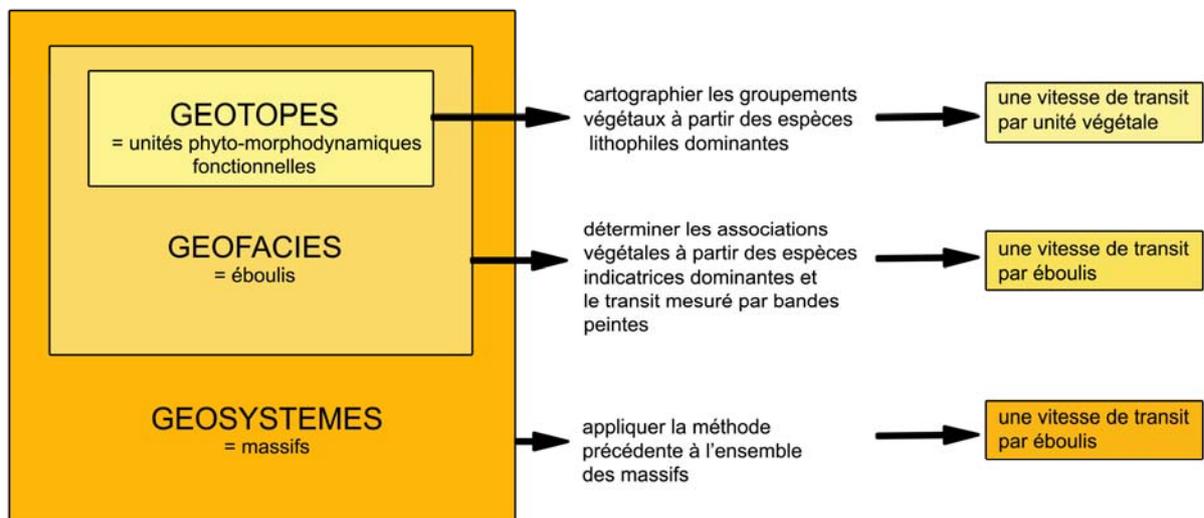


Figure 4.67 – Démarche permettant d'identifier la morphodynamique des éboulis à partir d'espèces lithophiles indicatrices. Trois échelles sont envisagées permettant un degré de précision différent selon les besoins.



Cerastium pyrenaicum J. Gay
Transit moyen > 33 cm/an



Galium cometorhizon Lapeyr.
Transit moyen > 33 cm/an



Senecio leucophyllus (L.) DC
Transit < 10 cm/an

Figure 4.68 – Guide pour l'identification de la morphodynamique des éboulis à partir de trois espèces lithophiles indicatrices. Les valeurs de transit sont issues des résultats des analyses statistiques (A.F.C.M.).

4.2.2- Diagnostic morphodynamique à plusieurs échelles spatiales

4.2.2.1- Les géotopes

À cette échelle, on utilise le procédé cartographique de manière à transformer les unités de végétation représentées par les plantes indicatrices en unités morphodynamiques. Pour cela, on réalise une carte phytogéomorphologique. L'éboulis représente alors une mosaïque végétale (espèces lithophiles étudiées) et morphogénique. Chaque unité végétale fonctionnelle est affectée d'une vitesse de transit. La figure 4.69 présente l'exemple du Péric : l'essentiel de l'éboulis est occupé par des espèces à transit rapide (> 33 cm.an⁻¹).

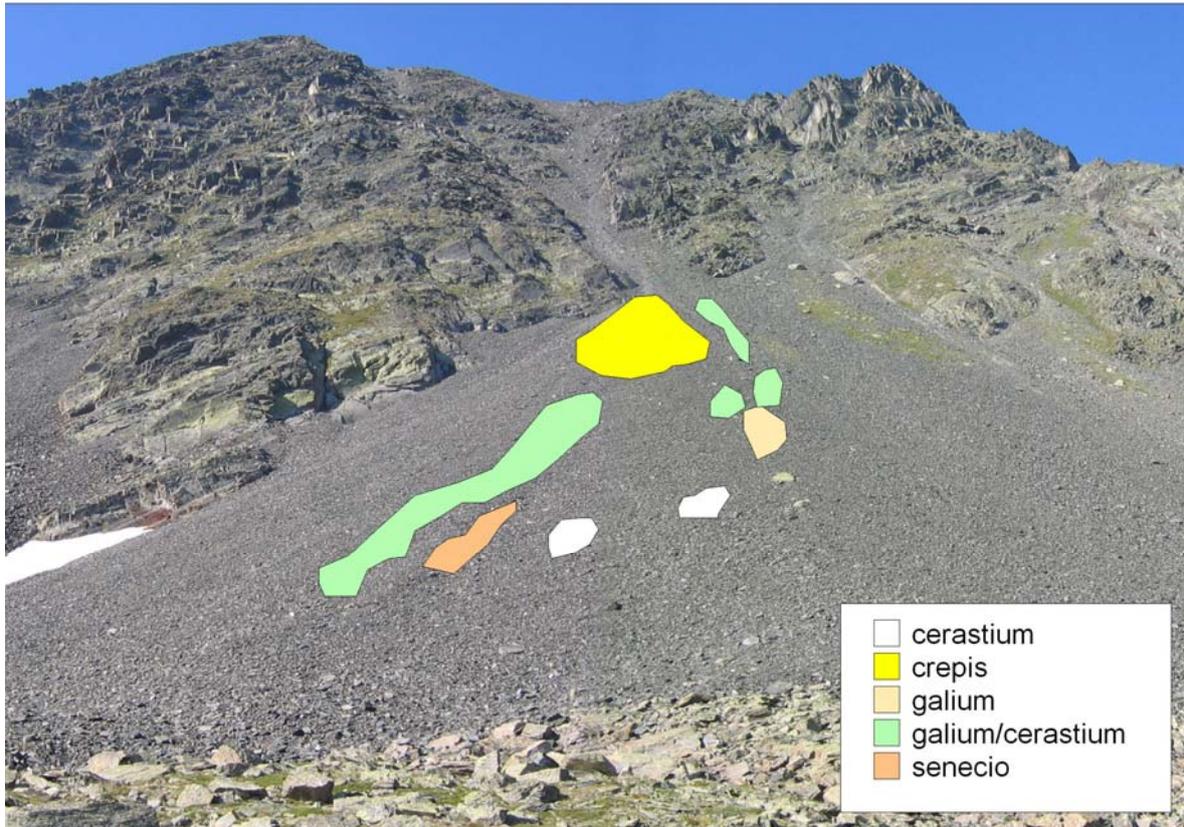


Figure 4.69 – Carte phytogéomorphologique de l'éboulis du Péríc. À chaque unité végétale correspond une vitesse de transit moyen obtenue au préalable de manière statistique.

4.2.2.2- Les géofaciès éboulis

Nous avons mis en place deux méthodes selon les situations du terrain. Dans le premier cas, les espèces indicatrices de la mobilité (*Cerastium pyrenaicum*, *Galium cometorhizon*, *Senecio leucophyllus*) sont présentes sur l'éboulis. On détermine alors la vitesse moyenne annuelle des débris de surface à partir des éléments figurant dans le guide pour l'identification du transit (fig. 4.68). Par exemple, l'éboulis du Péríc (fig. 4.69) est composé de *Cerastium pyrenaicum* J. Gay et *Galium cometorhizon* Lapeyr. répartis sur l'ensemble du talus mais préférentiellement sur la zone médiane. Quelques pieds épars de *Senecio leucophyllus* (L.) DC sont également présents en zone distale mais leur abondance est très faible. La vitesse moyenne de déplacement sur cet éboulis est donc supérieure à 33 cm.an^{-1} . Il convient ensuite de procéder à une phase de contrôle en comparant les valeurs estimées par les plantes avec celles obtenues par la méthode des bandes peintes à l'échelle de l'éboulis et la valeur obtenue par cette méthode indirecte des espèces indicatrices. La méthode est alors valide pour cet éboulis puisqu'on obtient une vitesse moyenne de $73,5 \text{ cm.an}^{-1}$ avec les bandes peintes.

4.2.2.3- Le géosystème d'éboulisation

L'objectif est de définir l'état de conservation des formations de pente et la distribution des secteurs mobiles ou immobiles à l'échelle des géosystèmes d'éboulisation des Pyrénées orientales. Pour cela, la méthode proposée consiste à identifier les associations végétales de chacun des éboulis et le transit qui lui est associé de manière à obtenir un transit moyen pour chaque association (tab. 4.27). On constate que l'association *Poa cenisia* -

Xatardietum scabrae (Baudière et Serve, 1975) présente des transits similaires dans quatre cas sur six. Seules les valeurs obtenues sur le Malaza s'éloignent de la moyenne générale (31,1 cm.an⁻¹). Pour cette raison, nous avons aussi calculé la moyenne des valeurs équivalentes (Eyne, Err1, Err2 et Dona) qui s'élève à 40,4 cm.an⁻¹ et la moyenne des valeurs les plus basses (Malaza 1 et 2) qui est égale à seulement 12,6 cm.an⁻¹. Cette différence de vitesse peut s'expliquer par la forte végétalisation du talus et de la paroi (fig. 4.9 de ce chapitre). Cette extrapolation est certes très grossière mais peut donner une idée générale du fonctionnement des talus d'éboulis.

Tableau 4.27 – Correspondance entre le transit annuel moyen et les associations végétales des éboulis étudiés. * Sur Cadi, une méthode différente a été utilisée pour mesurer les déplacements de la zone proximale (5 cailloux peints).

	Transit annuel moyen (cm.an ⁻¹)	Associations végétales dominantes	Moyenne des transits par associations (cm.an ⁻¹)	
Eyne	39,4	<i>Poa cenisia - Xatardietum scabrae</i> (Baudière et Serve, 1975)	31,1	40,4
Err 1	34,8			
Err 2	48,7			
Dona	38,7			
Malaza 1	16,5			
Malaza 2	8,7		12,6	
Péric	73,5	<i>Senecietum leucophylli</i> Br. Bl. 1948	73,5	
Cadi	218,5*	<i>Aquilegio hirsutissima</i> – <i>Xatardietum scabrae</i> O. Bolós & P. Monts (1974)	218,5*	

Malheureusement, cette proposition n'est pour l'instant qu'un hypothétique projet car la cartographie des habitats naturels des sites Natura 2000 du Carlit et du Puigmal n'est pas finalisée.

4.2.3- Discussions et limites

Les différentes techniques utilisées fournissent des précisions différentes. À l'échelle du géotope, la cartographie donne des résultats fins puisque chaque unité fonctionnelle de végétation et donc chaque unité morphodynamique est prise en compte mais la mosaïque obtenue peut être difficile à appréhender dans sa complexité et difficilement cartographiable. De plus, le faible nombre d'espèces reconnues statistiquement comme marqueurs de dynamique particulière restreint les possibilités de description d'un éboulis par ses espèces dominantes. Plusieurs lithophytes, non identifiées comme indicatrices en raison de leur faible fréquence dans les relevés effectués, méritent pourtant une attention particulière. C'est le cas de *Ranunculus parnassifolius* (L.), *Viola diversifolia* (DC.) W. Becker et *Iberis spathulata* DC. Leur abondance sur les éboulis d'Eyne et d'Err 1, et les travaux de P. Somson (1986) témoignent d'une activité morphogénique particulière. Mais seul un suivi plus long sur un plus grand nombre de talus d'éboulis permettrait de mettre en évidence leur intérêt phytogéomorphologique. À l'échelle du géofaciès éboulis, la méthode perd en précision quant à la vitesse moyenne donnée soit par les plantes soit par les mesures obtenues par bandes peintes de toutes les zones de l'éboulis du fait de l'extrême variabilité des déplacements dans les différentes zones des talus. Par contre, on obtient une image dynamique globale de l'éboulis.

De plus, ce zonage est un instantané car l'éboulis évolue au cours du temps. Les plantes observées au moment t étudié ne seront peut être plus présentes à un moment $t + I$. Cette spatialisation n'est donc valable que sur la durée de l'étude soit trois années, d'octobre 2004 à octobre 2007. Par contre, les conclusions biogéomorphologiques apportées par les analyses numériques, à savoir les A.F.C.M. et les classifications restent exactes en-dehors du temps. On propose alors de désigner sous le terme d'unités phytomorphodynamiques les entités phytogéomorphologiques qui évoluent spatialement au cours du temps en fonction des facteurs extrinsèques à l'éboulis que sont les paramètres climatiques et biologiques.

L'échelle temporelle n'a pas été traitée dans ce paragraphe. Pourtant deux pas de temps peuvent être envisagés. À l'échelle de quelques années, le suivi fin des mosaïques au niveau des géotopes informe sur la variabilité spatio-temporelle de la mobilité. À une échelle de temps plus longue, on pourrait envisager de comparer l'état actuel moyen d'un éboulis (association végétale et transit moyen) à celui des anciens auteurs (Braun-Blanquet, Baudière, Somson). Leurs relevés phytosociologiques informent sur les espèces présentes à l'échelle de l'éboulis mais les groupements au sein du talus n'ont pas été cartographiés. Nous pouvons seulement mettre en parallèle l'association citée par ces auteurs et celles que nous observons aujourd'hui. Une autre difficulté est en prendre en considération : les noms d'associations peuvent changer de nomenclature. Par exemple, le *Senecietum leucophyllae* de Braun-Blanquet (1948) s'est divisé en *Senecietum leucophylli* et *Poa cenisia - Xatardietum scabrae*. (Baudière et Serve, 1975). Les connaissances sur l'écologie des plantes modifient régulièrement la nomenclature phytosociologique. Signalons à ce sujet que l'association *Senecietum leucophylli* mériterait selon nous une mise à jour. En effet, suite à nos résultats sur les espèces indicatrices de mobilité, il nous semble important de noter les grandes différences qui existent entre l'habitat à *Senecio leucophyllus*, espèce de milieux stables à granulométrie fine et grossière (débris < 2 cm et > 50 cm) et celui de *Galium cometorhizon* et *Cerastium pyrenaicum*, espèces de milieux très mobiles (>33 cm.an-1) poussant dans des débris de petite taille (< 10 cm). Ne serait-il pas préférable de distinguer à l'intérieur d'un même éboulis, les associations des zones distales présentant de nombreux pieds de Sénéçon souvent en exclusivité et les associations de milieux mobiles à Céraïste et Gaillet. Dans ce cas, il serait nécessaire de créer une nouvelle association qui rendrait mieux compte de l'aspect morphodynamique du milieu. Mais laissons ce sujet épineux aux phytosociologues !

4.3- Étude comparatives

Le travail de phytogéomorphologie réalisées sur les versants d'ébouilisation supraforestiers des Pyrénées orientales a permis d'obtenir des résultats satisfaisants tant au niveau de la meilleure connaissance de l'écologie des plantes que de l'intérêt d'utiliser les plantes pour quantifier des dynamiques morphogéniques. La plupart des montagnes du monde abritent, sur leurs éboulis, des espèces végétales lithophiles. Il nous a alors semblé intéressant d'appliquer notre méthode à d'autres montagnes dans des contextes biogéographiques et climatologiques montagnards proches. Certes, nous n'avons pas eu le temps nécessaire pour réaliser cette étude comparative. Mais nous proposons dans ce paragraphe d'exposer l'intérêt et les possibilités offertes par l'étude pluridisciplinaire afin de réaliser une étude comparative des dynamiques progressives des différents massifs montagneux, de confronter les espèces végétales indicatrices au travers de leurs caractéristiques morphodynamiques et écologiques et enfin de mettre en parallèle les ambiances microclimatiques d'altitude. Ce travail n'est, évidemment, qu'à l'état de projet.

Tout d'abord, nous proposons de faire un parallèle entre les espèces qui poussent dans les Alpes et les Pyrénées orientales. Voici tout d'abord trois espèces lithophytes dont l'aire de répartition couvrent à la fois les Pyrénées et les Alpes : *Ranunculus parnassifolius*, *Crepis pygmaea* et *Doronicum grandiflorum*. Certes les autres espèces végétales que nous avons étudiées sont toutes des endémiques pyrénéennes mais il existe des espèces vicariantes dans les Alpes. A. Baudière et L. Serve énonçaient en 1980 au sujet d'un travail sur *Xatardia scabra* : « c'est précisément dans des conditions édaphomorphologiques étrangement similaires que se développe dans les Alpes sud-occidentales *Berardia lanuginosa* dont les larges feuilles plaquées contre le substrat, le capitule acaule, le pivot de fixation « remontant » dans un matériau grézeux lité reflétant un plan d'organisation biomorphologique tout à fait comparable à celui de *Xatardia scabra* ». *Berardia subacaulis* Vill., nouveau nom pour *Berardia lanuginosa* présente un système racinaire similaire à celui de *X. scabra* (fig. 4.70 A/B). Le système racinaire de *Saussurea alpina* (L.) DC. subsp. *depressa* (Gren.) Greml. ressemble également à celui de *X. scabra* (fig. 4.70 A/B) mais sa racine est beaucoup moins robuste.

De plus, le travail très descriptif de L.Q. Van Ufford (1901) au sujet de la flore des pierriers sur lequel nous nous sommes longuement exprimés dans le chapitre 1, nous permet de proposer des vicariances pour certaines espèces indicatrices de mobilité dans les Pyrénées orientales (tab. 4.28) : *Cerastium uniflorum* pour *Cerastium pyrenaicum*, *Galium helveticum* pour *Galium cometorhizon*, *Viola cenisia* pour *Viola lapeyrousiana* et *Noccaea rotundifolia* pour *Iberis spathulata*. Mais ce travail nécessiterait une recherche bibliographique plus poussée.

Tableau 4.28 – Concordance des espèces végétales vicariantes dans les Pyrénées orientales et les Alpes du sud.

Espèces végétales des Pyrénées orientales	Espèces végétales des Alpes du sud
<i>Xatardia scabra</i>	<i>Berardia subacaulis</i> <i>Saussurea alpina</i> subsp. <i>depressa</i>
<i>Iberis spathulata</i>	<i>Noccaea rotundifolia</i>
<i>Cerastium pyrenaicum</i>	<i>Cerastium latifolium</i>
<i>Viola lapeyrousiana</i>	<i>Viola cenisia</i>
<i>Galium cometorhizon</i>	<i>Galium megalospermum</i>
<i>Ranunculus parnassifolius</i>	
<i>Crepis pygmaea</i>	
<i>Doronicum grandifolium</i>	

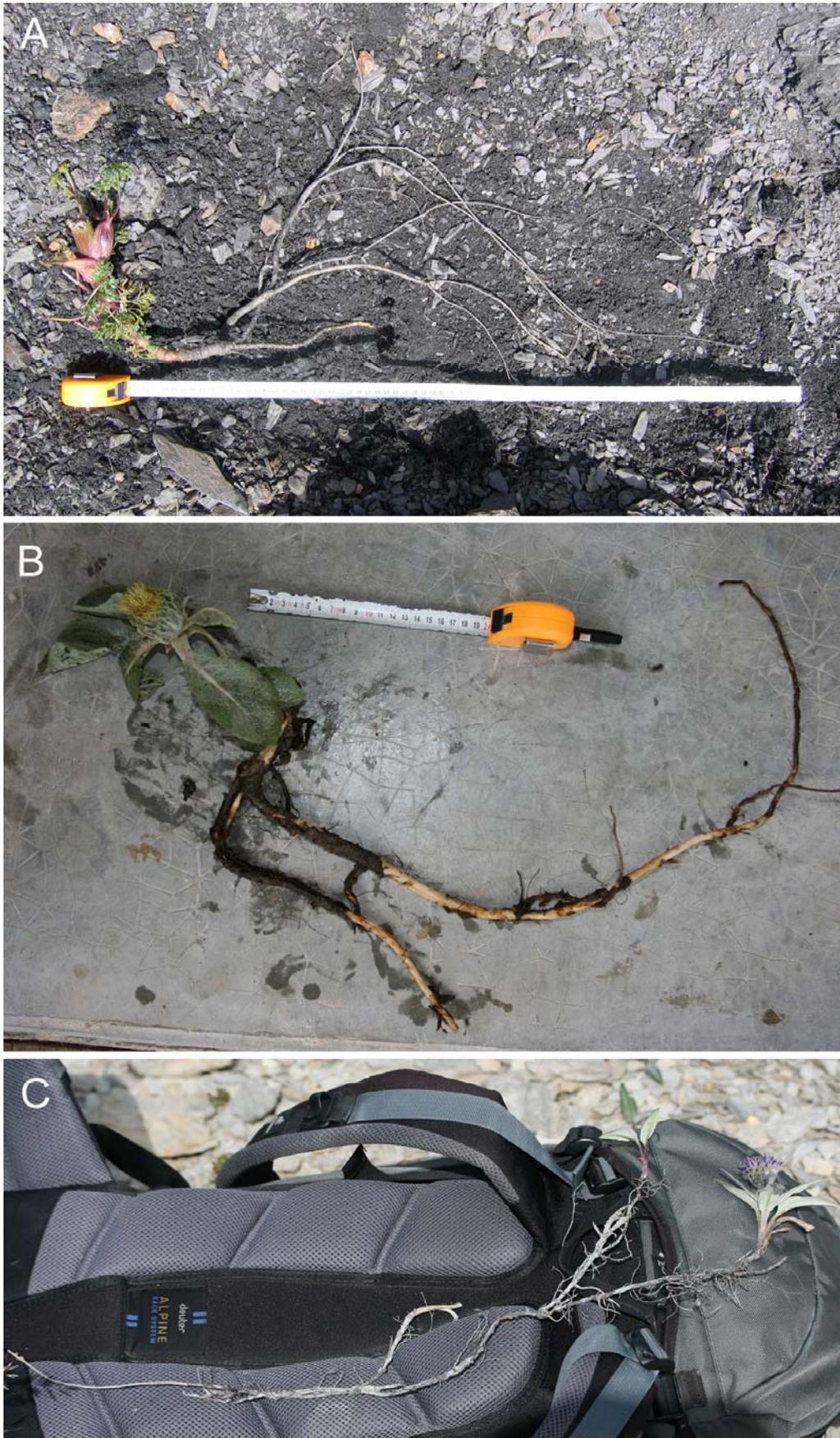


Figure 4.70 – Comparaison des systèmes racinaires de trois espèces végétales lithophiles présentes dans les Pyrénées orientales pour A (*Xatardia scabra*) et dans les Alpes du sud pour B (*Berardia subacaulis*) et C (*Saussurea alpina* subsp. *depressa*).

De manière à ouvrir plus encore le champ d'investigation aux études pluridisciplinaires, nous proposons d'étendre ce travail à l'échelle des grandes montagnes du monde : l'étude des versants d'éboulisation de l'étage alpin en contexte périglaciaire. Des espèces végétales vicariantes existent aussi dans la Cordillère des Andes, dans les Alpes néo-zélandaises, dans les Montagnes Rocheuses et certainement ailleurs (Himalaya, Caucase...). Un récent voyage dans la Cordillère des Andes chilienne (février 2009) nous a permis de découvrir des versants d'éboulisation abritant des espèces végétales lithophiles qui poussent dans des conditions morphologiques analogues à celles étudiées dans cette thèse. Nous avons déterré deux de ces plantes de manière à comparer leur système racinaire : ainsi *Xatardia scabra* et *Ranunculus parnassifolius* ont leurs équivalents dans la haute montagne chilienne. L'identification des deux espèces, *Nastanthus agglomeratus* (fig. 4.71) et *Barneoudia balliana* a été réalisée grâce à l'aide du professeur de biologie Rodomiro Osorio et de Mme Gina Alberta Arancio Jofre, responsable de l'herbier de l'université de la Serena (Chili). Les versants sur lesquels nous les avons trouvées sont situés dans la vallée de l'Estero Marmalejo, à proximité de Baños Morales, à l'est de Santiago. Ces versants en voie de régularisation d'une pente d'environ 35° présentent des chicots rocheux à l'amont. Ils sont situés entre 3 200 et 3 700 m d'altitude dans un environnement périglaciaire, à proximité d'un glacier. Les débris sont fins, avec une majorité de sables et de graviers sur plus de 30 cm d'épaisseur. L'éboulis concerné, exposé au NE (hémisphère sud), semble très actif : les matériaux sont très mobiles sous l'effet de notre passage. Malheureusement nous ne possédons aucune photographie des versants, des plantes et de leur système racinaire car nous avons été victime d'un vol bien regrettable...

Des études anciennes menées sur des versants d'éboulisation à travers le monde, donnent également quelques indications sur des possibles vicariances. En Nouvelle Zélande, F.J.F. Fischer (1952) présente une coupe d'*Anisotome carnosula* dans un éboulis mobile. Son système racinaire ressemble aussi à celui de *X. scabra*. Enfin, les travaux de L. J. Kershaw et J. S. Gardner (1986) ont mis en évidence le système racinaire de *Saussurea densa*, très proche de *S. alpina subsp. depressa*, dans les montagnes rocheuses du Canada.

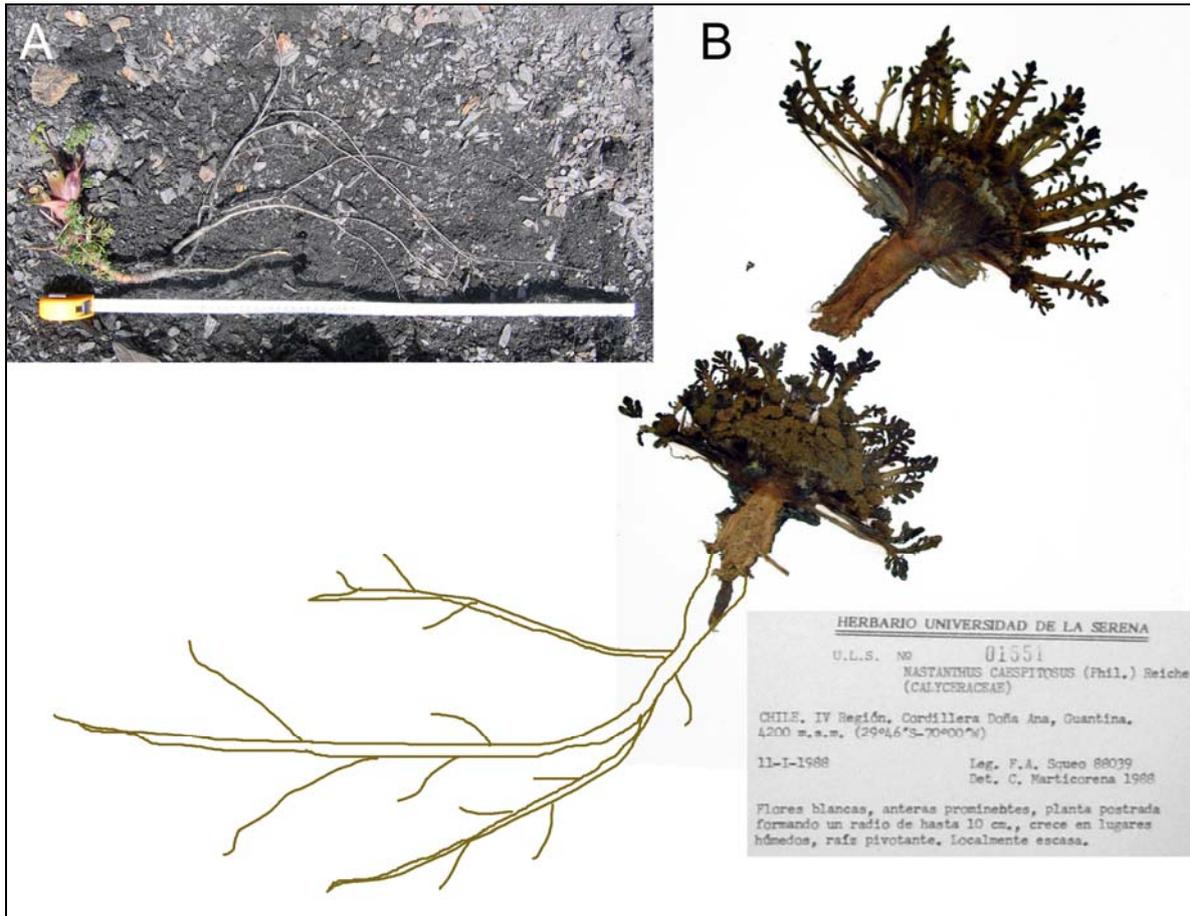


Figure 4.71 – Comparaison des systèmes racinaires de *Xatardia scabra* (A) présent dans les Pyrénées orientales et *Nastanthus agglomeratus* (B) dans la Cordillère des Andes chilienne. La photo B, présentée ici, a été prise à partir des planches d'herbier de l'université de la Serena au Chili. Il s'agit de *Nastanthus caespitosus* et non à *N. agglomeratus* comme observé sur le terrain car l'espèce qui nous intéresse ne figurait pas dans la collection ; mais les systèmes racinaires sont analogues.

*Le suivi de neuf talus d'éboulis durant 36 mois a permis de mettre en avant leur fonctionnement à l'échelle du géofaciès. Nous avons mesuré les dynamiques de remaniement à la surface des talus et dans une tranche de quelques décimètres au plus. Outre les méthodes classiques couramment utilisées, deux méthodes innovantes ont été proposées. La première concerne les transects, le long desquels nous avons mesuré les déplacements, la granulométrie de surface et cartographié les espèces lithophiles présentes. Cette méthode nous a permis d'obtenir 20 080 données récoltées sur le terrain puis triées et analysées statistiquement. La seconde est l'utilisation des racines de *Xatardia scabra* pour mesurer les déplacements de sub-surface.*

La partie analytique de ce chapitre reflète les informations apportées pour chaque éboulis suivi et met en lumière l'activité avérée de ces talus. Les versants en voie de régularisation de Péric, Err 1 et 2 ont des vitesses annuelles moyennes comprises entre 34,8 et 73,5 cm.an^{-1} . Sur l'éboulis avec paroi découpée de Dona, nous avons mesuré un transit annuel moyen égal à 38,7 cm.an^{-1} . L'éboulis avec paroi du Cadi a une vitesse de 218,5 cm.an^{-1} . Mais cette vitesse est surévaluée par rapport aux autres talus en raison de la méthode appliquée à la zone proximale. La vitesse mesurée dans la zone médiane de l'éboulis du Cadi est de seulement 51 cm.an^{-1} . Par contre, les talus du Malaza ont des transits bien plus lents (8,7 et 9,6 cm.an^{-1}) et peuvent être considérés comme subactifs à l'échelle des trois années de suivi. Ces résultats sont tout de même assez inattendus pour des formes et des formations réputées subactives (Soutadé, 1980) ou en voie de stabilisation. Comparés aux transits obtenus par d'autres auteurs dans des contextes géographiques et climatiques différents, les éboulis oriento-pyrénéens sont très actifs avec des valeurs largement supérieures. La rapidité extrême de ce transit peut s'expliquer soit par des artéfacts éventuels soit par les méthodes utilisées.

L'exploitation et la synthèse des données de terrain ont mis en évidence les paramètres qui contrôlent le fonctionnement actuel des éboulis. Nous avons montré que ces remaniements étaient l'œuvre de processus très variés et que le transit fonctionne en mosaïque aléatoire et non en système cohérent organisé amont-aval. Contrairement aux idées reçues, les déplacements se produisent préférentiellement durant la période estivale (6,0 cm.mois^{-1}) plutôt que pendant la saison cryonivale (2,6 cm.mois^{-1}). En saison cryonivale, les processus les plus actifs semblent essentiellement le fait de la fonte nivale. Les processus liés aux alternances gel-dégel sont de faible ampleur. Ils agissent autant sur les éboulis situés en altitude (> 2 500 m) que sur ceux localisés bien plus bas (2 200-2 300 m) mais en versant nord. L'exposition compense alors l'altitude. Durant la saison estivale, les mécanismes en jeu

semblent être le ruissellement dû aux orages d'été et le piétinement animal. Ces informations relativisent considérablement l'action des processus liés au froid. D'autres auteurs ont également relativisé l'impact des mécanismes périglaciaires dans les milieux de haute latitude (M.-F. André, 1999 ; S. Etienne, 2004).

Mais les méthodes utilisées n'ont pas permis de distinguer la part de chacun de ces processus dans le transit global ni de les hiérarchiser réellement. Les variations des mécanismes sur les talus d'éboulis sont fonction de la granulométrie et surtout des conditions climatiques locales influençant la durée de gel et la teneur en eau dans le sol. La morphologie du versant joue un rôle sur les phénomènes de piégeage de l'eau et de suraccumulation nivale, favorisant la variabilité spatiale et temporelle du transit à l'échelle du micromodelé. Mais le fonctionnement global du géosystème d'éboulisation exige la prise en compte de l'ensemble des éléments qui le compose, à savoir son système amont, fournisseur de débris et son système aval, accumulateur ou évacuateur de matériaux. Ce sujet fait l'objet du prochain chapitre.

*Les divers traitements statistiques ont identifié certaines plantes comme indicatrices de dynamiques morphogéniques particulières : c'est le cas pour *Cerastium pyrenaicum* J. Gay, *Galium cometorhizon* Lapeyr. et *Senecio leucophyllus* (L.) DC. Les résultats, innovants, contredisent les appréciations qualitatives antérieures de Baudière et Somson. En effet, nous avons montré que *Xatardia scabra* Lapeyr. (Meisn.) et *Doronicum grandiflorum* Lam. var. *pyrenaicum* ne sont pas corrélées à des déplacements particuliers ; elles ne poussent pas exclusivement dans des milieux mobiles. D'autres espèces lithophiles (*Ranunculus parnassifolius* L., *Viola diversifolia* (DC.) W. Becker, *Doronicum grandiflorum* Lam.), bien qu'adaptées aux mouvements rapides dans l'éboulis, n'ont pas été reconnues comme indicatrices fiables de la mobilité du talus. Nous avons également mis en évidence l'originalité de *Xatardia scabra*, non pas comme marqueur du mouvement car elle peut en définitive coloniser des milieux variés dont certains sont stables, mais comme outil de sa mesure quand il existe. Cette approche phytogéomorphologique ouvre des perspectives très intéressantes en matière de quantification et d'outil de spatialisation : cartographie morphodynamique à l'échelle du géotope, de l'éboulis ou même d'un massif pour apprécier la distribution de la mobilité des versants dans l'espace et étude diachronique pour évaluer la variabilité spatio-temporelle de la mobilité à l'échelle des géotopes.*

Ce travail connaît des imperfections tant au niveau des méthodes utilisées qu'au niveau des traitements effectués. Nous les avons évoquées au fil du texte mais revenons rapidement sur les difficultés rencontrées. Concernant les techniques, plusieurs biais sont à

mentionner. Tout d'abord, nous avons vu que l'emplacement des bandes peintes sur l'éboulis est tributaire de la topographie : il a donc été difficile de respecter un échantillonnage précis. Ensuite, nous avons attribué un transit minimum de 200 cm aux fragments perdus le long des bandes peintes et donc le transit moyen est moins important que la réalité. Enfin, nous avons proposé une durée de vie de trois ans pour *Xatardia scabra*. Or, les connaissances actuelles ne permettent pas encore de confirmer cette valeur, qui n'est peut-être pas statistiquement juste. C'est ce que devront prouver les protocoles mis en place. Mais même si la durée de vie moyenne s'avère bien de trois ans, faute de pouvoir mesurer un grand nombre de racines, cela entachera d'une certaine incertitude les résultats. À ce stade du travail il se peut que nous ayons soit exagéré soit minimisé les transits de sub-surface. De plus, certains effectifs de plantes lithophiles sont faibles car peu observées sur les éboulis étudiés. Ces espèces ne figurent pas dans les résultats en raison de leur sous-représentation, ce qui peut créer un biais dans le traitement des données.

Enfin, terminons ce mea culpa par une question qui concerne l'impact du chercheur sur la dynamique de l'éboulis lors des campagnes de mesures. Deux points de vue peuvent être avancés. Dans le premier cas, le chercheur est un élément à part entière du géosystème, au même titre que les alpinistes qui fréquentent le couloir du Malaza et les randonneurs qui parcourent les zones distales des talus d'Err 1 et 2. Après tout, la montagne est à tout le monde, y compris l'homme, qui l'a fréquenté anciennement pour faire pâturer ses troupeaux ! Dans ce cas, le transit provoqué par nos passages dans les éboulis étudiés est intégré aux valeurs proposées dans ce chapitre. Dans le second cas, nous considérons que le chercheur ne fait pas partie de ce géosystème hostile à l'homme. Ainsi, son poids et son piétinement répété plusieurs fois par an sont susceptibles de modifier les valeurs obtenues. Nous estimons à dix passages par an (quatre aller-retour pour la pose de la corde graduée et les mesures sur bandes peintes aux périodes pré et fini-nivales et un pour le trait de peinture) au minimum au cours des trois années de thèse pour chaque éboulis. Précisons que nous avons toujours pris soin de passer au-dessous de la bande peinte et de nous placer en amont des mesures à réaliser de manière à ne pas perturber les données par notre piétinement : nous n'avons jamais fait rouler de débris peints lors de nos passages. Nous considérons donc notre impact comme minime et la marge d'erreur négligeable.

L'expression de tous ces obstacles liés au sujet même du travail ne doit pas faire oublier tous les apports tant d'un point de vue méthodologique que d'un point de vue des résultats.

Chapitre 5

-

Le fonctionnement global des géosystèmes d'ébouilisation oriento-pyrénéens et leur évolution

Nous avons traité longuement du géofaciès talus d'éboulis dans le chapitre précédent mais le fonctionnement du géosystème d'éboulisation ne se limite pas au talus, il inclut aussi le système amont représenté par les parois rocheuses ou les chicots rocheux et le système aval (glaciers rocheux, pelouses...). C'est à travers l'étude de l'activité des parois rocheuses et des dynamiques rapides et exceptionnelles que nous avons fait le choix de traiter de ce système amont mais d'une façon qui reste plus sommaire que pour les talus d'éboulis. En effet, il n'a pas été possible d'entreprendre une quantification systématique des flux de débris et de leur production ; par ailleurs, la durée du travail ne permettait pas d'enregistrer les événements exceptionnels et les marqueurs de leur occurrence se sont révélés décevants ou difficiles à mettre en œuvre, qu'il s'agisse de la comparaison des photographies aériennes sur 70 ans ou de la lichénométrie. Les maigres données recueillies sur l'actuel ont été néanmoins mises en perspective et nous proposons une estimation des taux de recul des parois sur la base du cubage des talus holocènes ainsi que, à titre de comparaison et sur les mêmes sites, pour le Tardiglaciaire. Le fonctionnement global du géosystème est ensuite envisagé par un essai de modélisation ou plutôt de proposition de scénarios pour les différents types d'éboulis étudiés dans les conditions climatiques actuelles. Enfin, n'oublions pas l'avenir et la promesse d'un changement climatique prochain qui devrait avoir des effets à la fois sur la végétation et sur les versants d'éboulisation.

1- L'activité des parois rocheuses

L'étude de la désagrégation des parois rocheuses a fait l'objet de plusieurs travaux dans différents contextes géographiques. H. Poser (1954) en Autriche, A. Rapp et S. Rudberg (1960) en Suède sont des pionniers dans l'étude quantitative de l'action de la gélifraction sur les parois. Ils ont mesuré la quantité de débris détachés en lien avec la sensibilité au gel des surfaces rocheuses grâce notamment à la méthode des surfaces peintes qui consiste à colorer une zone témoin (carré) sur la roche en place. Cette méthode a été reprise par A. Pancza (1979), N. Matsuoka et H. Sakai (1999) et P. Pech (1996). D'autres techniques sont aussi utilisées pour mesurer l'activité des parois. Citons les observations sonores permettant de calculer la fréquence des chutes (Gardner, 1970, 1980, 1983 ; Luckman, 1976 ; Church *et al.*, 1979 ; Åkerman, 1984), la comparaison de photographies prises à différents intervalles de temps (Suwa et Okuda, 1988 ; Matsuoka, 1990), la surveillance de blocs susceptibles de s'effondrer (Glawe *et al.*, 1993), les pièges collecteurs de débris, soit artificiels (Church *et al.*, 1979 ; Douglas, 1980 ; Fahey et Lefebure, 1988 ; Rovera, 1997), soit naturels (Rapp, 1960 ; Gray, 1973 ; Ono et Watanabe, 1986). Toutes ces méthodes sont mises en relation avec un suivi thermique à la surface de la roche et prennent en compte les conditions d'exposition, de vent et d'humidité. Il est particulièrement intéressant de savoir s'il existe une relation entre la production de débris et le nombre d'alternances gel/dégel, avec l'amplitude du gel et sa durée totale.

Nous avons appliqué quelques-unes des méthodes précédemment citées à quatre sites (Malaza, Cadi, Err 1 et Err 2) dans le but d'apprécier l'activité du géofaciès paroi rocheuse dans le fonctionnement global du géosystème d'éboulisation.

1.1- La production primaire de débris

La méthode des carrés peints a pour but de mesurer le recul actuel des parois rocheuses productrices de fragments. Cette méthode a été précédemment utilisée par A. Pancza (1979) dans les escarpements calcaires du Jura et par M. Matsuoka et H. Sakai (1999) dans les grès et schistes des Alpes japonaises. Elle consiste à appliquer une couche de peinture orange à l'aide d'un spray sur des surfaces témoins de forme carrée. Le format des surfaces témoins est différent selon les auteurs : 0,42 à 2,92 m² pour A. Pancza et 0,25 m² pour M. Matsuoka et H. Sakai.

Nous avons choisi une taille plus réduite, seulement 30 cm sur 30 cm, car la surface des chicots rocheux d'Err 1 et 2 est limitée et pour ne pas attirer l'attention car le site est très fréquenté en été (fig. 5.1). Certes leur taille est réduite mais les éclats produits dans les schistes du Puigmal et les calcaires de Cadi sont toujours de petit calibre. Ensuite, au bout d'un an environ, on pèse les débris colorés, détachés et tombés au pied de la surface peinte. Nous avons préalablement choisi les sites d'échantillonnage en fonction de l'existence de replat permettant de récupérer les débris au pied de la surface témoin. Seuls quatre carrés peints ont été tracés sur les parois au contact des éboulis de Cadi, Err 1 et Err 2 en raison de la difficulté à trouver des replats pouvant servir de piège à débris.

Err 2, carré n°1



Err 2, carré N°2



Err 1, carré n°1



Cadi, carré n°1



Figure 5.1 – Comparaison des carrés peints (30 cm X 30 cm) sur quatre sites. Les photographies de gauche ont été prises lors de la mise en place du dispositif (07/08/06 pour Cadi et 25/07/06 pour Err). Celles de droite ont été prises lors de la pesée des débris colorés tombés au sol (30/09/07 pour Cadi et 23/10/07 pour Err).

Des photographies prises le jour du marquage et le jour de la pesée des débris témoignent de la dégradation de la paroi pour chaque carré peint (fig. 5.1). Err 2 présente un diaclasage et une schistosité ouverte marquée, tous les 2-3 cm dans le cas du carré n°1 et tous les 5-10 cm pour le carré n°2. Cela se traduit par le détachement d'une grosse écaille largement visible sur le carré n°1 d'Err 2. Dans les trois autres cas, seuls des éclats ou des petites écailles se sont détachés de la paroi. Ces observations sont à relativiser car sur une surface aussi petite (30 cm X 30 cm), les aléas de la fragmentation changent radicalement le résultat final. Les résultats obtenus en unité de masse sont convertis en volume grâce au poids spécifique moyen des roches (2,7 kg/dm³), puis rapportés à la surface des carrés peints soit 900 cm², de manière à calculer le taux de retrait actuel des parois (tab. 5.1).

Les escarpements rocheux de l'éboulis Err 2, exposés à l'ouest-nord-ouest et situés à 2 750 m, produisent davantage de débris que les autres qui sont soit exposés au couchant (Err 1), soit localisés plus bas (2 200 m) pour le site de Cadi. L'expérimentation réalisée dans des calcaires très fissurés d'après la photographie donne le même ordre de valeur que dans les deux exemples sur schistes.

Il est délicat de vouloir expliquer les différences de volume relevées à partir de cette technique car les mesures ont été réalisées très ponctuellement, sur seulement quatre échantillons et sur une durée très courte (15 mois au maximum) ce qui limite la validité des résultats. Ce travail est purement exploratoire et ne peut prétendre à une quelconque représentativité.

En effet, ces différences de production sont certainement le fait des hasards de l'exploitation du diaclasage par le gel au fil du temps et donc de la taille très variable des blocs détachés. Malgré tout, nous proposons d'appliquer une valeur moyenne à l'ensemble des géosystèmes d'ébouilisation, soit 0,222 mm.a⁻¹ pour les calcaires et 1,23 mm.a⁻¹ pour les schistes.

*Tableau 5.1 – Mesures des débris détachés de la paroi par la méthode des carrés peints (unité de surface : 30 cm X 30 cm). * Le volume net est calculé grâce au poids spécifique moyen des roches (2,7 kg.dm³). Le taux de retrait est calculé sur la base d'une année.*

Nom de l'éboulis	Exposition	Altitude (en m)	Lithologie	Dates (1 – 2) 1 – mise en place du dispositif 2- récupération des débris	Masse de débris récupérés (en g)	Volume net de débris récupérés (en dm ³) *	Durée de l'expérimentation (en mois)	Taux de retrait (en mm.an ⁻¹ ou m.ka ⁻¹)
Err 2, carré n°1	nord	2750	schiste	25/07/06 23/10/07	980	0,36	15	3,2
Err 2, carré n°2	nord	2670	schiste	25/07/06 23/10/07	100	0,04	15	0,328
Err 1	sud	2730	schiste	25/07/06 23/10/07	50	0,02	15	0,176
Cadi	nord	2200	calcaire	04/08/06 30/09/07	50	0,02	12	0,222

1.2- Le transit paroi - cône d'éboulis, en contexte de dynamique progressive

Nous considérons dans ce paragraphe que le transport des débris depuis la paroi et les couloirs est assuré par des processus saisonniers qui sont principalement les coulées de neige et la fonte nivale en hiver, le ruissellement lié aux fortes précipitations estivales et automnales et le passage des rupicaprins en été ; sans oublier les chutes primaires par gravité. Pour

mesurer le transit des matériaux, nous avons utilisé un piège naturel, la neige, et un piège artificiel, une bâche plastique.

1.2.1- La neige : collecteur naturel

Lors des visites sur les sites étudiés, de l'automne 2003 à l'automne 2007, nous avons pu réaliser quelques observations ponctuelles de traces de coulées d'avalanches. Sur les éboulis à paroi découpée par des couloirs comme la Coma de la Dona ou le Malaza, deux types de coulées de neige se produisent. Les premières interviennent tout au long de l'hiver par l'accumulation de neige dans les couloirs et les fortes pentes. Leur vidange provoque des coulées de volume très variable mais toujours modeste ($< 100 \text{ m}^3$), parsemées de blocs et galets pouvant mesurer jusqu'à un mètre de diamètre. Les secondes se produisent essentiellement en fin de saison hivernale et sont, la plupart du temps, chargées de débris rocheux. Il s'agit de coulées saturées en eau provenant du dégel dans les couloirs (fig. 5.2).



Figure 5.2 – Coulées de neige saturées en eau de dégel et chargées de débris rocheux sur un des talus du Malaza. Photo prise le 11 mai 2006.

Elles participent activement à l'alimentation et au transport des débris sur les talus d'éboulis (Luckman, 1977, 1988 ; Gardner, 1979 ; Francou, 1983b). Ces deux types d'écoulements saisonniers se produisent plusieurs fois par an mais ne constituent pas des événements exceptionnels. Sur le versant nord de la Dona, J. M. Aguera (1985) considère que le phénomène avalancheux est faible en raison d'une valeur de pente élevée et de la dimension modeste des appareils avalancheux. Ainsi, durant la saison hivernale, la neige

recouvrant les talus d'éboulis sert de collecteur naturel des débris provenant de la paroi ou des couloirs situés à l'amont (fig. 5.3).

La méthode, déjà utilisée par d'autres (André, 1993 ; Rolin, 2001), permet de mesurer le volume de débris déplacés entre la paroi et la surface réceptrice (les éboulis). Elle consiste à peser systématiquement tous les fragments tombés sur une surface de neige déterminée avec un système de repérage des blocs ou des cailloux (peintures) pour reconnaître ceux qui ont été pris en compte (Rapp, 1960 ; Francou, 1988). Nous mesurons alors le volume de matériaux détachés de la paroi ou véhiculés par les couloirs et apportés au talus d'éboulis. Pour les gros blocs dépassant 5 kg (limite de la balance utilisée sur le terrain), le calcul se fait à partir du produit de la mesure des trois axes, multipliée par un coefficient empirique par exemple 0,42 pour le gneiss (Francou, 1988, p. 246), pour obtenir le volume (cf. [1]). Pour les blocs pesés, connaissant le poids spécifique moyen des roches, 2,7 kg/m³ (Jian, 2008), on obtient directement le volume (cf. [2]). Les éléments de la taille des graviers sont mis dans un sac et pesés collectivement à sec. Les éléments plus fins sont pesés à sec après avoir été récupérés avec leur support neigeux que l'on fait fondre. Les mesures sont réalisées sur des surfaces témoins considérées comme significative, puis extrapolée à la surface totale de la coulée.

[1] Matériaux supérieurs à 5 kg : $V = (L \times l \times e) \times C \times N$

V : volume des fragments tombés sur un talus (m³)

L, l, e : valeur en m des 3 axes des fragments

C : coefficient correcteur de volume (différent selon la pétrographie)

N : nombre de fragments.

[2] Matériaux inférieurs à 5 kg : $V = P \times PS$

V : volume des fragments tombés sur un talus (m³)

P : poids des fragments

PS : poids spécifique (différent selon la pétrographie)

Cette méthode, très facile à utiliser, présente cependant quelques inconvénients. En effet, elle nécessite une visite fréquente des éboulis suivis. Or, l'éloignement de la plupart d'entre eux et les risques d'avalanche nous ont contraint à ne réaliser que des mesures ponctuelles : une seule mesure par an en période fini-nivale (mai-juin). Les valeurs obtenues ne sont donc que le reflet de l'activité printanière.



Figure 5.3 – La neige, piège à débris, sur l'éboulis du Malaza.

Les résultats obtenus à partir de mesures réalisées sur l'éboulis Malaza 1 soulignent une activité peu intense durant les saisons 2004 et 2006 (tab. 5.2). En 2005, l'absence de neige dès le début du mois de mai n'a pas permis de réaliser de mesures sur neige. Par contre durant la saison printanière 2007, l'apport de matériaux depuis le système amont a été plus abondant. Ces valeurs sont à mettre en lien avec les conditions climatiques. D'un point de vue thermique, 6 alternances gel-dégel ont été enregistrées sur Err Nord, à 2 630 m, durant l'hiver 2005/2006 et 20 alternances durant l'hiver 2006/2007 : la gélifraction a donc pu jouer un rôle important dans l'apport de débris sur le talus. La hauteur de neige pour la saison hivernale 2006-2007 est faible (100 cm) mais concentrée sur la période fini-nivale. Ainsi, les coulées avalancheuses ont certainement participé aussi au transport de fragments depuis la paroi et les

couloirs. La fonte fini-nivale qui tend à concentrer les débris en surface et les précipitations printanières provoquent un ruissellement intense sur le talus.

Tableau 5.2 – Mesures ponctuelles obtenues à partir des débris collectés sur la neige de l'éboulis Malaza 1 durant trois saisons fini-nivales.

Dates	Nombre d'alternances gel-dégel mesuré durant la saison cryonivale sur Err Nord (2630 m)	Volume net récolté (dm ³)	Surface échantillonnée (m ²)	Surface réelle occupée par les matériaux (m ²)	Volume total des débris piégés sur l'éboulis (dm ³)
29/06/2004	-	5,53	25	75	16,6
2005	-	plus de neige en mai			
11/05/2006	6	5,35	25	75	16,05
08/06/2007	20	47,62	3	12	190,5

1.2.2- La bâche : collecteur artificiel

La récupération des fragments rocheux issus des couloirs ou des parois se fait généralement grâce à un collecteur de débris artificiel tel qu'une bâche plastique couplée parfois à un grillage et disposée au pied de corniche ou d'abri sous roche (Rovera ; 1997). La quantité de débris collectés est ensuite évaluée par pesée, comme décrit précédemment (cf [1] et [2]).

Afin de quantifier les apports de matériaux depuis le géofaciès amont, nous avons installé une bâche de 1,20 m sur 1,50 m au pied du couloir de Malaza 1 le 3 juillet 2005. Le but était de collecter les fragments qui arrivent à l'apex du talus durant les périodes estivales lorsqu'il n'y avait plus du tout de neige. Durant la saison 2005, les mesures ont été effectuées normalement (fig. 5.4). Par contre, en 2006, après avoir installé la bâche le 11 juillet, nous l'avons retrouvée pliée, calée sous une pierre dès le 29 juillet. Il se peut qu'un randonneur n'ait pas compris le sens de sa présence. La saison 2007 a vu pire : la bâche a disparu dès le mois de juillet. Est-ce un randonneur qui l'a considérée comme un déchet ? Est-ce qu'elle s'est envolée suite à un vent très violent ? Quoi qu'il en soit, nos mesures sont donc très ponctuelles. Les valeurs obtenues en 2005 semblent objectives, par contre celles de 2006 sont sous-estimées (tab. 5.3).



Bâche installée le 03/07/05



Fragments pesés le 21/09/05

Figure 5.4 – Situation de la bâche installée au pied du couloir de Malaza 1. Après 80 jours, 16 cailloux ont été récupérés, soit un volume de 1,34 dm³.

Tableau 5.3 – Débris mesurés sur bâche, collecteur naturel de fragments, au pied du couloir de Malaza 1. L'année 2006 a été interrompue car la bâche a été retrouvée pliée et rangée sous un bloc le 29/07/06, ce qui minimise les valeurs obtenues.

Saisons estivales	Dates (1 – 2) 1 : installation de la bâche 2 : pesée des fragments récupérés	Volume net (en dm ³)	
2005 (continue)	03/07/05 – 21/09/05	1,34	
2006 (interrompue)	11/07/06 – 29/07/06	0,22	0,85
	29/07/06 – 17/09/06	0,63	

1.2.3- Recul des parois

Les taux de recul des parois actuels sont mesurés par la méthode des carrés peints pour la production primaire (tab. 5.1) et par la méthode de la bâche et de la neige pour les dynamiques secondaires. Dans ce dernier cas, nous avons tout d'abord identifié la surface émettrice appelée aussi aire contributive selon D. Rolin (2001), sur le couloir du Malaza, à partir de l'Orthophoto I.G.N. (fig. 5.5), puis nous avons calculé sa surface réelle (= surface obtenue par $SIG / \cos [\text{angle en degré}]$).

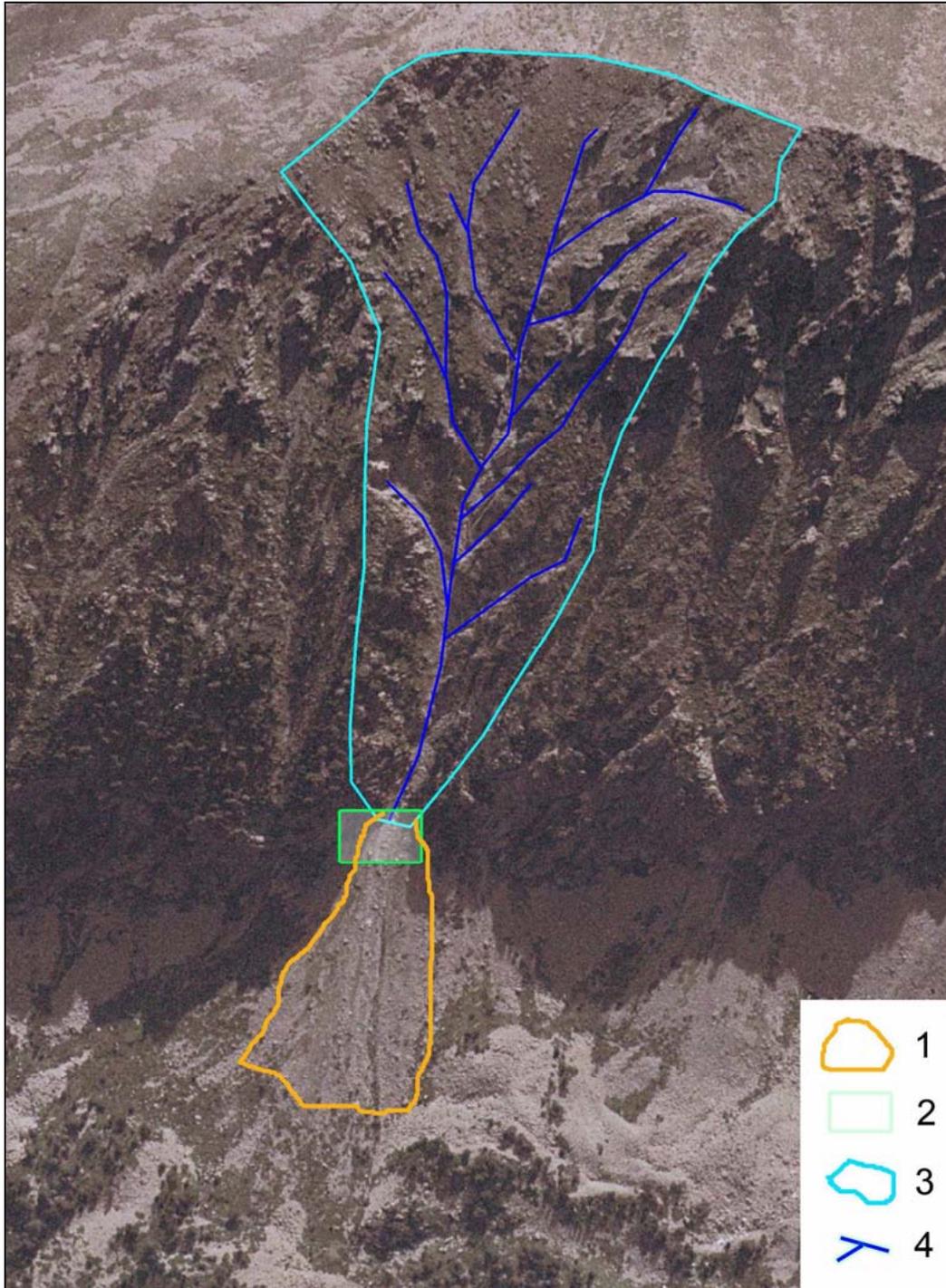


Figure 5.5 – Identification de la surface émettrice ou aire contributive de débris dans le couloir du Malaza. 1 : surface réceptrice des débris ; 2 : aire de récupération des fragments sur bâche. 3 : surface émettrice. 4 : réseau d'incision favorable au transport de matériaux.

Le taux de retrait est ensuite obtenu en divisant le volume de débris produit par les couloirs et la paroi (fragments récupérés sur bâche et neige) par la surface émettrice réelle. Nous avons fait le calcul pour les années 2004, 2005, 2006 et 2007, même si les données sont incomplètes. En 2004, seuls les débris sur neige ont été mesurés. En 2005, l'absence de neige dès le mois de mai n'a pas permis de récupérer les fragments sur la neige. En 2006, des soucis avec la bâche plastique nous ont contraint à des résultats très partiels. En 2007, la bâche ayant disparu, nous n'avons récupéré que les matériaux sur neige. Le recul des parois obtenu par ces deux méthodes a permis de calculer des taux de retrait annuel. Les résultats très incomplets sont faibles : 12.10^{-4} mm.an⁻¹ en 2004, $1,32.10^{-4}$ mm.an⁻¹ en 2005, $5,3.10^{-4}$ mm.an⁻¹ en 2006 et 186.10^{-4} mm.an⁻¹ en 2007, soit une moyenne de $0,0051$ mm.an⁻¹ (tab. 5.4). Ces mesures ont été extrapolées à l'année afin d'obtenir des taux de retrait annuel même si elles correspondent en réalité à une période de 2 à 4,5 mois (durée des mesures). Cet exercice est périlleux car les processus qui ont permis le transport de débris depuis la paroi ou les couloirs sont saisonniers (fonte fini-nivale, coulées d'avalanches... pour la méthode sur neige ; passage d'isards, gélifraction, ruissellement... pour la bâche) et n'agissent pas régulièrement tout au long de l'année. Le taux de retrait moyen calculé sur quatre années de mesures dans les gneiss du Malaza donne un résultat très faible ($0,0051$ mm.an⁻¹) comparé aux valeurs obtenues avec la méthode des carrés peints dans les calcaires de Cadi et les schistes d'Err (de $0,176$ à $3,2$ mm.an⁻¹). Mais il ne s'agit pas du tout des mêmes roches et les gneiss sont bien moins sensibles à la fragmentation que les schistes ou les calcaires. Ces résultats ne sont pas très étonnants car les mesures réalisées sur bâche et neige sont très ponctuelles et ne reflètent certainement pas la réalité des apports en tête de cône. Même si le transport de fragments depuis les couloirs ne semble pas très actif sur le Malaza en condition de dynamique saisonnière et progressive, on peut considérer que les taux proposés sont seulement des valeurs minimales du taux de retrait de paroi dans l'Actuel.

Tableau 5.4 – Taux de retrait de paroi actuel mesuré sur le Malaza par les méthodes - bâche et neige - durant quatre années de mesure. La surface de la roche émettrice est mesurée par SIG, soit $46\,904,28$ m² puis divisée par le cosinus de la pente (40°) pour obtenir la surface réelle, soit $61\,232,74$ m².

	Méthodes	Volume des débris récupérés (en dm ³)	Recul des parois (en mm)	Durée approximative de l'expérimentation (en mois)	Taux de retrait (en mm.an ⁻¹)
2004	neige	16,6	2.10^{-4}	2	12.10^{-4}
2005	bâche	1,34	$0,022.10^{-4}$	2,5	$1,32.10^{-4}$
2006	neige + bâche	16,9	2.10^{-4}	4,5	$5,3.10^{-4}$
2007	neige	190,5	31.10^{-4}	2	186.10^{-4}
				Moyenne	51.10^{-4}

1.3- Discussion

Avant de comparer nos propres données à celles recueillies dans d'autres situations géographiques, procédons à une analyse de nos résultats obtenus par les diverses méthodes et à une autocritique des techniques utilisées. Tout d'abord, il est important de signaler que les valeurs retenues ne sont pas du même ordre puisque la méthode des carrés peints permet de mesurer la production primaire des fragments alors que la bâche et les débris sur neige quantifient le volume de débris déplacés entre la paroi où se fait la production primaire et l'apex des cônes. Par ailleurs, les carrés peints fournissent une valeur dans les schistes et les calcaires ; les autres méthodes concernent uniquement les gneiss. Pour les dynamiques

secondaires, les gammes de valeurs sont d'ailleurs très variées : de 0,85 à 1,34 dm³ de débris récupérés pendant la période estivale dans la bâche et de 16,05 à 190,5 dm³ de matériaux mesurés sur la couche de neige en fin de saison hivernale. En ce qui concerne la production primaire, nous avons récupéré de 0,016 à 0,288 dm³ de débris en pied de paroi, rapportée à une année. Le nombre de répliquats (4 carrés peints, 1 bâche et 1 talus enneigé) est largement insuffisant pour valider des observations. Pour cette raison, il convient de relativiser les résultats. Ils demeurent anecdotiques, à l'aune de l'ampleur des versants analysés ; mais ils restent néanmoins très difficiles à obtenir, surtout avec les faibles moyens techniques et humains disponibles, et c'est ce qui fait leur prix.

Au-delà de ces considérations purement méthodologiques, intéressons-nous à la relation qui existe entre cette production de débris et le suivi thermique présenté au chapitre 3. Certes, nos données climatiques sont souvent fragmentaires et ne couvrent pas l'ensemble des trois années de mesures mais nous pouvons cependant nous interroger sur les liens qui existent entre la production de débris et les conditions thermiques.

Les volumes de matériaux mesurés grâce à la méthode des carrés peints donnent une idée de la désagrégation des parois à l'échelle de l'année. Les faibles valeurs obtenues, sur les quatre sites instrumentés semblent liées aux conditions thermiques. En effet, la pénétration du gel dans une paroi rocheuse dépend non seulement de la température de l'air et de la durée du froid mais aussi du vent, de l'humidité de la roche et de l'ensoleillement. Les mesures climatiques effectuées en altitude (cf. chapitre 3, § 2) soulignent un gel plutôt modeste car, même si les températures minimales absolues de l'air peuvent descendre ponctuellement jusqu'à -29,09 C sur le Péric, les températures minimales moyennes sont seulement de -2,2°C sur ce même site de mesures. Durant la période gelée, le front de gel a été estimé à 1,48 m dans les schistes du Puigmal ; par contre, sur le site du Péric, nous n'avons pas pu mesurer la profondeur de l'onde de gel durant la période gelée car les températures moyennes de surface et de profondeur étaient similaires (chapitre 3, §2.6.2). La valeur que nous avons obtenue est proche de celles mesurées par d'autres auteurs dans d'autres parties du monde : B. Wang et H.M. French (1995) ont évalué un front de gel à 1,20 m de profondeur sur le plateau tibétain (4 850 m d'altitude), N. Matsuoka et K. Hirakawa (2000) l'ont estimé à 1,50 m au Svalbard. Plus proche de nous, P. Pech (1996) l'a mesuré à 60 cm sur le plateau de Bure (2 600 m) dans le Dévoluy.

Il est difficile d'apprécier précisément la place de la gélifraction dans le mécanisme d'éboulement, d'autant plus que les chutes directes provoquées par le gel sont largement concurrencées par les autres processus comme la pluie ou le ruissellement de fonte sur les parois (Rovera, 1997). A. Pancza (1990) a montré qu'il tombait 10 à 20 fois plus d'éclats pendant l'hiver que durant la belle saison. La comparaison des apports estivaux mesurés en 2006 avec la bâche plastique (0,85 dm³) et des apports printaniers mesurés sur la neige la même année (5,35 dm³) va dans le même sens (rapport de 1 à 6), mais ne permet pas de confirmer ou d'infirmer ces constatations en raison du faible nombre de données.

Le taux d'activité des parois rocheuses peut également être apprécié de manière indirecte grâce à une approche globale consistant à évaluer le degré de végétalisation des parois. Quelques résultats ont été présentés au chapitre 4. Sur le massif du Malaza, la végétation occupe 60 % des parois rocheuses, ce qui confirme la faible activité de la paroi rocheuse du Malaza.

1.4- Mise en perspective

La mise en perspective de nos valeurs avec celles obtenues dans d'autres situations (tab. 5.5) doit être discutée avec beaucoup de prudence car nous avons effectué très peu de mesures. Il est délicat de comparer nos valeurs obtenues par la méthode des carrés peints (production primaire) avec d'autres études car peu de travaux ont été réalisés avec cette technique. Seuls les résultats d'A. Pancza (1979) issus de contextes lithologiques similaires (calcaire) ont pu être mis en parallèle avec les nôtres. Les chiffres sont sensiblement équivalents dans les deux situations : $0,222 \text{ mm.an}^{-1}$ dans les calcaires de Serre de Cadi dans les Pyrénées orientales et de $0,007$ à $1,85 \text{ mm.an}^{-1}$ dans les calcaires du Jura.

Tableau 5.5 – Taux de retrait de parois actuels obtenus dans différents contextes géographiques.

Méthodes	Auteurs	Massifs	Lithologie	Altitude (en m)	Exposition	Particularité de la méthode	Taux de retrait (en mm.an^{-1})	Durée de l'étude
Carrés peints	Pancza (1979)	Jura	calcaire	1100	variée (E, S, SW)	surfaces peintes variant de $0,42$ à $3,86 \text{ m}^2$	$0,007$ à $1,85$	Hivers 1973-74 et 1974-75
	Huc (cette étude)	Pyrénées orientales	calcaire	2200	N	surfaces peintes variant de $0,09 \text{ m}^2$	$0,222$	de juillet 2006 à octobre 2007
			schiste	2670-2750	variée (N et S)	surfaces peintes variant de $0,09 \text{ m}^2$	$0,176$ à $3,2$	
Pièges à débris	Pancza (1990)	Jura	calcaire	1100	variée (N, S, O)	« pièges à gélifracsts » (surface de la roche émettrice : 78 m^2)	$1,8$	1982, 1983, 1986 et 1987
	Rovera (1997)	Grande Chartreuse (Alpes)	calcaire	1800	N	panier « grillage » recouvert de bâche plastique (surface de la roche émettrice : 3 à 9 m^2)	$0,1$	d'octobre 1996 à mai 1997
	Matsuoka et Sakai (1999)	Alpes japonaises	grès et schistes	3000-3100	NE	Artificial traps (surface de la roche émettrice : $7,3.10^4 \text{ m}^2$)	$0,03$	de 1984 à 1998 (périodes fini-nivales)
	Huc (cette étude)	Pyrénées orientales	gneiss	2350	O	Bâche/neige (surface de la roche émettrice : $6,12.10^4 \text{ m}^2$)	$0,0051$	De 2004 à 2007 (périodes estivales et fini-nivales)

Le transport des matériaux depuis les parois et les couloirs a également fait l'objet d'une mise en perspective. Dans ce cas, les études sont un peu plus nombreuses. Les périodes mesurées sont souvent différentes (estivales, fini-nivales, ou annuelles), les méthodes sont hétérogènes (grillage, bâche, neige...) et les résultats obtenus sont différents d'un site à l'autre. Les taux de retrait actuels sont importants dans les calcaires jurassiens avec $1,8 \text{ mm.an}^{-1}$ sur quatre années de mesures (Pancza, 1979). Ils sont bien plus faibles dans les calcaires des Alpes de Grande Chartreuse avec seulement $0,1 \text{ mm.an}^{-1}$ (Rovera, 1997) ou même dans les grès et schistes des Alpes japonaises avec $0,03 \text{ mm.an}^{-1}$ (Matsouka et Sakai, 1999). Dans le cas de notre étude sur les gneiss du Malaza, les valeurs sont extrêmement

faibles ($0,0051 \text{ mm.an}^{-1}$). Comment expliquer ce chiffre ? Deux interprétations complémentaires peuvent être avancées : d'abord le faible nombre de mesures qui rend les résultats incertains et ensuite la résistance des gneiss dans ce secteur de la chaîne (chapitre 2, §1.1.2.2). Sensibles à la macrogélivation mais beaucoup moins à la microgélivation, les gneiss de la paroi compacte du Malaza sont peu gélifs ce qui sous-tend des apports très faibles de débris depuis le système amont. De manière générale, on peut dire que la saison, le contexte structural, mais aussi l'altitude et l'exposition, jouent très probablement un rôle dans la variabilité des résultats présentés.

Ces données très fragmentaires ne permettent donc pas de faire la part des apports de parois dans le fonctionnement global du géosystème, ni d'apprécier les mécanismes précis qui les animent. Elles donnent simplement une idée très ponctuelle des volumes en jeu et mériteraient une étude plus poussée. Il semble néanmoins que sur la durée de l'étude la fourniture de débris dans les gneiss soit faible, du moins à cette altitude et dans les conditions pourtant franchement cryonivales. Sur schistes et calcaires, les taux de retraits ne sont pas négligeables si on les extrapole sur la longue durée car cela représenterait de 17,6 cm à 3,2 m en 1000 ans et 2,1 à 38,4 m pour l'Holocène (12 ka). Ces chiffres qui sont des minima soulignent la rapide régularisation post-glaciaire des parois de cirques, au moins sur schistes.

2- Les dynamiques brutales et exceptionnelles

L'essentiel de cette thèse traite des dynamiques progressives et lentes. Mais elles ne sont pas seules à agir sur les versants d'ébouilisation. Le but de ce paragraphe est de montrer quels sont le rôle et la part qu'occupent les dynamiques rapides de type avalanches et coulées de débris dans le fonctionnement global du géosystème. Nous possédons peu de données sur le sujet et c'est pour cette raison que le paragraphe est loin d'être exhaustif. Il est clair en effet que la durée de ce travail est peu propice à l'enregistrement d'évènements qui, telles les laves torrentielles, sont d'occurrence pluridécennale. Malgré cela, leur prise en compte permet de prendre conscience de l'efficacité des dynamiques brutales et exceptionnelles dans le fonctionnement global du géosystème. Deux de ces dynamiques sont présentées : les coulées de débris et les avalanches exceptionnelles.

2.1- Les avalanches

Comme partout en montagne lorsque la pente est suffisante et les conditions rhéologiques propices, la zone d'étude est affectée par des phénomènes avalancheux. Les différents types d'avalanches ont un impact morphologique variable sur les versants. Les avalanches décrites précédemment (§ 1.2.1) sont de petits événements habituels fonctionnant quasiment chaque hiver ou printemps, donc des événements saisonniers récurrents. Par contre restent les événements extrêmes, censés récurer plus efficacement les parois et apporter plus de débris aux talus. Mais nous n'avons aucun moyen d'apprécier le rôle de ces événements passés dans la morphodynamique des éboulis. Pourtant les avalanches de fond exceptionnelles jouent un rôle dans le remaniement des talus et peuvent transporter vers l'aval voire hors du système, des cubages de débris importants (à l'image d'ailleurs des *debris flows*).

2.1.1- Leur rôle dans le fonctionnement global du géosystème

Les avalanches de fond sont les plus communes et les plus efficaces par leur action géomorphologique (Bertran et Jomelli, 2004) par les quantités de matériaux qu'elles peuvent prendre en charge et leur capacité à élaborer des modelés particuliers (Rolin, 2001). Elles se produisent aux périodes de redoux hivernaux ou printaniers. Elles ont lieu après d'abondantes chutes de neige fondante lorsque les températures sont légèrement supérieures à 0°C et lorsque le mélange eau-neige donne des densités élevées. Malgré leur vitesse plutôt lente (30 à 100 km.h⁻¹) comparée aux autres types d'avalanches, elles entraînent tout sur leur passage : neige, pelouse, arbres, sols, rochers... (Valadas, 2004). Le transport des débris peut avoir plusieurs origines : le remaniement des fragments rocheux tombés sur la neige dans la zone de départ, le raclage, l'érosion du couloir ou la redistribution des matériaux affleurant sur le talus (Caine, 1969 ; Luckman, 1977, 1988 ; Gardner, 1979 ; Francou, 1983a). Ces avalanches participent très activement à la redistribution des débris sur les talus d'éboulis (Luckman, 1988). Les zones préférentielles de dépôts correspondent aux parties amont et médiane (Jomelli, 1997). L'accumulation de gros blocs en zone distale implique des événements de grande ampleur datés du Petit Âge Glaciaire (Jomelli, 1999). Les grosses avalanches transportent de grosses quantités de blocs et modifient la structure d'ensemble, lui conférant une structure chaotique.

2.1.2- Observations ponctuelles du phénomène avalancheux

À proximité des talus étudiés, sur de grands versants raides (25 à 35°) le plus souvent enherbés et orientés au nord ou à l'est, des traces d'avalanches de grande ampleur ont été repérées, constituant réellement des épisodes exceptionnels par leur taille. Arbres arrachés ou décapités témoignent du passage d'un écoulement rapide de neige. Durant l'hiver 2005-2006, nous avons observé le même phénomène en trois sites différents, dans la vallée de Planès sous le Pic de l'Home mort (fig. 5.6), au-dessus du refuge de l'Alemanys sur la commune de Mantet et près du refuge de Prat d'Aguilo sur le versant nord de la Serre de Cadi (fig. 5.7).

Ce type d'avalanche présente une intensité bien plus importante que les coulées avalancheuses qui font suite aux vidanges régulières ou au dégel des couloirs. Ces phénomènes n'ont pas été quantifiés mais nous avons seulement pu constater qu'ils n'apportent pas de matériaux. Ils n'ont pas un effet morphogène car ils ne raclent pas la surface du sol mais se sont produits manifestement à la surface d'une couche de neige tassée qui recouvrait le versant.

En effet, ces avalanches de versants détruisent toute la végétation sur leur passage mais leur déclenchement reste occasionnel, lié aux conditions météorologiques. Sur les secteurs observés, elles ont été vraisemblablement déclenchées entre le 11 février et le 2 avril 2006, à la suite de grosses chutes de neige qui se sont produites entre le 27 et le 31 janvier apportant 137 cm de neige fraîche à Saint-Pierre-dels-Forcats en cinq jours et certainement plus encore à plus haute altitude selon le gradient pluviométrique. Ces accumulations de neige subissent des modifications rapides qui ont une grande influence sur la stabilité du manteau. Des pluies associées au redoux du début du mois de mars avec des températures atteignant 10°C à Saint-Pierre-dels-Forcats en sont peut-être la cause. La présence de gros amas de neige compacte à la base de l'avalanche de l'Home mort dans la vallée de Planès renseigne sur le type d'écoulement. Il peut s'agir d'un écoulement dense de type granulaire selon G. Brugnot (1998). Mais différents mécanismes peuvent se combiner au sein d'une même avalanche. Le glissement d'une plaque de neige peut aussi en être la cause. La vitesse et la masse de neige

mobilisée devaient être relativement élevées pour permettre le déracinement de pins à crochets de diamètre supérieur à 30 cm (fig. 5.8).



Figure 5.6 – Accumulation de branches de pins arrachées par l’avalanche de l’Home mort, dans la vallée de Planès (cliché pris le 2 avril 2006).



Figure 5.7 – Arbres couchés, arrachés ou déracinés dans un talweg du versant nord de la Serre de Cadi en Espagne (cliché pris le 4 août 2006).



Figure 5.8 – Pin mesurant plus de 30 cm de diamètre, arraché lors de l’avalanche de l’Home mort dans la vallée de Planès entre 11 février et le 2 avril 2006 (cliché pris le 2 avril 2006).

2.1.3- Impacts morphologiques

Durant les trois années d’étude, nous n’avons jamais observé d’avalanches de grande ampleur sur les talus d’éboulis étudiés ce qui ne signifie pas qu’elles soient totalement absentes des versants d’éboulisation.

Il semble que les véritables phénomènes avalancheux soient rares sur les versants étudiés. Pour les éboulis surmontés d’une paroi, cela s’explique certainement par la forte pente du système amont qui assure la « purge » de l’excédent nival. Pour les autres types de versants, en voie de régularisation ou régularisés, il se peut que l’absence d’observations, même après enquête auprès de gardiens de refuges, de professionnels de la neige et des habitants, ne permette pas de conclure sur l’impact des avalanches sur ces versants.

Nous avons observé ce que nous nommerons plutôt des coulées avalancheuses en raison de la dynamique et du fonctionnement de ces écoulements. Ces coulées de neige ont les mêmes caractéristiques que les avalanches de fond mais leur ampleur est bien plus modeste. Elles n’engendrent pas de perturbation importante du milieu physique. Elles sont généralement associées à des petits chenaux ou à des couloirs d’éboulis dans lesquels la neige se détache sur une faible épaisseur.

Mais de nombreuses lacunes subsistent sur l’impact des avalanches dans ce secteur des Pyrénées. Un suivi régulier des phénomènes avalancheux et une étude plus approfondie des apports de débris et de leur mouvement sur les talus permettraient de mieux cerner leur répartition spatiale, leur récurrence sur les talus et leur réel impact morphologique sur les versants.

2.2- Les coulées de débris

Le terme anglo-saxon de *debris flow* est utilisé pour désigner des formes variées de mouvements de masse (Meunier, 1991). L'auteur distingue les coulées canalisées qui surviennent dans des chenaux torrentiels (Coussot, 1993) et que l'on nomme laves torrentielles et les coulées de débris qui ne touchent que les versants (Loye-Pilot, 1984). D'autres auteurs (Hungry *et al.*, 2001) différencient les glissements-coulées (*earthflow*), les coulées de débris (*debris avalanche*) et les laves torrentielles (*debris-flow*). Ces mouvements se distinguent par la morphologie des dépôts, la granulométrie, les paramètres mécaniques et les vitesses d'écoulement. Les mouvements sont lents avec des déplacements courts dans le cas des glissements-coulées, ils sont rapides avec des déplacements longs pour les coulées de débris et les laves torrentielles (Malet *et al.*, 2005). On parle généralement de lave torrentielle pour un chenal torrentiel de montagne où la proportion d'eau et les volumes mobilisés sont très importants et les vitesses d'écoulement très rapides (5 m.s^{-1}). Le terme coulées de débris est réservé aux formes de petites tailles qui se produisent sur les versants (Innes, 1983). Dans les bassins marneux des Alpes du sud, J.P. Malet *et al.* (2002) ont mis en évidence que la granulométrie du matériau, le domaine de plasticité, la minéralogie, et la microstructure sont des facteurs qui influencent et provoquent des réponses différenciées des matériaux à la mise en mouvement.

Dans notre contexte de versants supraforestiers de haute montagne, nous décrivons seulement les coulées de débris. Ce sont des écoulements superficiels (1-4 m d'épaisseur), rapides ($0,5-10 \text{ m.s}^{-1}$), composés d'un mélange d'eau et de débris hétérométriques, affectant les versants en pente forte (Rapp et Nyberg, 1981 ; Innes, 1983 ; Costa, 1984 ; Bertran *et al.* 2004). Mais alors que Malet *et al.* (2002) considèrent que les coulées de débris ne sont pas confinées dans un chenal établi, la plupart des auteurs s'entendent pour convenir du fait que les levées ainsi que le lobe de dépôt constituent le trait morphologique caractéristique des coulées de débris (Johnson et Rodine, 1984 ; Harris et Gustafson, 1993 ; Kotarba, 1997 ; Blijenberg, 1998).

Le déclenchement d'une coulée de débris sur un versant crée une forme typique composée de trois parties distinctes (Rapp et Nyberg, 1981) : une zone d'incision dans la partie sommitale, un chenal bordé de levées dans la partie centrale et une zone d'accumulation avec un ou plusieurs lobes frontaux délimitant l'extension maximale de la coulée dans la partie distale. Trois paramètres combinés sont nécessaires pour provoquer sa mise en mouvement (Rapp, 1960 ; Statham, 1976 ; Nyberg, 1985 ; André, 1993 ; Luckman, 1992 ; Van Steijn, 1996 ; Blijenberg, 1998 ; Decaulne, 2000, 2001) : une forte pente, une masse de débris mobilisables et la perte de cohésion de cette masse de débris. Ce phénomène intervient plutôt durant le semestre estival, en lien avec les orages. Les éboulis surmontés d'une paroi découpée par des couloirs sont davantage concernés car les couloirs servent de collecteurs et de concentrateurs des précipitations et des débris. Ce type de mouvement de terrain affecte les versants sur quelques centaines de mètres de long sur une largeur de quelques mètres et s'effectue par saccades successives. Les matériaux mobilisés sont de taille très variable (blocs, débris fins et éléments de la matrice).

2.2.1- Impacts morphologiques des coulées de débris sur les éboulis

Souvent peu végétalisés, les éboulis sont des milieux fragiles, sur lesquels les coulées de débris ont un impact géomorphologique important. En milieu périglaciaire, elles sont d'ailleurs une cause majeure de transfert de matériaux depuis les sommets des parois

rocheuses jusqu'aux talus d'éboulis et sur les talus eux-mêmes, du secteur proximal vers le secteur médian ou distal selon l'énergie des coulées. Les taux de dénudation y sont élevés mais très variables d'un événement à l'autre et d'un site à l'autre (Decaulne, 2001). L'impact est d'ailleurs tel que les marques des coulées de débris restent visibles dans le paysage de nombreuses années après leur intervention. Sur les secteurs étudiés, nous avons repéré plusieurs traces de coulées de débris, notamment sur le versant sud du cirque de la Coquille (fig. 5.9).

Les quantités de matériaux mobilisés sont toujours importantes. Présentons l'exemple de la Coma de la Dona où des coulées de débris se sont produites dans les couloirs durant l'été 2003 puis réactivées en 2006.

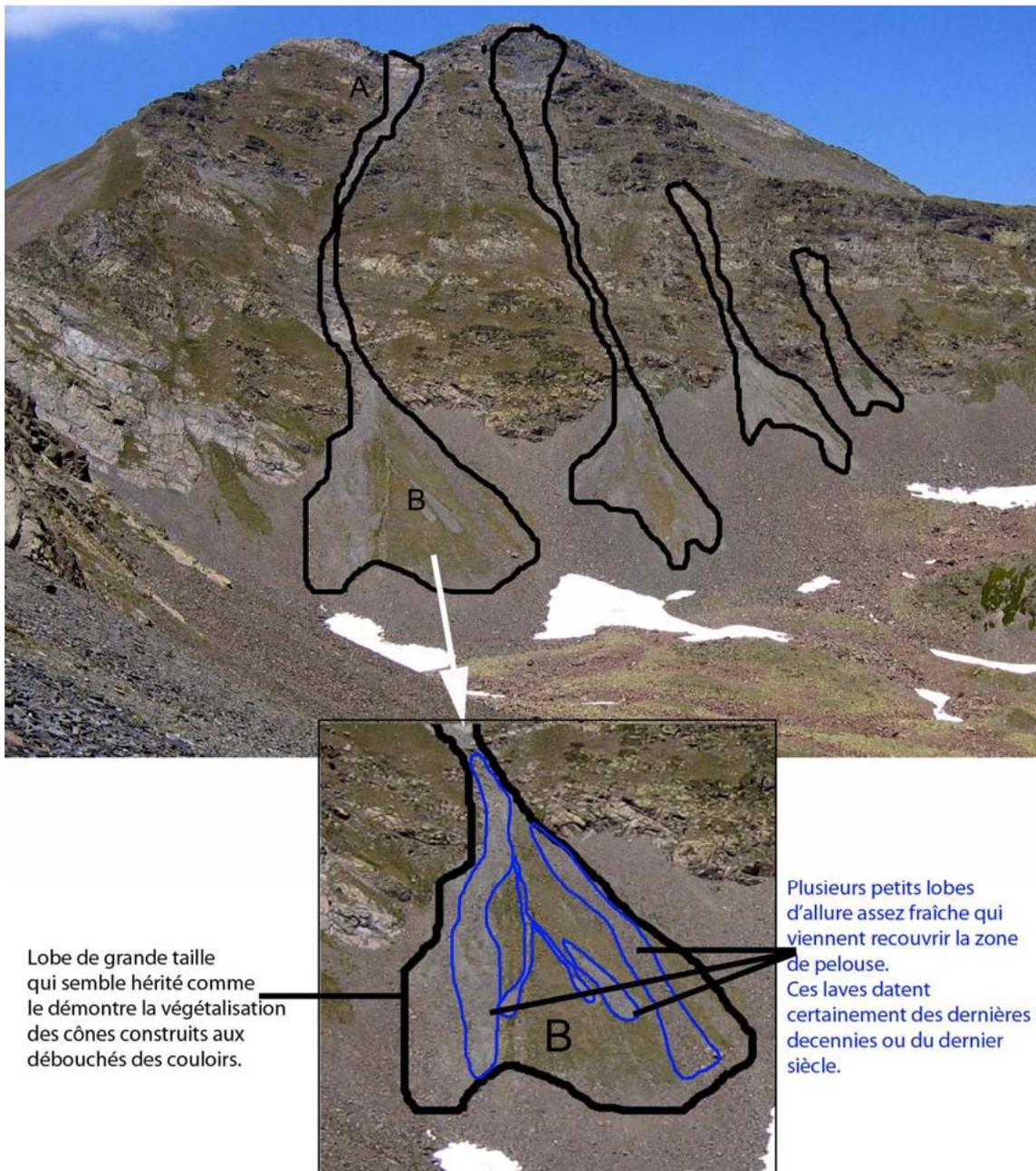


Figure 5.9 – Traces de coulées de débris repérées sur le versant sud du cirque de la Coquille (massif du Péric) grâce aux cônes d'accumulation (B) partiellement végétalisés et à la zone d'incision (A). Le zoom sur un lobe permet de distinguer deux générations de coulées de débris : une génération héritée, marquée par la colonisation ancienne de la pelouse et une génération plus récente avec des petits lobes plus clairs.

2.2.1.1- L'évènement de l'été 2003

Le 27 juillet 2003, un orage violent a frappé le village de Mantet. Le total pluviométrique mesuré au village donne 57 mm pour 24 heures. Mais cette valeur est certainement très inférieure à celle qui a affecté les versants en altitude vu les effets morphologiques et hydrologiques observés. À Mantet, les blocs plurimétriques qui soutenaient la passerelle de part et d'autre du torrent du Ressec ont été emportés. Au village de Nyer, situé en aval, le Mantet a ramené des embâcles et débordé de son lit, inondant les prés. Une semaine après l'évènement, la trace du niveau d'eau était encore visible dans les champs situés habituellement à environ un mètre au-dessus du cours d'eau, l'herbe était couchée et recouverte par une fine pellicule de sable. Nous n'avons pas pu récupérer les valeurs de débits car il n'existe pas de station hydrométrique sur le Mantet. Sur la Coma de la Dona, le lendemain de l'orage, 50 cm de grêle étaient encore présents dans les zones d'accumulation du versant. Si on considère que la densité de la glace est de 0,9 [<http://www-igge.ujf-grenoble.fr/~annel/Documentaire/Glossaire/GlossHome.html#densite>] et sachant que les grêlons ne sont pas jointifs entre eux, alors nous pouvons arbitrairement estimer que leur densité est de 0,4, ce qui représente une quantité d'environ 20 cm d'eau. Nous avons constaté les effets de ces précipitations sur les éboulis seulement le 4 août 2003 : 9 des 22 couloirs étaient touchés (fig. 5.10). Il semble donc qu'il existe une différence de fonctionnement sur un même versant. Les formes observées sont typiques des coulées de débris. La figure 5.11 présente très nettement les trois zones décrites précédemment.

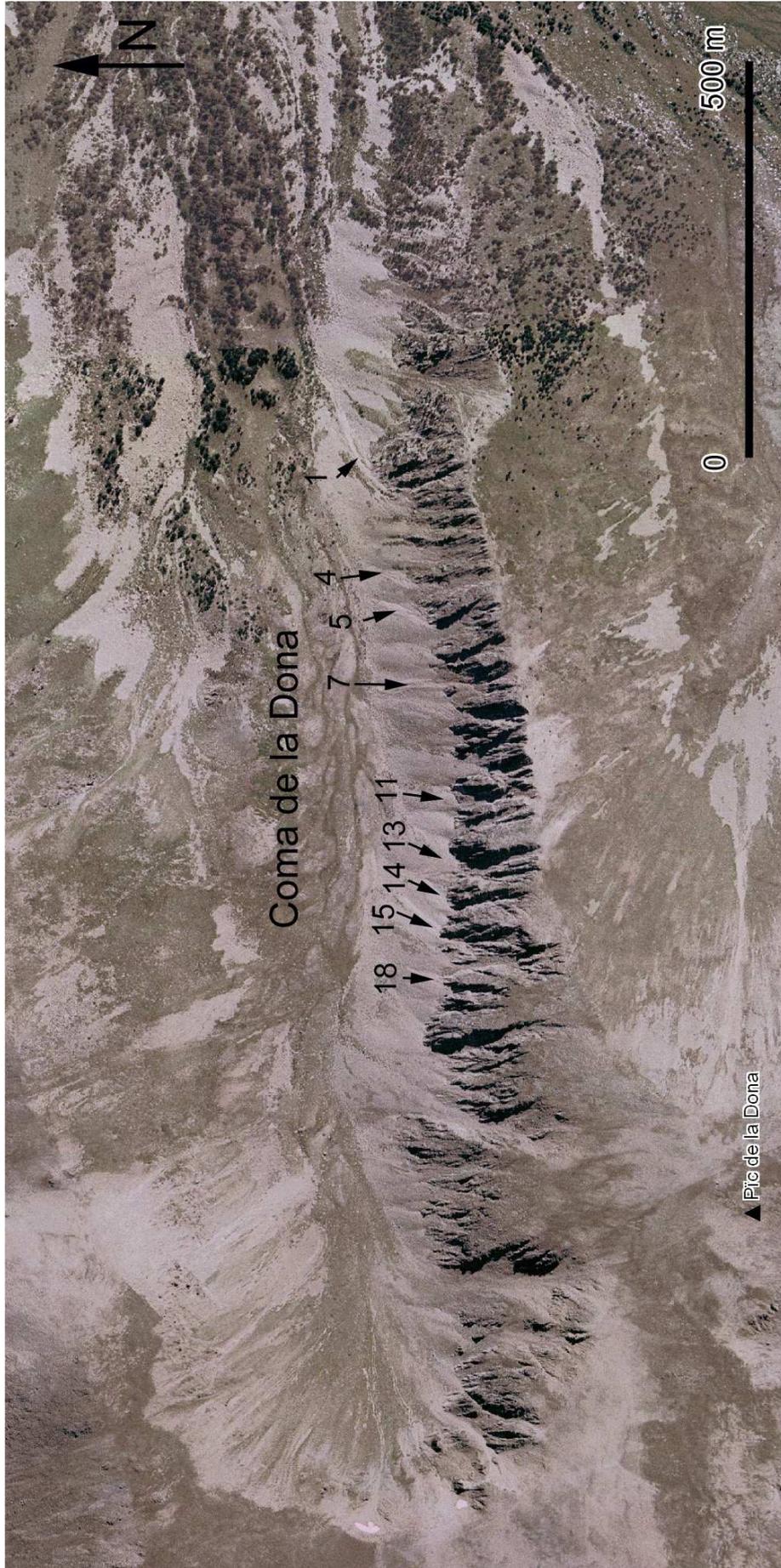


Figure 5.10 – Localisation des neuf talus d'éboullis touchés par l'évènement du 27 juillet 2003 sur le versant nord de la Coma de la Dona. (cliché pris en 2000 par l'I.G.N.)



Figure 5.11 – Coulée de débris du 27 juillet 2003 sur le couloir 7 de la Coma de la Dona présentant la zone d'incision (A), les chenaux bordés de levées (B) et la zone d'accumulation formant deux lobes (C). La taille de la zone d'incision témoigne de l'importance des volumes de débris déplacés. L'étoile verte indique la position de la photo suivante, fig. 5.12. (Cliché de C. Guisset, le 04/08/2003).

Malheureusement, aucune mesure précise n'a été réalisée suite à cet événement permettant de calculer le cubage de matériaux déplacés avec exactitude. Nous avons estimé *a posteriori* le volume de l'entaille amont (zone A de la figure 5.11) grâce une modélisation sous la forme d'un prisme triangulaire. Ce sont donc 330 m^3 ($L = 55 \text{ m}$; $l = 4 \text{ m}$; $H = 1,5 \text{ m}$) de débris qui ont été arrachés au versant puis déplacés et accumulés vers l'aval. Le matériel mobilisé est hétérométrique (fig. 5.12). Le chenal a sapé les secteurs couverts de végétation sur plus d'un mètre d'épaisseur.



Figure 5.12 – Chenal creusé par la coulée de débris du 27 juillet 2003. Les débris mobilisés sont hétérométriques, des fragments grossiers mêlés à la matrice fine. (Cliché de C. Guisset, le 04/08/2003)

2.2.1.2- L'évènement de l'été 2006

Le 23 août 2006, une averse de grêle de plus faible intensité qu'en 2003 a provoqué la réactivation de la forme décrite précédemment. Un seul secteur a été remanié dans la partie médiane du versant, au pied de la paroi (fig. 5.13). Le total pluviométrique mesuré au village de Mantet est de 29,5 mm pour la journée du 23 août. Mais il était tombé 48 mm de pluie le 15 août, soit huit jours auparavant. Les deux évènements, 2003 et 2006, correspondent à des précipitations sous forme de grêle et de pluie. Concernant celui de 2006, le volume de débris arraché au versant est largement inférieur à celui de 2003 avec seulement 18 m³. Ces matériaux se sont déplacés dans un long chenal de 65 m de long sur 1 m de large. Le secteur d'accumulation présente un seul lobe de faible dimension. Cette coulée de débris a eu beaucoup moins d'impact morphologique sur l'éboulis que celle de 2003.

Les totaux pluviométriques étaient bien inférieurs à ceux de 2003. Ces valeurs ne reflètent pas exactement ce qui se passe réellement en altitude mais aucun dégât n'a été enregistré sur la rivière en aval. Il se peut alors que l'ablation réalisée en 2006 soit la conséquence de la déstabilisation du versant provoquée en 2003. En effet, la dégradation de la pelouse a ouvert le milieu et fragilisé le versant. Il a alors suffi de précipitations d'intensité médiocre pour déclencher cet évènement.

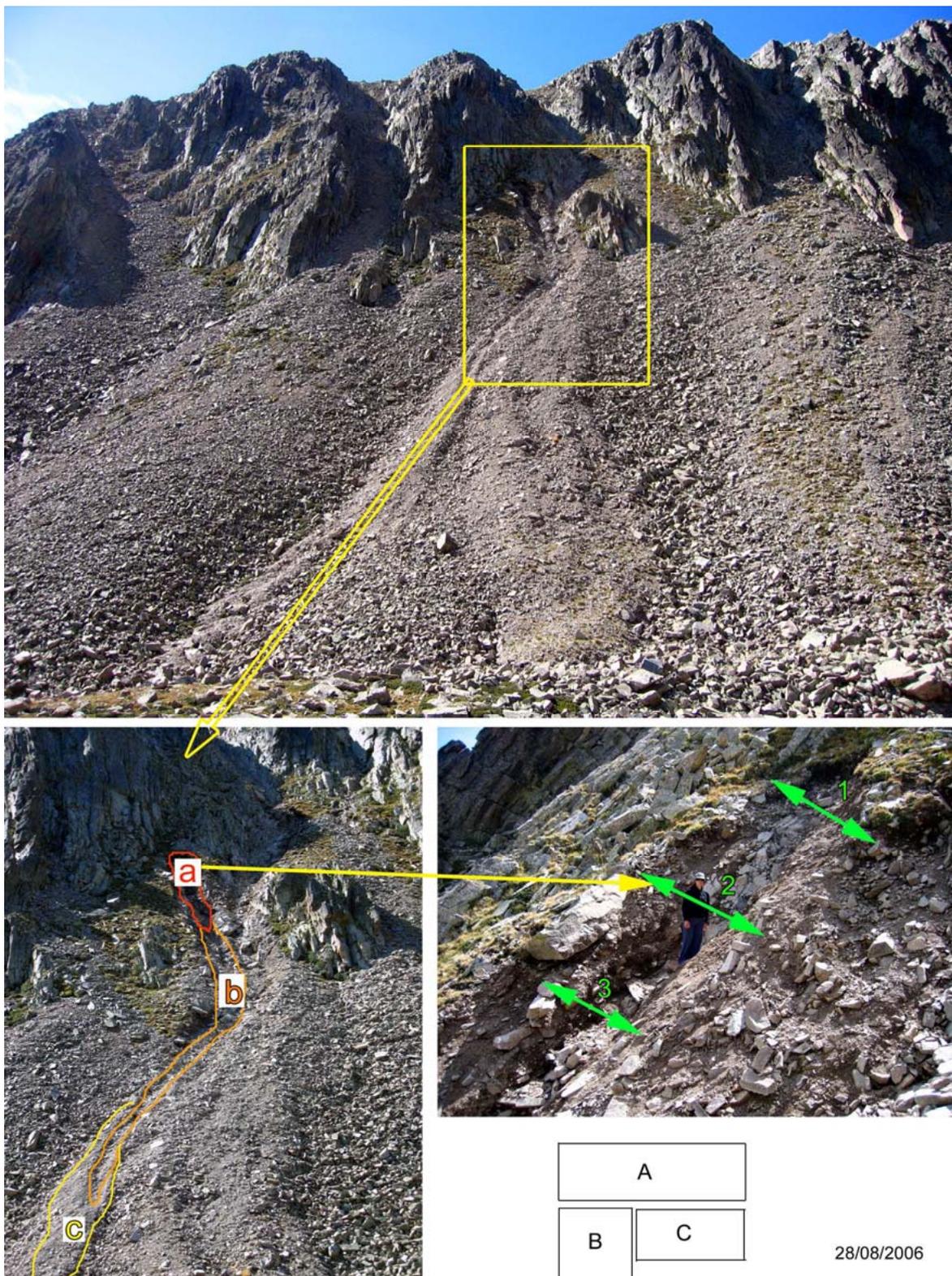


Figure 5.13 – Coulée de débris du 23 août 2006 sur le couloir 7 de la Coma de la Dona (A). Un seul secteur du versant a été remanié dans la zone d'ablation située au pied de la paroi (B a). Le chenal mesure 65 m de long, 1 m de large et 1,2 m de hauteur (B b). Le lobe de dépôt est réduit (B c). Le volume mobilisé, mesuré en zone d'ablation (C) est d'environ 18 m³. Trois mesures ont été réalisées en trois endroits différents (C). La longueur de la zone arrachée est de 6 m. En 1 : H = 1 m, l = 2 m ; en 2 : H = 1,8 m, l = 3,5 m ; en 3 : H = 1 m, l = 2 m.

2.2.1.3- Signification géomorphologique

Deux éléments sont abordés dans ce paragraphe : le seuil de déclenchement des coulées de débris et la question de l'évolution de ces formes. Concernant le premier point, on sait que les trois facteurs indispensables à l'initiation d'une coulée sont la pente, les précipitations et la présence de débris dans la zone amont. Mais de nombreuses inconnues existent encore, notamment le seuil de précipitations nécessaires au déclenchement, le régime des précipitations, l'influence de la lithologie ainsi que le rôle de la végétation. La plupart des auteurs (Caine, 1980, Rapp et Nyberg, 1981 ; Innes, 1983 ; Johnson et Rodine, 1984 ; Addison, 1987 ; André, 1990, 1995 ; Van Asch et Van Steijn, 1991 ; Luckman, 1992 ; Iverson, 1997 ; Blijenberg, 1998 ; Pech et Jomelli, 2001) s'accordent sur deux valeurs de seuil de déclenchement des coulées de débris, 50 mm.j^{-1} et 100 mm.j^{-1} . La première valeur est suffisante pour provoquer des coulées de débris, la seconde occasionne des événements généralement de plus grande ampleur. Des intensités horaires très ponctuelles, de 50 mm.h^{-1} et 100 mm.h^{-1} , voire même 17 à 23 mm.h^{-1} , peuvent être suffisantes pour déclencher les coulées (Coutard *in* Dewolf et Bourrié, 2008) si, bien évidemment, l'accumulation de débris dans la zone amont est suffisante (Pech et Jomelli, 2001). Sans cela, et même si les conditions météorologiques sont favorables, la coulée de débris ne peut se produire. Le stock sédimentaire, commandé par les rythmes d'accrétion, conditionne donc leur déclenchement.

Les formes laissées par les coulées de débris évoluent progressivement. Sur la Coma de la Dona, nous avons pu suivre la reconstitution du stock de débris. Depuis 2003, le chenal se comble progressivement (fig. 5.14). L'éboulis, composé de matériaux hétérométriques, se reconstitue grâce aux débris qui tombent par gravité des bordures vers le fond du chenal et grâce aux matériaux venant du couloir. En quatre années, l'épaisseur maximale des dépôts accumulés dans le chenal est de 53 cm (mesuré sur les photos), sur une longueur de remblaiement d'environ 10 m et une largeur de 3 m, soit un volume de $15,9 \text{ m}^3$ correspondant aux apports de matériaux déplacés du couloir vers le cône d'éboulis. L'apport annuel est donc de 4 m^3 : ce chiffre est important comparé aux valeurs obtenues sur le Malaza (tab. 5.3).

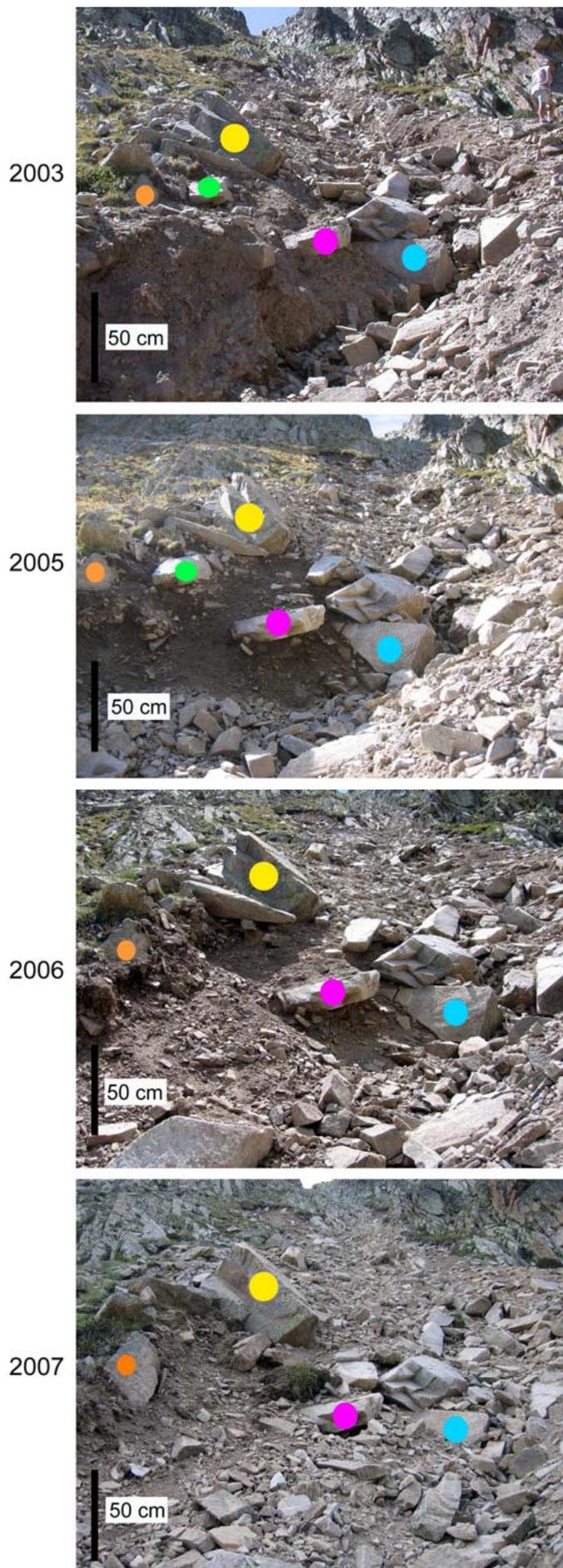


Figure 5.14 – Comblement progressif du chenal de la coulée de débris du couloir 7 de la Coma de la Dona entre 2003 et 2007. Les points colorés permettent de repérer les matériaux au cours du temps. Le bloc marqué en orange, progressivement déterré, va glisser au fond du chenal. Le bloc vert, présent jusqu'en 2005, n'est plus visible en 2006, ayant basculé au fond de la tranchée. Le bloc bleu est peu à peu recouvert de débris.

2.2.2- Question de la fréquence des coulées de débris

Les coulées de débris sont relativement fréquentes dans les domaines d'ambiance périglaciaire marquée (Costa, 1984) avec un intervalle de récurrence qui varie selon un rythme pluriannuel voire pluridécennal. L'étude de l'occurrence des coulées de débris passe par la reconstitution de leur chronologie. Pour dater les événements, plusieurs méthodes existent.

Les archives et les datations historiques impliquent la plupart du temps des catastrophes en lien avec des dégâts matériels et/ou humains. Mais dans ce cas, il s'agit plutôt de laves torrentielles. La datation au radiocarbone est utilisée pour le long terme (Innes, 1983 ; Mlakar, 1992 ; Kotarba, 1995 ; Blikra et Nemec, 1998). La lichénométrie (Innes, 1983 ; André, 1990 ; 1995 ; Jonasson *et al.*, 1991 ; Kotarba, 1997 ; Blijenberg, 1998) et la dendrochronologie (Strunk, 1989, 1992 ; Blijenberg, 1998) nécessitent l'existence de courbes de référence. Pour notre terrain d'étude, un travail antérieur (Huc, 2004) prévoyait trois techniques complémentaires : la lichénométrie, la comparaison de photographies aériennes et infrarouges à différentes dates et des photographies anciennes.

2.2.2.1- Lichénométrie

La méthode lichénométrique consiste à utiliser un outil biologique, un lichen crustacé saxicole, pour dater les événements. *Rhizocarpon geographicum l.s.* (fig. 5.15) est facilement reconnaissable à son thalle vert-jaune ceinturé d'un liseré noir et parsemé de petits points noirs qui correspondent à ses organes reproducteurs (Ozenda et Clauzade, 1970). La méthode développée par J.M. Grove (1988) consiste à mesurer les diamètres des plus gros thalles colonisant le substrat. Sachant que la taille est directement en relation avec le temps depuis lequel ce substrat a été exposé à la colonisation et connaissant la relation entre le diamètre des thalles et leur âge, on peut alors dater de manière relative la surface sur laquelle ils se développent. Ce lien entre diamètre et âge des lichens peut être obtenu directement en mesurant un taux de croissance pendant plusieurs années ou en utilisant des supports datés.



Figure 5.15 – *Rhizocarpon geographicum l.s.* sur bloc de gneiss.

La croissance du lichen dépend des variations climatiques (Benedict, 1990, 1991), de la lithologie et de l'exposition (Pentecost, 1979). Donc le rapport entre la taille du thalle et son âge est spécifique à un milieu donné. V. Jomelli *et al.* (2004b) montrent que le fait de n'utiliser que le plus gros lichen accroît les risques d'erreurs liées à différents facteurs :

variation de croissance, erreurs de mesure, apports externes par d'autres processus (Haines-Young, 1983). Ainsi d'autres ont préféré utiliser un grand nombre de mesures (Innes, 1985 ; Pech *et al.*, 2003). Dans les Pyrénées orientales, Jacob *et al.* (2002) ont mis au point une courbe de croissance à partir d'individus présents en Cerdagne et Capcir (pierres tombales, citadelle de Mont Louis) entre 1 100 m et 1 650 m d'altitude. Les auteurs ont montré que la colonisation des supports était très précoce sur les pierres tombales, dans un laps de temps de moins de cinq ans (Jacob *et al.*, 2002, p. 289).

Concernant notre terrain d'étude, nous avons observé sur le site du Malaza, en 2003, un chenal au débouché d'un grand couloir d'environ 400 m de hauteur (cf. chapitre 4 § 2.1.1.1). Les traces laissées par la coulée de débris n'étaient pas fraîches mais les bourrelets étaient encore bien identifiables sur le talus d'éboulis Malaza 2. En parcourant ce chenal, nous avons constaté, dans la partie aval, deux zones en creux qui pouvaient témoigner de deux générations de coulées de débris. À partir de ces constatations, nous avons émis l'hypothèse que plusieurs événements exceptionnels s'étaient produits sur ce talus et que la lichénométrie pourrait nous informer sur leurs dates. Nous avons alors mesuré le plus petit diamètre (lorsque la forme est légèrement ovale) de tous les thalles le long de trois transects perpendiculaires à la pente de manière à identifier les bourrelets d'âge différent (fig. 5.16). Les thalles de forme trop irrégulière ont été exclus des mesures. Ces transects, réalisés tous les cinq mètres dans le sens de la pente, ont mis en parallèle la topographie des chenaux et le diamètre des lichens (fig. 5.17). Les données relatives aux mesures des thalles nous ont permis d'observer un gradient net (tab. 5.6). À l'aval, les sites Cb, Cc et Cd ont des diamètres maxima comparables (42, 45, 50). Par contre le bourrelet Ca est de même génération que Ba et Ab. Il semble donc qu'une coulée de débris récente soit responsable d'amont en aval du sillon Ab, puis du bourrelet Ba et du bourrelet Ca. Un système de bourrelets et de sillons plus anciens apparaît au niveau du transect C sur le bourrelet Cc et les sillons Cd et Cb.

On dénombre donc deux générations de coulées de débris que l'on peut dater grâce aux courbes de croissance élaborées par N. Jacob *et al.* (2002). Elles permettent de faire correspondre le diamètre moyen des thalles à un âge en années (fig. 5.18). La courbe relative aux Pyrénées-Orientales a été construite à partir d'individus mesurés à plus basse altitude (< 1 650 m). Mais à défaut d'outils adaptés, nous utilisons ces graphiques. En deçà de 50 ans, on lit la courbe spécifique aux Pyrénées orientales ; au-delà de 50 ans, on se réfère à la courbe de synthèse car la courbe spécifique aux Pyrénées orientales présente un fort aplatissement au-delà du demi-siècle (fig. 5.18). Il s'agirait d'un artefact (Jacob *et al.*, 2002) dû aux oxydes métalliques des stèles qui inhiberaient très efficacement la croissance des thalles. Pour la génération la plus récente, le diamètre moyen (25 mm) correspondrait à un âge de 70 ans mesuré sur la courbe des Pyrénées-Orientales, soit la date 1933 que l'on peut aisément rapprocher à l'évènement pluviométrique de 1940. La génération la plus ancienne est marquée par des lichens mesurant 45,7 mm de diamètre en moyenne, soit un âge de 150 ans estimé sur la courbe de synthèse. Nous avons donc calculé une date correspondant à 1853 qui concorderait avec l'évènement pluviométrique ancien de 1872.

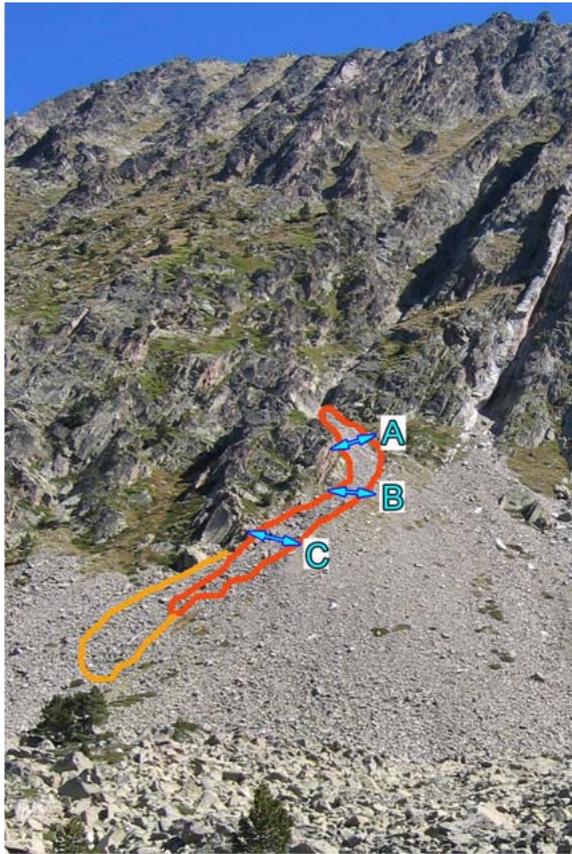


Figure 5.16 – Situation du debris flow déjà ancien, étudié sur Malaza 1. Les trois transects repérés par une flèche bleue sont situés sur la zone du chenal (en rouge). Le lobe d'accumulation est très peu visible (orange).

Tableau 5.6 – Données brutes relatives aux mesures des thalles de *Rhizocarpon geographicum* le long des transects A, B et C dans la zone proximale et médiane du couloir de Malaza 1.

Ab		Ba		Ca	
diamètre	effectif	diamètre	effectif	diamètre	effectif
2	2	3	1	6	1
3	6	5	3	8	1
4	3	6	2	13	2
5	4	7	4	16	2
6	6	9	1	17	3
7	3	10	1	20	1
8	1	11	1		
9	2	12	1	Cb	
12	1	14	1	diamètre	effectif
12	1	15	5	12	1
14	1	16	4	15	1
15	2	17	1	16	2
17	1	18	3	18	1
18	1	20	2	20	3
20	1	25	1	23	1
25	1	28	1	25	1
30	1			35	1
				42	1
		Bb		Cc	
		diamètre	effectif	diamètre	effectif
		7	4	12	1
		10	1	25	2
		13	1	36	1
				45	1
				Cd	
				diamètre	effectif
				7	1
				9	1
				16	2
				17	2
				26	1
				30	1
				32	1
				33	1
				35	1
				50	1

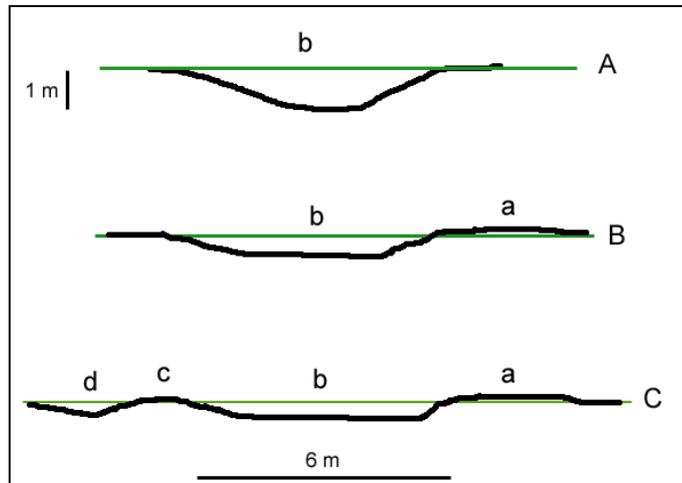


Figure 5.17 – Profils topographiques des trois transects réalisés sur Malaza 1.

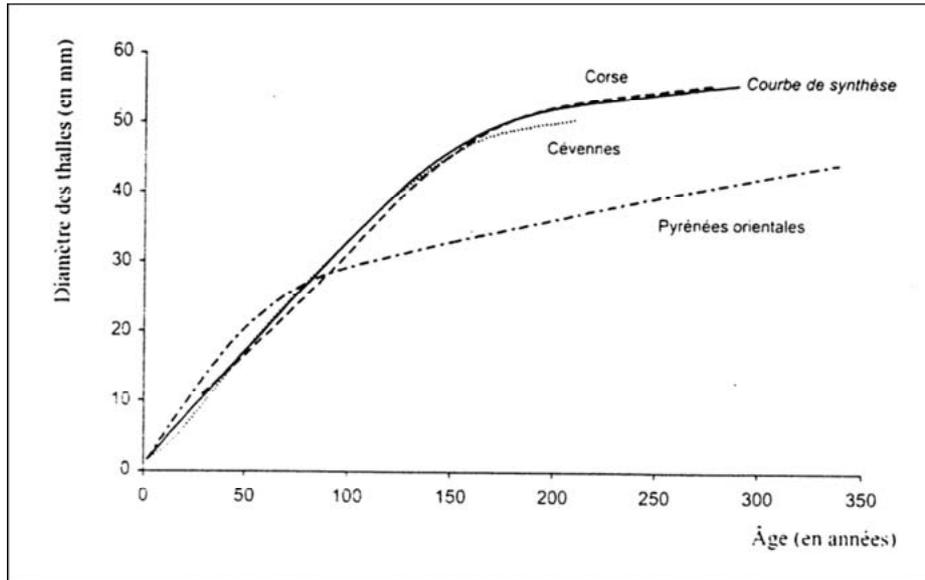


Figure 5.18 – Courbes de croissance de *Rhizocarpon geographicum* pour la Corse, les Cévennes et les Pyrénées orientales. La courbe de synthèse est applicable sur granit dans le Nord-Ouest du bassin méditerranéen (Jacob et al., 2002).

Afin de confirmer ces informations, nous avons souhaité utiliser une seconde méthode qui permet de distinguer plusieurs groupes de *Rhizocarpon* selon leur taille. L'hypothèse de base est que les laves successives n'ont pas tout recouvert et remanié, mais que des restes de lobes ou de sillons d'âge divers, avec les lichens correspondants, ont pu se juxtaposer : le dessin usuel des lobes sur les cônes et le caractère souvent filiforme des laves fournissent un fondement à cette hypothèse de travail (fig. 5.9 et 5.11). Pour cela, les données sont traitées grâce à une approche statistique globale à l'échelle des trois transects par une discrétisation naturelle afin de mettre en évidence les grands épisodes pluviogènes. La méthode du graphique de dispersion permet de déterminer les classes selon des divisions « naturelles » par opposition aux autres méthodes pour lesquelles les limites des classes sont établies soient arbitrairement soit par un processus statistique ou mathématique. On détermine de façon visuelle des seuils pertinents en tant que limites de classes ; on obtient alors un découpage empirique selon des regroupements significatifs. Nous avons réalisé un histogramme des fréquences cumulées sur lequel nous avons observés quatre seuils significatifs (fig. 5.19) choisis en fonction de l'écart important entre deux valeurs : entre les diamètres 6 et 7, entre 14 et 15, entre 19 et 20 et entre 24 et 25. Nous avons ensuite calculé la médiane de chaque classe afin de déterminer les valeurs à étudier afin de connaître les dates des évènements extrêmes (tab. 5.7).

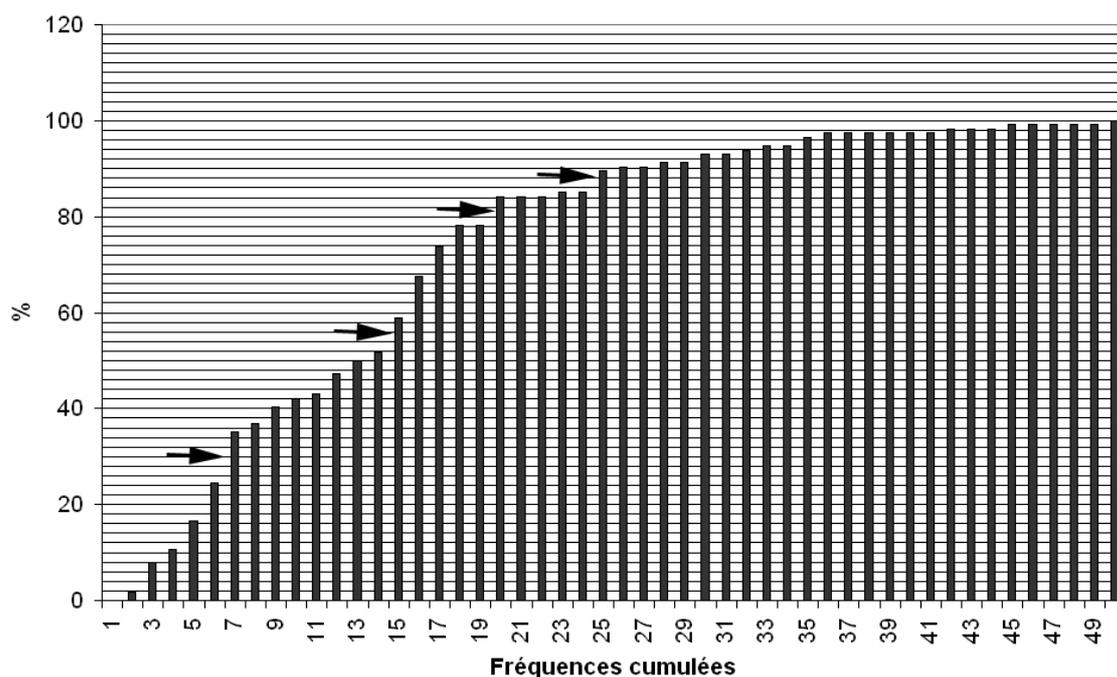


Figure 5.19 – Histogramme des fréquences cumulées permettant de définir cinq seuils naturels.

Tableau 5.7 – Caractéristiques des classes de valeurs obtenues à partir des diamètres des thalles de *R. geographicum* mesurés le long de trois transects sur Malaza 1. * cf. tab. 5.8.

Classes	Diamètre médian des thalles par classe (en mm)	Durée de colonisation (en années)	Dates approximatives de l'évènement	Dates effectives de catastrophes répertoriées*
[1-6]	4	10	1993	1992
[7-14]	11	25	1978	1982 ou 1984
[15-19]	17	34	1969	1970
[20-24]	23	57	1946	1940 ou 1942
[24-50]	34	130	1873	1872

Ainsi, cinq évènements semblent s'être produits depuis 130 ans. Pour conforter ces données, nous en avons recherché d'exceptionnels répertoriés parmi les ressources bibliographiques (tab. 5.8). Cinq dates ont retenues notre attention : 1872, 1940 ou 1942, 1970, 1982 ou 1984 et 1992. Il est difficile d'être vraiment sûr du lien entre les faits connus et les traces observées sur le talus étudié car les orages sont des phénomènes souvent très localisés, surtout en zone de montagne.

Les deux démarches utilisées présentent des résultats concordants. Les dates obtenues avec la technique des transects (1940 et 1872) sont également mises en avant dans la discrétisation naturelle, méthode qui fournit toutefois un plus grand nombre d'information.

Tableau 5.8 – Inondations (ou aïgats) et mouvements de terrain répertoriés dans les Pyrénées orientales sur les hauts bassins et susceptibles d’avoir provoqué des coulées de débris.

* crue de référence ou plus forte crue connue (Soutadé, 1980).

** le bassin du Ressec (commune de Mantet) a également été très touché par la crue de 1992 (Calvet, 1996) alors que le lit de l’Alemany est resté indemne.

Évènements exceptionnels		Sources			
Dates	Lieux	Allée et Denèfle (1989)	Soutadé (1980)	Bénech (1993 b)	Calvet et Lemartinel (2002)
1421	Haut-Vallespir	x			
1757	Haut-Vallespir		x		
1763	Bassin de la Parcigoule	x	x		
1842	Haut-Vallespir	x			
1872	Col de Puymorens			x	
1940*	Tout le département sauf la Cerdagne, le Capcir, le Côte Vermeille	x	x	x	x
1942	Plusieurs points du département			x	
1953	Cerdagne (Sègre et Carol)			x	
1965	Prats de Mollo	x	x		
1970	Bassins de l’Agly et de la Têt		x	x	
1982	Cerdagne			x	
1984	Cerdagne			x	
1991	Canigou				x
1992**	Bassins de l’Agly et de la Têt			x	x

La théorie des valeurs extrêmes développée par Naveau *et al.* (2005) n’est pas utilisable dans notre cas car nous n’avons aucune surface préalablement datée sur la zone étudiée.

2.2.2.2- Photographies aériennes

L’utilisation de photographies aériennes permet de repérer les traces laissées par les coulées de débris dans le paysage. Pour évaluer la fréquence de ces évènements, il convient d’analyser le plus grand nombre de missions. Dans les Pyrénées orientales, les premiers clichés réalisés par l’I.G.N. datent de 1942. De manière à cibler notre travail, nous avons suivi trois secteurs : le versant nord de la Coma de la Dona sur la commune de Mantet, le versant ouest du Malaza sur la commune de Planès et les versants du cirque de la Coquille sur la commune de Formiguères. Le choix de ces sites est lié à la présence d’éboulis instrumentés et de photographies aériennes disponibles.

Afin de réaliser une comparaison diachronique sur des séquences de quatre ou cinq clichés, nous avons procédé d’une manière graphique avec des tableaux à 2 entrées, numéros des couloirs en colonnes et dates des photographies en ligne, en indiquant systématiquement, à chaque croisement si les traces observées semblent récentes, en voie de fossilisation ou bien si la mauvaise qualité du cliché rend l’analyse impossible. L’analyse des photographies en vision stéréoscopique nous permet alors de repérer ou non des traces de coulées de débris au débouché des couloirs. Certaines photographies ont subi un traitement d’image (augmentation des contrastes) pour en améliorer la lecture sous le logiciel Photoshop.

✂ Sur la Coma de la Dona (fig. 5.20), cinq clichés ont été analysés : 1942 (échelle : 1/30 000), 1962 (1/25 000), 1974 (1/30 000), 1995 (échelle : 1/25 000) et 2000 (résolution : 50 cm). Les quatre premiers sont des photographies aériennes de l'I.G.N. analysés par stéréoscopie ; le cinquième correspond à une orthophoto de l'I.G.N.

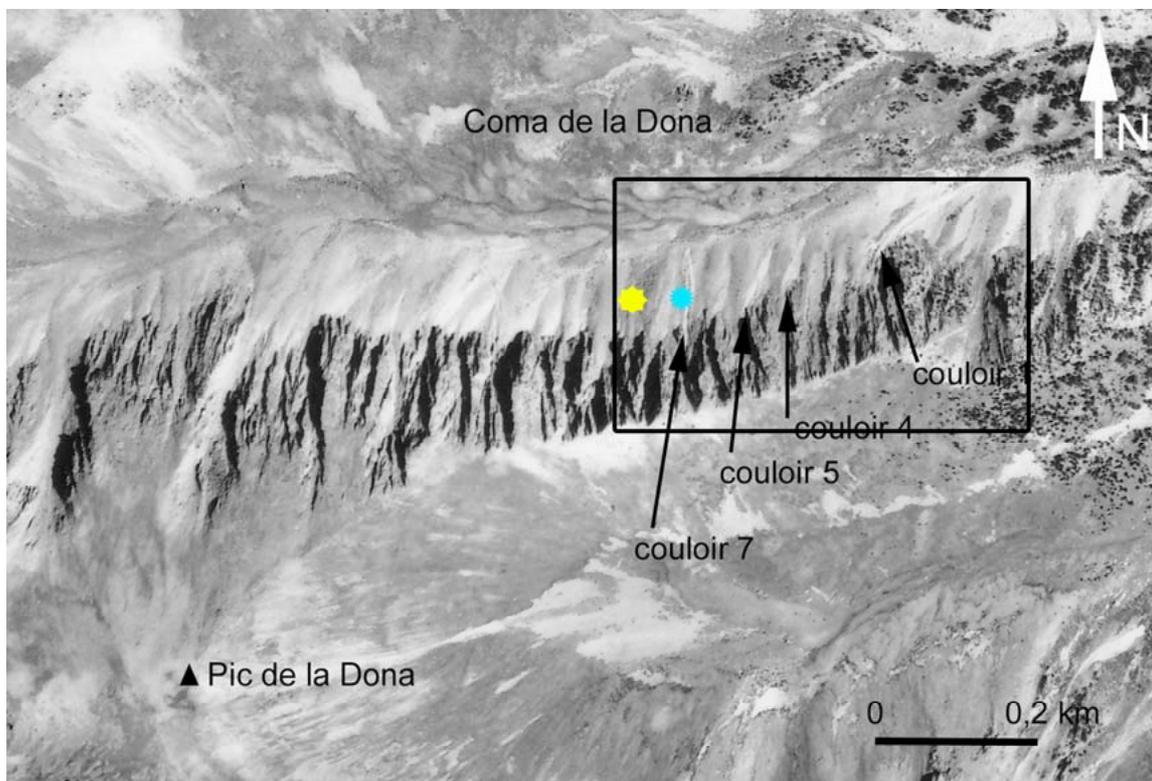


Figure 5.20 – Localisation des couloirs analysés dans le cadre de l'étude diachronique des coulées de débris (cadre noir) dans la zone aval de la Coma de la Dona en 1942, 1962, 1974, 1995 et 2000. Etoile jaune : éboulis étudié ; point bleu : débris flows de 2003 et 2006.

Tableau 5.9 – Mise en évidence de l'état des couloirs sur la partie orientale du versant nord de la Coma de la Dona. ● : trace de coulées de débris en voie de fossilisation, ○ : trace de coulées de débris récente, ? : trace non analysable en raison de la médiocrité des clichés.

Années des prises de vue	Numéro des couloirs			
	1	4	5	7
1942	?	?	?	?
1962	●	?	●	?
1974	?	?	●	?
1995	○	○	○	○
2000	●	●	●	●

La photographie de 1942 (fig. 5.21) est de très mauvaise qualité et ne permet pas de distinguer des possibles coulées. Le cliché de 1962 (fig. 5.22) n'est pas non plus très net mais permet cependant de repérer les coulées 1 et 5. Il y a de forte probabilité pour qu'il s'agisse des traces relatives à l'évènement de 1940. La photographie de 1974 (fig. 5.23) est également mauvaise. On repère difficilement une levée sur le cône du couloir 5. S'agit-il des traces laissées par l'épisode pluvigène de 1940 ou bien par celui moins important de 1965 qui a frappé Prats de Mollo ? Il est délicat de trancher vu la mauvaise qualité des clichés. En 1995, on aperçoit très clairement quatre coulées de débris fraîches dans les couloirs 1, 4, 5 et 7,

certainement en conséquence de l'évènement de 1992 (fig. 5.24). La prise de vue de 2000 (fig. 5.25) permet d'observer les traces de coulées, mais celles-ci semblent plus émoussées. L'ensemble de ces couloirs a certainement fonctionné lors de la crue de 1940 même si la photographie aérienne de 1942 ne le laisse pas clairement apparaître. Il est également fort probable que les évènements ultérieurs (1982 et 1992 notamment) les aient réactivés d'où leur aspect très net sur les clichés de 1995 et 2000. Ainsi l'orage de juillet 2003 n'a fait que raviver des formes antérieures. Cependant, cette méthode ne nous a pas permis de savoir avec précision depuis quand ces formes existent.

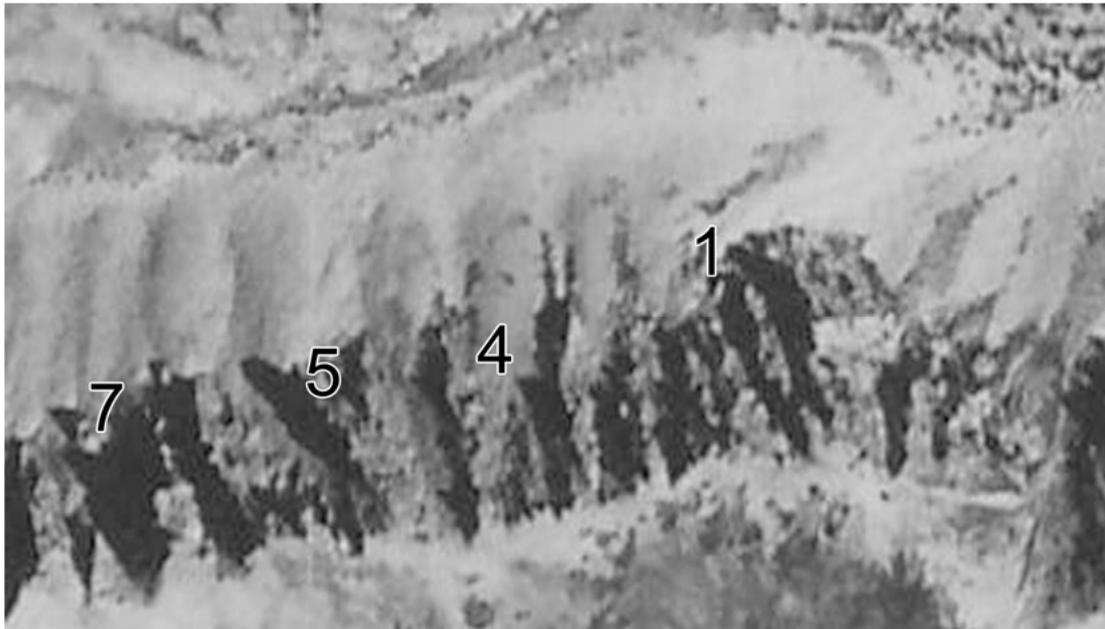


Figure 5.21 – Photographie aérienne de la zone aval de la Coma de la Dona prise en 1942 par l'I.G.N. (échelle : 1/30 000). Le cliché de mauvaise qualité ne laisse apparaître aucune trace de coulée de débris.

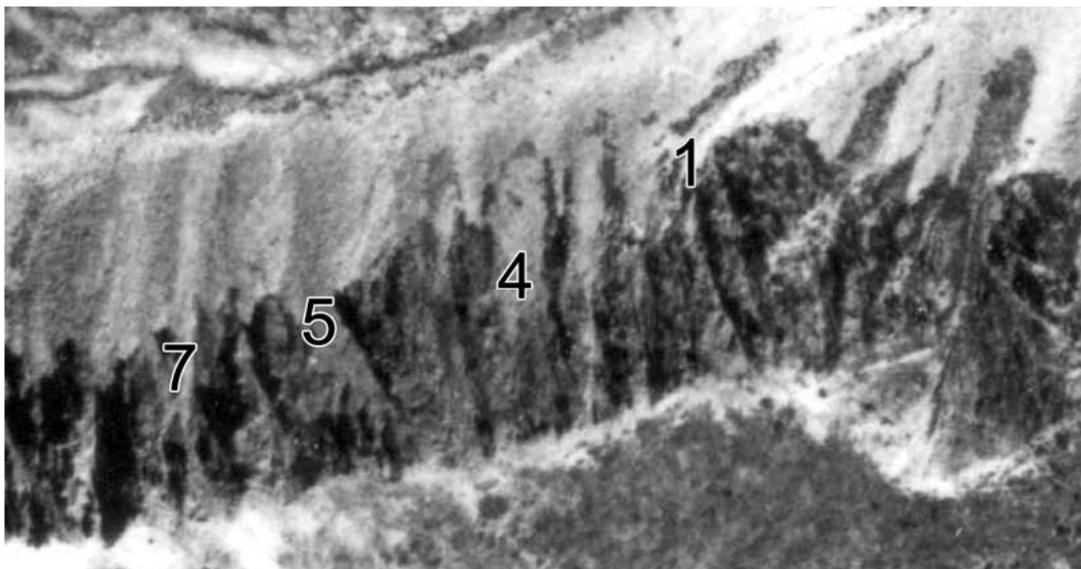


Figure 5.22 – Photographie aérienne de la zone aval de la Coma de la Dona prise en 1962 par l'I.G.N. (échelle : 1/25 000). Le cliché est de mauvaise qualité mais permet cependant de repérer un chenal de forme émoussée sur les cônes 1 et 5, certainement laissée par l'épisode de 1940.



Figure 5.23 – Photographie aérienne de la zone aval de la Coma de la Dona prise en 1974 par l'I.G.N. (échelle : 1/30 000). Le cliché est encore de qualité médiocre mais permet cependant de repérer une levée très émoussée sur le chenal du cône 5. Il est très difficile de savoir si cette trace est imputable à l'évènement de 1965 ou bien s'il s'agit d'une réactivation de ce couloir.

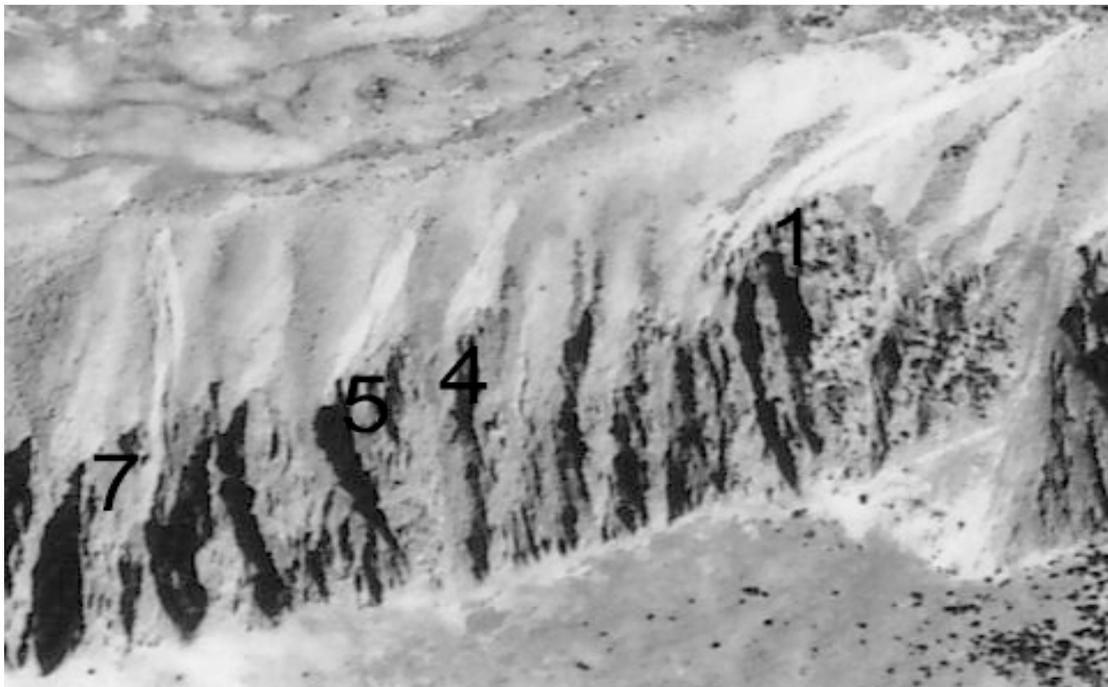


Figure 5.24 - Photographie aérienne de la zone aval de la Coma de la Dona prise en 1995 par l'I.G.N. (échelle : 1/25 000). On observe des traces très fraîches de coulées de débris sur les couloirs 1, 4, 5 et 7, probablement la conséquence de l'épisode de 1992.

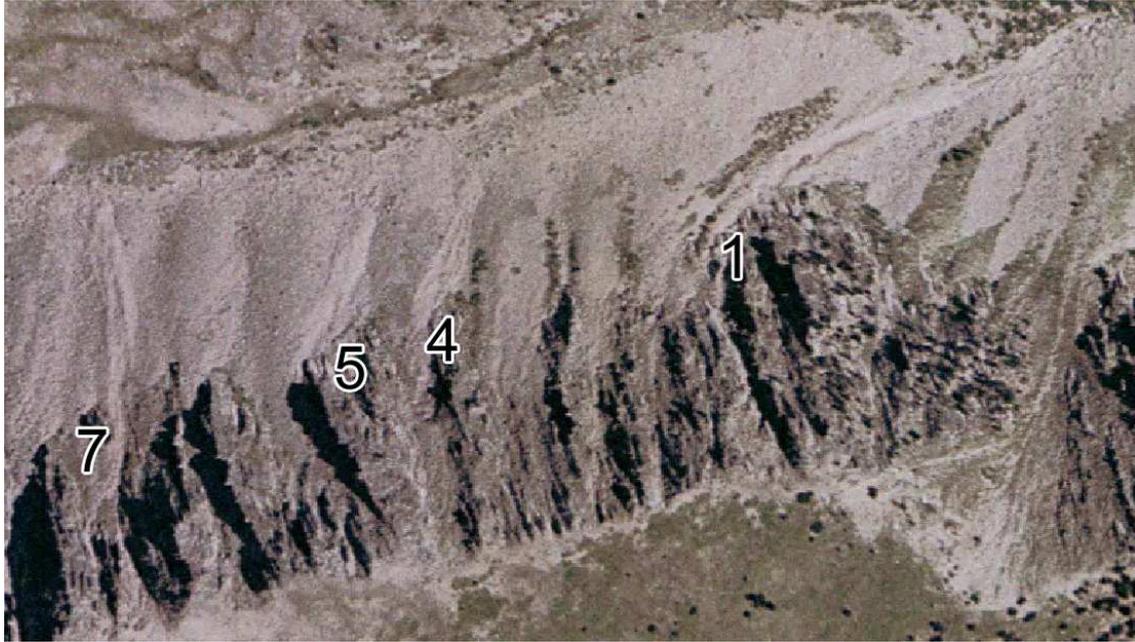


Figure 5.25 – Orthophoto de l'I.G.N. de la zone aval de la Coma de la Dona prise en 2000 (résolution : 50 cm). Les traces de coulées de débris sont encore visibles dans les quatre couloirs, mais de façon moins nette ; On considère donc qu'en 2000, ils étaient en voie de fossilisation. Depuis cette date, l'évènement de l'été 2003 est venu remanier les couloirs.

✂ L'étude diachronique des coulées de débris qui se sont produites dans le cirque de la Coquille (fig. 5.26) a nécessité l'utilisation de quatre clichés issus de l'I.G.N. : 1942 (échelle : 1/30 000), 1988 (échelle : 1/17 000), 1995 (échelle : 1/25 000) et 2000 (résolution : 50 cm). Les trois premiers sont des photographies aériennes sur lesquelles un traitement d'image a dû être réalisé avec le logiciel Photoshop afin d'augmenter les contrastes. Le dernier correspond à une orthophoto.

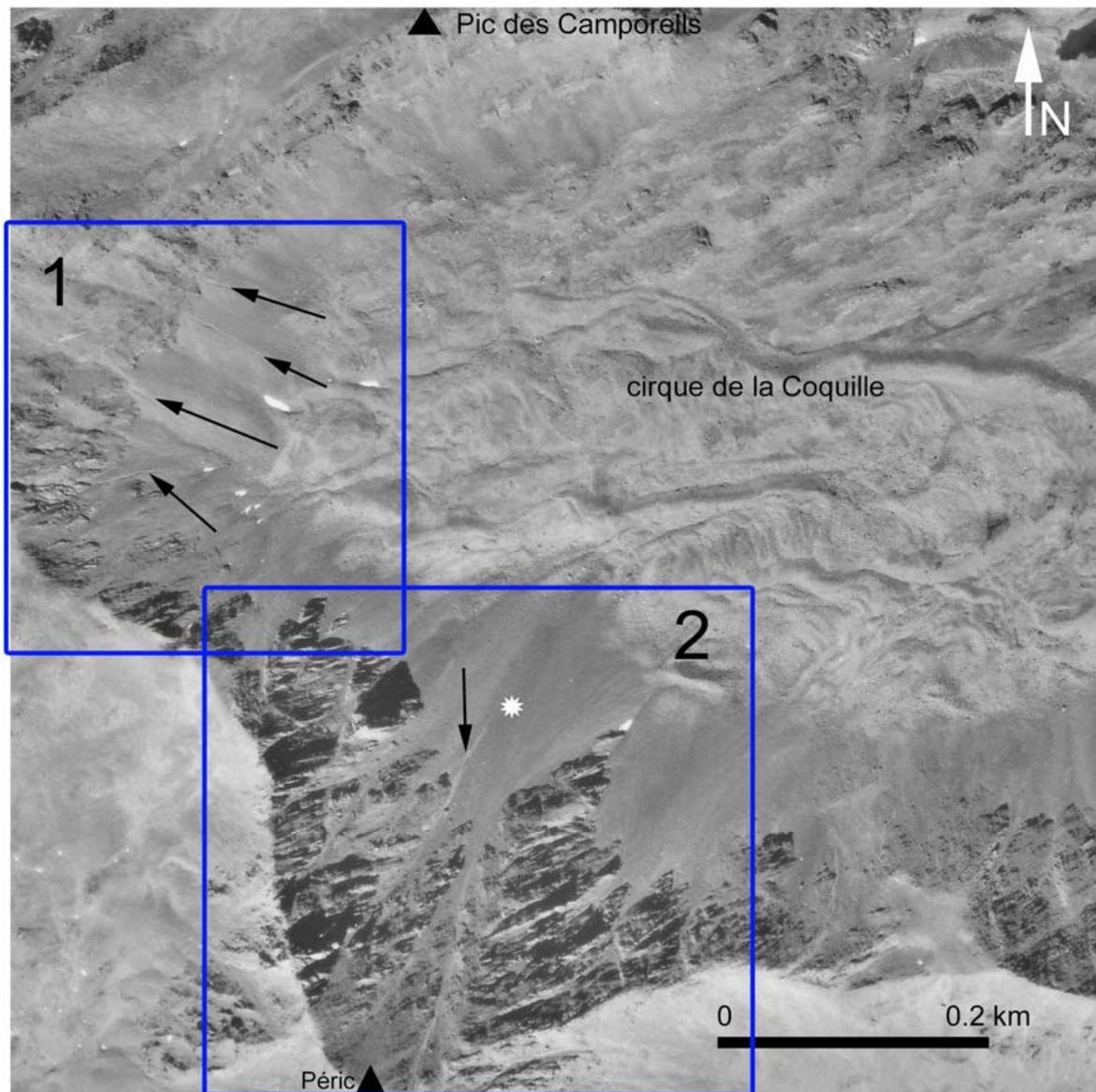


Figure 5.26 – Localisation des coulées de débris étudiées sur les clichés de 1942, 1988, 1995 et 2000 et situées dans le cirque de la Coquille. 1 : zoom 1 ; 2 : zoom 2.

Tableau 5.10 – Mise en évidence de l'état des couloirs dans le cirque de la Coquille (zoom 1). ● : trace de coulées de débris en voie de fossilisation, ○ : trace de coulées de débris récente, ? : trace non analysable en raison de la médiocrité des clichés.

Années des prises de vue	Numéro des couloirs - Zoom 1		
	1	2	3
1942	●	●	●
1988	●	●	●
1995	○	○	?
2000	○	○	○

Commençons par l'analyse du zoom 1. Malgré la mauvaise qualité du cliché de 1942 (fig. 5.27), nous distinguons trois lobes sur les trois talus qui semble le fait de l'épisode de 1940 ; ces lobes sont encore observables dans le paysage aujourd'hui (fig. 5.9). La photographie de 1988 (fig. 5.28) présente également trois coulées de débris en versant sud-est, sous le pic des Camporells. Les chenaux des laves sont très frais sur l'image de 1988 et peuvent relever de l'épisode de 1982, qui a clairement touché la Cerdagne. L'observation fine de ces traces montre qu'elles sont de forme différente de celles que l'on observait sur le cliché de 1942. La prise de vue de 1995 est masquée par endroits par des tâches de neige (fig. 5.29). On ne voit plus les chenaux mais les lobes semblent avoir la même forme en plan : il peut s'agir de ceux présumés mis en place en 1982 et en voie d'estompage, comme sur le cliché de 2000 (fig. 5.30). L'épisode de 1992 n'a pas eu son épocentre sur la Cerdagne et ne semble pas avoir affecté fortement le Capcir et le Carlit oriental. Par contre, le nord de l'Andorre a été davantage touché.

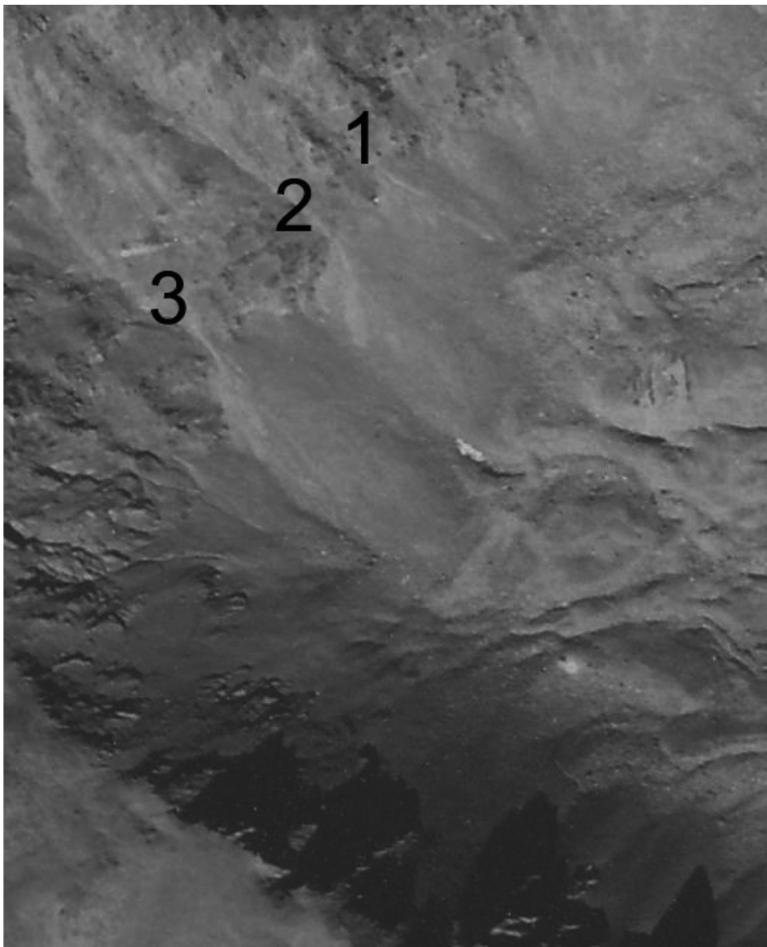


Figure 5.27 – Photographie aérienne du fond du cirque de la Coquille prise en 1942 par l'I.G.N. (Echelle : 1/30 000) – Zoom 1. Trois lobes se distinguent sur ce cliché. Ces traces sont certainement à mettre en relation avec l'évènement de 1940.



Figure 5.28 - Photographie aérienne du fond du cirque de la Coquille prise en 1988 par l'I.G.N. (Echelle : 1/17 000) – Zoom 1. Les talus 1, 2 et 3 présentent des lobes de forme différente de ceux observés sur le cliché de 1942. Seraient-ils dus à l'évènement de 198 ?

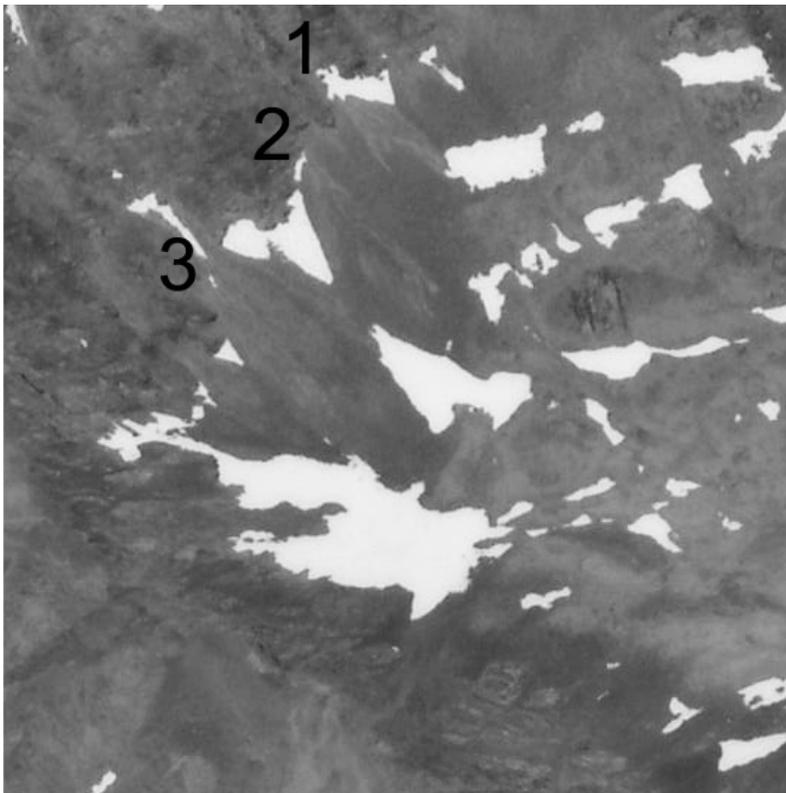


Figure 5.29 - Photographie aérienne du fond du cirque de la Coquille prise en 1995 par l'I.G.N. (Echelle : 1/25 000) – Zoom 1. La neige rend l'observation difficile, mais trois lobes se distinguent au débouché des couloirs 1, 2 et 3. Ils sont probablement à rapprocher de l'évènement de 1982.

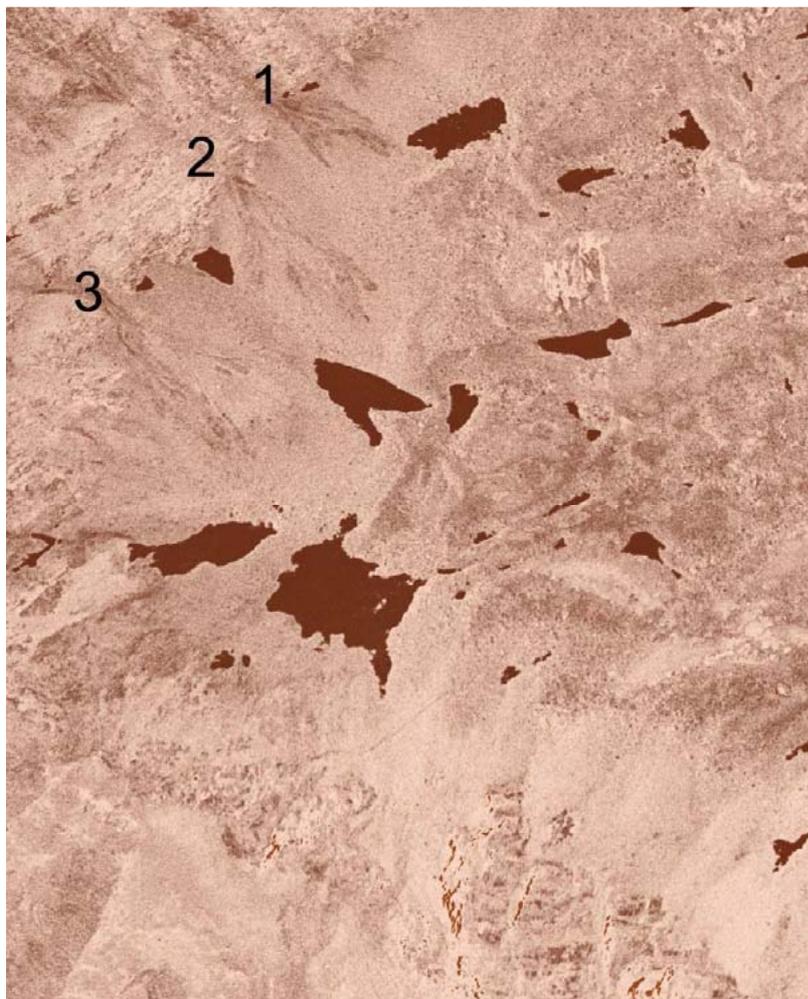


Figure 5.30 - Orthophoto de l'I.G.N. du fond du cirque de la Coquille prise en 2000 (résolution : 50 cm). – Zoom 1. Ce cliché a subi une transformation sous Photoshop afin d'en faciliter la lecture. Trois traces de coulées de débris sont encore observables mais plus émoussées que sur le cliché de 1995.

Poursuivons par l'analyse des photographies relatives au zoom 2. L'ensemble des clichés est plutôt de mauvaise qualité sur ce secteur. Celui de 1942 présente un chenal très visible dans le couloir 5 (fig. 5.31). L'image de 1988 (fig. 5.32) présente une trace fraîche au débouché du couloir 4 qui peut relever de l'épisode de 1982. Le cliché de 1995 (fig. 5.33) est également très mauvais : la trace du couloir 4 est toujours visible alors que le chenal du couloir 5 semble en voie de fossilisation. L'orthophoto de 2000 (fig. 5.34) présente deux traces sur les cônes des couloirs 4 et 5. Il y a de fortes probabilités pour que ces formes soient le fait de l'évènement de 1992, donc forcément présente sur le cliché de 1995 mais non visible du fait de la qualité médiocre de la photographie.

Tableau 5.11 – Mise en évidence de l'état des couloirs dans le cirque de la Coquille (zoom 2). ● : trace de coulées de débris en voie de fossilisation, ○ : trace de coulées de débris récente, ? : trace non analysable en raison de la médiocrité des clichés.

Années des prises de vue	Numéro des couloirs - Zoom 2	
	4	5
1942	?	○
1988	●	●
1995	●	?
2000	●	●



Figure 5.31 - Photographie aérienne du fond du cirque de la Coquille prise en 1942 par l'I.G.N. (Echelle : 1/30 000) – Zoom 2. Ce cliché de très mauvaise montre cependant un chenal dans le couloir 5.

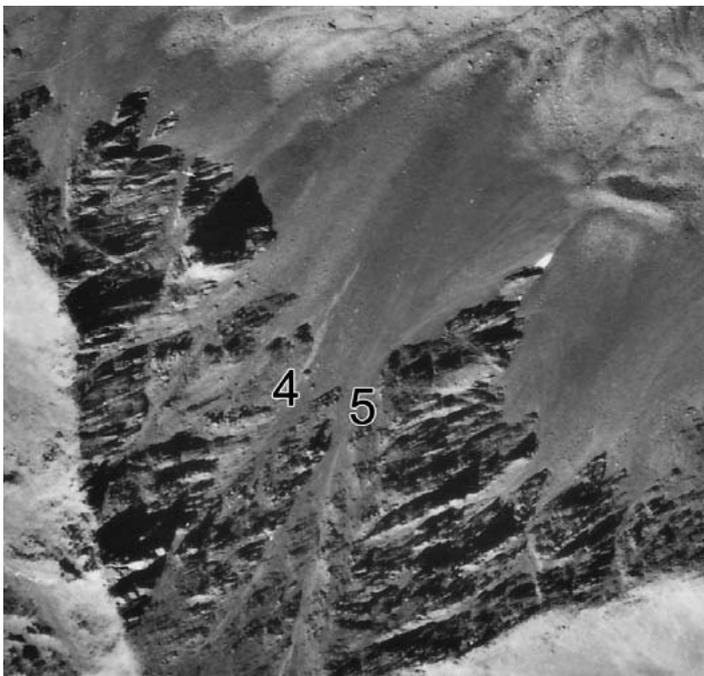


Figure 5.32 - Photographie aérienne du fond du cirque de la Coquille prise en 1988 par l'I.G.N. (Echelle : 1/17 000) – Zoom 2. Une trace est visible au débouché du couloir 4 ; le chenal du couloir 5 semble très éoussé.

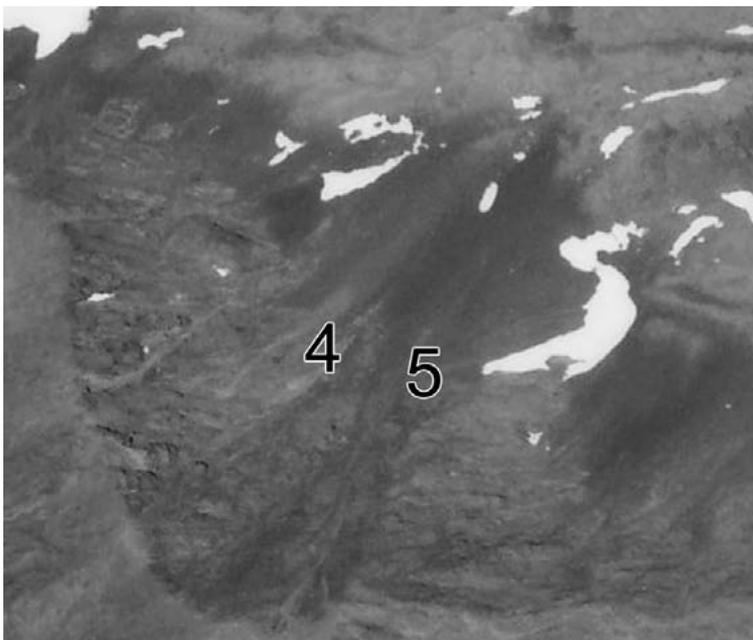


Figure 5.33 - Photographie aérienne du fond du cirque de la Coquille prise en 1995 par l'I.G.N. (Echelle : 1/25 000) – Zoom 2. La trace de coulée au débouché du couloir 4 est toujours observable. Les traces laissées dans le couloir 5 semblent en voie de fossilisation.

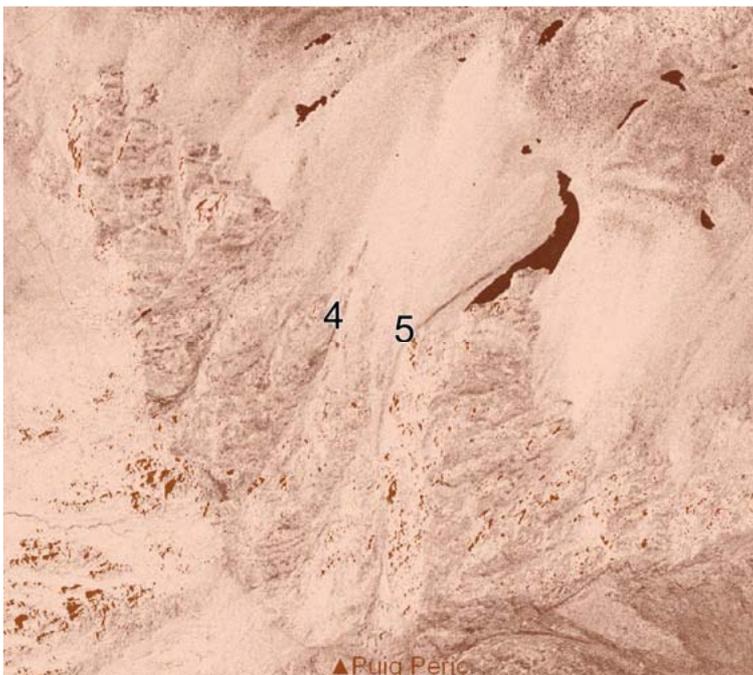


Figure 5.34 - Orthophoto de l'I.G.N. du fond du cirque de la Coquille prise en 2000 (résolution : 50 cm). – Zoom 2. Ce cliché a subi une transformation sous Photoshop afin d'en faciliter la lecture. Les traces du couloir 5 semblent en voie de fossilisation.

✂ Dans la vallée de Planès (fig. 5.35), nous avons consulté cinq missions : 1942 (échelle : 1/30 000), 1983 (échelle : 1/30 000), 1988 (échelle : 1/17 000), 1995 (échelle : 1/25 000) et 2000 (résolution : 50 cm). Nos sources proviennent de l'I.G.N ; seul le cliché de 1988 est issu de l'I.F.N.

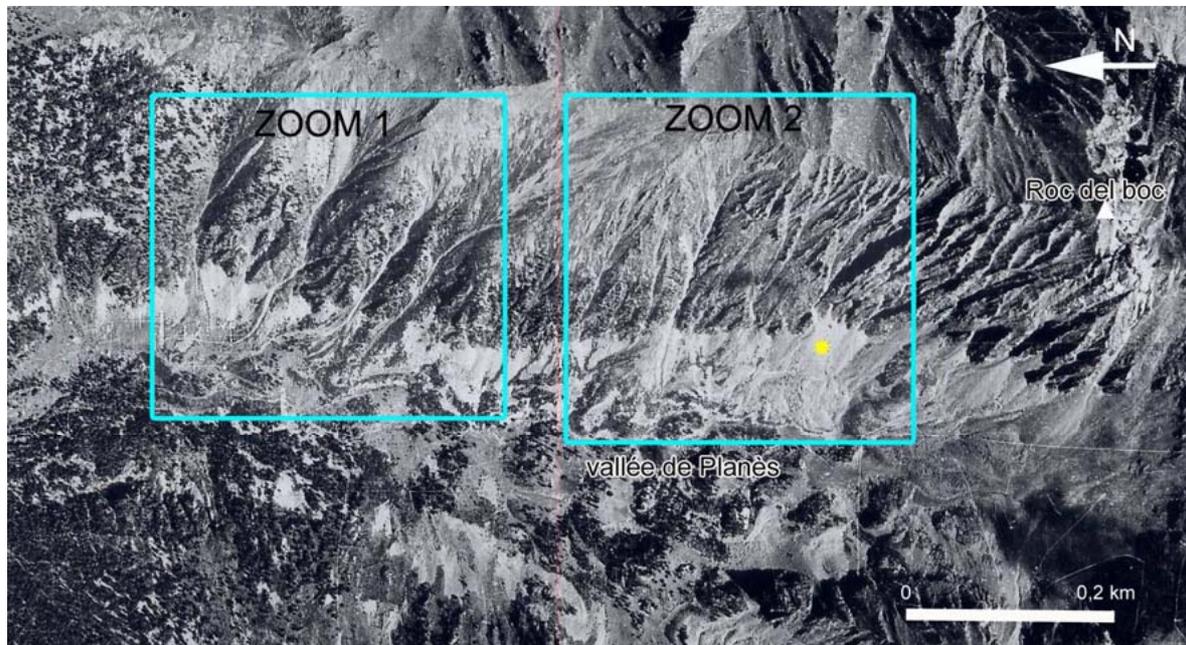


Figure 5.35 – Localisation des coulées de débris sur le versant ouest du Malaza en 1942, 1983, 1988, 1995 et 2000. L'étoile jaune représente l'éboulis étudié.

Tableau 5.12 – Mise en évidence de l'état des couloirs du versant ouest du Malaza (zoom 1). ● : trace de coulées de débris en voie de fossilisation, ○ : trace de coulées de débris récente, ? : trace non analysable en raison de la médiocrité des clichés.

Années des prises de vue	Numéro des couloirs - Zoom 1			
	1	2	3	4
1942	○	○	○	○
1983	●	○	○	●
1988	●	○	○	●
1995	●	○	○	●
2000	●	●	●	●

Sur le zoom 1, la photographie de 1942 (fig. 5.36) présentent des chenaux nettement visibles dans les quatre couloirs, conséquence de l'évènement de 1940. Les couloirs sont de couleur plus claire et les chenaux apparaissent distinctement sur les talus. La mission de 1983 (fig. 5.37) laisse apparaître de manière encore très nette les coulées 2 et 3. Les couloirs 1 et 4 semblent se fossiliser. Il se peut que la fraîcheur des traces laissées dans les couloirs 2 et 3 soit due à l'épisode pluvio-gène de 1982. En 1988 (fig. 5.38), les chenaux 1 et 4 se végétalisent encore sur les talus et deviennent moins évidents à repérer. Les couloirs 2 et 4 restent bien nets. En 1995 (fig. 5.39), les traces s'estompent sur les talus 1 et 4, mais restent très visibles dans les couloirs 2 et 3, peut-être récurés durant l'épisode de 1992. Le cliché de 2000 (fig. 5.40) est plus difficile à interpréter car l'ombre de la paroi portée sur les talus d'éboulis rend l'analyse délicate. Il semble toutefois que toutes les coulées repérées précédemment soient en cours de fossilisation.



Figure 5.36 - Photographie aérienne du versant ouest du massif du Malaza prise en 1942 par l'I.G.N. (Echelle : 1/30 000) – Zoom 1. On observe quatre chenaux très visibles sur le cliché, en réponse aux précipitations exceptionnelles de 1940.

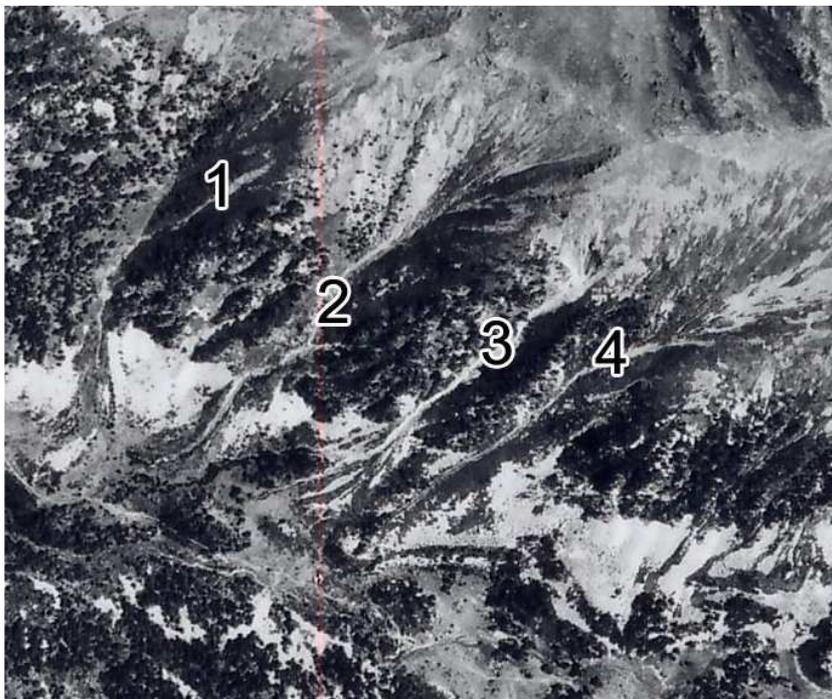


Figure 5.37 - Photographie aérienne du versant ouest du massif du Malaza prise en 1983 par l'I.G.N. (Echelle : 1/30 000) – Zoom 1. Les couloirs 2 et 3 semblent encore actifs alors que les 1 et 4 se végétalisent.

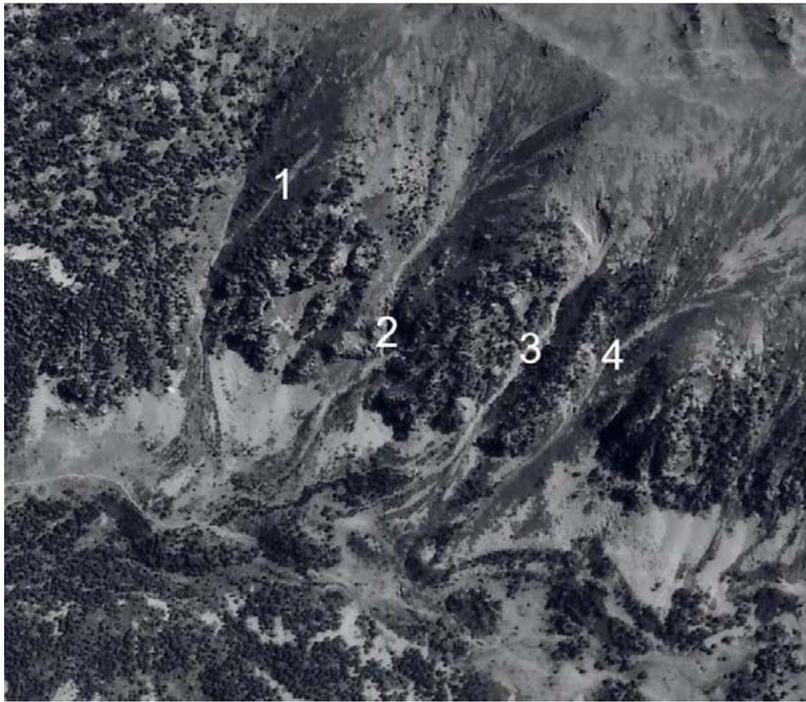


Figure 5.38 - Photographie aérienne du versant ouest du massif du Malaza prise en 1988 par l'I.F.N. (Echelle : 1/17 000) – Zoom 1. Les chenaux situés au débouché des couloirs 1 et 4 sont en voie de fossilisation. Les talus relatifs aux couloirs 2 et 3 présentent des chenaux non végétalisés.

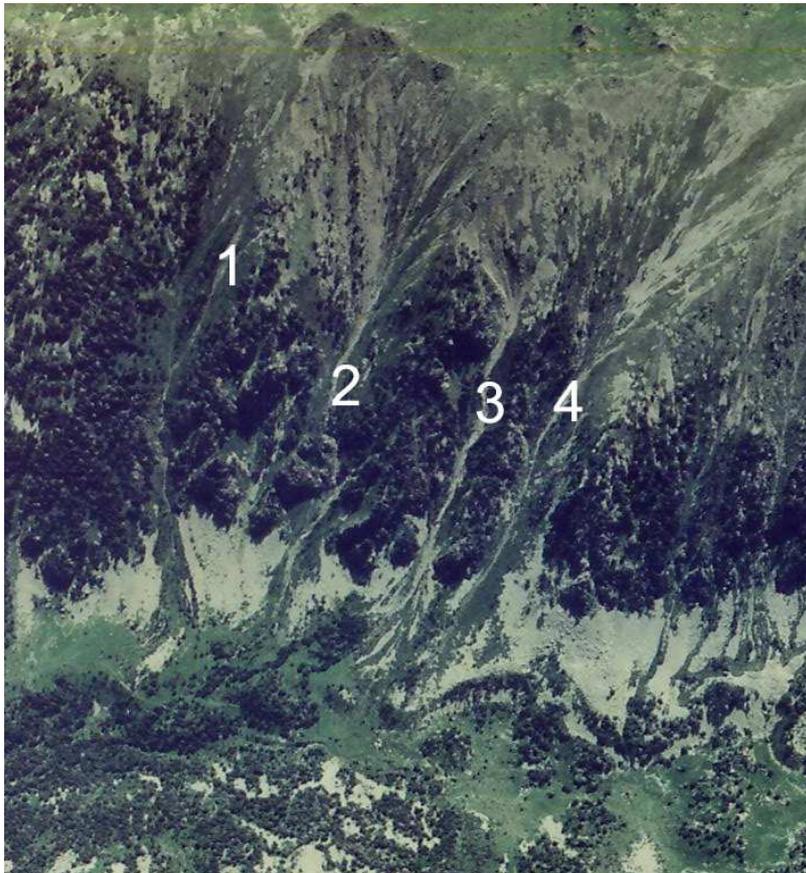


Figure 5.39 - Photographie aérienne du versant ouest du massif du Malaza prise en 1995 par l'I.G.N. (Echelle : 1/25 000) – Zoom 1. Aucune forme fraîche n'est observée sur cette portion de versant.



Figure 5.40 - Orthophoto de l'I.G.N. du versant ouest du massif du Malaza prise en 2000 (résolution : 50 cm) – Zoom 1. On distingue une forte végétalisation des couloirs.

Dans le cas du zoom 2, le cliché de 1942 (fig. 5.41) présente des traces très distinctes de coulées de débris dans les couloirs 5 et 6. Sur l'éboulis instrumenté (couloir 6) nommé Malaza 1, la vision stéréoscopique permet de repérer un bourrelet qui semble épais, témoignage du passage d'une coulée de débris, probablement liée à l'évènement de 1940. Le cliché de 1983 (fig. 5.42) témoigne d'une activité récente dans le couloir 5, alors que le bourrelet repéré sur Malaza 1 est beaucoup moins net. La qualité de la photographie de 1988 (fig. 5.43) permet de mieux voir le bourrelet de Malaza 1 (couloir 6) ainsi qu'une forme fraîche sur le talus du couloir 5, peut-être le témoignage des épisodes de 1982 ou 1984. Le cliché de 1995 (fig. 5.44) laisse encore apparaître une trace récente de coulées dans le couloir 5, non visible dans le 6 : il se peut que les fortes précipitations de 1992 aient eu un effet limité sur ce massif. L'orthophoto de 2000 (fig. 5.45) montre une fossilisation des cinq couloirs. Les ombres portées ne permettent pas de distinguer quoique ce soit dans le couloir 6.

Tableau 5.13 – Mise en évidence de l'état des couloirs du versant ouest du Malaza (zoom 2). ● : trace de coulées de débris en voie de fossilisation, ○ : trace de coulées de débris récente, ? : trace non analysable en raison de la médiocrité des clichés.

Années des prises de vue	Numéro des couloirs - Zoom 2	
	5	6
1942	○	○
1983	○	?
1988	○	○
1995	○	?
2000	●	?

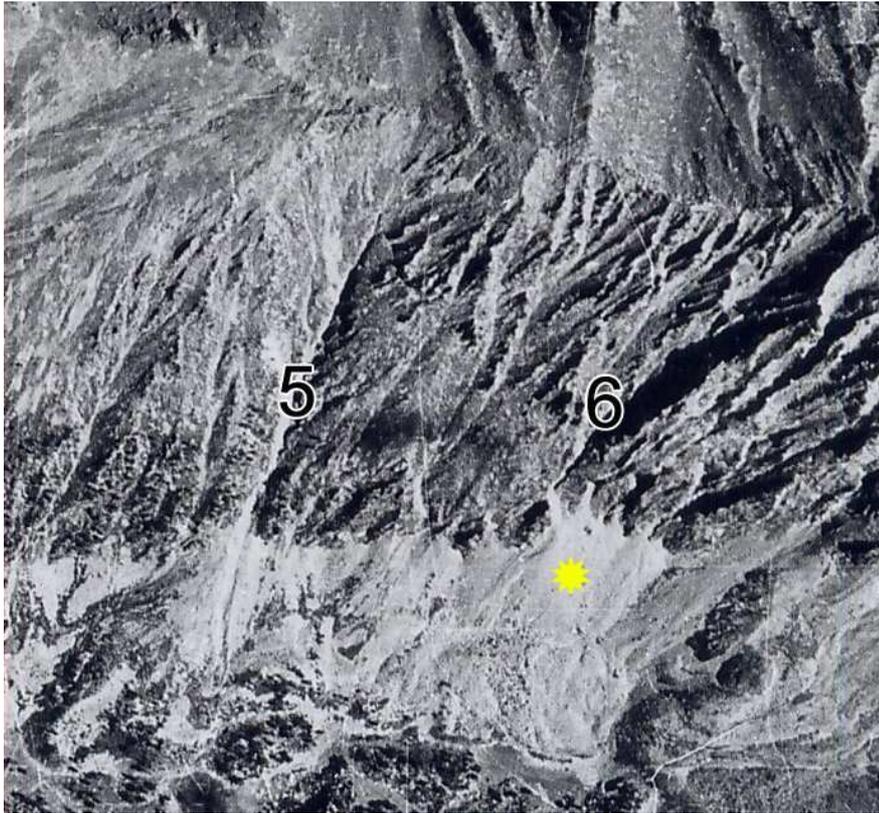


Figure 5.41 - Photographie aérienne du versant ouest du massif du Malaza prise en 1942 par l'I.G.N. (Echelle : 1/30 000) – Zoom 2. Des traces récentes de coulées de débris se distinguent dans les couloirs 5 et 6. L'étoile jaune figure l'éboulis étudié et nommé Malaza 1.

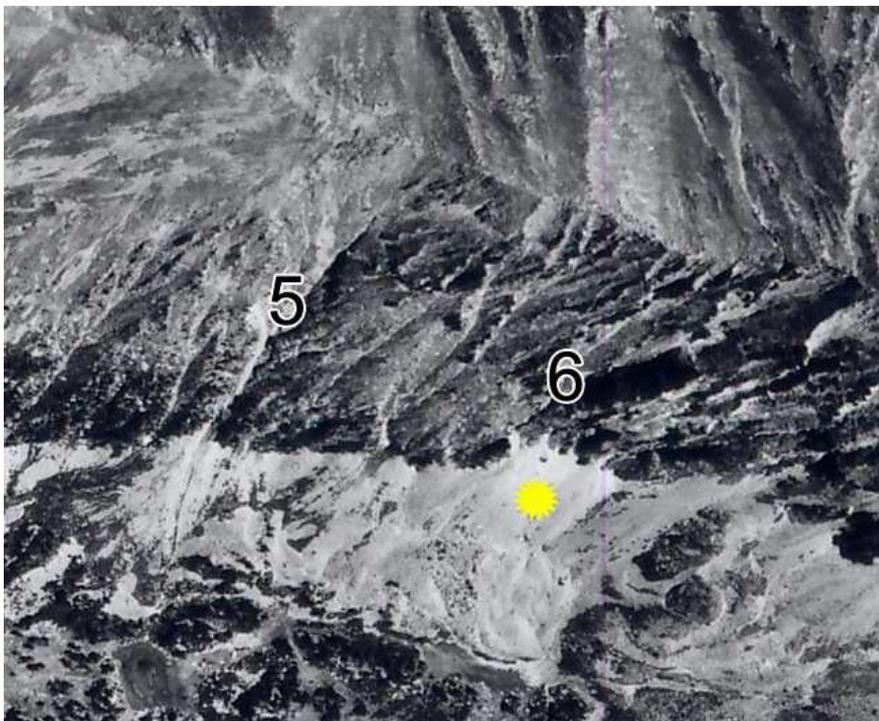


Figure 5.42 - Photographie aérienne du versant ouest du massif du Malaza prise en 1983 par l'I.G.N. (Echelle : 1/30 000) – Zoom 2. Le couloir 5 présente des traces fraîches alors que couloir 6 a un bourrelet peu net.

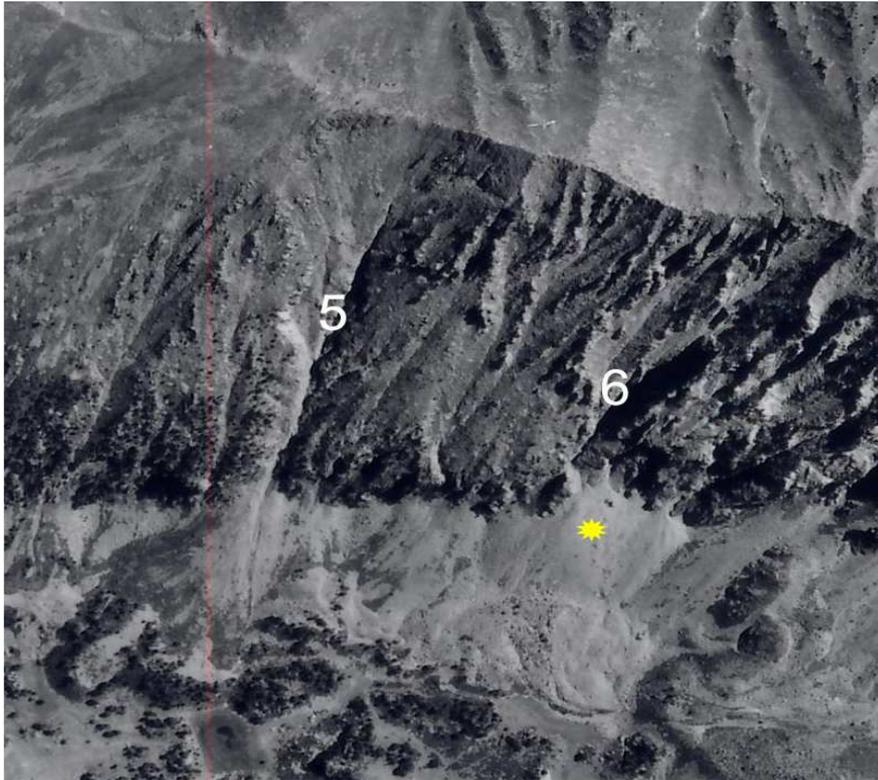


Figure 5.43 - Photographie aérienne du versant ouest du massif du Malaza prise en 1988 par l'I.F.N. (Echelle : 1/17 000) – Zoom 2. Les deux couloirs ont de nouveau des formes fraîches, témoignage d'une activité récente : 1982, 1984 ?

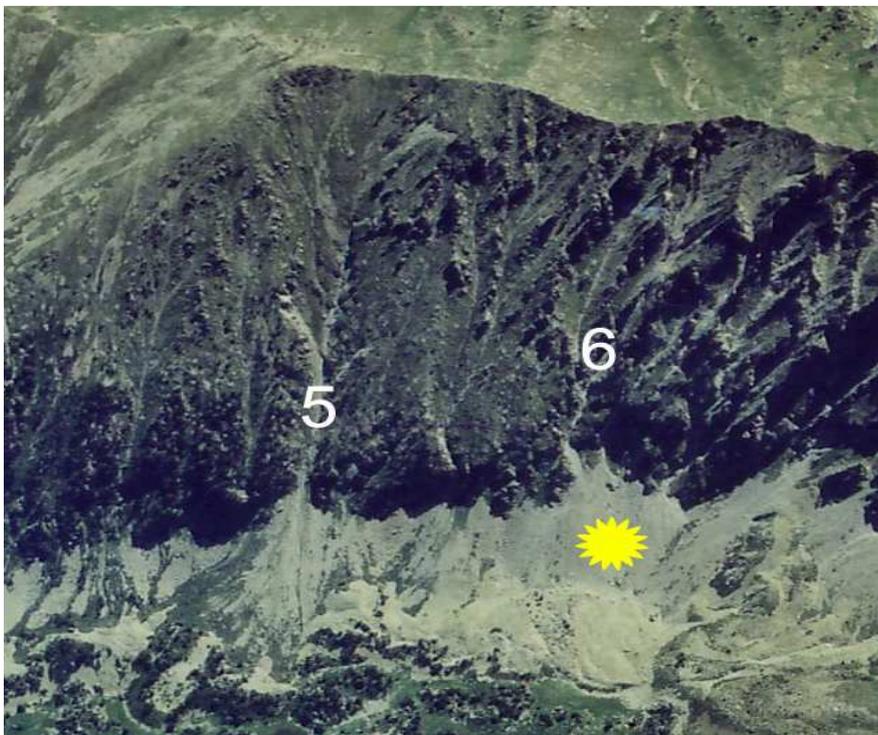


Figure 5.44 - Photographie aérienne du versant ouest du massif du Malaza de 1995, I.G.N. (Echelle : 1/25 000) – Zoom 2. Des traces plutôt fraîches sont visibles dans le couloir 5, et non dans le couloir 6.

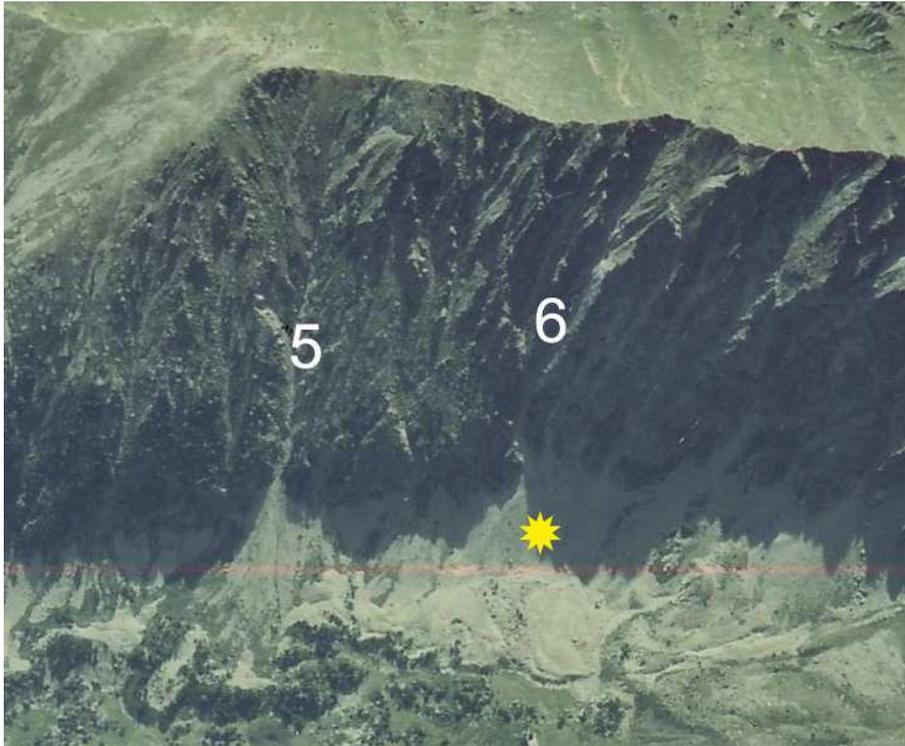


Figure 5.45 - - Orthophoto de l'I.G.N. du versant ouest du massif du Malaza prise en 2000 (résolution : 50 cm) – Zoom 2. Le couloir 5 se végétalise. Le couloir 6 est à l'ombre et ne peut être analysé.

L'étude diachronique réalisée sur les deux massifs du Carlit et de Carança montre une activité morphogénique efficace dans les couloirs lorsque des épisodes pluvio-gènes exceptionnels ont lieu : Ceux de 1940, 1982 et/ou 1984 et 1992 ont été repérés dans les trois massifs (tab. 5.9, 5.10, 5.11, 5.12 et 5.13).

L'évènement de 1940 est bien visible sur le cliché du massif du Malaza où les couloirs sont largement récurés et sur ceux du cirque de la Coquille où des traces de coulées de débris sont visibles dans presque tous les couloirs du secteur étudié. Par contre, le cliché de la Dona ne laisse apparaître aucune cicatrice, certainement en raison de sa très mauvaise qualité puisque qu'on sait par ailleurs que le massif du Canigou a été fortement touché par cet épisode (Soutadé, 1993).

L'épisode pluvieux qui s'est produit en 1965 semble avoir touché seulement la Coma de la Dona. Le cliché de 1974 présente des traces émoussées de coulées de débris dans un des quatre couloirs généralement concerné par les laves. Cet évènement très localisé s'est abattu sur Prats de Mollo (massif du Canigou), localité proche de la Dona, ce qui explique que les autres sites n'aient pas été touchés.

Les traces des grosses pluies qui ont eu lieu en 1982 et 1984 s'observent sur les versants du cirque de la Coquille sur lesquels on observe des lobes de forme différente de ceux examinés sur le cliché de 1942. Le Malaza est concerné par les deux épisodes : le cliché de 1983 montre des traces fraîches dans trois des six couloirs étudiés et le cliché de 1988 présentent à nouveau les stigmates de laves dans quatre couloirs sur six.

L'évènement de 1992 est visible sur tous les sites. Plusieurs traces fraîches ont pu être observé sur les missions de 1995. L'orthophoto de 2000 laisse apercevoir encore des traces qui s'estompent mais restent encore très visibles.

Certes, l'interprétation de ces photographies aériennes est difficile car l'utilisation de quatre à cinq clichés reste insuffisante pour bien repérer les coulées et situer temporellement leur déclenchement. Nous considérons ce travail incomplet comme une ébauche qui mérite une étude plus approfondie sur un plus grand nombre de sites et avec la prise en compte du plus grand nombre de missions possibles. Mais même si la datation reste floue, elle complète les informations apportées par la lichénométrie.

2.2.2.3- Confrontation des résultats

Les dates fournies par la lichénométrie, les archives et les épisodes observés sur photographies aériennes concordent (tab. 5.14). Les résultats de la méthode des transects utilisée en lichénométrie apportent des informations très limitées puisque deux dates seulement ont été mises en avant alors que l'approche statistique offre toute une série d'épisodes exceptionnels que l'on retrouve aisément dans la littérature et par l'étude diachronique des photographies aériennes. Cependant, les ressources bibliographiques présentées dans le tableau 5.14 sont d'ordre général et traitent d'évènements pluviogènes exceptionnels qui se sont produits en Cerdagne, sur la Têt, bref sur des secteurs relativement vastes. Or, il est admis que ces manifestations climatiques sont souvent très localisées, surtout en montagne. Il se peut alors que les références proposées dans le tableau ne correspondent pas réellement à ce qui a pu se passer sur le Malaza. En revanche, on a davantage de certitude quant aux analyses de photographies aériennes et à la lichénométrie. L'évènement de 1970 relevé par l'approche statistique n'a pas été observé sur les clichés car nous n'avions pas les missions adéquates permettant de le mettre en exergue.

Tableau 5.14 – Confrontation des résultats obtenus dans la littérature, par l'étude diachronique sur photographies aériennes et par la lichénométrie (méthode des transects et approche statistique) sur le Malaza. * réalisée sur trois sites des massifs de Carança et du Carlit. ** réalisée sur un seul éboulis du Malaza.

Ressources bibliographiques (cf. tab. 5.8)	Analyse des photographies aériennes *	Lichénométrie **	
		Approche de terrain	Approche statistique
1872	-	1872	1872
1940	1940	1940	1940
1942	-	-	-
1953	-	-	-
1970	-	-	1970
1982	1982	-	1982/1984
1984	1984	-	-
1992	1992	-	1992

L'ensemble des méthodes utilisées permet de faire le point sur les épisodes qui se sont produits sur le Malaza mais aussi d'en estimer la fréquence. Nous proposons six évènements exceptionnels, 1872, 1940, 1970, 1982, 1984 et 1992, en 138 ans (fig. 5.46).

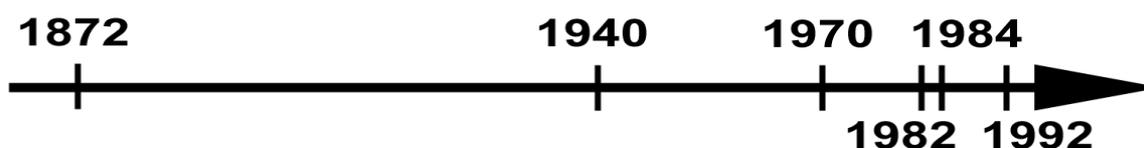


Figure 5.46 – Échelle de temps des épisodes pluviogènes ayant provoqué des coulées de débris sur le versant ouest du Malaza depuis 1872. L'intervalle de temps qui séparent ces évènements est figuré à l'échelle.

Les périodes de retour sont très variables, de 2 à 68 ans depuis l'évènement de 1872, soit 23 ans en moyenne. Depuis les années 1940, on note un épisode pluviogène tous les 10 ans en moyenne. Cependant, nous ne connaissons pas la magnitude de ces *debris flows*. On sait seulement que 1940 a été un épisode à fort impact géomorphologique bien documenté et que les manifestations ultérieures ont été de moindre ampleur, sans chiffrage précis sur ce petit massif du Malaza. La gamme de valeur proposée pour les périodes de retour est similaire à celle obtenue par Van Steijn *et al.* (1988) dans les Alpes (Vallée du Bachelard, col de la Cayolle, 1600-1800 m d'altitude) qui propose de 4 à 45 ans.

2.2.2.4- Discussion et limites des méthodes

Ces techniques, très utilisées pour calculer l'occurrence des coulées de débris, sont malheureusement très imprécises et critiquables. Dans le cas de la lichénométrie, l'utilisation des courbes de référence de Jacob *et al.* (2002) à des altitudes plus élevées (2 300 m) que celles pour laquelle elles ont été conçues (< 1 650 m) pose problème car les conditions climatiques et biogéographiques sont différentes. La courbe de synthèse est, par définition, très générale et s'applique aux supports granitiques du Nord-Ouest méditerranéen, ce qui est bien vague. Dans l'idéal, nous aurions dû établir une courbe spéciale pour la haute montagne oriento-pyrénéenne. C'est ce que nous avons projeté de faire mais l'absence de support daté en altitude a rendu l'opération impossible.

L'utilisation de photographies aériennes impose également un certain nombre de remarques. On peut tout d'abord évoquer la difficulté à repérer les petites coulées, celles qui ont un volume compris entre 1 et 1 000 m³ (Innes, 1983) et qui ne sont pas nettement visibles à l'échelle de la photographie. Ensuite, la photographie a parfois été prise plusieurs années après les faits. De plus, nous n'avons pas toujours utilisé les clichés les plus proches des évènements identifiés. La forme a alors le temps de se combler et se végétaliser. Enfin, les clichés existent depuis seulement 1942 soit 68 ans ce qui est peu pour étudier l'occurrence d'un phénomène peu fréquent.

Quoiqu'il en soit, les résultats obtenus à partir des différentes méthodes se recourent. Même si nous n'avons pas utilisé l'ensemble des clichés disponibles pour traiter la question des coulées de débris, il semble que les dates proposées par la lichénométrie concordent avec les observations des photographies aériennes mais aussi avec les archives météorologiques. Par contre ces techniques ne permettent pas d'apprécier la magnitude des coulées de débris alors que cette information est capitale à la fois pour évaluer l'impact de la dynamique rapide sur l'éboulis mais aussi pour connaître leur période de retour, sachant que les coulées de débris de faible magnitude sont plus fréquentes (Decaulne, 2001). Il ne faut pas négliger le temps nécessaire à la reconstitution des stocks de débris ainsi que la période de retour des épisodes météorologiques responsables de la sursaturation des masses de débris. Mais ces considérations dépassent largement le cadre de notre étude. Un travail plus poussé sur la question serait nécessaire pour mieux comprendre leur occurrence et leurs effets morphologiques sur les versants des Pyrénées orientales car ces processus rapides et plutôt exceptionnels ont un rôle essentiel dans le fonctionnement global du géosystème d'éboulisation. En effet, ils sont efficaces pour purger les escarpements rocheux et constituent un agent d'alimentation et de réaménagement des profils d'accumulation des pentes qu'ils dominent (Neboit-Guilhot *et al.*, 1990).

3- Bilan et modélisation

3.1- Estimation du taux de retrait des parois à différentes échelles spatio-temporelles

Jusqu'à présent, notre travail a porté essentiellement sur la quantification, à l'échelle stationnelle, des matériaux détachés de la paroi et déplacés vers le talus, grâce aux méthodes des carrés peints, de la bâche et de la couverture neigeuse, dans le temps actuel. Nous proposons maintenant de changer d'échelle spatiale et temporelle afin d'apprécier la production de débris au niveau local (le géosystème), voire régionale (le massif) et au pas de temps Tardiglaciaire, Holocène et Actuel.

Le Tardiglaciaire est caractérisé par un régime paraglacière pendant lequel les écroulements et la décohesion des roches devaient se manifester, le tout dans une ambiance climatique de période froide, bien plus rigoureuse que celle qui règne à l'Holocène aux mêmes altitudes. Durant la période holocène, l'ambiance climatique est globalement similaire à la période actuelle. Nous souhaitons mettre en parallèle la production de débris durant ces différentes périodes.

3.1.1- Méthodologie

La prise en compte de plusieurs échelles de temps permet de suivre l'histoire du versant d'ébouilisation durant trois périodes importantes pour sa construction et son fonctionnement : le Tardiglaciaire, l'Holocène et l'histoire actuelle (fig. 5.47). Pour connaître le taux de retrait des parois, on estime le cubage des débris accumulés à son pied sur différents pas de temps et on rapporte ce volume à la surface d'alimentation. Le travail s'effectue en trois phases.

La première consiste à délimiter la surface d'alimentation. La surface réelle correspond au rapport de la surface de la roche émettrice appréciée par SIG par le cosinus de la pente moyenne de la paroi.

La deuxième phase définit la surface d'accumulation pour chaque site étudié, en fonction de la période considérée. Pour le Tardiglaciaire on fait l'hypothèse que la surface d'accumulation correspond au talus d'ébouilis de matériaux grossiers enfouis sous des dépôts de plus petit calibre et aux glaciers rocheux relictuels. Généralement, la durée de la période tardiglaciaire est estimée à environ 5 000 ans (Schoeneich, 2003). Dans le cadre régional, compte tenu de ce que l'on sait de la chronologie du retrait glaciaire et de la disparition précoce des glaciers dans les sites considérés (Delmas *et al.*, 2008), cette durée peut être évaluée à 10 000 ans. Les taux de retrait sont donc calculés en fonction de ces deux durées. La période holocène d'une durée d'environ 10 000 ans a produit des ébouilis à matériaux plus petits, recouvrant les talus tardiglaciaires. Les surfaces projetées sont calculées par S.I.G. puis divisées par le cosinus de la pente moyenne pour obtenir la surface réelle.

La troisième phase a pour but d'évaluer le cubage des matériaux formés par les ébouilis holocènes et tardiglaciaires, et par les glaciers rocheux. On estime alors l'épaisseur des matériaux accumulés. C'est la principale inconnue et nous ne disposons pas de moyens lourds pour l'évaluer précisément ; l'approche est donc restée très empirique et c'est un ordre de grandeur qui a été recherché. Pour cela, nous avons réalisé des profils de versants à l'échelle pour chacun des ébouilis étudiés. L'épaisseur que nous proposons est fonction de deux paramètres : la profondeur du ravinement en tête de cône lorsque cela est visible (cela

permet d'estimer, avec quelques sondages ponctuels, l'épaisseur approximative de l'éboulis holocène) et le prolongement de la pente de la paroi sur le profil permettant de visualiser la base de l'éboulis tardiglaciaire. Nous proposons alors des épaisseurs moyennes pour les matériaux des éboulis et des glaciers rocheux. Ces méthodes sont très imparfaites et imprécises mais à défaut de sondages donnant des valeurs exactes nous utilisons ce moyen simple. Enfin, on fait le produit de cette hauteur par la surface réelle pour obtenir le volume de débris accumulés. Le cubage réel doit tenir compte des interstices présents dans les dépôts de pente. Différentes valeurs sont proposées dans la littérature : 40 % (Wahraftig et Cox, 1959), 33 % (Rapp, 1960), 40 à 50 % (Barsch, 1977), 30 % (Barsch, 1996), 40 % (Humlum, 2000), 63 % (Delmas *et al.*, 2009). Nous avons choisi de retrancher 40 % aux cubages précédemment calculés, soit la valeur des pleins équivalents à 60 %, pour être proches des données régionales (Delmas *et al.*, 2009).

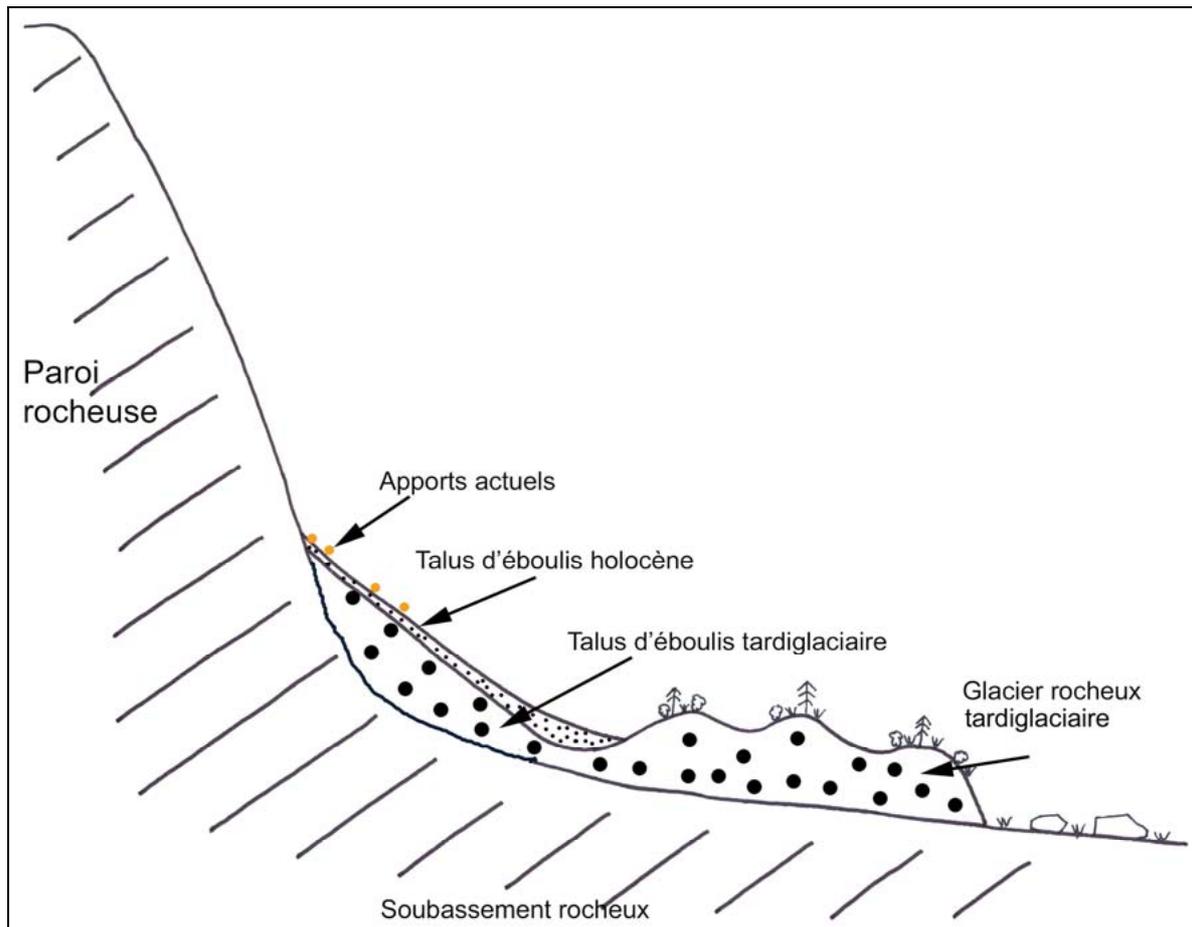


Figure 5.47 – Coupe schématique d'un versant d'éboulement avec paroi d'alimentation présentant trois générations de dépôts : un éboulis et un glacier rocheux tardiglaciaire caractérisé par des blocs volumineux, un talus d'éboulis holocène composé de blocs de plus petite taille et les apports actuels, mesurés ponctuellement depuis trois ans et composés de débris dispersés sur la zone proximale de l'éboulis.

La durée exacte de chaque période est difficile à estimer car seules les données de M. Delmas (2008, 2009) dans le massif du Carlit permettent d'avoir une idée précise de la fin de la glaciation. Pour les secteurs plus méridionaux (Malaza, Dona et Err), la déglaciation a dû débiter plus précocement en raison de leur situation, soit vers 20 ka contre 14,6 ka sur le Péric. Ainsi, dès l'Alleröd, voire au Dryas ancien pour les sites les plus bas, les éboulis et les

glaciers rocheux se mettent en place. Lorsque c'était possible on a ajouté aux tableaux l'évaluation des taux de retrait actuels présentés dans la première partie de ce chapitre, afin de les mettre en perspective et de proposer une quantification à trois pas de temps.

3.1.2- Des résultats contrastés

Les taux de retrait des parois rocheuses ont été mesurés à différents pas de temps sur quatre secteurs présentant des escarpements rocheux dominant des panneaux d'éboulis : le versant ouest du massif du Malaza (fig. 5.48, tab. 5.15), le versant nord de la Coma de la Dona (fig. 5.50, tab. 5.16), le versant nord de la Serre de Cadi (fig. 5.52, tab. 5.17), ainsi que les versants sud et ouest-nord-ouest du cirque de la Coma d'Err (fig. 5.53, tab. 5.18). Les valeurs utilisées pour calculer les taux de retrait sont issues soit de mesures sur cartes ou sur SIG, soit d'estimations à partir d'observation sur le terrain. Trois paramètres méritent d'être discutés pour chaque secteur étudié : la surface d'alimentation prise en compte, l'épaisseur moyenne de la couche de débris et la durée de chaque période.

Le dernier paramètre soulève la question de la durée du Tardiglaciaire local. C'est pourquoi nous présentons les limites chronologiques réelles des périodes étudiées (en cal. BP) sur chaque site mais, *in fine*, pour faciliter les calculs et en tenant compte des marges d'erreurs, nous prendrons les valeurs approximatives de 10 et 5 ka pour les deux durées possibles d'évolution du Tardiglaciaire. Il s'agit de durées totales, incluant des phases de forte amélioration climatique (Alleröd par exemple) et de crises froides. Les valeurs d'érosion obtenues sont donc des moyennes.

3.1.2.1- Malaza

D'après les travaux de Delmas *et al.* (2008) dans le massif du Carlit, on sait que les langues glaciaires ont disparu dès 19-20 ka cal. BP et que les glaciers se sont retirés dans les cirques, voire juste à leur pied (front de la Grave à 2 150 m). Si on transpose ces informations à la vallée de Planès, on peut alors envisager qu'au mieux il reste un glacier de cirque en amont du verrou dans le site de la Conca à partir de 19-20 ka (fig. 5.48). Il est peu probable que ce glacier soit descendu plus bas, par exemple jusqu'à l'étang de Planès (2 200 m). Mais cela n'est pas exclu en raison de l'exposition au nord de la vallée. Si on considère que le glacier éventuel n'a pas dépassé le verrou depuis 19-20 ka, cela permet d'envisager un fonctionnement de la paroi en régime périglaciaire sur une durée 7,5 à 8,5 ka cal. BP (sachant que le début de l'Holocène est évalué à 11,5 ka cal. BP). Si on envisage que c'est l'Alleröd qui a vu le retrait majeur dans ce secteur, la durée du fonctionnement tardiglaciaire qui voit la mise en place des éboulis et glaciers rocheux est alors seulement de 3 ka (début Alleröd à 14,5 ka cal. BP). Sans étude précise sur ce secteur pour nous guider et comme nous l'avons précisé précédemment, nous avons décidé de prendre les valeurs approximatives de 10 et 5 ka pour les deux durées présumées de mise en place des éboulis et glaciers rocheux.

La surface d'alimentation est limitée au secteur inférieur de la vallée, à l'aval du verrou (fig. 5.48 A). Nous avons identifié trois surfaces d'accumulation : l'éboulis et le glacier rocheux tardiglaciaire, et l'éboulis holocène. L'épaisseur de l'éboulis holocène est appréciée grâce au ravinement situé en tête de cône. Il s'agit d'une valeur minimale. Nous l'avons estimée à deux mètres. Pour mesurer l'épaisseur de l'éboulis tardiglaciaire, nous avons réalisé un profil du versant d'éboulisation (fig. 5.49). Celui-ci nous permet de prolonger la pente de la paroi vers le cœur de l'éboulis afin d'estimer sa base et l'épaisseur potentielle de matériaux tardiglaciaires. Cette méthode nous donne une approximation équivalente à huit mètres d'épaisseur. Concernant le glacier rocheux, la différence entre le point le plus haut et

le plus bas donne une mesure égale à sept mètres d'épaisseur. Nous avons estimé à 29° , la pente moyenne des éboulis holocènes et des éboulis tardiglaciaires, sachant que les éboulis tardiglaciaires ont dû avoir une déclivité plus forte en raison de la grande dynamique morphogénique (apport des parois, transport actif sur le talus et évacuation par le glacier rocheux actif), mais nous n'avons pas de moyen pour en donner une valeur exacte.

Pour la période actuelle, les mesures sur bâche et neige ne prennent pas en compte les événements aléatoires comme les coulées de débris et les grosses avalanches de fond.

Les taux de retrait de paroi mesurés aux trois périodes (tab. 5.15) sont conformes à ce que l'on pouvait attendre, à savoir des valeurs maximales durant le Tardiglaciaire avec $0,2438$ à $0,4876 \text{ m.ka}^{-1}$ selon la durée considérée, moyennes durant l'Holocène avec $0,0362 \text{ m.ka}^{-1}$ et faibles dans l'Actuel avec $0,0051 \text{ m.ka}^{-1}$.

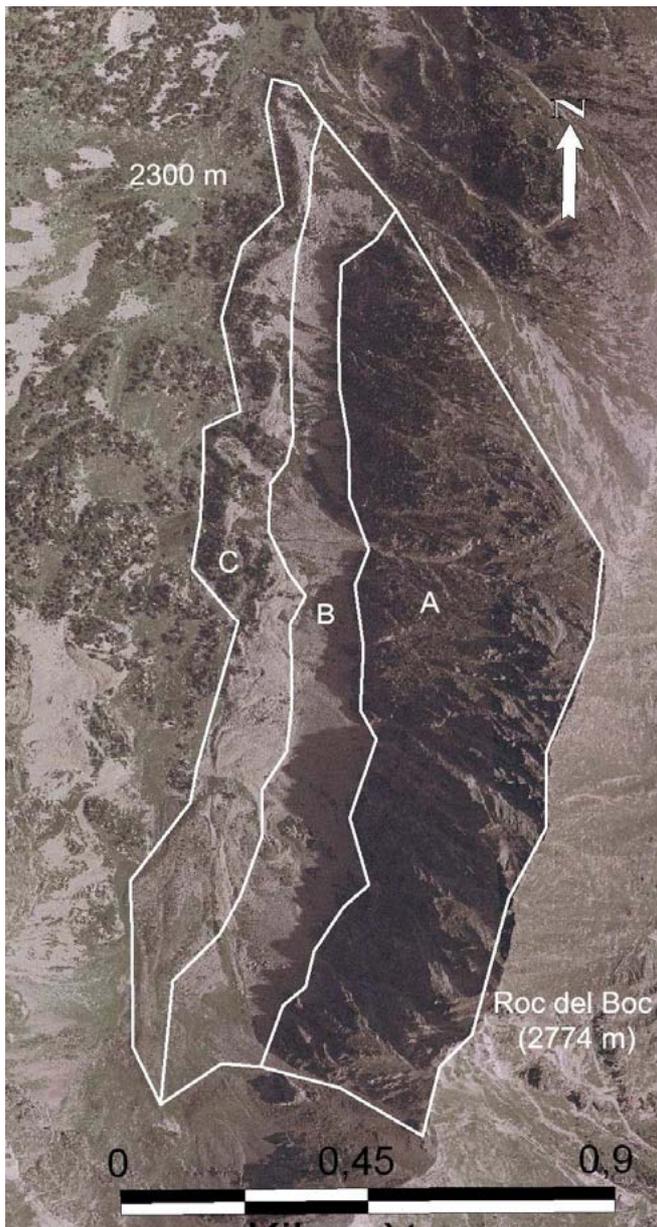


Figure 5.48 –Zones d'alimentation (A) et d'accumulation comprenant l'éboulis holocène et tardiglaciaire (B) et le glacier rocheux tardiglaciaire (C) sur le versant ouest du Malaza. Ce zonage, réalisé sous SIG, a permis de calculer les différentes surfaces nécessaires à la mesure du taux de retrait des parois.

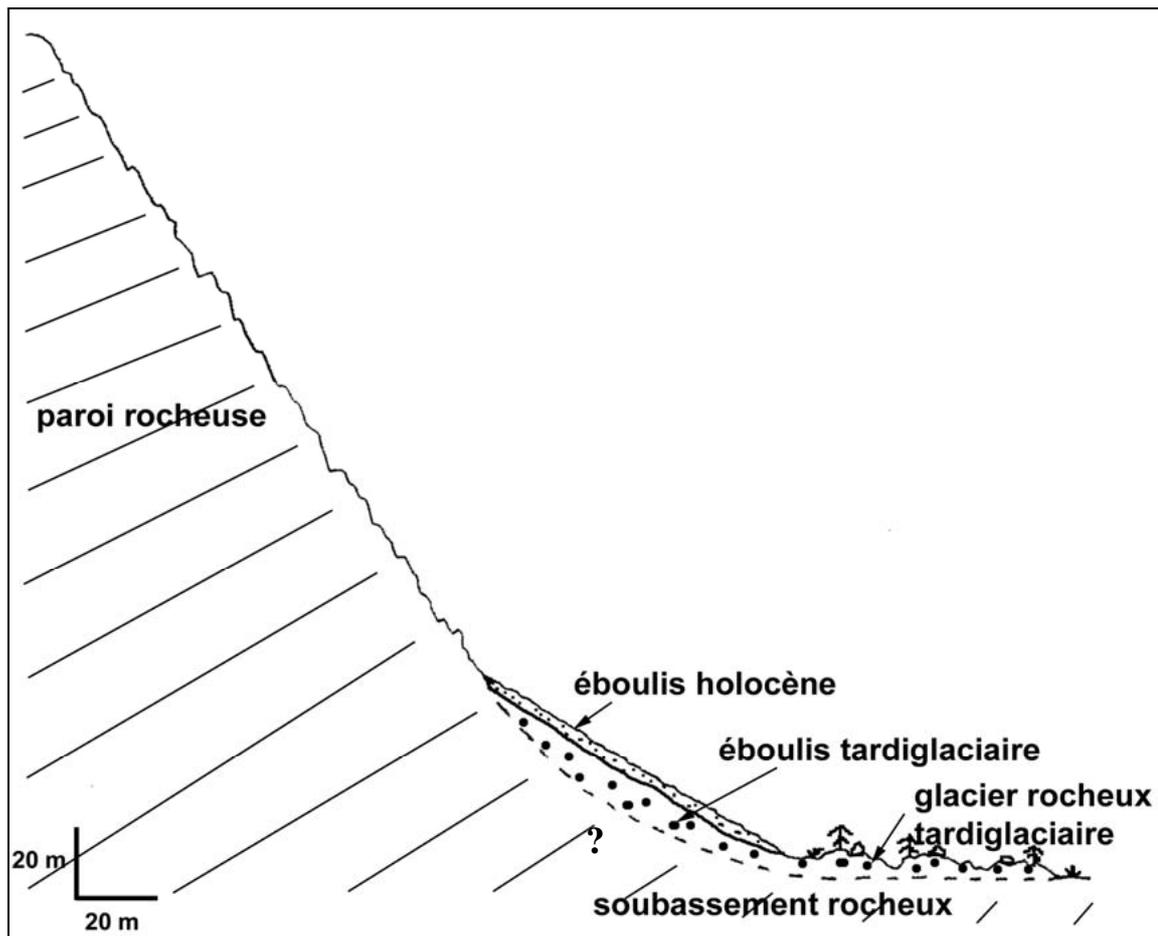


Figure 5.49 – Profil du versant d'éboulisation du Malaza permettant de distinguer les matériaux holocènes et tardiglaciaires. Le ? témoigne de notre indécision quant au profil rocheux sous les dépôts.

Tableau 5.15 – Valeurs permettant le calcul des taux de retrait de paroi à trois échelles de temps sur le massif du Malaza. * cette valeur n'intègre pas les événements aléatoires comme les coulées de débris et les grosses avalanches de fond.

Zone d'alimentation		Hauteur mesurée sur carte (m)	300
		Largeur (m)	1 110
		Surface (SIG) (m ²)	535 232
		Pente moyenne de la paroi (en °)	55°
		Surface réelle (m ²)	933 159
Zone d'accumulation	Glacier rocheux tardiglaciaire	Surface (SIG) (m ²)	220 000
		Épaisseur moyenne estimée sur le terrain (m)	7
		Cubage brut (m ³)	1 540 000
		Cubage corrigé (m ³)	924 000
	Éboulis tardiglaciaire	Surface projetée (SIG) (m ²)	246 194
		Pente moyenne des éboulis (en °)	29
		Surface réelle (m ²)	281 493
		Épaisseur moyenne estimée (m)	8
		Cubage brut (m ³)	2 251 944
		Cubage corrigé (m ³)	1 351 166
		Cubage corrigé de l'ensemble des matériaux tardiglaciaires	2 275 166
		Durée du Tardiglaciaire (ka)	5
		Taux de retrait tardiglaciaire (m.ka⁻¹)	0,4876
		Durée du Tardiglaciaire (ka)	10
	Taux de retrait tardiglaciaire (m.ka⁻¹)	0,12438	
	Éboulis holocène	Surface projetée (SIG) (m ²)	246 194
		Pente moyenne des éboulis (en °)	29
		Surface réelle (m ²)	281 493
		Épaisseur moyenne estimée (m)	2
		Cubage brut (m ³)	562 986
Cubage corrigé des matériaux holocènes		337 792	
Durée de l'Holocène (ka)		10	
Taux de retrait holocène (m.ka⁻¹)	0,0362		
Méthode : bêche & neige		Taux de retrait actuel (m.ka⁻¹) *	0,0051

3.1.2.2- Dona

Le géosystème étudié sur Dona est globalement comparable à celui du Malaza : une surface d'alimentation correspondant à l'ensemble de la paroi exposée au nord et une zone d'accumulation composée de l'éboulis et glacier rocheux tardiglaciaires, clairement inféodé à la paroi étudiée et non alimenté par l'amont du cirque, ainsi que de l'éboulis holocène (fig. 5.50). L'épaisseur de l'éboulis holocène est mesurée grâce à l'entaille provoquée par les coulées de débris de l'été 2003, soit une valeur minimale de deux mètres. L'épaisseur de l'éboulis tardiglaciaire a été estimée de la même façon que sur le Malaza, grâce au profil de versant (fig. 5.51), soit huit mètres ; le glacier rocheux fait environ quatre mètres de haut mais on n'a aucune idée de son épaisseur réelle car il remblaie tout le fond de la vallée. La déglaciation des versants étudiés a pu commencer un peu plus tard que sur le Malaza en raison de la position du versant, en milieu de vallée sur le Malaza et dans le cirque sur Dona. Mais nous avons fait le choix de négliger ces nuances compte tenu des incertitudes de la durée du Tardiglaciaire local. Comme pour le Malaza, nous considérons deux valeurs : 5 ka et 10 ka. Précisons qu'une moraine tardiglaciaire est nettement visible dans la Coma de la Dona (fig. 5.50). Elle s'enracine rive gauche, 300 m en amont de la côte 2 426 (soit une LEG située vers 2 400 m). Le front est peu distinct (vers 2 200 m, voire plus en aval). Un cordon plus

visible est présent en rive droite sous la Jasse del Chaï qui suggère la terminaison frontale d'une langue glaciaire. Mais nous n'avons aucun moyen de dater cette phase. Nous pouvons seulement l'estimer, soit entre 20 et 15 Ka.

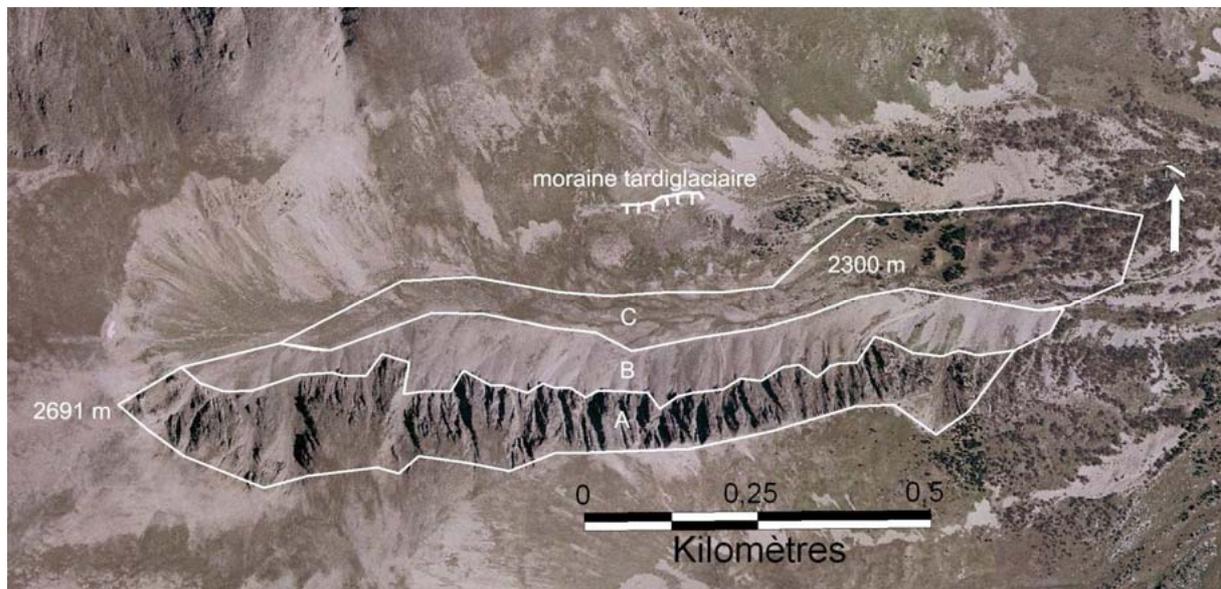


Figure 5.50 – Zone d'alimentation (A) et d'accumulation comprenant l'éboulis holocène et tardiglaciaire (B) et le glacier rocheux tardiglaciaire (C) sur le versant nord de la Dona. Ce zonage, réalisé sous SIG, a permis de calculer les différentes surfaces nécessaires à la mesure du retrait des parois.

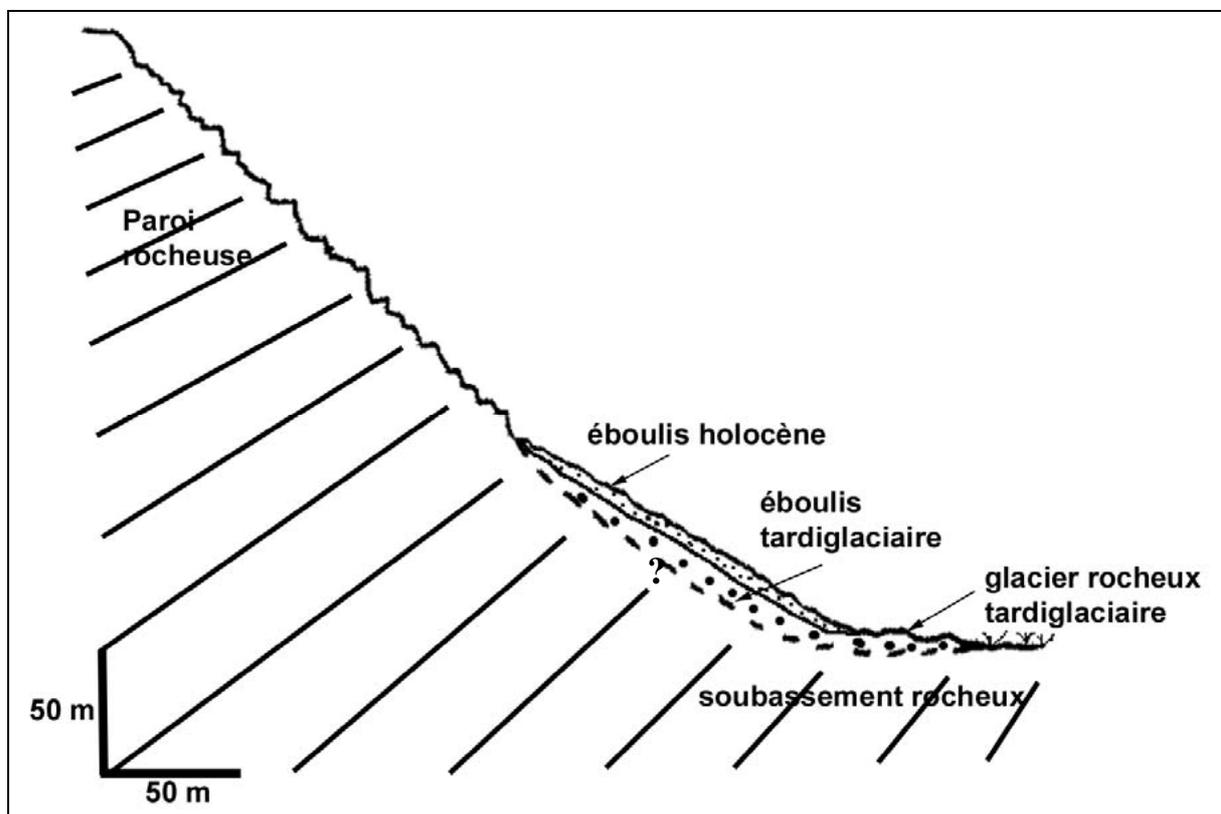


Figure 5.51 – Profil du versant d'éboulisation de Dona. Nous distinguons les matériaux holocènes et tardiglaciaires. Le ? témoigne de notre indécision quant au profil rocheux sous les dépôts.

Les valeurs obtenues (tab. 5.16) durant le Tardiglaciaire (0,4226 à 0,8453 m.ka⁻¹) indiquent une production de débris de six à douze fois supérieure à celles de l'Holocène (0,0713 m.ka⁻¹). Dans l'Actuel, nous proposons de calculer le taux de retrait sur la base du volume entrant, c'est-à-dire le cubage de débris stockés dans la tranchée créée lors du ravinement lié aux événements extrêmes qui ont eu lieu en 2003 et 2006. Dans le paragraphe 2.2.1.3 de ce chapitre, nous avons proposé un taux de comblement de 4 m³.an⁻¹. La surface réelle de bassin versant, estimée sur S.I.G. puis corrigée, est de 3 603 m², soit un taux de retrait de 1,11 m.ka⁻¹. Cette valeur est très importante, très largement supérieure à celles obtenues pour les périodes tardiglaciaire et holocène mais avec des méthodes très différentes. Ce chiffre est largement critiquable car il s'agit d'un calcul ponctuel, réalisé sur un seul couloir dans des conditions de dynamique morphogénique exceptionnelle. Il est difficilement extrapolable à toute la paroi car neuf couloirs seulement montrent des traces de *debris flows* sur les 22 que comporte la Coma de la Dona. De plus, le cubage a été réalisé sur le chenal entaillé par la coulée ; or ce chenal affecte assez largement l'apex du cône et les matériaux qui y sont accumulés ; c'est donc un remaniement du cône plus qu'une production directe de la paroi. Le taux de retrait actuel proposé doit donc être pris avec de grande précaution. Mais à défaut d'autre moyen de calcul, nous conservons cette valeur qui est certainement maximale.

Tableau 5.16 – Valeurs permettant le calcul des taux de retrait de paroi à trois échelles de temps sur le versant nord de la Dona.

Zone d'alimentation		Hauteur mesurée sur carte (m)	70
		Largeur (m)	1 230
		Surface SIG (m ²)	124 599
		Pente moyenne de la paroi (°)	45
		Surface réelle (m ²)	176 211
Zone d'accumulation	Glacier rocheux tardiglaciaire	Surface (SIG) (m ²)	100 752
		Épaisseur estimée sur le terrain (m)	4
		Cubage brut (m ³)	403 000
		Cubage corrigé (m ³)	241 800
	Eboulis tardiglaciaire	Surface projetée (SIG) (m ²)	90 740
		Pente moyenne des éboulis (°)	30
		Surface réelle (m ²)	104 781
		Épaisseur moyenne estimée (m)	8
		Cubage brut (m ³)	838 248
		Cubage corrigé (m ³)	502 949
		Cubage corrigé des matériaux tardiglaciaires	744 749
		Durée du Tardiglaciaire (Ka)	5
		Taux de retrait tardiglaciaire (m.ka⁻¹)	0,8453
		Durée du Tardiglaciaire (Ka)	10
	Taux de retrait tardiglaciaire (m.ka⁻¹)	0,4226	
	Eboulis holocène	Surface projetée (SIG) (m ²)	90 740
		Pente moyenne des éboulis (°)	30
		Surface réelle (m ²)	104 781
		Épaisseur moyenne estimée (m)	2
		Cubage brut (m ³)	209 562
Cubage corrigé des matériaux holocènes		125 737	
Durée de l'Holocène (Ka)		10	
Taux de retrait holocène (m.ka⁻¹)		0,0713	
Méthode : cubage des débris accumulés dans une tranchée		Taux de retrait actuel (m.ka⁻¹)	1,11

3.1.2.3- Cadi

Les calculs des taux de retrait des parois ont été réalisés à deux échelles spatiales : celle du massif et celle du secteur étudié (fig. 5.52). À l'échelle du massif, la zone d'alimentation est représentée par l'ensemble de la corniche calcaire, la zone d'accumulation correspond aux versants d'ébouilisation. Seules deux échelles temporelles ont été étudiées : l'Holocène et l'Actuel. L'épaisseur moyenne de l'éboulis holocène est estimée à moins de 1,5 mètres (valeur inférieure à celle évaluée dans les gneiss) car les fortes pentes favorisent le transit vers le talweg aval. Les taux de retrait obtenus dans l'Holocène sont variables selon l'échelle spatiale prise en compte, 0,0524 m.ka⁻¹ à l'échelle du secteur étudié et 0,0419 m.ka⁻¹ pour le massif. Ces différences sont attribuables à la variabilité d'ébouilisation dans les différentes zones du massif. Les niches glaciaires concentrent les matériaux éboulisés alors que les éperons rocheux les dispersent. Dans l'Actuel, la valeur de 0,222 m.ka⁻¹ est supérieure à celles obtenues dans les gneiss : ce chiffre ne doit pas surprendre, dans la mesure où il est issu d'une seule quantification extrêmement ponctuelle et de signification dénuée de sens à l'échelle de la paroi. Il n'est rappelé ici que pour mémoire (tab. 5.17).

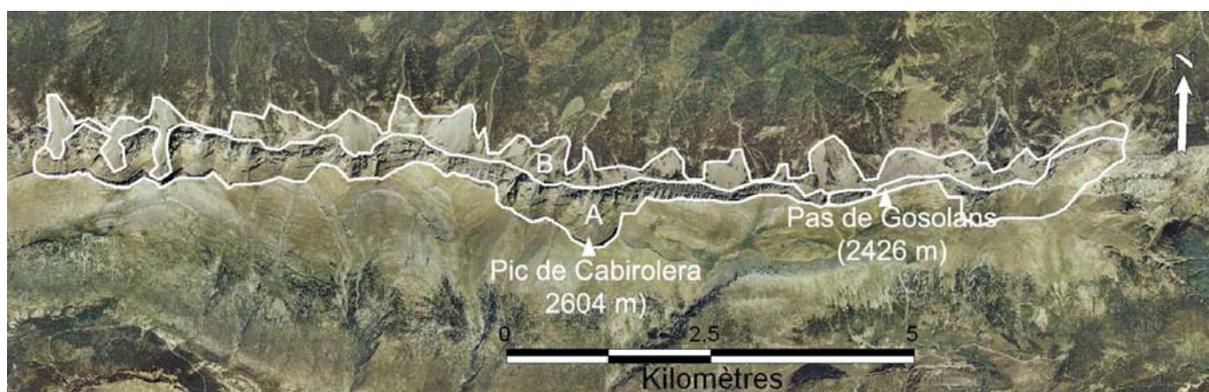


Figure 5.52– Zone d'alimentation (A) et d'accumulation comprenant les éboulis holocènes (B) sur le versant nord de la Serre de Cadi. Ce zonage, réalisé sous SIG, a permis de calculer les différentes surfaces nécessaires à la mesure du taux de retrait des parois.

Tableau 5.17 – Valeurs permettant le calcul des taux de retrait de paroi à deux échelles temporelles (Holocène et Actuel) et à deux échelles spatiales (le massif et le secteur étudié) sur le versant nord de la Serre de Cadi. * valeur obtenue à partir d'une seule donnée par la méthode des carrés peints.

		secteur étudié	massif
Zone d'alimentation	Hauteur mesurée sur carte (m)	400	400
	Largeur (m)	400	13 000
	Surface (SIG) (m ²)	80 162	4 926 494
	Pente moyenne de la paroi (°)	60	60
	Surface réelle (m ²)	160 324	9 852 988
Zone d'accumulation = éboulis holocène	Surface projetée (SIG) (m ²)	80 154	3 932 175
	Pente moyenne des éboulis (°)	31	31
	Surface réelle (m ²)	93 517	4 587 445
	Épaisseur moyenne estimée sur le terrain (m)	1,5	1,5
	Cubage brut (m ³)	140 276	6 881 167
	Cubage corrigé (m ³)	84 166	4 128 700
	Durée de l'Holocène (Ka)	10	10
	Taux de retrait holocène (m.ka⁻¹)	0,0524	0,0419
Méthode des carrés peints	Taux de retrait actuel (m.ka⁻¹)	0,222*	-

3.1.2.4- Err

Le versant d'ébouilisation de la Coma d'Err est en voie de régularisation. Les éboulis (zone d'accumulation) sont surmontés par des chicots rocheux (zone d'alimentation) (fig. 5.53). Nous n'avons pas mesuré de taux de retrait propre au Tardiglaciaire car le paysage ne contient pas d'éléments permettant de le calculer. Seules des moraines tardiglaciaires sont présentes en aval vers 2 300 m d'altitude. Compte tenu des épaisseurs de dépôts de pente reconstitués d'après le profil du versant (fig. 5.54) et qui peuvent atteindre 20 à 30 m au maximum, l'épaisseur de l'éboulis a été estimée à 5 m (valeur minimale) pour l'Holocène. Ici la méthode touche évidemment à ses limites et l'exercice de quantification est un peu gratuit. Néanmoins il y a cohérence des résultats, en terme d'ordre de grandeur, entre cette quantification et celle procurée par les carrés peints, validant a posteriori la procédure pour l'Holocène.

Les taux de retrait obtenus indiquent des valeurs importantes durant l'Holocène ($0,7062 \text{ m.ka}^{-1}$) et surtout dans l'Actuel ($1,23 \text{ m.ka}^{-1}$) avec une forte variabilité puisque les valeurs ponctuelles obtenues sur trois carrés peints donnent $0,176 \text{ m.ka}^{-1}$, $0,328 \text{ m.ka}^{-1}$ et $3,2 \text{ m.ka}^{-1}$ (tab. 5.18). Ces chiffres soulignent la grande hétérogénéité du site.

Cette rapidité de l'évolution dans les schistes est démontrée par l'abondance de cailloux « frais » sur les vires rocheuses de la paroi qui domine l'éboulis (fig. 5.55). Cela confirme la facilité de régularisation que l'on y observe alors même que les taux de retrait les plus faibles ($0,176 \text{ m.ka}^{-1}$) sont du même ordre de grandeur que ceux obtenus pour le Tardiglaciaire (durée de 10 ka) dans les gneiss ($0,2799 \text{ m.ka}^{-1}$ sur Dona et $0,1714 \text{ m.ka}^{-1}$ sur Malaza).

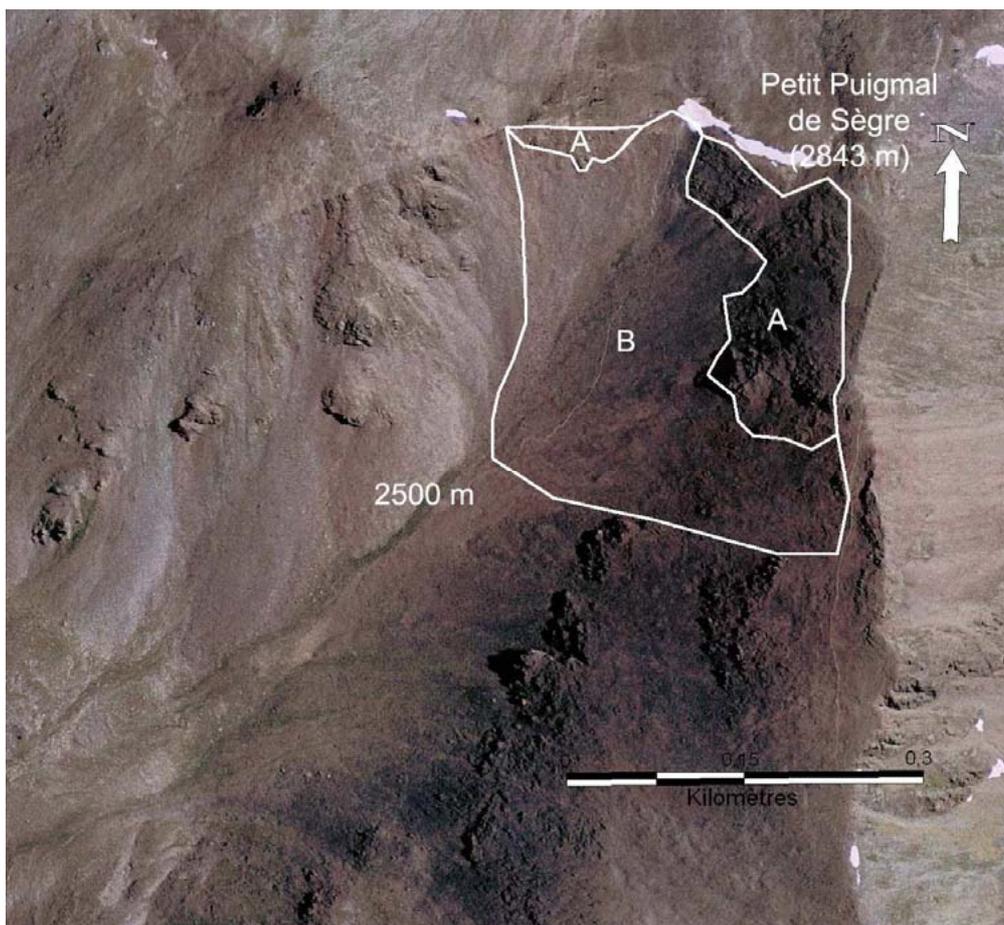


Figure 5.53– Zones d'alimentation (A) et d'accumulation comprenant les éboulis holocène d'Err 1 et Err 2 (B) sur les versants de la Coma d'Err. Ce zonage, réalisé sous SIG, a permis de calculer les différentes surfaces nécessaires à la mesure du taux de retrait des parois.

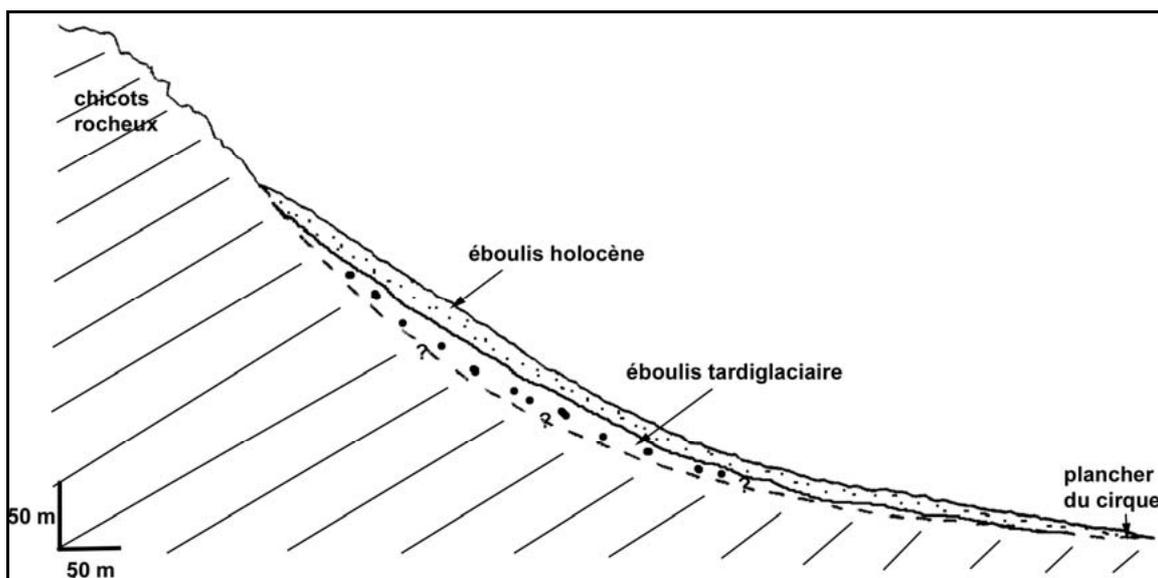


Figure 5.54 – Profil du versant d'ébouilissement d'Err 2, permettant d'estimer l'épaisseur des matériaux holocènes. Par contre, les débris tardiglaciaires sont totalement masqués, empêchant toute possibilité de mesures. L'épaisseur de l'éboulis holocène à l'aval du versant nous est également inconnue.

Tableau 5.18 – Valeurs permettant le calcul des taux de retrait de paroi à deux échelles temporelles sur le secteur étudié des versants de la Coma d'Err (Err 1 et Err 2).

Zone d'alimentation = chicots rocheux	Hauteur mesurée sur carte (m)	50
	Largeur (m)	200
	Surface (SIG) (m ²)	24 518
	Pente moyenne des chicots rocheux (°)	40
	Surface réelle (m)	32 008
Zone d'accumulation = éboulis holocène	Surface projetée (SIG) (m ²)	65 258
	Pente moyenne des éboulis (°)	30
	Surface réelle (m ²)	75 356
	Épaisseur estimée (m ²)	5
	Cubage brut (m ³)	376 780
	Cubage corrigé (m ³)	226 068
	Durée de l'Holocène (Ka)	10
	Taux de retrait holocène (m.ka⁻¹)	0,7062
Méthode des carrés peints (3 objets)	Taux de retrait actuel (m.ka⁻¹)	1,23 (min. 0,176 – max. 3,2)



Figure 5.55 – Débris « frais » localisés dans les vires des chicots rocheux d'Err, témoignant de la rapide régularisation du versant dans les schistes.

3.1.2.5- Des taux de retrait variables selon la période

Les taux de retrait que nous obtenons sont variables selon l'échelle temporelle considérée (tab. 5.19). Les valeurs sont maximales durant le Tardiglaciaire puis diminuent durant l'Holocène. Il est difficile de comparer ces valeurs à celles de l'Actuel car les méthodes utilisées sont très différentes : les résultats obtenus dans l'Actuel résultent souvent de mesures très ponctuelles.

Deux principaux facteurs conditionnent le retrait des parois : l'espacement des diaclases et la dynamique glaciaire (André, 1991). Durant le Tardiglaciaire, au Dryas ancien et récent, la déglaciation bat son plein dans les cirques glaciaires du massif du Carlit (Delmas, 2005 ; Delmas *et al.*, 2008) et certainement aussi sur les massifs du Puigmal-Carança. La détente postglaciaire associée au gel encore très actif et très profond a apporté beaucoup de matériaux de gros calibre, assurant un taux de retrait des parois relativement important comparé à l'Holocène climatiquement plus doux. Durant les 10 000 dernières années, les apports de débris depuis les parois sont alors essentiellement le fait de la gélivation moins intense qu'au Tardiglaciaire, liée aux facteurs lithologiques, tectoniques et climatiques. Sur la Serre de Cadi, il se peut que l'altitude plus basse rende l'agent d'érosion qu'est le gel moins efficace. La production de débris est, dans ce cas, essentiellement le fait de chutes primaires (gravité) liées à la grande corniche calcaire. Malaza et Dona fournissent des valeurs extrêmes à lithologie et altitude similaires. À l'échelle des mesures ponctuelles réalisées sur un pas de temps de trois ans, les taux de retrait sont beaucoup plus importants sur les éboulis schisteux d'Err que sur les autres secteurs. Ces éboulis possèdent un géofaciès amont à chicots rocheux largement désagrégés. Les valeurs obtenues permettent de comprendre la rapidité de la régularisation de ces versants dans les schistes.

Tableau 5.19 – Taux de retrait des parois rocheuses mesurés à trois échelles temporelles dans quatre secteurs de la zone étudiée. * calculé sur la base d'évènements extrêmes.

Secteurs étudiés	Lithologie	Exposition	Altitude basse	Taux de retrait des parois (m.ka ⁻¹)			
				Tardiglaciaire		Holocène	Actuel
				5 ka	10 ka		
Malaza	gneiss	O	2150	0,4876	0,2438	0,0362	0,0051
Dona	gneiss	N	2200	0,8453	0,4226	0,0713	1,11*
Cadi	calcaire	N	2050			0,0524	0,222
Err	schiste	S et ONO	2400			0,7062	1,23

La comparaison des taux de retrait des parois à trois échelles de temps montre l'évolution du fonctionnement de trois versants d'ébouilisation depuis 20 000 ans. Ces mesures ne s'appliquant qu'à un très petit nombre d'ébouillis, on se gardera de généraliser à l'ensemble des Pyrénées orientales. Concernant les secteurs étudiés, de nos jours, les apports des parois sont faibles, voire négligeables dans le cas du Malaza. Les dynamiques de chutes sont donc quasi inactives ce qui implique des conséquences importantes sur le fonctionnement global du géosystème et son évolution. Mais ces vitesses de retrait n'incluent pas les dynamiques exceptionnelles qui apportent, comme nous l'avons présenté dans ce chapitre (§ 2.2), de gros volumes de débris sur le talus et qui explique le taux de retrait important calculé sur Dona.

3.1.3- Taux de retrait des parois d' « ici et d'ailleurs » : mise en perspective

L'étude du retrait des parois a fait l'objet de nombreux travaux à travers le monde, dans différents domaines climatiques mais principalement en zones alpines et arctiques (tab. 5.120). Dans les Pyrénées, peu d'études ont été réalisées sur le sujet. Seuls des résultats récents (Delmas *et al.*, 2009) apportent quelques éléments de comparaison dans un contexte morphoclimatique particulier. Les trois échelles de temps sont traitées séparément et tiennent compte des méthodes d'acquisition des données.

À l'échelle du Tardiglaciaire, nos valeurs sont proches de celles obtenues par M. Delmas *et al.* (2009) dans le même secteur géographique mais dans des conditions lithologiques différentes (tab. 5.20). Les taux que nous avons mesurés sur gneiss (0,2438 - 0,8453 m.ka⁻¹) sont à rapprocher aux valeurs obtenues par Delmas *et al.* (2009) sur schistes (0,4 m.ka⁻¹) et sur granit (0,48 m.ka⁻¹) indiqués par ces auteurs. Les conditions climatiques étant similaires, il semble que ce soit le facteur lithologique qui influence la décohérence des roches. Les taux de retrait sont également analogues à ceux obtenus dans les Alpes bavaroises calcaires (0,46 m.ka⁻¹ en moyenne) par Sass et Wollny en 2001 et dans les basaltes écossais de Trotternish (0,75 m.ka⁻¹ en moyenne) par Hindchiffé *et al.* en 1999. Par contre, les valeurs obtenues par B. Kaiser (1992) dans les Alpes françaises, à plus haute altitude, (1,2 à 3,2 m.ka⁻¹) sont largement supérieures aux nôtres car le domaine étudié par l'auteur était encore fortement englacé au Tardiglaciaire et produisait beaucoup de gros débris.

À l'échelle de l'Holocène, nos données, variant de 0,0362 à 0,7062 m.ka⁻¹, sont analogues aux valeurs mesurées globalement dans d'autres contextes morphologiques : dans les amphibolites (0,07 m.ka⁻¹) et les quartzites (0,7 m.ka⁻¹) du Spitsberg (André, 1997), dans les métasédiments (0,07 m.ka⁻¹) et les syénites (0,03 m.ka⁻¹) d'Alaska (Gray, 1972). On constate cependant que les taux de retrait mesurés dans les Alpes à haute altitude (Barsch,

1977 ; Francou, 1988) sont supérieurs aux valeurs obtenues en contexte arctique (Söderman, 1980 ; André, 1997).

Tableau 5.20 – Comparaison des taux de retrait des parois dans divers environnements alpins et arctiques de la zone tempérée (d'après Curry et Morris, 2004 et Delmas et al., 2009).

(a) Méthodes : (1) volume du talus d'éboulis et/ou glaciers rocheux ; (2) volume des protalus ; (3) accumulation des débris sur le talus, la neige ou dans des collecteurs ; (4) débris détachés des carrés points.

Localisation	Lithologie	Taux de retrait des parois (m.ka ⁻¹)			Sources	Méthodes (a)
		Minimum	Moyen	Maximum		
<i>Tardiglaciaire</i>						
Ecosse (Trotternish)	basalte	0,58	0,75	1,05	Hindchcliffe <i>et al.</i> , 1999	1
Alpes bavaroises	calcaire	0,16	0,46	0,73	Sass et Wollny, 2001	1
Alpes françaises	schiste		1,2		Kaiser, 1992	1
	calcaire		3,2			
Pyrénées orientales	schiste	0,4		1,58	Delmas <i>et al.</i> , 2009	1
	granite	0,09		0,48	Delmas <i>et al.</i> , 2009	1
Pyrénées orientales	gneiss	0,2438		0,8453	cette étude	1
<i>Holocène</i>						
Islande (Ellesmere)	calcaire	0,30		1,30	Souchez, 1971	1
Finlande (nord)	roches métamorphiques	0,04	0,36	0,94	Söderman, 1980	1
Spitsberg	amphibolite	0,03	0,07	0,11	André, 1997	1
Spitsberg	quartzite	0,10	0,70	1,58	André, 1997	1
Spitsberg	calcaire	0,34		0,50	Rapp, 1960	1
Groenland (ouest)	basalte	0,03	1,04	4,17	Humlum, 2000	2
Alaska	syénite, diabase	0,01	0,02	0,03	Gray, 1972	1
Alaska	métasédiment	0,02	0,07	0,17	Gray, 1972	1
Mynydd Du (Royaume-Uni)	grès	0,1	0,12	0,17	Curry et Morris, 2004	1
Alpes autrichiennes	gneiss, schiste	0,7		1,0	Poser, 1954	1
Alpes bavaroises	calcaire	0,06	0,2	0,37	Sass et Wollny, 2001	1
Monts Blanca (Colorado)	roches variées	0,05	0,42	0,82	Olyphant, 1983	1
Alpes françaises	gneiss		1,0		Francou, 1988	2
Alpes françaises	granit		2,5		Francou, 1988	2
Alpes suisses	gneiss, granit	2,2	2,5	4,5	Barsch, 1977	2
Alpes suisses	schiste	1,0	2,5	2,1	Barsch, 1977	2
Alpes suisses	granit, schiste	1,5		3,4	Barsch, 1996	2
Pyrénées orientales	gneiss	0,0362		0,0713	cette étude	1
	schiste		0,7062		cette étude	
	calcaire		0,0524		cette étude	1
<i>Actuel</i>						
Alaska	syénite, diabase	0,003		0,02	Gray, 1972	3
Spitsberg	calcaire	0,05		0,5	Rapp, 1960	3
Suède (nord)	micaschiste	0,04		0,15	Rapp, 1960	3
Finlande (nord)	roches métamorphiques	0,07	0,18	0,60	Söderman, 1980	3
Alpes autrichiennes	gneiss, schiste	0,7		1,0	Poser, 1954	1
Colorado Front Range	roches variées		0,76		Caine, 1974	3
Alpes françaises	roches variées	0,05		2,5	Francou, 1988	3
Alpes françaises	calcaire		0,1		Rovera, 1997	3
Jura suisse	calcaire		1,8		Pancza, 1990	3
Alpes japonaises	grès		0,01		Matsuoka et Sakai, 1999	3
Monts Tatra, Pologne	granit		0,7		Kotarba et al. 1987	3
Monts Tatra, Pologne	calcaire	0,10	0,84	3,0	Kotarba (1972)	3
Pyrénées orientales	calcaire		0,222		cette étude	3
	gneiss	0,0051		1,11	cette étude	3
	schiste	0,176	1,23	3,2	cette étude	4

Dans les Pyrénées orientales, les vitesses sur gneiss sont similaires à celles mesurées en milieu arctique alors que les taux de retrait en domaine schisteux correspondent à ceux des Alpes. Cela s'explique par la disparité des conditions morphostructurales et topoclimatiques et par les différences de position chronologique par rapport à la déglaciation. Dans les massifs alpins étudiés, la déglaciation a eu lieu plus tardivement (Edouard, 1979 ; Jorda, 1988 ; Schoeneich, 1998 ; Jorda *et al.*, 2000 ; Cossart, 2005).

Dans l'Actuel, malgré une similitude des méthodes utilisées, les chiffres varient fortement selon les zones géographiques mais aussi selon la lithologie. Les plus faibles valeurs se rencontrent en Alaska (0,003-0,02 m.Ka⁻¹). Des taux très contrastés s'observent dans les calcaires des Monts Tatra de 0,10 à 3,0 m.Ka⁻¹ (Kotarba, 1972) et dans les Alpes françaises de 0,05 à 2,5 m.Ka⁻¹ (Francou, 1988). Dans certaines situations géographiques, notamment dans le secteur alpin de haute altitude, le Petit Âge Glaciaire a joué un rôle important sur la production de matériaux sur les versants et la crise paraglaciale qui a suivi est récente et parfois encore active. Dans les Pyrénées orientales, nous obtenons des valeurs plus importantes dans les schistes (1,23 m.Ka⁻¹) que dans les calcaires (0,222 m.Ka⁻¹) ou les gneiss (0,0051 m.Ka⁻¹). Cela s'explique en partie par l'hétérogénéité des méthodes utilisées et par le degré de résistance des roches (chapitre 2, § 1.1.2).

Peu de travaux ont permis de comparer l'évolution des taux de retrait des parois au cours du temps. Seul Sass et Wollny (2001) ont travaillé aux échelles du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Les valeurs sont légèrement plus importantes durant le Tardiglaciaire. Dans les Pyrénées orientales, les valeurs obtenues suivent aussi ce schéma mais les taux de retrait sont bien plus faibles car la déglaciation qui a eu le plus fort impact morphogénique est celle, postérieure à la grande glaciation, qui s'est produite dès le Dryas ancien (Delmas *et al.*, 2008). Concluons en soulignant que les gammes de valeurs mesurées sont très hétérogènes. Une lecture globale des résultats montre une certaine corrélation entre les taux de retrait et les trois échelles de temps et une cohérence entre les trois périodes. On peut alors se demander si ce schéma est seulement local ou bien si l'hétérogénéité domine : seules des analyses statistiques sur un grand nombre de données permettraient de confirmer l'une ou l'autre de ces deux options.

3.2- Évolution des versants d'ébouilisation dans le contexte climatique actuel

Modéliser est un exercice périlleux en raison de la complexité des processus en jeu. B. Francou (1992) s'interroge même sur l'efficacité des modèles numériques. L'auteur propose plutôt un modèle conceptuel biphasé dans lequel le passage d'une dynamique d'accumulation et de transit à une dynamique d'accumulation pure se fait au niveau d'un ou plusieurs points de rupture bien marqués sur le profil de l'éboulis. Nous ne reviendrons pas dans ce paragraphe sur les différents modèles qui présentent l'évolution des versants d'ébouilisation puisque nous les avons déjà exposés au chapitre 1 (§ 1.2.4). Nous n'avons pas, non plus, la prétention de vouloir créer un nouveau modèle car les données que nous avons recueillies, notamment sur les apports des parois, sont beaucoup trop ponctuelles et fragmentaires. Seul le transport des matériaux au sein même du talus d'éboulis a été étudié avec précision. Pour toutes ces raisons, nous proposons seulement de faire un point sur les types de versants d'ébouilisation rencontrés dans notre secteur d'étude et d'exposer les scénarios d'évolution possibles dans le contexte climatique actuel, en prenant en compte les flux et les stocks de matériaux dans le système.

3.2.1- Scénarios théoriques d'évolution

Plusieurs types de géosystèmes d'ébouilisation existent selon la forme du versant (éboulis surmonté par une paroi, avec des chicots rocheux ou versant régularisé), le type de système (ouvert ou fermé) et selon son degré d'activité (actif, en voie de stabilisation ou stabilisé).

3.2.1.1- Variabilité temporelle

Selon la période de temps considérée, le système fonctionne différemment. À l'échelle du Pléistocène supérieur, le système devait être généralement plus ouvert en raison des crises froides qui remettaient en route les glaciers rocheux et les vrais glaciers, évacuant les débris des éboulis vers les moraines et les nappes alluviales à l'aval. Par contre, à l'échelle des temps holocènes, le système fermé a pu exister car les conditions climatiques favorisaient la fossilisation des glaciers rocheux, l'installation de pelouses alpines et le développement de la forêt sur les replats en pied de versants. À l'échelle du temps actuel, la forme et la dynamique du talweg situé au pied de l'ébouilis jouent un rôle important quant au contrôle de l'évacuation des matériaux. Si l'ébouilis est fermé alors il n'a pas de relation avec le talweg situé à l'aval. Si le talus est ouvert, le talweg reçoit et évacue des matériaux. La dynamique propre du talweg peut connaître trois états différents - incision, stabilité ou aggradation - cela va contrôler en théorie le mode d'évolution du versant entier.

3.2.1.2- Le régime érosif du talweg

En situation d'aggradation, c'est-à-dire lorsque le versant fournit plus de matériaux que le talweg peut en évacuer, les versants s'enfouissent sous une masse de débris épais qui facilite la régularisation de la partie supérieure du versant. Dès que cette régularisation est avancée, l'ébouilis va se stabiliser voire même se fixer grâce à la végétation. Mais si les versants ne fournissent plus de débris, le talweg va progressivement récupérer sa capacité à inciser et donc à raidir la base du versant pour induire à nouveau l'évacuation des matériaux de l'ébouilis. Dans le cas d'une végétation suffisamment dense et fixatrice comme une forêt ou une lande, l'existence d'un torrent au pied du talus peut l'inciser, sans remettre d'emblée en cause sa forme et son volume. Cela se traduira par des formes d'érosion régressives locales au détriment de l'ébouilis meuble (foirages, laves torrentielles...).

En régime d'équilibre, le talweg évacue progressivement la charge fournie par le versant jusqu'à sa régularisation sous une pellicule mince d'ébouilis. Là encore l'achèvement de la régularisation favorise la colonisation végétale et la fixation du système. Comme dans le cas précédent, lorsque le système amont ne fournit plus de débris, la tendance sera à l'incision du talweg. Cependant l'incision se faisant surtout dans la roche en place, le versant d'ébouilis se montrera moins sensible à l'érosion régressive ; au mieux la pellicule d'ébouilis sera évacuée et le versant réglé rocheux restera stable.

Le talweg en voie d'incision va empêcher la réalisation d'un plan incliné de régularisation, le versant préservant un versant à corniche dominant de brefs talus d'ébouilis discontinus.

Pour résumer, la dynamique du talweg mène à trois situations. Un talweg stable ou pénestable favorise la reconquête végétale ; l'ébouilis se stabilise au gré des fluctuations climatiques. Un talweg en cours d'incision rapide empêche la fossilisation du talus d'ébouilis ; la paroi est conservée ou s'accroît même par évacuation des matériaux à la base ; dans ce cas, la régularisation du talus est improbable. Un talweg en cours d'aggradation régularise son versant et favorise la colonisation végétale.

Mais cette évolution théorique du géosystème d'ébouilisation ouvert est influencée par deux paramètres. Le premier concerne la durée des périodes d'« équilibre » du système. Dans

ce cas, l'évolution est remise en cause par tout changement radical, climatique (séquences de phases « glaciaires » et « interglaciaires ») ou tectonique (qui provoque l'incision en situation de soulèvement). Le second dépend de l'efficacité relative des processus à l'œuvre : dynamique fluviale du talweg, vitesse de retrait des parois et de régularisation. Ces considérations théoriques évoquées précédemment supposent un système en équilibre dynamique, c'est-à-dire un éboulis en transit actif, bien alimenté par sa paroi tant qu'il existe des chicots rocheux non régularisés. Or, ces modèles ne s'appliquent pas aux versants d'ébouilisation étudiés dans les conditions actuelles puisque ces géosystèmes sont fermés à l'aval.

3.2.1.3- Flux et stock de débris

Traditionnellement, on considère que le stade ultime du système paroi-éboulis est la régularisation du versant. Celle-ci s'effectue progressivement par recul de la paroi parallèlement à elle-même et par la remontée du talus d'éboulis vers le haut.

Le système fonctionne grâce à l'intervention de flux et de stocks de débris. Pour connaître le degré d'évolution des versants d'ébouilisation étudiés, il est nécessaire de quantifier les volumes de matériaux entrant et sortant. Cela est possible avec les éboulis surmontés par une paroi car les fragments sont piégés par la neige ou les paniers-collecteurs. Dans le cas des éboulis régularisés, le volume entrant n'existe pas sous cette forme. Il s'agit alors de la fourniture de débris produite par le substrat rocheux sous la pellicule de l'éboulis. Celle-ci est très difficile à mesurer directement. Elle ne peut être appréciée qu'indirectement, par soustraction, si l'épaisseur reste constante mais qu'il y a un volume sortant positif. Dans ce volume entrant, il convient également de tenir compte des apports éoliens exogènes qui contribuent au fonctionnement de l'éboulis. Dans le cas des systèmes fermés, le volume sortant est nul. Quatre types de flux interviennent dans les scénarios d'évolution proposés (fig. 5.56).

Les flux assimilés aux chutes primaires (Francou, 1988) correspondent à l'évacuation des éléments par ruissellement et gravité après fragmentation de la paroi par cryoclastie (flux 1). Les flux liés aux chutes secondaires se rapportent au transport de débris initialement stockés dans la paroi (flux 2). Ruissellement, gravité ou passage des isards peuvent provoquer ces chutes secondaires, mais également des banales coulées de neige saisonnières et des petites coulées de débris. Les remaniements sur les talus (flux 3) sont des déplacements lents de débris sur une distance inférieure à la longueur totale de l'éboulis. Le dernier flux recensé est le déplacement rapide de débris sous la forme d'avalanches ou de coulée de débris (flux 4). Ce flux est assimilable aux chutes secondaires et peut aussi provoquer des remaniements sur les talus. Les géofaciès parois et éboulis présentent des relais de processus. Les méthodes de terrain utilisées ne permettent pas de différencier les chutes primaires et secondaires. À partir d'une approche conceptuelle basée sur les volumes entrant et sortant du système, six scénarios d'évolution sont envisagés. Les trois premiers prennent en compte les sous-systèmes amont, paroi et éboulis ; les trois derniers les sous-systèmes aval, éboulis et forme d'évacuation ou de blocage.

Cas n°1 - le volume entrant est supérieur au volume déplacé : le talus s'accroît en position proximale jusqu'à un seuil qui favorisera le remaniement plus ou moins brutal vers l'aval par gravité ou dynamique brutale (coulées sèches et coulées de débris).

Cas n°2 - le volume entrant est inférieur au volume déplacé : le talus « maigrît », sa pente diminuant jusqu'à ce qu'il puisse se stabiliser et se végétaliser, et la paroi est exhumée à sa base.

Cas n°3 - le volume entrant est égal au volume déplacé : le système paroi-éboulis est en équilibre.

Cas n°4 - le volume déplacé est supérieur au volume sortant : le talus s'accroît en position distale par accumulation régressive.

Cas n°5 – le volume déplacé est inférieur au volume sortant : le talus d'éboulis « maigrit ».

Cas n°6 : le volume déplacé est égal au volume sortant : le système est en équilibre.

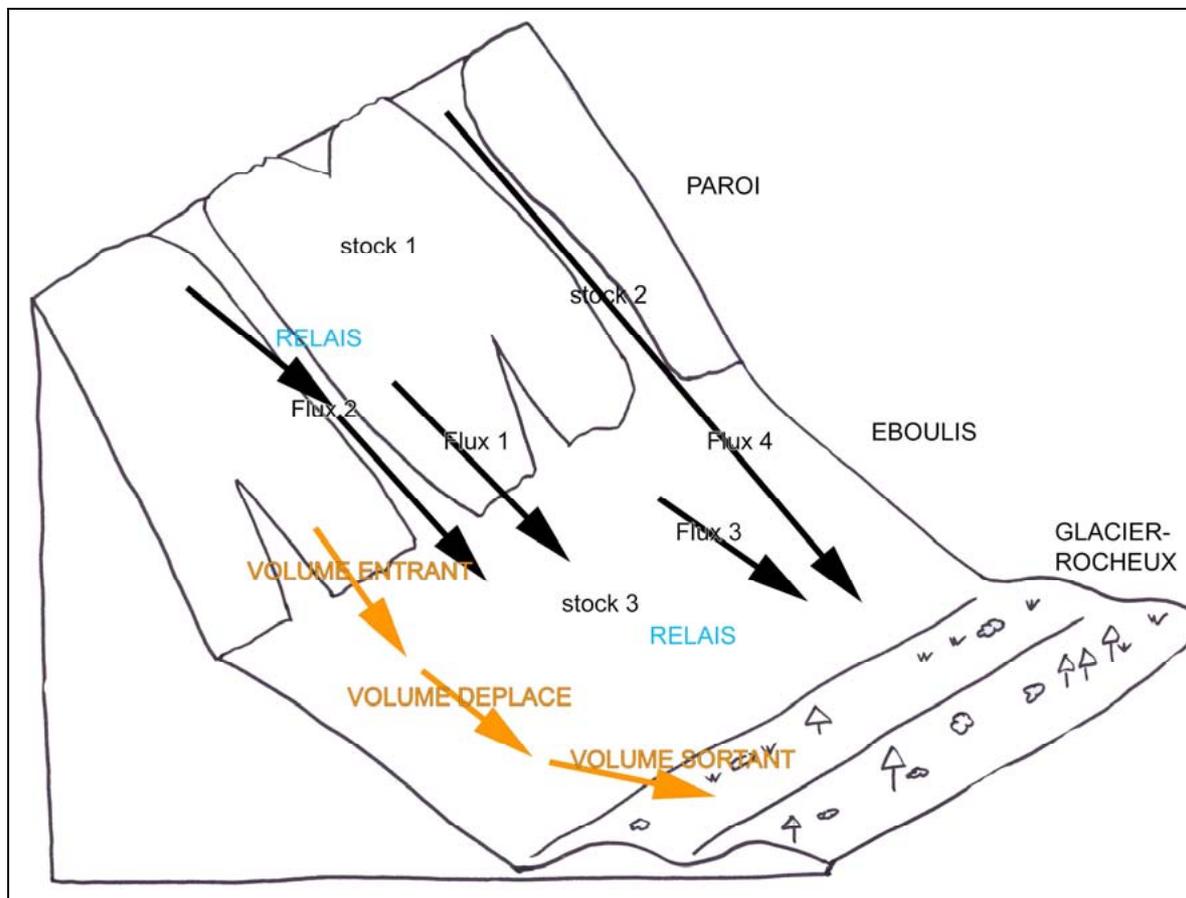


Figure 5.56 – Représentation conceptuelle des flux et stocks de matériaux participant au fonctionnement d'un géosystème d'éboulisation fermé à l'aval par un glacier rocheux. Flux 1 : chutes primaires, Flux 2 : chutes secondaires, Flux 3 : remaniements, Flux 4 : dynamiques rapides de type avalanche ou debris flows. Les flux 4 sont aussi des dynamiques secondaires, assimilables aux flux 2 puisque, dans les deux cas, il s'agit de la reprise de matériel stocké sur la paroi (vires, couloir). Cependant, ils s'en distinguent par leur caractère exceptionnel, les volumes importants qu'ils transportent contribuent largement au transit de débris sur l'éboulis souvent jusqu'à l'aval. Le stock 1 correspond aux débris fournis par la paroi. Le stock 2 comprend les réserves de matériaux stockés dans les couloirs ou vires de la paroi. Le stock 3 se rapporte aux débris accumulés sur le talus d'éboulis. On apprécie l'évolution du système grâce aux trois volumes de transfert : volumes des débris entrant sur le talus d'éboulis, volume déplacé au sein même de l'éboulis et volume sortant de l'éboulis. Dans ce cas, il n'y a pas de volume sortant tant que l'éboulis ne vient pas recouvrir la crête du glacier rocheux.

3.2.2- Évolution des versants d'ébouilisation étudiés

À l'échelle de la zone étudiée, la plupart des géosystèmes cartographiés (chapitre 2 § 1.3) sont bloqués à l'aval par un glacier rocheux, un replat occupé par la pelouse alpine ou la forêt qui, selon la taille du replat et l'importance des apports en zone distale, stockent sur un temps plus ou moins long le matériel de l'ébouil. Peu d'entre eux ont un système évacuateur de type torrent. Les ébouils que nous avons choisis d'instrumenter sont soit actifs, soit en voie de stabilisation. Les ébouils stabilisés ont été écartés de l'étude, puisque nous avons choisi de travailler sur les ébouils supposés mobiles. De plus, nous n'avons échantillonné aucun ébouil présentant un système ouvert.

Les résultats obtenus ont permis de mesurer les volumes entrant mais de manière ponctuelle, les données obtenues restant souvent éparées (ce chapitre, § 1) et les volumes déplacés au sein des talus d'ébouil pour lesquels nous avons réalisé un travail très précis (chapitre 4). Les volumes sortant sont toujours nuls puisque nous sommes en système fermé.

3.2.2.1- Cubage des volumes de débris transférés dans les systèmes d'ébouilisation

Les ébouils instrumentés n'ont pas tous fait l'objet de mesures exhaustives. Seuls quatre d'entre eux ont été équipés de manière à évaluer les volumes entrant et déplacés. Il s'agit de deux ébouils surmontés par une paroi pour Malaza 1 et Dona et de deux ébouils avec chicots rocheux, Err 1 et 2. Les volumes sortant sont toujours nuls car, dans les cas de Malaza et Dona, les systèmes sont fermés par un glacier rocheux et dans les cas de Err 1 et 2, un replat stocke les matériaux. Nous avons d'ailleurs tracé une bande peinte à la sortie du cirque d'Err, bien à l'aval des ébouils : celle-ci ne s'est pas déformée durant toute la durée de l'étude.

Les volumes entrant sont estimés grâce à quatre méthodes différentes selon le site. Sur le Malaza, nous avons utilisé des collecteurs de débris : bâche en été et neige en fin d'hiver (cf. § 1.2.1 et 1.2.2 de ce chapitre). Sur la Dona, nous avons cubé les matériaux qui ont comblé le chenal formé lors de l'épisode pluviogène de 2003. Ce travail a été réalisé sur photographie (cf § 2.2.1.3). Enfin sur Err, nous avons calculé un volume entrant potentiel de débris : nous avons rapporté les cubages ($0,417 \text{ dm}^3$) obtenus au pied des trois carrés peints d'une surface totale de $0,27 \text{ m}^2$ à l'ensemble de la paroi d'alimentation qui fait $32\,000 \text{ m}^2$ (tab. 5.18). Les valeurs obtenues sur Err 1 et Err 2 ont été regroupées en raison du petit nombre de carrés peints (1 sur Err 1 et 2 sur Err 2). Du fait de la disparité des techniques utilisées, nous devons rester prudente quant à l'interprétation des résultats et à la comparaison entre les différents sites étudiés.

Les volumes déplacés correspondent au cubage de matériaux qui transitent au sein du talus d'ébouil. Il s'agit du produit des vitesses de déplacements moyennes des débris en sous-surface de l'ébouil par l'épaisseur de la tranche mobile et par la largeur de l'ébouil [cf. 1]. Les valeurs obtenues pour chacune de ces variables ont été présentées dans le paragraphe 2 du chapitre 4. Rappelons que ce cubage est mesuré à partir de la racine de *Xatardia scabra* Lapeyr. Meissn. [1]. Les valeurs utilisées pour réaliser ces calculs figurent en annexe 5.1 (p. 155).

$$[1] \quad V \text{ déplacé} = D \times P \times l$$

D : déplacements des débris dans la couche sous-épidermique déterminés grâce à la longueur des racines de *X. scabra*. On divise la longueur moyenne par 3 pour avoir la valeur annuelle sachant qu'on considère que la plante vit trois années (chapitre 2 §2.4.1).

P : profondeur moyenne d'enracinement.

l : largeur moyenne de l'éboulis.

Le tableau 5.21 montre que le fonctionnement des géosystèmes d'ébouilisation est différent selon les sites. Sur les versants de la Coma d'Err, le volume entrant potentiel (49,434 m³) qui correspond à des chutes primaires de débris est bien supérieur aux volumes déplacés mesurés sur Err 1 (9,5 m³) et sur Err 2 (21,37 m³). Le volume sortant étant nul, on est alors en situation d'aggradation ; le talus s'accroît sur toute sa longueur, il « grossit » en zone proximale jusqu'à ce que la gravité ou les dynamiques rapides déchargent les matériaux en zone médiane. Il se développe aussi en zone distale. Ces valeurs démontrant qu'il est en voie de régularisation.

Sur les versants de la Coma de la Dona, le volume entrant (4 m³) est aussi très supérieur au volume déplacé (0,96 m³). Dans ce cas, le volume entrant correspond à des chutes primaires et secondaires. La valeur obtenue (4 m³) qui correspond à un volume maximal prend aussi en compte une partie des remaniements. On est alors dans le même cas que pour Err, le talus « grossit » en zone distale et en zone proximale. Ce talus semble également sur la voie de la régularisation.

Quant aux versants du Malaza, le volume entrant (0,056 m³) qui comprend des chutes primaires et secondaires est très largement inférieur au volume déplacé (9,16 m³). Le talus « maigrit », sa pente diminue en conséquence jusqu'à un seuil de stabilisation. Le talus se végétalise, c'est d'ailleurs ce que l'on observe concrètement sur le terrain. Au contraire, sa paroi est exhumée à sa base, laissant apparaître clairement une bande blanche (fig. 5.57 C).

Cette zone claire s'observe aussi au pied des chicots rocheux d'Err (fig. 5.57 B) et au bas de la paroi de Dona (fig. 5.57 A). Deux hypothèses peuvent expliquer ce phénomène : i- le déblaiement des débris au pied de la paroi met la roche à jour, ii- il s'agit de la trace laissée par l'accumulation de la neige, soit des névés tardifs qui bloquent ou ralentissent fortement la croissance des lichens en saison végétative, soit des névés du PAG. La première hypothèse semble invalide pour Err et Dona dans la situation actuelle puisque les chiffres montrent que la zone proximale s'accroît. Mais nous devons aussi tenir compte de deux scénarios : soit cette bande blanche témoigne d'une situation passée, à une époque où le système présentait un volume entrant inférieur au volume déplacé, soit les valeurs proposées sur la base de quelques années pour les volumes déplacés et de quelques dizaines de mois pour le volume entrant potentiel d'Err et quelques années sur Dona ne représentent pas la réalité de l'activité morphogénique car l'ensemble des chiffres ne prend pas en compte les dynamiques exceptionnelles. La deuxième hypothèse (ii) mériterait d'être contrôlée par la mesure systématique des lichens présents au-dessus et à l'intérieur de cette bande plus claire.

Tableau 5.21 – Cubage annuel des transferts de matériaux entre les trois sous-systèmes paroi, éboulis et forme aval. ⁽¹⁾ volume déplacé mesuré sur Malaza 2 en raison de l'absence de *Xatardia scabra* sur Malaza 1. ⁽²⁾ système fermé. ⁽³⁾ volume sortant mesuré par bande peinte à l'aval du cirque d'Err.

nom des éboulis	volume entrant (m ³)	volume déplacé (m ³)	volume sortant (m ³)	système amont	méthode volume entrant	type de chute
Malaza 1	0,056	9,16	0 ⁽²⁾	paroi	bâche et neige	chutes primaire et secondaire
Err	49,434	9,5 (Err 1) 21,34 (Err 2)	0 ⁽³⁾	chicots rocheux	carré peint	chute primaire
Dona	4	0,96	0 ⁽²⁾	paroi	Comblement du chenal creusé en 2003	chutes primaire et secondaire

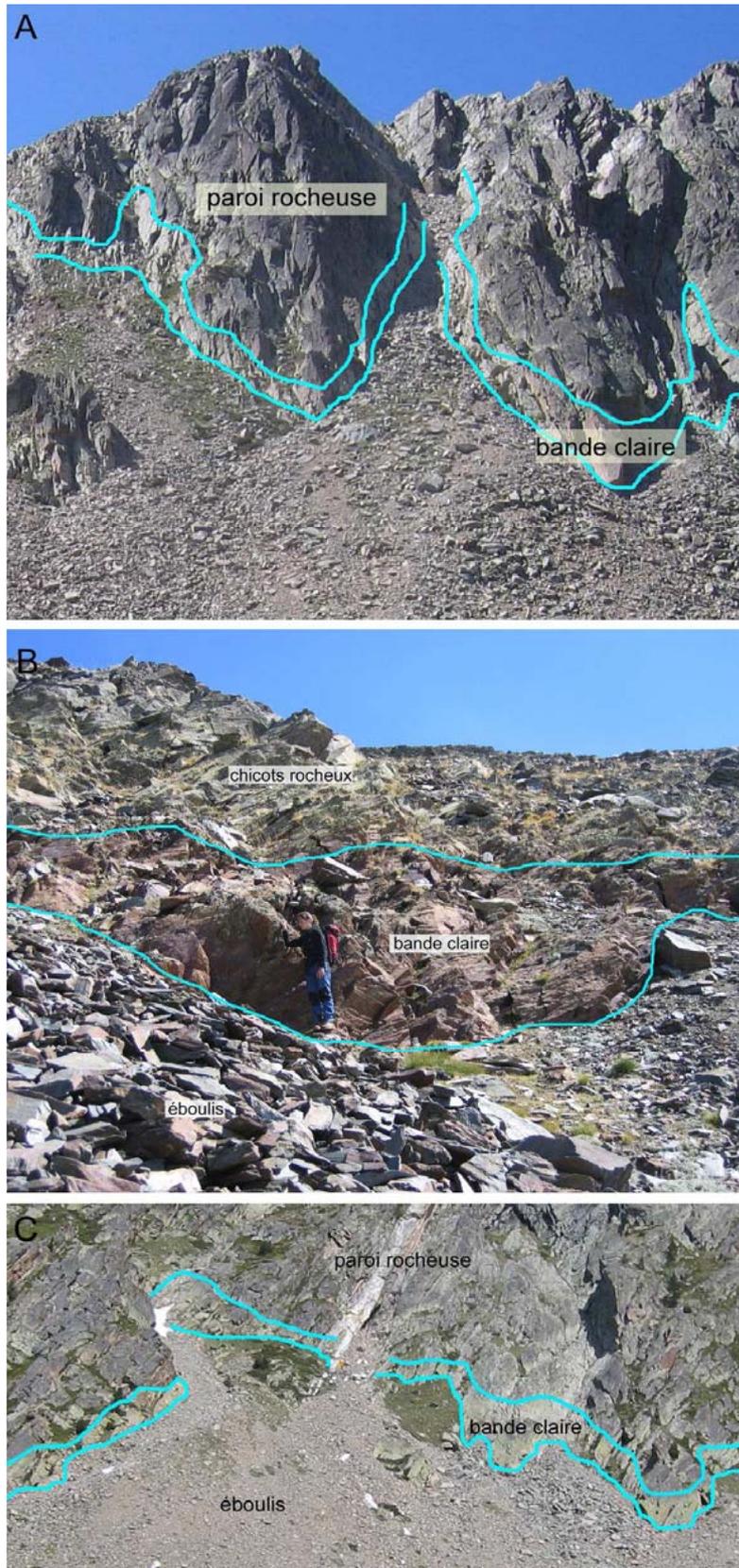


Figure 5.57 – Délimitation d'une zone claire représentée en bleu en pied de paroi pour Dona (A) et Malaza (C) ou en pied de chicots rocheux sur Err 2 (B). Deux explications pour ce phénomène : le talus « maigrît » en zone proximale et la paroi ou les chicots rocheux s'exagèrent vers le bas, l'accumulation de neige en pied de paroi empêche le développement de lichens et modifie la couleur de la roche.

En définitive, les sources d'approximations sont nombreuses et le bilan proposé pour chacun de ces versants pourrait être bien différent de la réalité. Il est donc difficile d'être réellement affirmatif sur le sens de ces bilans (positif, négatif ou équilibre). Concernant les volumes entrants, le transit de surface peut être beaucoup plus rapide que celui de la tranche mobile considérée. Nous avons proposé des volumes déplacés minimisés puisque l'on n'a pas pris en compte la tranche des 2 à 4 cm de surface en transit rapide. De plus, les pieds de *Xatardia scabra* utilisés sont peu nombreux et ne correspondent pas aux zones nécessairement les plus mobiles de l'éboulis ; la plante pousse aussi dans des substrats quasi horizontaux et sans mobilité. On ne peut donc pas savoir si cette valeur est une valeur maximale pour l'ensemble de l'éboulis ou une valeur moyenne ; il y a là potentiellement un facteur d'exagération du transit réel si *X. scabra* est sur les plages les plus mobiles. De plus, la largeur de la zone en transit n'est que très grossièrement estimée. Concernant le volume entrant, il intègre dans un cas (Err) toute la production de la paroi : c'est un volume entrant potentiel, mais on ne connaît pas ce qui est réellement entré sur l'éboulis pendant la durée des mesures. On produit donc un bilan déphasé : les entrées sont sur une durée relativement longue (10 à 100 ans), alors que les sorties sont quasi instantanées (3 ans). Dans un deuxième cas (Malaza), c'est un volume entrant réel (aux incertitudes de la mesure près), mais on n'a aucune idée de ce qui est stocké sur la paroi et susceptible d'arriver sur l'éboulis grâce à de petites ou grosses coulées de débris. Dans un dernier cas (Dona), c'est un volume approximatif mesuré à posteriori sur photographie et qui comprend les matériaux remaniés.

3.2.2.2- Régularisation, dérégularisation, irrégularisation : proposition de « modèles » conceptuels

Les versants d'ébouilisation étudiés présentent trois situations selon l'équilibre ou le déséquilibre entre les volumes entrant et déplacés. À partir des calculs de cubage et des modèles théoriques présentés précédemment, nous proposons six « modèles » conceptuels simples pour les versants ayant fait l'objet de mesures.

En situation d'équilibre dynamique, c'est-à-dire lorsque l'éboulis est en transit actif et bien alimenté par sa paroi ou ses chicots rocheux, le versant d'ébouilisation est sur la voie d'une régularisation. C'est ce que nous avons mesuré sur Err (fig. 5.58 B1) et sur Dona (fig. 5.58 B 2) avec toutes les réserves déjà évoquées au paragraphe précédent puisqu'il se peut aussi que la bande claire témoigne d'une faible activité du système amont et d'une exhumation de la paroi pour Dona ou des chicots rocheux dans le cas d'Err (fig. 5.58 A2) dans le cas où nos valeurs proposées pour les volumes entrant seraient exagérées. Pour le Malaza, on bien dans le cas d'une exhumation de la paroi. Les conditions actuelles sont telles que les apports sont très faibles alors que le transit est actif voire très actif. Dans ce cas, de tels versants sont – si la situation devait durer – sur la voie d'une dérégularisation et d'un pivotement du talus (dégradation en haut et aggradation en bas). Mais jusqu'à quelle valeur de pente ? A priori celle qui va favoriser une colonisation végétale et une fixation totale du talus. Cette situation empêcherait le versant d'accéder à une régularisation du système. C'est le cas du modèle A1 de la figure 5.58. Les deux modèles (A1 et A2) fonctionnent de manière identique mais le système amont est différent : paroi dans le premier cas (type Malaza) et chicots rocheux dans le second. Le talus d'éboulis « maigrit » en zone proximale par manque d'apport de débris du système amont. L'escarpement rocheux s'exagère à son pied découvrant une zone plus claire. En zone distale les débris s'accumulent. Ainsi la pente d'ensemble diminue, favorisant alors la stabilisation du versant sans pour autant tendre à une régularisation du système.

Le modèle C (fig. 5.58) correspond à l'évolution d'un versant régularisé de type Eyne. La pente diminue progressivement, provoquant la stabilisation du versant. La pelouse située

en aval de l'éboulis gagne alors peu à peu le talus. C'est d'ailleurs ce que l'on observe en général si la granulométrie le permet. L'éboulis est, dans la plupart des cas, d'abord colonisé sur ses marges.

Dans le cas des versants presque réglés ou totalement régularisés pour lesquels le transit sur l'éboulis peut être très rapide, les apports de matériaux sont nuls et les versants ne sont pas fixés par la végétation. L'évacuation des débris de l'éboulis devrait faire alors apparaître la roche en place antérieurement fossilisée. Le modèle D (fig. 5.58) présente une irrégularisation du système car la régularisation est perturbée. Sur les versants étudiés fermés à l'aval, la partie haute est seule concernée par cette exhumation de la roche en place, avant stabilisation du système qui pivote sur lui-même. On peut alors se demander si les versants que nous avons nommés versants en voie de régularisation ne seraient pas, en réalité, d'anciens versants réglés, en voie d'exhumation car cette zone plus claire peut suggérer qu'ils reçoivent moins de débris qu'il n'en évacuent vers le bas de la pente. C'est peut-être ce que l'on observe en réalité sur Err.

En réalité, le fonctionnement de ces géosystèmes est bien plus complexe. Sur le versant nord de la Coma de la Dona par exemple, se côtoient deux situations : i- un amaigrissement des talus en zone proximale accompagné d'une exhumation de la paroi au pied des zones rocheuses sans couloir et des couloirs qui fonctionnent très peu et ii- un exhaussement des talus en zone proximale lorsque les couloirs apportent beaucoup de débris, lesquels seront vidangés par la prochaine coulée de débris et laissera alors une trace plus claire à sa base.

Ainsi, chaque versant d'éboulisation évolue à son propre rythme selon les conditions climatiques du moment, de la présence ou non d'un système amont de type paroi et chicots et de l'existence d'un stock de débris dans les couloirs qui peut assurer le transfert de matériaux vers le talus. Evidemment, les modifications du climat, mêmes minimales, entraîneraient des changements dans les modèles d'évolution proposés. Les bilans globaux seraient modifiés, notamment au niveau des volumes entrant, déplacés et sortant.

Ces modèles théoriques n'intègrent que les dynamiques saisonnières régulières. L'introduction dans le système des dynamiques brutales et exceptionnelles vient en effet tout remettre en question. Le transit des matériaux qu'elles provoquent de la paroi vers le talus s'avère positif quand il y a encore une paroi ou des chicots rocheux, par rcurage des débris en stock et en attente. Elles assurent aussi le transit de la zone proximale vers la zone distale ainsi que les remaniements du talus lui-même.

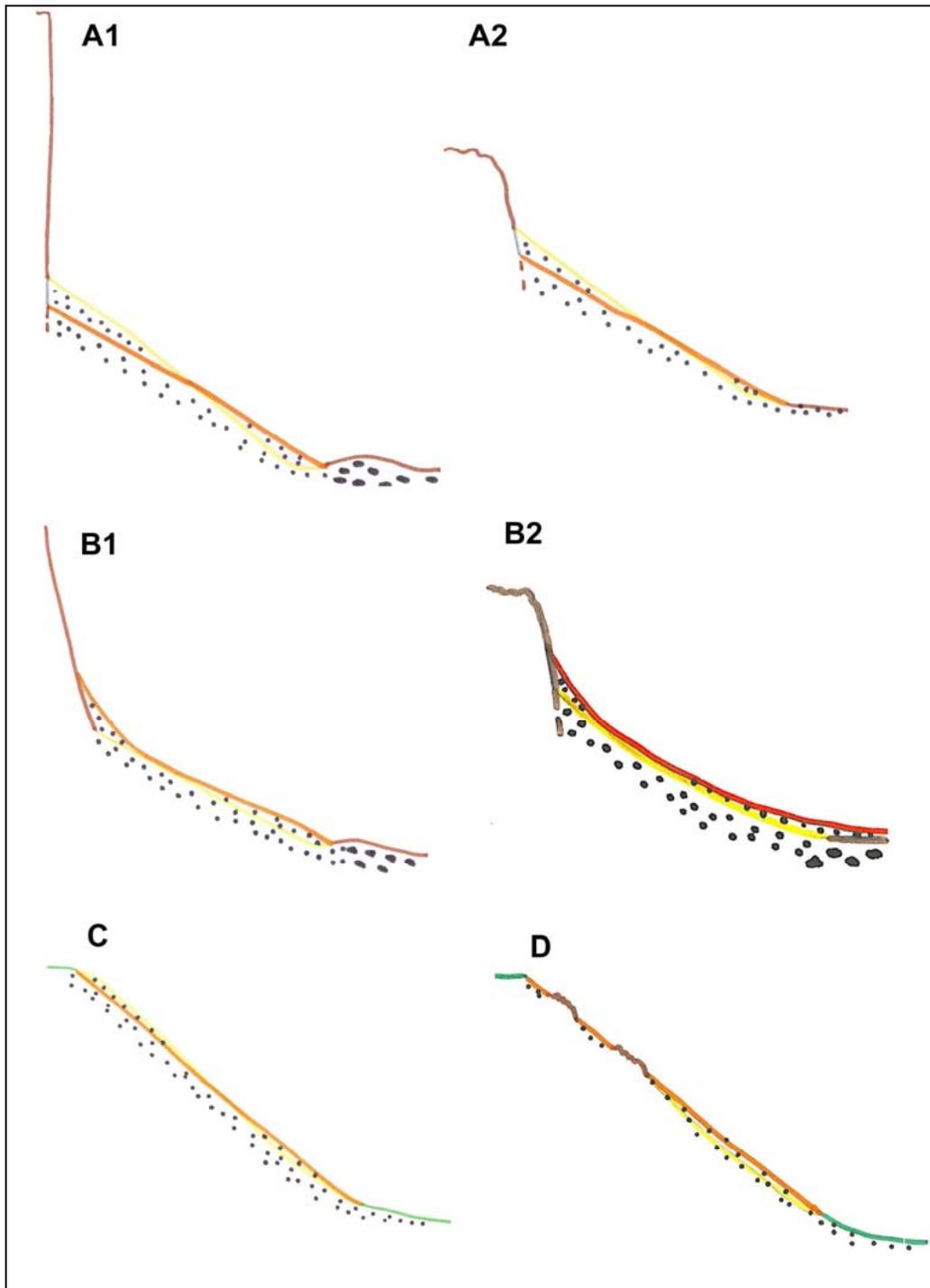


Figure 5.58 – Modèles d'évolution du versant d'éboulisation dans six situations. A1 : éboulis surmonté par une paroi présentant un amaigrissement de la zone proximale accompagné d'un exhaussement de la paroi et d'un accroissement de la zone distale. Ce modèle est à rapprocher des éboulis de Malaza. La zone grise indique la zone mise à jour. A2 : même phénomène mais l'éboulis est surmonté de chicots rocheux. B1 : Le talus, surmonté d'une paroi, s'accroît en position proximale dans le couloir jusqu'à un seuil qui favorisera le remaniement plus ou moins brutal vers l'aval par gravité ou dynamiques brutales (coulées sèches ou débris flows). Modèle proposé pour Dona. B2 : même phénomène mais l'éboulis est surmonté de chicots rocheux. Modèle proposé pour Err. C : Le versant est régularisé. Il perd des débris en zone proximale et cumule les fragments en zone distale. D : le versant s'irrégularise car l'évacuation des débris de l'éboulis fait apparaître des chicots rocheux. On revient alors à un profil de type A2.

3.2.3- Dynamiques brutales contre dynamiques progressives : bilan morphogénique

Sur la Coma de la Dona, nous avons pu mesurer à la fois les volumes déplacés saisonnièrement par les dynamiques lentes de type gélifluxion, ruissellement et passage d'animaux et les volumes de matériaux entraînés par les dynamiques exceptionnelles et brutales comme la coulée de débris de l'été 2003. Nous allons voir quelle est la part à donner à ces deux types de dynamiques dans le bilan global du système et analyser leurs effets sur le faciès et sur le fonctionnement du versant d'éboulisation au vu des modèles proposés au paragraphe précédent.

La comparaison entre dynamique brutale et dynamique lente est aisée puisque nous avons mesuré le cubage des débris arrachés au versant lors des coulées de débris survenues en 2003 et en 2006 ainsi que les matériaux déplacés saisonnièrement grâce à la racine de *Xatardia scabra* (calcul présenté au paragraphe 3.2.2.1 de ce chapitre). Les résultats soulignent une différence entre les deux phénomènes (tab. 5.22). En 2006, l'évènement du 23/08/06 a arraché 18 m³ de matériaux en quelques heures au versant alors que les mouvements saisonniers ont déplacé seulement 0,96 m³ de débris par an.

Tableau 5.22 – Part des dynamiques rapides et lentes au cours des années 2003 et 2006 sur l'éboulis n° 7 de la Coma de la Dona. ⁽¹⁾ Coulées de débris ; ⁽²⁾ le cubage est réalisé à partir de la racine de *X. scabra* (chapitre 5, § 3.2.3.1).

Année de référence	Dynamiques rapides ⁽¹⁾		Dynamiques lentes ⁽²⁾	
	Cubage	Pas de temps	Cubage	Pas de temps
2003	330 m ³	quelques heures	?	-
2006	18 m ³	quelques heures	0,96 m ³	année

En prenant en compte le temps de retour des coulées de débris, on peut comparer plus précisément les volumes en jeu. Dans le cas de la Coma de la Dona, les méthodes utilisées ne nous ont pas permis de mettre en évidence le temps de retour. Par contre, sur le Malaza, les trois méthodes utilisées (lichénométrie, photographie aérienne et archives) l'a estimé à 10 ans en moyenne. Si on rapproche, pour les besoins des calculs, les cubages obtenus sur Dona aux fréquences estimées sur Malaza, alors il est possible de comparer les volumes de matériaux déplacés par coulées de débris et ceux transportés annuellement par la combinaison des processus – gélifluxion, ruissellement et passages d'ongulés sauvages ; soit 18 m³ produits par la coulée de débris aux 0,96 m³ déplacés annuellement. Si on ramène le volume déplacé par la coulée de débris à l'échelle annuelle tout en supposant que le temps de retour d'une coulée de type 2006 sur Dona est de 10 ans, on obtient un volume de 1,8 m³ de débris déplacés annuellement par la coulée de débris contre 0,96 m³ par les dynamiques lentes, soit un rapport du simple au double. Si on fait le même exercice en considérant que sur un siècle se produisent environ 10 coulées petites à moyennes de type 2006 et une grosse de type 2003 (ce chapitre, § 2.2.1.1), alors les valeurs varient de 510 m³.siècle⁻¹ pour les dynamiques rapides de type coulées de débris contre 96 m³.siècle⁻¹ pour les dynamiques lentes et progressives. Ce qui représente approximativement un rapport de un à cinq. On pourrait en conclure que sur le long terme, l'éboulis de la Dona présente des apports largement supérieurs aux transits ce qui aurait pour conséquence un engraissement de l'éboulis. Ce style d'évolution semble conforté par le modelé du talus, avec sa convexité qui s'esquisse en zone proximale et la vitesse plus lente du transit que l'on y observe actuellement ; va aussi dans le même sens le rapide comblement de l'entaille de la lave de 2003, dont une part provient néanmoins de l'éboulement des parois de l'entaille dans l'apex du cône.

Mais il faut prendre en compte le fait que les coulées de débris ne sont pas nécessairement toujours et intégralement des apports depuis la paroi, donc des volumes entrants. Une part importante et parfois dominante est faite de ravinement sur l'apex du cône ; il s'agit donc pro parte d'un volume déplacé, d'un transit sur le talus lui-même. Le cubage des matériaux accumulés dans les couloirs pourrait permettre de lever l'indécision ; on a vu (fig. 5.14) que cette accumulation est localement importante sur la Dona. Mais les calculs précis, qui nécessitaient des sondages pour apprécier l'épaisseur du dépôt et des profils en travers pour quantifier la surface de ce dépôt, n'ont pu être faits par manque de temps. On en propose une estimation grossière, sur la base d'une longueur du couloir de 100 m et d'une largeur du dépôt de 4 m en moyenne, pour une épaisseur de 0,5 m, soit 200 m³. Ce matériel instable a vocation à gagner le talus à chaque événement de type coulée de débris et il constitue donc un volume entrant potentiel.

Concluons ce paragraphe en rappelant que les dynamiques rapides et exceptionnelles de type coulées de débris fournissent énormément de débris par ramonage des couloirs. Elles marquent le paysage pendant de longues années : ce sont bien des agents morphogéniques très efficaces. Les dynamiques saisonnières participent aussi activement à la morphogénèse mais dans une moindre mesure. Si on les intègre au bilan du géosystème alors l'éboulis pourrait bien être en phase de croissance comme proposé précédemment pour le cas de la Dona (fig. 5.58 B1). De plus, nous avons observé, notamment en milieux schisteux, une fourniture de matériaux par le système amont potentiellement abondante, grâce d'une part, aux mesures réalisées sur trois carrés témoins et d'autre part, aux observations d'une grande quantité de débris piégés sur les micro-corniches des chicots rocheux d'Err (fig. 5.55). Ces débris peuvent être ensuite fournis au talus par des coulées de débris.

Même si l'étude des dynamiques rapides reste incomplète, nous avons tout de même montré que les matériaux apportés lors d'événements exceptionnels participent très activement à la morphogénèse des versants d'éboulisation et à leur évolution dans le temps. Dans un milieu où les dynamiques rares et rapides ont des temps de retour parfois longs, les versants d'éboulisation peuvent passer d'un mode de fonctionnement à un autre (régularisation, irrégularisation, dérégularisation) selon un système oscillatoire, lequel est également fonction des changements climatiques au cours du temps.

4- Dynamique biogéomorphologique des éboulis et changements climatiques

Global change, réchauffement climatique : qu'en est-il réellement dans la haute montagne ? Les spécialistes semblent d'accord sur le fait que le climat change, mais cela n'a rien de très étonnant puisqu'il a toujours varié au cours du temps. Par contre, le débat concernant le réchauffement climatique semble davantage controversé. Au-delà de cette polémique, nous nous intéressons particulièrement à l'impact des changements climatiques, quels qu'ils soient, sur les régions de montagne car ces espaces concentrent sur de faibles superficies (zonation altitudinale) la plus grande biodiversité et même « géodiversité », dans le sens de variété de formes géomorphologiques (éboulis, moraines, glaciers, glaciers rocheux, parois, verrous...) (Béguin et Tessier, 1998). Ces changements climatiques affectent à la fois la végétation des éboulis et les dynamiques de versants, c'est-à-dire le

fonctionnement global des géosystèmes d'ébouilisation. Les modifications environnementales attendues peuvent alors prendre soit la forme de changements lents soit la forme d'évènements brutaux porteurs d'une signature climatique. Mais cette vaste question des conséquences des changements climatiques sur le fonctionnement global des éboulis est seulement esquissée ici, vu l'ampleur du travail.

4.1- Évolution de la végétation lithophile

4.1.1- Effets prévisibles des changements climatiques sur les espèces végétales alpines

Pour comprendre comment les changements climatiques vont agir sur la dynamique des communautés végétales, les recherches actuelles se concentrent essentiellement sur l'étude du passé de manière à trouver des équivalents aux processus actuels qui fonctionnent aux mêmes échelles de temps et d'espace (Bégin et Tessier, 1998). De nombreux travaux ont mis en évidence l'influence du climat sur certains phénomènes écologiques comme le déplacement des limites latitudinales et altitudinales des arbres (Koerner, 1994 ; Solomon et Kirrilenko, 1997 ; Mac Donald *et al.*, 1998), l'extension ou la contraction de l'aire d'occupation des espèces et les fluctuations des populations (Theurillat, 1995 ; Karafyllidis, 1998 ; Saetersdal *et al.*, 1998) et les changements dans le rythme et les formes de croissance des arbres (Arseneault et Payette, 1997 ; Luckman, 1997 ; Luckman *et al.*, 1997 ; Briffa *et al.*, 1998a, b).

Les habitats des hautes latitudes et des hautes altitudes présentent des conditions climatiques qui placent les plantes dans des conditions extrêmes, toujours limites pour leur survie. Ainsi, toute modification des conditions climatiques, même minime, a un impact direct sur la physiologie des plantes. Mais il est difficile d'évaluer quelle est la part des paramètres climatiques dans l'évolution de la végétation alpine et des espèces lithophiles en particulier. Quoiqu'il en soit, G. Prudent-Richard (2008) synthétise les principales conséquences d'un changement climatique allant vers un réchauffement sur la flore alpine :

- 1- un rallongement de la période végétative avec débourrement plus précoce et chute des feuilles plus tardive dans la saison,
- 2- une augmentation de la croissance forestière (mais il est difficile de déterminer les rôles respectifs de l'augmentation de la concentration de CO₂ et l'évolution du climat sur la production des tissus vivants, l'un et l'autre produisant un effet cumulatif),
- 3- une évolution de la répartition des espèces en altitude et en latitude,
- 4- le développement de parasites et de leurs vecteurs en raison des températures plus clémentes,
- 5- un problème de disponibilité en eau.

La réponse naturelle de la végétation au réchauffement serait de migrer en altitude. Pour chaque degré d'augmentation, la migration des espèces en altitude est estimée à environ 150 m. Le modèle ARPEGE, modèle de circulation générale global et spectral développé pour la prévision numérique du temps, prévoit une progression générale des aires biogéographiques océaniques et méditerranéennes au détriment des aires bioclimatiques de montagne. Ainsi, les espèces qui sont déjà localisées à la limite de leur tolérance climatique pourraient n'avoir aucun espace où migrer. De plus, les espèces endémiques qui ont généralement une tolérance climatique limitée seraient concurrencées par des espèces invasives qui ont une assez bonne tolérance aux changements ; la compétition biologique en serait accrue.

Les éboulis seraient alors un des premiers milieux naturels à réagir à des changements du climat : composition floristique des communautés végétales (introduction d'espèces allochtones qui s'adaptent à ce milieu et concurrence avec les espèces autochtones), modification de la phénologie, modification de la dynamique morphogénique de leur support. L'éboulis est donc bien un observatoire privilégié des changements climatiques actuels. Mais l'étude de telle modification autant physiologique que biogéographique des espèces végétales nécessite l'utilisation de méthodes appropriées.

4.1.2- Contrôle des changements

Plusieurs travaux traitent actuellement des effets des changements climatiques sur la végétation alpine (Keller *et al.*, 2000 ; Theurillat et Guisan, 2001 ; Lenoir *et al.*, 2008). Sur les éboulis instrumentés, nous avons expérimenté quelques méthodes permettant de mettre en évidence un changement à deux échelles spatiales, la première au niveau de décalage de la phénologie des espèces et la seconde au niveau de l'habitat dans sa globalité par la comparaison de photographies prises à différentes époques.

La phénologie est l'étude de la répartition dans le temps des phénomènes périodiques caractéristiques du cycle vital des organismes tels que la reproduction, la floraison, la migration... La méthode consiste à comparer la phénologie d'une même espèce dans des conditions écologiques similaires à des dates différentes. Nous avons relevé les dates de début de floraison de l'espèce *Xatardia scabra*. Cette méthode a été suivie de 2004 à 2007 sur trois sites (tab. 5.23).

Tableau 5.23 – Dates de floraison de *Xatardia scabra* sur trois sites entre 2004 et 2007.

	2004	2005	2006	2007
Malaza	7 août	3 août	30 juillet	28 juillet
Err 1	-	8 août	25 juillet	25 juillet
Cadi	-	3 juillet	16 juillet	-

Durant ces quatre années, la floraison s'est effectuée quasiment au même moment, à la fin du mois de juillet - début du mois d'août, à l'exception de Cadi pour lequel les dates sont plus précoces (début juillet). Les stations de *X. scabra* y sont situées à plus faible altitude (2 000-2 200 m) contre 2 300-2 400 m pour Malaza et 2 550-2 700 m pour Err 1.

Nous avons ensuite comparé nos résultats à ceux réalisées par A Baudière et T. Gauquelin (2005) sur des *exsiccata* (spécimens séchés) conservés dans les grands herbiers de Genève, Paris, Montpellier et Toulouse. Ces planches d'herbiers montrent que les récoltes datées du 19^e siècle indiquent un état phénologique situant l'optimum de floraison de *X. scabra* fin août - début septembre et un état de fructification fin septembre. L'auteur indique avoir observé, de visu, dans les années 1980, un optimum de floraison dans les tous premiers jours du mois d'août, ce qui correspond à nos propres données. Il précise que là où la plante était considérée comme rare jadis, elle est désormais abondante. Ces faits apportent deux informations : une floraison plus précoce et des populations de *X. scabra* en net développement depuis plus d'un siècle traduisant une modification des conditions climatiques, en lien avec la fin du Petit Âge Glaciaire.

La seconde méthode a consisté à comparer des photographies anciennes avec des clichés actuels. Il n'est pas toujours facile d'obtenir des images sur les sites qui nous occupent. Les versants de haute montagne ne sont pas des paysages fréquemment photographiés. Pour exemple, nous avons contacté la Fédération Française de la Montagne et

de l'Escalade, les associations de randonnées locales et même consulté les sites Internet présentant des cartes postales anciennes. Généralement, seuls les sites touristiques ou les sommets de renom sont photographiés.

Nous avons toutefois pu obtenir un cliché d'un talus d'éboulis en vallée d'Err pris en juillet 1982 par A.M. Cauwet-Marc (fig. 5.59). Cette méthode permet de contrôler si une évolution du talus d'éboulis situé en aval des sites instrumentés a eu lieu. La difficulté de cette technique réside dans la réalisation de clichés conformes aux anciens (même angle de vue, même luminosité).

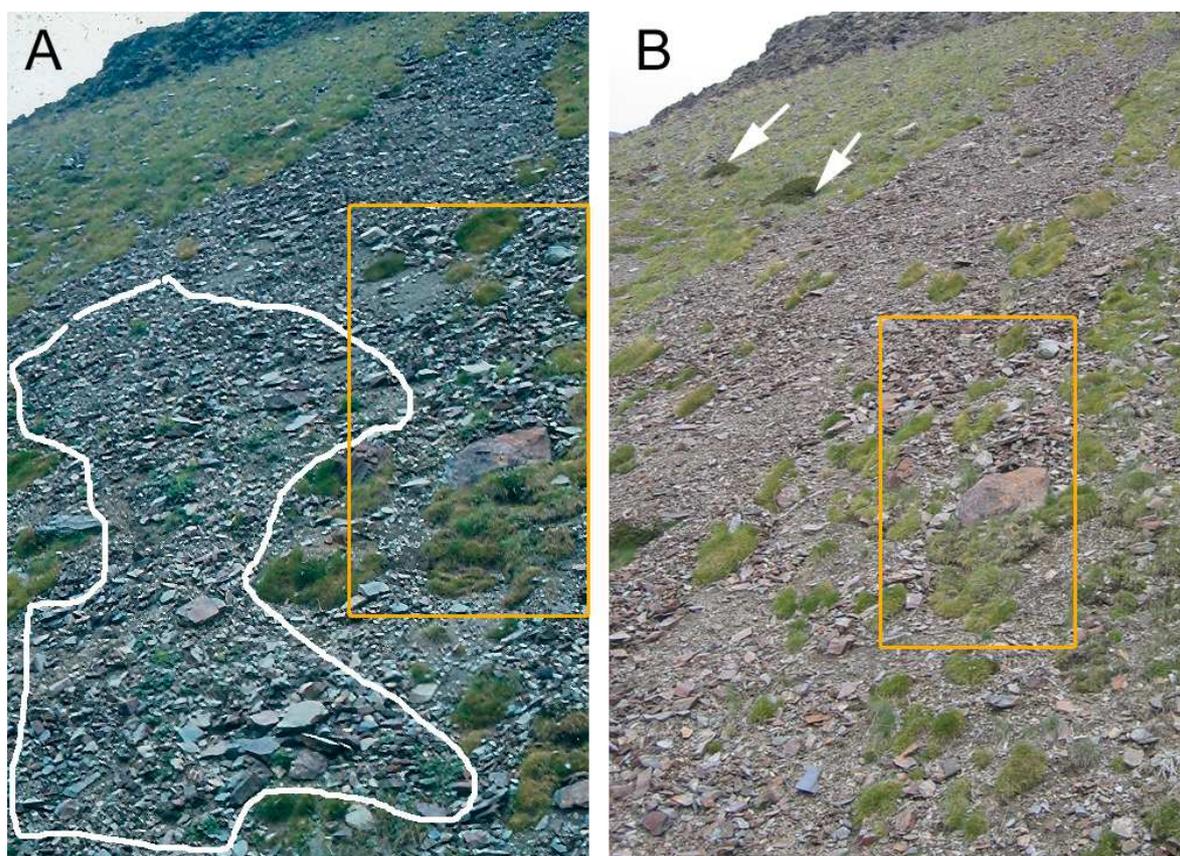


Figure 5.59 – Deux photographies d'un même talus d'éboulis de la vallée d'Err (2 200 m) prises en juillet 1982 par A.M. Cauwet (A) et en juin 2007 par l'auteur (B). En A, la zone délimitée d'un trait en blanc est occupée par des pieds fleuris de *Xatardia scabra*. En B, le nombre d'individus de *X. scabra* a considérablement chuté. Les fétuques ont colonisé le talus. Les deux flèches blanches indiquent la colonisation par des pieds de *Rhododendrons* absents en 1982. Le cadre orange délimite la zone présentée dans la figure 5.38.

Nous avons retravaillé les photos de la figure 5.59 sur MapInfo afin de comparer la surface occupée par les fétuques entre 1982 et 2007 (fig. 5.60). Les résultats donnent une surface de 24,15 % pour 1982 et 24,56 % en 2007, soit un écart de 0,41 % en 25 ans. On peut considérer que le taux de recouvrement est identique entre 1982 et 2007. Il n'y a donc pas de progression des fétuques, au moins pour l'espèce *Festuca gautieri* subsp. *scoparia*, même si la localisation des touffes a pu varier dans le temps : on peut alors parler de mosaïque évolutive. Le cliché de 2007 révèle deux pieds de *Rhododendrons*, absents en 1982. Cette espèce édicatrice de sol indique une tendance à la stabilisation du versant.



Figure 5.60 – Comparaison de la superficie occupée par les fétuques entre 1982 et 2007. Ce travail a été réalisé grâce au logiciel MapInfo.

Étudier les effets du changement climatique sur la végétation lithophile ne doit pas faire oublier que le milieu physique, c'est-à-dire l'éboulis lui-même, subit aussi des modifications dans son fonctionnement. Les quatre paramètres, physique, biologique, climatique et anthropique sont intimement liés et interagissent constamment l'un sur l'autre. Sur les secteurs étudiés, plusieurs facteurs peuvent expliquer cette évolution : les changements climatiques actuels, l'absence de troupeaux d'ovins domestiques présents en grand nombre jusqu'au 19^e siècle, des *ramades* de milliers de têtes (Soutadé, 1973) et encore dans toute la première moitié du 20^e siècle mais en nombre beaucoup plus réduit et les modifications des dynamiques de versants. C'est la raison pour laquelle l'étude de l'évolution de la végétation passe nécessairement par la prise en compte des dynamiques morphogéniques (mesure des stocks et des flux de matériaux au travers des différents géofaciès). Une approche globale est donc nécessaire pour comprendre les modifications en cours. G. Soutadé a écrit et observé à une époque où les conditions climatiques étaient plus « fraîches » (les années 1970), que « l'histoire récente n'est qu'une suite de retouches biogéographiques dans le sens tantôt d'une protection des pentes, tantôt d'une dynamique active de caractère érosif, mais dont la

résultante est bien une dégradation inexorable de maintes pentes supraforestières » (Soutadé, 1980, p.338).

4.2- Impact sur l'évolution des versants d'ébouilisation

Les modifications des magnitudes et intensités de dynamiques rapides et brutales sont les facteurs les plus fréquemment étudiés pour évaluer l'impact des changements climatiques actuels sur les phénomènes naturels de types avalanches ou coulées de débris. Par contre, les travaux portant sur l'évolution des dynamiques lentes et progressives sont quasi inexistantes, certainement en raison de la grande difficulté à élaborer des méthodes pertinentes pour comparer les dynamiques sur de longues périodes.

La bibliographie est riche de méthodes appliquées aux avalanches, par lichénométrie (Jomelli *et al.*, 2004a) ou modélisation (Martin *et al.*, 2001 ; Jomelli *et al.*, 2007b) ou aux coulées de débris, par dendrogéomorphologie (Stoffel *et al.*, 2005 ; Pelfini et Santilli, 2008), par analyse sédimentologique (Irmeler *et al.*, 2006), études historiques (Zimmermann *et al.*, 1997) ou modélisation (Jomelli *et al.*, 2003 ; Jomelli *et al.*, 2004a ; Jomelli *et al.*, 2007a ; Jomelli *et al.*, 2007b). Ceci est sans compter avec le foisonnement d'études sur la fonte des glaciers et du pergélisol ; mais cette thématique ne concerne pas notre secteur d'étude. Par contre les hauts versants des Pyrénées orientales n'ont jamais fait l'objet de tels travaux et nous n'avons pas élaboré, nous non plus, de techniques permettant d'observer des modifications des dynamiques morphogéniques sur les versants d'ébouilisation étudiés.

Seules quelques réflexions mûries à partir d'observations de terrain apportent des éléments de réponse sur l'évolution des versants. La durée de cette mutation est envisagée à plusieurs échelles temporelles : depuis la fin du Riss-Würm (Soutadé et Baudière, 1973), depuis la période Atlantique de la deuxième moitié de l'Holocène (Soutadé, 1980) et depuis quelques décennies (Baudière et Gauquelin, 2005). Sur le temps court, A. Baudière et T. Gauquelin (2005) ont constaté une modification des conditions climatiques marquée par une tendance à l'assèchement avec diminution des précipitations neigeuses. Ce phénomène provoque le développement des ostioles dans les pelouses alpines et la mise en place d'un micro-dallage de gélifracsts de dimension centimétrique. Ils considèrent alors que « sur les hautes surfaces planes des Pyrénées méditerranéennes, le temps des pelouses est révolu et sur les versants le temps des nappes de débris a commencé ». Cette tendance à l'assèchement est confirmée par des travaux récents sur les fleuves méditerranéens qui prennent leur source dans la haute montagne oriento-pyrénéenne, le Tech, la Têt et l'Aude (Ludwig *et al.*, 2004 ; Lespinas, 2008). F. Lespinas constate une diminution des précipitations hivernales sous l'effet d'une baisse en fréquence des régimes de temps associés à un flux de sud - sud-est. Sur les versants, cette tendance a un impact direct sur les dynamiques morphogéniques. La diminution de la couverture neigeuse a pour effet la diminution du ruissellement lié à la fonte printanière. Mais alors que les formations superficielles devraient être davantage soumises aux effets du gel et dégel, une augmentation des températures devrait modifier ce paramètre en abaissant le nombre d'alternances autour du point de gel et en réduisant les effets de la gélifluxion sur les talus. D'après ces hypothèses, les dynamiques lentes et progressives devraient être alors moins efficaces qu'aujourd'hui. Par contre, la gélifraction devrait agir plus efficacement avec moins de jours de gel mais davantage de jours d'alternance ce qui devrait augmenter la production primaire et fournir des matériaux en abondance aux dynamiques rapides et brutales. Mais qu'en sera-t-il réellement ? Dans les Alpes, les modèles prévoient d'ailleurs une augmentation en fréquence et en magnitude des coulées de débris et des avalanches : en sera-t-il de même dans les Pyrénées méditerranéennes ?

Ce chapitre a présenté, de manière non exhaustive, les principaux facteurs participant au fonctionnement global du géosystème d'ébouilisation : activité des parois rocheuses, rôle des dynamiques brutales et exceptionnelles, bilan morphodynamique des volumes entrant, déplacés et sortant du système et proposition de scénarios d'évolution des versants. Les résultats obtenus, généralement en petit nombre, ne permettent pas de généraliser ni de tirer de conclusions trop formelles. Cependant ils ont le mérite d'apporter des éléments nouveaux de quantification pour envisager le fonctionnement global du géosystème d'ébouilisation.

Diverses méthodes ont été utilisées pour étudier la production primaire et secondaire de débris par les parois et les chicots rocheux. Les résultats montrent des résultats contrastés. Les volumes mesurés grâce aux carrés peints témoignent de la bonne désagrégation des chicots rocheux dans les schistes ($49,434 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) avec un taux de retrait actuel de $1,23 \text{ m} \cdot \text{ka}^{-1}$. Par contre, sur le Malaza, les volumes de débris gneissiques obtenus avec la bêche et sur la neige représentent des valeurs négligeables proches de zéro ($0,056 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) et un taux de retrait de seulement $0,0051 \text{ m} \cdot \text{ka}^{-1}$. Sur la Dona, nous avons cubé les matériaux qui ont comblé le chenal créé lors de l'épisode exceptionnel de 2003 ($4 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) et mesuré un taux de retrait égal à $1,11 \text{ m} \cdot \text{ka}^{-1}$. Seule cette dernière valeur intègre les dynamiques rapides.

Les dynamiques brutales et exceptionnelles de type coulées de débris récurrent efficacement les couloirs et ont un impact morphologique important sur les éboulis. Sur la Coma de la Dona, ce type de processus agit comme un agent d'alimentation et de réaménagement du talus d'éboulis. Nous avons pu cuber les débris arrachés au couloir et déposés sur les talus d'éboulis à la suite des événements de 2003 (330 m^3) et 2006 (18 m^3). Nous avons également cherché à connaître la fréquence de ces événements grâce à trois méthodes testées conjointement sur l'éboulis du Malaza : la lichénométrie, l'analyse de plusieurs missions de photographies aériennes et la recherche d'archives climatiques. Il en ressort que six épisodes pluvio-gènes remarquables se sont produits en 138 ans : 1872, 1940, 1970, 1982, 1984 et 1995, soit une période de retour de 2 à 68 ans, tous les 23 ans en moyenne, mais, en simplifiant, tous les 10 ans depuis 1940. L'impact de ces événements doit évidemment être pris en compte dans le bilan global du système.

Afin de mieux comprendre l'activité globale des versants d'ébouilisation, nous avons calculé les taux de retrait à différentes échelles spatiales (massif et secteur étudié) et temporelles (Tardiglaciaire, Holocène et Actuelle) pour quatre d'entre eux (Malaza, Dona, Cadi et Err). Les taux de retrait sont toujours supérieurs pendant la période Tardiglaciaire ($0,1714$ à $0,5598 \text{ m} \cdot \text{ka}^{-1}$), plus froide et productrice de gros débris que durant la phase Holocène ($0,0362$ à $0,7062 \text{ m} \cdot \text{ka}^{-1}$), climatiquement plus douce. Nos valeurs pour le

Tardiglaciaire sont globalement comparables à celles obtenues par M. Delmas et al. (2009) sur le massif du Carlit et par O. Sass et K. Wollny (2001) dans les Alpes bavaroises, mais très inférieures à celle de B. Kaiser (1992) dans les Alpes françaises. Pour l'Holocène, les taux de retrait mesurés par M.-F. André (1997) au Spitsberg et par J.T. Gray (1972) en Alaska sont également proches des nôtres. Ceux de D. Barsch (1977) et de B. Francou (1988) dans les Alpes sont bien supérieurs. Nous avons dressé le bilan des volumes de matériaux présents dans le système (volume entrant, déplacé et sortant) afin de modéliser l'évolution des versants dans le contexte climatique actuel. Certes les sources d'approximations sont nombreuses (variété des méthodes, petit nombre de mesures), mais nous proposons tout de même nos conclusions. Le versant du Malaza s'accroît en zone distale alors que sa paroi est exhumée à sa base : son volume entrant ($0,056 \text{ m}^3$) est inférieur à son volume déplacé ($9,16 \text{ m}^3$), son volume sortant est nul : son talus « maigrit » et sa pente diminue jusqu'à sa stabilisation. Les versants d'Err semblent en voie de régularisation : le volume entrant ($49,434 \text{ m}^3$) étant très supérieur au volume déplacé ($9,5 \text{ m}^3$ et $21,37 \text{ m}^3$) qui lui-même est supérieur au volume sortant (nul), le talus s'accroît en zone proximale jusqu'à un certain seuil qui favorisera alors le remaniement par gravité ou dynamique rapide. La même situation est constatée pour Dona avec un volume entrant (4 m^3) supérieur au volume déplacé ($0,96 \text{ m}^3$). Mais cette évolution vers une régularisation du versant peut être contrecarrée par le déclenchement, dans ce système, de dynamiques rapides et exceptionnelles. Sur la Dona, nous avons comparé les volumes apportés par les dynamiques rapides et lentes. Rapportés au siècle, ce sont 510 m^3 qui sont déplacés par les coulées de débris contre 96 m^3 par les processus saisonniers. Ainsi la prise en compte des dynamiques rapides et exceptionnelles montre que le système est oscillatoire, permettant le passage d'une situation à l'autre dans le temps (aggradation, stabilité, dégradation).

*Enfin la prise en compte des changements climatiques à venir dans l'évolution des versants d'éboulisation passe par une approche globale intégrant à la fois les modifications biologiques et morphogéniques. On assiste à une modification de la phénologie des espèces lithophiles depuis le 19^e siècle, notamment chez *Xatardia scabra* avec une précocité de la floraison et une évolution du couvert végétal vers un assèchement des milieux. D'après les études récentes réalisées sur les versants et les modèles avancés, nous supposons que les dynamiques morphogéniques lentes et progressives pourraient se ralentir alors que la gélifraction pourrait être plus efficace et serait responsable d'une production primaire active. Quant aux dynamiques rapides, elles risquent d'être plus fréquentes et de plus grande magnitude...*

Conclusion générale

« Deux orientations de recherche [sont] légitimes, l'une et l'autre : d'une part pousser aussi loin que possible l'analyse des processus et leur interprétation mécanique, quantitative ; d'autre part considérer le phénomène dans sa totalité, dans sa configuration globale, en cherchant à dégager les lois d'ensemble – qualitatives, celles-là – qui expliquent en particulier la convergence de formes différentes par la genèse. C'est par ces deux voies, divergentes au départ, que la recherche géomorphologique peut espérer progresser au cours des temps prochains. » (Baulig, 1950, p. 42).

Aux deux questions que nous nous étions posées au début de cette étude, « *quel est le degré d'activité des éboulis de l'est des Pyrénées ?* » et « *quelle relation existe-t-il entre les espèces végétales lithophiles et les dynamiques morphogéniques ?* », nous avons essayé d'apporter des réponses tout au long de ce travail de recherche. Pour cela, nous avons pris en compte plusieurs échelles spatiales (le géosystème d'ébouilisation, le géofaciès talus d'ébouilis et les géotopes), et temporelles (Tardiglaciaire, Holocène et Actuel). Plusieurs méthodes issues de la géographie physique - géomorphologie dynamique, climatologie et biogéographie - ont été croisées entre elles, afin d'appréhender le milieu et ses composantes dans sa globalité.

Cette thèse rappellera, pour certain, un petit air du passé ; la phytogéomorphologie d'A. Baudière, de L. Serve et de G. Soutadé renaît mais réactualisée grâce aux outils modernes et aux apports des travaux qui ont été réalisés sur les éboulis de montagnes situées en plusieurs points du monde depuis les années 1980 : il est maintenant possible et nécessaire de dépasser une approche qui fut essentiellement qualitative. Mesure systématique de l'activité des processus, des paramètres microclimatiques, relevés floristiques saisonniers, le tout croisé grâce aux techniques de la statistique, permettent de contrôler et de conforter les intuitions de nos prédécesseurs sur ces versants de la montagne Pyrénéenne. Dans la tradition naturaliste toutefois, cette étude s'est voulue proche du terrain autant que possible : des centaines d'heures passées sur les pentes empierrées et des milliers de mètres de dénivelées parcourus pour accéder aux éboulis. J'ajouterai que cette démarche n'est pas un choix, mais une nécessité imposée par l'objet d'étude lui-même, sa localisation géographique et son fonctionnement, et qu'il n'est pas appréhendable autrement ! Il fallait cet investissement pour pouvoir observer, instrumenter, quantifier et, *in fine*, espérer mieux comprendre le fonctionnement des versants d'ébouilisation et des espèces végétales qui leur sont associées. Les plantes, parfois fort rares, toujours discrètes, jouent d'ailleurs un rôle majeur dans cette thèse, à la fois en tant que marqueur biogéographique des conditions du milieu qu'outil du géomorphologue pour déceler et même quantifier les déplacements des débris rocheux.

Cette conclusion présente les apports de ce travail de recherche sur les versants d'ébouilisation des Pyrénées orientales, leur signification et leur mise en perspective avec

d'autres travaux (A), leurs limites (B) et les perspectives de recherche que ce travail suscite (C).

A- Bilan des apports

La durée des mesures de terrain est importante en géomorphologie dynamique, surtout lorsque la démarche choisie vise la quantification des processus. Trois ans, c'est long et court à la fois. Long, car on attend les données à analyser avec impatience, et court, car, à cette échelle de temps, on ne peut intégrer la variabilité interannuelle. Or, en climatologie, on estime que 30 ans sont nécessaires pour obtenir des séries statistiquement fiables. Nos trois années de mesures sont donc très insuffisantes pour être réellement représentatives. La variabilité des comportements saisonniers des bandes peintes a pu être plusieurs fois soulignée, sans pour autant être comprise, faute de séries suffisamment longues pour être statistiquement corrélables au type d'enneigement ou aux nombres d'alternances gel-dégel par exemple (cf ch. 4). D'autre part les phénomènes rapides et exceptionnels ont peu de chance de se produire durant la période de mesure, ce qui peut fausser les analyses qui en découlent et les conclusions ou les hypothèses quant au mode réel d'évolution de ces versants sur un pas de temps séculaire à millénaire (cf ch. 5). Mais le fait d'avoir réalisé notre mémoire de maîtrise sur le même sujet, nous a tout de même permis d'observer des événements exceptionnels tels que les coulées de débris et les coulées avalancheuses. Même si ces phénomènes n'ont pas toujours été mesurés quantitativement, les observations réalisées ont servi à tirer des conclusions quant à leur signification morphologique. Mesures quantitatives et observations qualitatives sont complémentaires. Nous avons tenu, tout au long de ce travail, à passer de l'une à l'autre constamment afin d'enrichir l'analyse et les interprétations.

Ce travail de recherche a mis en avant des informations scientifiques originales : des méthodes utilisant des objets issus de plusieurs disciplines et intégrant l'écologie des plantes et des résultats innovants présentant des applications phytogéomorphologiques mais aussi une description précise du fonctionnement des géosystèmes d'éboulisation de l'est des Pyrénées basée sur une étude quantitative et qualitative des morphodynamiques actuelles, voire Holocène et Tardiglaciaire.

✿ La géographie des éboulis de l'est-pyrénéen

Les techniques modernes mentionnées précédemment, notamment les S.I.G., ont été utilisées afin d'apprécier la distribution des géofaciès éboulis et des glaciers rocheux dans la zone d'étude. Les analyses spatiales et les statistiques descriptives ont permis de les caractériser morphologiquement. Cette approche paysagère des géosystèmes d'éboulisation "plante le décor" et souligne l'omniprésence des éboulis dans le paysage.

- Les éboulis situés dans l'espace supraforestier de la haute montagne des Pyrénées orientales sont principalement situés entre 2 400 et 2 600 m d'altitude, secondairement dans la tranche 2 200-2 400 m. Il s'agit essentiellement d'éboulis en voie de régularisation (27 %) et d'éboulis surmontés d'une paroi découpée de couloirs (35 %). Les versants régularisés (17 %) et les éboulis surmontés par une corniche continue (11 %) sont moins nombreux. La plupart d'entre eux sont exposés au nord (28,1 %). Ils sont présents dans toutes les lithologies mais ils sont relativement plus nombreux dans les calcaires. Dans 34,5 % des cas, un glacier rocheux est associé à un talus d'éboulis. L'analyse spatiale a permis d'identifier les types d'éboulis

présents sur chaque massif. Dans le massif du Puigmal-Carança, les versants en voie de régularisation dominant (49 %), suivi par les versants régularisés (25,5 %) et les éboulis surmontés par une paroi (20,2 %). Sur le massif du Canigou et du Carlit, les versants en voie de régularisation (respectivement 33,3 % et 44,7 %) ainsi que les éboulis surmontés par une paroi découpée (respectivement 46,7 % et 39,5 %) prédominent dans le paysage. La végétalisation touche essentiellement les éboulis en voie de stabilisation. En Serre de Cadi, les éboulis sont plutôt surmontés d'une grande corniche continue en versant nord (55,2 %). L'altitude de leur base est le plus souvent inférieure à 2 200 m alors que l'altitude de l'apex est inférieure à 2 400 m. Le système est fermé à l'aval par la forêt. Sur le massif Nord-Andorre, on observe surtout des éboulis surmontés par une paroi découpée (35,1 %).

- Les glaciers rocheux, essentiellement présents dans les schistes, ont un front situé en moyenne à 2 340 m d'altitude mais il varie entre 1 980 m et 2 640 m, soit un intervalle d'altitude de seulement 660 m contre 1 000 m dans les Alpes maritimes françaises (Julian, 1976), 1 200 m pour l'ensemble des Alpes italiennes (Guglielmin et Smiraglia, 1998), 1 170 m dans le massif d'Adamello-Presanella dans les Alpes italiennes centrales (Baroni *et al.*, 2004) et 1 300 m dans les Alpes de Vanoise (Monnier, 2006). La plupart des glaciers rocheux étudiés sont « relictuels » à 82,5 %. Ils sont surtout localisés au pied des parois exposées au nord (36,1 %), secondairement à l'est (17,5 %) et à l'ouest (15,5 %). Les glaciers-rocheux de parois exposées au sud sont rares (8,2 %). Les expositions nord est, sud est, sud ouest et nord ouest sont moins bien représentées. Ce schéma de répartition des glaciers-rocheux en fonction de l'exposition suit celui de S. Monnier (2006) dans les Alpes du Nord et celui de D. Barsch (1996) pour les Alpes suisses à la nuance près que, pour ce dernier, l'exposition nord-ouest domine. L'altitude moyenne du front des glaciers-rocheux frais est bien supérieure à celle des glaciers-rocheux relictuels (2 492 m contre 2 308 m). On note donc au moins deux générations d'âge différent.

Cette étude de la distribution spatiale des éboulis et des glaciers-rocheux a mis en évidence l'importance de trois facteurs pour expliquer leur répartition sur la zone d'étude : la structure géologique, l'organisation orographique et le (paléo)-climat. La lithologie, et en particulier le degré de fragilité/résistance de la roche, influence son démantèlement. Le relief, et notamment le morcellement des massifs de Carança et du Carlit en petites unités topographiques de type cirque, ont favorisé la mise en place des glaciers-rocheux. Enfin, le climat froid du Tardiglaciaire et les variations régionales ont certainement influencé leur distribution. Cependant, il est délicat de chercher à expliquer cette répartition dans le contexte climatique actuel alors que la plupart des glaciers rocheux sont « relictuels » et que de nombreux éboulis sont bien végétalisés.

✿ *Contribution à la connaissance du climat d'altitude et du régime thermique du sol*

Étudier les talus d'éboulis de l'espace supraforestier passe nécessairement par la compréhension du climat d'altitude. C'est à partir des chronologies longues fournies par les services climatologiques français (météo-France), espagnols (Servei Meteorològic de Catalunya), andorrans (Govern d'Andorra) et locaux (Réserve Naturelle de Mantet) et des capteurs autonomes de températures installés à trois hauteurs différentes (air, sol, profondeur) au-delà de 2 300 m d'altitude durant trois ans que nous avons pu tenter de caractériser l'ambiance climatique des hauts massifs.

- L'enregistrement continu des températures à la surface du sol et en profondeur (entre -15 et -50 cm) à partir d'enregistreurs autonomes multisondes placés dans trois sites différents (T_Err, T_Peri et T_Puig) a permis de décrire le régime thermique des « sols » dans notre zone d'étude. Le traitement des résultats a mis en évidence des chronologies séquencées sur la base des travaux de R. Delaloye (2004). Nous proposons quatre phases au comportement thermique annuel de la surface du sol : la période estivale, la période de gel automnal, la période nivale et la période de gel printanier. Chacune d'elles est caractérisée par sa durée, le type de couvert neigeux et les températures dominantes (positives, négatives ou en alternance autour de 0°C).

- Les particularités thermiques de cette haute montagne sont multiples. Nous avons montré que le nombre d'alternances gel/dégel est élevé : les cycles nyctéméraux sont globalement plus importants aux périodes pré-nivales (octobre et novembre) et fini-nivales (mai et juin). Le nombre de ces alternances est important dans l'air et diminue fortement au sol et plus encore en profondeur : pour la station T_Peri, installée sur le massif du Péric, on compte 145 alternances/an dans l'air, 52 au niveau du sol et seulement 18 à 30 cm de profondeur. L'absence de neige durant la saison nivale favorise grandement les alternances gel/dégel : on compte cinq alternances gel/dégel en février 2007 sur Err pour une seule en février 2006. Leur amplitude reste modérée. On obtient une amplitude moyenne de 4,8°C pour T_Puig (Crêtes du Puigmal), 4,0°C pour T_Peri (cirque du Péric) et 0,8°C pour T_Err (Cirque d'Err-Puigmal) à la surface du sol. Les températures minimales associées aux plus fortes amplitudes ne sont pas vraiment basses. La station T_Puig, sur le massif du Puigmal, enregistre une amplitude maximale de 11,5°C pour une température minimale de -9,46°C. Dans le cas de T_Peri, l'amplitude maximale de 9,55°C correspond à une température minimale de -8,38°C. En profondeur, les amplitudes thermiques obtenues sont encore plus modestes : elle est de 8°C pour une température minimale de -1°C sur T_Puig et de 5,18°C pour un minimum de -0,61°C sur T_Peri.

Le sol reste gelé de longs mois, mais le gel pénètre assez peu en profondeur, sur les sites de mesures du moins. Les mesures relevées en surface et en profondeur grâce aux sondes permettent de mettre en évidence un gradient et de modéliser la pénétration de l'onde de gel. Dans le cas de T_Puig, le gradient thermique du sol mesuré sur l'ensemble de la période gelée, du 15/11/06 au 22/03/07, avec une température moyenne de -4,95°C en surface et -3,32°C à -50 cm, situe la pénétration de l'onde de gel à 1,48 m, ce qui n'est cependant pas négligeable et on peut penser que cette valeur est largement dépassée sur les parois rocheuses où la protection nivale fait défaut en hiver. Dans le cas de T_Peri, le front de gel est situé à 0,73 m de profondeur lors d'un coup de froid mais n'a pas pu être mesuré sur l'ensemble de la période gelée car les températures moyennes sont équivalentes en surface et en profondeur.

Les températures minimales moyennes restent rigoureuses (-11,09°C pour T_Peri et -9,76°C pour T_Puig).

Dans les Alpes, D. Rollin (2001) enregistre sur les stations de Tignes le Chevril (2 560 m) et Bonneval-sur-Arc (2 720 m) un nombre de jours de gel continu qui augmente avec l'altitude, alors que le nombre de cycles gel-dégel diminue. Dans notre cas, le nombre d'alternances est globalement similaire (145 dans l'air pour Péric contre 106 pour Tignes et 157 pour Bonneval). Par contre le nombre de jours de gel continus mesuré en profondeur est bien plus élevé sur les stations alpines (157 pour Bonneval, 132 pour Tignes et seulement 10 pour Péric).

Ainsi, l'ambiance climatique qui règne dans cette haute montagne pyrénéenne semble plutôt favorable à la gélifraction de la roche ce qui pourrait présumer un effet morphogène sur les parois rocheuses et les chicots rocheux. Pourtant la production de débris depuis les parois

rocheuses, mesurée de manière très ponctuelle dans le dernier chapitre de cette étude, est plutôt faible dans les gneiss du Malaza mais paraît plus importante dans les schistes et les calcaires.

✿ *Les dynamiques progressives et saisonnières des talus d'éboulis*

L'essentiel du travail fourni durant ces années a été de quantifier les dynamiques morphogéniques saisonnières progressives sur neuf éboulis instrumentés. Les résultats obtenus aux mesures de déplacements des débris présentent des valeurs de transit importantes par rapport aux données acquises dans d'autres situations et souvent avec d'autres techniques que les bandes peintes. Dans les Pyrénées orientales, on a mesuré des déplacements moyens de 48,1 à 116,6 cm.an⁻¹ en zone proximale, 48,7 cm.an⁻¹ en zone médiane et 15,8 cm.an⁻¹ en zone distale. Dans les éboulis du Páramo au Vénézuéla, à 4 000 m d'altitude et sur des pentes de 33°, la vitesse de déplacement est égale à 23 cm.an⁻¹ pour les plages sablo-graveleuses, 16 cm.an⁻¹ pour les plages caillouteuses et 4 cm.an⁻¹ pour les aires à blocs (Pérez, 1985). Dans les éboulis calcaires jurassiens dont la pente est de 36 à 40°, les débris moyens (5-10 cm) de forme équarrie et aux facettes multiples se déplacent de 5 à 15 cm.an⁻¹, sur une période maximale de trois ans (Pancza, 1979). Dans le massif du Chambeyron (Alpes du sud) à 2 800 m d'altitude, sur des éboulis dont la pente fait 32°, les mouvements sont de 1,5 cm.an⁻¹ dans les matériaux grossiers et de 7 cm.an⁻¹ dans les matériaux fins (Pissart ; 1964). En Laponie, A. Rapp (1960) donnent 10 cm.an⁻¹. Les valeurs obtenues sont très hétéroclites mais les écarts peuvent s'expliquer par des artefacts éventuels ou bien par des différences dans les méthodes utilisées.

Sur les versants d'ébouilisation des Pyrénées orientales, les mouvements les plus rapides sont observés sur l'ébouil surmonté d'une corniche en Serre de Cadi (218,5 cm.an⁻¹). Les versants en voie de régularisation du Péric, Err 1 et 2 sont également très actifs avec des vitesses annuelles moyennes comprises entre 34,8 et 73,5 cm.an⁻¹. Le moins mobile de tous est celui du Malaza avec seulement 8,7 à 9,6 cm.an⁻¹ : cet ébouil peut donc être considéré comme subactif à l'échelle des trois années de mesure. Les mesures des déplacements de matériaux réalisées le long des bandes peintes deux fois par an, aux périodes pré et fin-nivales, ont permis de distinguer les processus qui agissent durant chaque saison.

La période cryonivale, d'une durée de huit mois, est marquée par des paramètres climatiques responsables du transit de débris de type alternance gel-dégel, style d'enneigement, laves superficielles aux périodes pré et post-nivales. Hauteurs de neige et caractéristiques du couvert neigeux jouent également un rôle sur le transit des matériaux. Nous avons démontré qu'il existait une possible relation entre la diminution de la hauteur de neige et l'augmentation du transit, notamment pour Err 1 et Cadi entre les hivers 2004/2005 et 2005/2006 et pour Dona, Err 1, Err 2, Eyne et Cadi entre 2005/2006 et 2006/2007. Mais le faible nombre de données que nous possédons nous contraint à rester prudente quant aux conclusions proposées. Le ruissellement aux périodes pré et post-nivales est fréquent sur les éboulis étudiés. Ce mécanisme semble efficace sur le transit des débris de surface. Quant au vent, à part les dépôts nivéo-éoliens observés en fin de saison cryonivale sur les talus enneigés, nous ne connaissons pas le rôle joué sur ce processus. Il est particulièrement significatif cependant de noter que les déplacements des débris mesurés durant cette période cryonivale sont de 2,6 cm.mois⁻¹, soit en moyenne bien moins importants que ceux qui se produisent durant la saison estivale, où ils atteignent 6,0 cm.mois⁻¹. Dans notre cas, l'efficacité des cycles gel-dégel sur le transit des matériaux de surface semble peu marquée si l'on se réfère aux résultats obtenus durant les saisons estivales et nivales, même si les tubes

PVC ont souvent été éjectés de leur position d'origine par les effets de la cryoexpulsion par les pipkrakes.

La saison estivale est plus courte, d'une durée de seulement quatre mois. Les mécanismes qui participent aux mouvements de débris sur les éboulis durant cette période sont liés aux précipitations (micro-laves de ruissellement et coulées de débris), au vent et au passage d'animaux. Le gel ne peut y jouer qu'un rôle très accidentel, comme l'ont montré nos mesures microclimatiques. Afin d'apprécier le rôle que jouent les micro-laves de ruissellement sur le déplacement des matériaux de surface, nous avons mis en relation les précipitations estivales et le transit. Mais seuls les sites de Malaza 2 et de Cadi présentent une augmentation du transit parallèlement à une hausse des précipitations durant la saison estivale 2006. Dans tous les autres cas, aucun lien n'est constaté. Le traitement des données n'a pas permis de savoir dans quelle mesure les microlaves contrôlent le mouvement des débris sur les talus d'éboulis. Par contre, les observations réalisées à la suite des événements de 2003 et 2006 sur la Coma de la Dona (Mantet) démontrent avec certitude que les coulées de débris, phénomènes affectant des versants entiers, sont incontestablement les agents morphogènes les plus efficaces pour déplacer de grandes quantités de matériaux sur de grandes distances (330 m³ en 2003 et 18 m³ en 2006). Mais ces dynamiques rapides ne se produisent qu'exceptionnellement. Dans une moindre mesure, le vent participe aussi au mouvement des débris les plus fins sur les talus.

Ainsi, les mécanismes qui agissent avec le plus d'efficacité sur le déplacement de matériaux sur les talus d'éboulis semblent liés au ruissellement dû aux orages d'été et au piétinement animal, ce qui relativise considérablement l'action des processus liés au froid. D'autres auteurs, dans d'autres contextes géographiques ont déjà traité de ce sujet (André, 1999 ; Étienne, 2004) et montré qu'il fallait relativiser l'efficacité des processus à proprement parler périglaciaires.

✿ *Le fonctionnement du géosystème d'éboulisation*

Représenté par le talus d'éboulis *s.s.*, le système amont (parois rocheuses ou chicots rocheux) et le système aval (glaciers rocheux, pelouses...), le fonctionnement du géosystème d'éboulisation nécessite une étude globale, prenant en compte l'activité des parois rocheuses et des dynamiques rapides et exceptionnelles. Ce travail a été réalisé d'une manière plus sommaire que l'étude des talus d'éboulis.

- L'activité des parois rocheuses a été mesurée grâce à des méthodes mettant en évidence les dynamiques primaires de chute (carré peint sur paroi rocheuse) et les dynamiques secondaires (bâches au débouché de couloirs, neige utilisée comme collecteur de débris sur le talus). Sur les versants avec parois ou chicots rocheux, des mesures ont permis de quantifier, certes très ponctuellement, la production de débris par le système amont. Les informations apportées par les pièges à matériaux soulignent la faiblesse des apports depuis les parois dans les gneiss. La production secondaire mesurée avec la bâche et la neige dans les gneiss du Malaza donne un taux de retrait de seulement 0,0051 m.ka⁻¹. Les taux de retrait de paroi actuel, mesurés pour la production primaire avec les carrés peints, donnent 0,222 m.ka⁻¹ pour les calcaires et 1,23 m.ka⁻¹ pour les schistes. Les valeurs obtenues relativisent l'action du froid à ces altitudes et semblent trouver leur explication dans les conditions thermiques. Nous avons déjà décrit l'ambiance thermique d'altitude : un gel plutôt modeste, des températures minimales moyennes plutôt rigoureuses en saison nivale, une onde de gel qui pénètre faiblement dans le substrat. Il est cependant difficile de connaître avec précision les effets de la gélifraction dans le système d'éboulisation car les autres processus comme la pluie ou le ruissellement de fonte sur les parois agissent également sur les mécanismes de chutes. M.-F. André a d'ailleurs insisté sur le rôle certainement trop important que l'on accorde au froid

dans les milieux polaires (André, 1999). Or il semble que certaines montagnes tempérées comme les Pyrénées orientales soient dans le même cas. Peut-on d'ailleurs encore considérer la haute montagne de l'est des Pyrénées comme une région soumise aux phénomènes périglaciaires sachant que les processus relevant du froid sont mineurs comparés au ruissellement qui se produit aux périodes pré- et fini-nivales ? Ne devrait-on pas alors distinguer paysages périglaciaires et conditions périglaciaires comme l'a proposé M.-F. André (2003) ? Dans ce cas, les secteurs étudiés pourraient être considérés comme des paysages périglaciaires faiblement soumis aux processus périglaciaires dominants.

- L'impact des dynamiques rapides et exceptionnelles sur le fonctionnement des éboulis a également été étudié mais d'une manière moins approfondie que les dynamiques progressives saisonnières. Cependant les quelques données acquises par différentes techniques (mesures de terrain, lichénométrie, archives, photographies aériennes) ont permis de souligner leur rôle capital dans le fonctionnement global des géosystèmes d'ébouilisation et leur rôle sur l'évolution des versants. Sur le massif du Malaza, nous avons ainsi pu dénombrer six événements exceptionnels sur une durée de 138 ans (de 1872 à 2010), soit une coulée de débris possible tous les 23 ans en moyenne et depuis les années 1940, on note un épisode pluviogène tous les 10 ans en moyenne.

Les événements qui se sont produits récemment sur la Coma de la Dona (Mantet) ont permis de quantifier les volumes mobilisés par les coulées de débris : ce sont 330 m³ de débris qui ont été arrachés au versant, essentiellement à la partie proximale du talus (ce qui a été quantifié par mesure du volume de l'entaille), la part provenant du ramonage du couloir ne pouvant être estimée, puis déplacés et accumulés vers l'aval en 2003 contre seulement 18 m³ en 2006. Si on rapporte ces volumes à l'échelle du siècle alors on constate aisément que les dynamiques rapides de type *debris flows* déplacent bien plus de matériaux (510 m³.siècle⁻¹), que les dynamiques progressives telles que le ruissellement ou la gélifluxion (96 m³). Ainsi les coulées de débris constituent des agents morphogéniques très efficaces et marquent indéniablement le paysage pendant de longues années.

- Les quantifications réalisées sont intégrées dans un bilan global afin de proposer des scénarios d'évolution possible pour ce géosystème d'ébouilisation dans les conditions climatiques actuelles. Nous soumettons six modèles sur la base des observations faites sur les versants étudiés durant les trois années de mesures. Sur le Malaza, les volumes déplacés sur les talus sont bien plus importants que les apports provenant des parois ou chicots rocheux ce qui a pour conséquence un pivotement et une stabilisation présumée du système fermé à l'aval accompagnée d'une exhumation de la base de la paroi. Dans le cas d'Err et de Dona, les volumes entrants (49,434 m³ pour le premier et 4 m³ pour le second) sont très supérieurs aux volumes déplacés (9,5 à 21,37 m³ pour Err et 0,96 m³ pour Dona) : le talus s'accroît en zone proximale et en zone distale, ce qui a pour effet une régularisation du système. Mais l'intervention des dynamiques rapides et exceptionnelles de type coulées de débris montre que l'ébouilissement de Dona, du moins, est plutôt en phase de croissance. Celui d'Err semble également dans la même situation vu la quantité de débris stockés dans les chicots rocheux. Les apports irréguliers des dynamiques rapides, dans le temps et dans l'espace, imposent donc un système oscillatoire alternant différents stades - phénomènes de régularisation, irrégularisation, dérégularisation.

✿ *Les indicateurs phytogéomorphologiques*

Nous avons proposé des méthodes nouvelles basées sur l'anatomie des plantes pour mettre en évidence des corrélations entre les espèces lithophiles et le transit de surface ainsi que pour mesurer les mouvements de sub-surface.

- Nous avons exploité un objet biologique afin de mesurer quantitativement les déplacements de débris de la couche épidermique des éboulis. Pour cela, nous avons utilisé la racine d'une espèce endémique des Pyrénées orientales (*Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meisn.) dont la racine, bien adaptée aux mouvements de débris, forme un pivot composé de deux parties. La première participe à l'ancrage de la plante dans une zone comportant des fines, ce qui lui permet de puiser ses nutriments, et la seconde, avec des racines allongées, matérialise le déplacement dans la tranche superficielle mobile de l'éboulis. Connaissant la durée de vie de la plante (3 ans), il est facile d'estimer le transit des matériaux à partir de la longueur de sa racine. Nous avons ainsi pu montrer que les mouvements de sub-surface varient de 19 à 37,7 cm.an⁻¹ selon les éboulis étudiés, pour une épaisseur de débris allant de 16,5 à 43 cm. Ainsi des lithophytes migrateurs peuvent être utilisés comme outil de mesure, à la fois de la vitesse du déplacement et de l'épaisseur de la tranche d'éboulis mobilisée. Les quelques données fournies par les tubes PVC ont confirmé d'ailleurs en règle générale l'épaisseur de cette tranche.

- Certaines plantes lithophiles sont également exploitées pour indiquer des dynamiques morphogéniques particulières. Les mesures le long des bandes peintes associant déplacements des débris de surface, granulométrie, pente et espèces végétales ont été traitées statistiquement par des analyses multivariées (AFCM) afin de mettre en évidence trois plantes indicatrices de morphodynamiques particulières : *Cerastium pyrenaicum* J. Gay et *Galium cometorhizon* Lapeyr. pour des transits très importants (> 33 cm.an⁻¹) et *Senecio leucophyllus* (L.) DC. pour des transits faibles (< 10 cm.an⁻¹). Ces informations ont ensuite été exploitées pour une application phytogéomorphologique afin de (i) mettre en place un outil de spatialisation permettant de diagnostiquer la dynamique morphogénique de l'éboulis à partir des espèces lithophiles indicatrices et de la quantifier et (ii) utiliser cet outil dans le cadre d'approches multiscalaires et diachroniques, l'objectif étant de définir l'état de conservation des formations de pente et la distribution des secteurs mobiles ou immobiles à l'échelle des géosystèmes d'éboulisation des Pyrénées orientales. Pour cela, on cherche à exploiter les espèces précédemment citées pour indiquer les dynamiques morphogéniques à l'échelle des différentes zones du talus (proximale, médiane et distale), à l'échelle des éboulis et à l'échelle du géosystème d'éboulisation. Cet instrument prometteur a cependant besoin d'être amélioré.

Les éléments apportés dans cette étude pluridisciplinaire complètent (informations écologiques sur les espèces végétales) et parfois contredisent les observations antérieures (Soutadé, 1980 ; Somson, 1984). Nous avons montré que *Xatardia scabra* n'était pas un bon marqueur de dynamique mais un excellent outil de mesure pour connaître les dynamiques de sub-surface.

B- Les limites de la recherche

✿ *La durée de l'étude*

Étudier le fonctionnement global des géosystèmes d'ébouilisation demande du temps pour obtenir une quantité de mesures suffisantes pour être statistiquement fiables. Nous avons évoqué précédemment le problème posé par les données climatiques qui nécessitent un minimum de 30 années pour être représentatives mais aussi pour prendre en compte toutes les dynamiques qui affectent les versants, y compris les dynamiques rapides qui ont une récurrence faible. Ainsi trois années de mesures sont bien insuffisantes pour expliquer avec certitude les mécanismes complexes qui régissent le fonctionnement des versants d'ébouilisation. Certes, les nombreuses mesures réalisées durant cette étude (20 800) ont permis de décrire avec précision les dynamiques lentes et progressives qui se produisent sur les talus d'ébouilés. Par contre, les dynamiques rapides et exceptionnelles n'ont pas été suffisamment étudiées pour pouvoir s'attarder sur leur fonctionnement.

✿ *Des espèces végétales endémiques et parfois rares*

L'étude de marqueurs biogéographiques dans le diagnostic de mobilité des talus d'ébouilés est, certes, originale, mais les espèces végétales concernées par cette étude sont pour la plupart, des endémiques de quelques massifs des Pyrénées orientales méridionales pour *Xatardia scabra*, des Pyrénées pour *Cerastium pyrenaicum* J. Gay ou bien des Pyrénées et de la montagne corse pour *Galium cometorhizon* Lapeyr. *Senecio leucophyllus* (L.) DC. a une aire de répartition un peu plus large puisqu'on le trouve dans les Pyrénées catalanes et ariégeoises ainsi que dans le Massif central. L'absence de travaux identiques dans d'autres montagnes du globe rend difficile la reproduction de cette étude dans d'autres contrées. Pourtant il existe des espèces vicariantes, c'est-à-dire des espèces qui correspondent écologiquement à d'autres présentes dans d'autres contrées (Daget-Godron, 1979), dans les Alpes, dans la Cordillère des Andes ou dans les Rocheuses canadiennes. Par exemple, *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meisn. a son homologue dans les Alpes du sud (*Berardia subacaulis* Vill.) et dans la Cordillère des Andes chiliennes (*Nastanthus agglomeratus* Miers).

La rareté de certaines espèces lithophiles sur les ébouilés étudiés a quelque peu faussé les traitements statistiques. En effet, leur faible représentation dans le jeu de données les a exclues de l'analyse multivariée. Il est fort possible que la multiplication des mesures sur ces espèces, notamment *Doronicum grandiflorum*, *Viola diversifolia* et *Iberis spathulata*, mette en évidence de nouveaux marqueurs de dynamiques morphogéniques particulières.

✿ *Production de débris : peu de données*

Les mesures réalisées sur les parois et les couloirs (production primaire et secondaire) sont très réduites. Les conclusions que nous avons apportées sur la base des calculs des taux de retrait de parois pour l'ensemble des géosystèmes oriento-pyrénéens ne sont donc que partielles et ne peuvent en aucun cas être généralisées. Un travail systématique sur un plus grand nombre d'ébouilés permettrait peut-être de conforter nos observations ponctuelles.

C- Les perspectives de recherche

Les méthodes et techniques développées ainsi que les résultats obtenus dans cette étude ouvrent simplement une voie qui peut contribuer à une plus grande connaissance des géosystèmes d'ébouilisation d'un point de vue morphodynamique et phytogéomorphologique.

✿ *Compléter l'étude des dynamiques rapides et exceptionnelles*

Les dynamiques rapides et exceptionnelles constituent des agents d'alimentation et de réaménagement des profils d'accumulation des pentes et participent très activement au fonctionnement global du géosystème. Le travail a été amorcé ici mais mériterait d'être complété et approfondi. Cela nécessiterait une analyse plus précise des photographies aériennes de toutes les années disponibles depuis 70 ans avec certainement des traitements d'image pour les clichés de mauvaise qualité et sur un plus grand nombre de sites ainsi que des relevés lichénométriques sur de nombreux éboulis présentant des traces de coulées de débris. Une cartographie fine des coulées de débris permettrait de comprendre la répartition spatiale de ces phénomènes dans l'espace. La constitution d'une base de données sur le même principe que l'étude géographique des versants d'ébouilisation et glaciers rocheux, serait un moyen de les caractériser dans le secteur étudié. Il serait également intéressant d'analyser le temps nécessaire à la reconstitution des stocks de débris sur les vires des parois, dans les couloirs, à l'apex des cônes enfin, ainsi que la période de retour des épisodes météorologiques responsables de la sursaturation de ces masses de débris.

✿ *Compléter l'étude des apports de parois*

L'étude du géosystème nécessite une connaissance approfondie de tous les éléments qui le composent et en particulier la paroi ou les chicots rocheux. Alors que le géofaciès a fait l'objet d'une attention particulière dans ce travail de recherche, l'étude du système amont mérite d'être complétée par l'application plus systématique des méthodes utilisées dans cette étude (carré peint, bêche, neige). Seul un échantillonnage plus représentatif de la zone d'étude, réalisé sur de nombreux sites et traité statistiquement permettrait de mettre en évidence ou non une certaine corrélation entre les taux de retrait et les trois échelles de temps étudiées (Tardiglaciaire, Holocène et Actuel). Ce travail mériterait d'être couplé avec l'installation d'enregistreurs de températures afin de mieux cerner à la fois les effets de la gélifraction dans la production primaire de débris et d'un pluviographe pour apprécier le rôle joué par le ruissellement dans la production secondaire. Tout cela dans le but de proposer des bilans globaux plus précis et des modèles plus fiables.

✿ *Réaliser une étude phytogéomorphologique comparative*

Le but de cette entreprise est de reproduire l'étude phytogéomorphologique présentée dans cette thèse dans des contextes biogéographiques et climatologiques montagnards proches : les Alpes du sud dans un premier temps, puis les autres montagnes du monde dans un second temps. Le projet pluridisciplinaire prendrait en compte l'étude comparative des dynamiques progressives entre les massifs montagneux, la confrontation des espèces végétales indicatrices au travers de leurs caractéristiques morphodynamiques et écologiques, et enfin la mise en parallèle des ambiances microclimatiques d'altitude.

Avant de mettre un point final à ce travail, terminons en rappelant les principales informations scientifiques originales apportées par cette étude phytogéomorphologique. Notre contribution a porté sur les trois domaines de la géographie physique. Elle a mis en avant une meilleure connaissance du climat des hauts massifs qui complète les travaux antérieurs de J.-P. Vigneau, grâce à une description du régime thermique de la haute montagne et ses particularités. Les caractéristiques climatiques ont permis d'expliquer la forte activité des talus d'éboulis et le rôle important des processus liés au ruissellement dans un paysage périglaciaire dans lequel les processus périglaciaires ne sont plus dominants. Nous avons également montré que les dynamiques rapides et exceptionnelles ont une action morphogène considérable dans le fonctionnement global du géosystème d'éboulisation et conditionnent fortement son évolution. Enfin, n'oublions pas les plantes qui ont joué un rôle capital dans ce travail. Espèces indicatrices de dynamiques morphogéniques ou bien outil de mesure, elles constituent le fil conducteur de notre étude.

Références bibliographiques

Abdulhak S. (2003) – *Les pelouses culminales du Cambre d’Aze : dynamiques végétales et morphogéniques*. Mémoire de maîtrise, université de Perpignan, 143 p.

Abdulhak S. (2005) – *Dynamiques végétales et morphogéniques : la cas des plas culminants des Pyrénées orientales*. Mémoire de master recherche, université de Perpignan, 93 p.

Abrahams A.D., Parsons A.J., Cooke R.U., Reeves W.R. (1984) – Stone movement on hillslopes in the Mojave desert, California: a 16-year record. *Earth Surface Processes Landforms* 9, 365-370.

Addison K. (1987) – Debris flow during intense rainfall in Snowdonia, North Wales: A preliminary survey. *Earth Surface Processes and Landforms* 12, 561-566.

Aguera J.M. (1985) – *Les avalanches en Haute Alémany, Pyrénées Orientales, étude géographique*. Mémoire d’études supérieures de Géographie, université de Paris X Nanterre, Centre de Géographie H. Elhaï, 150 p.

Åkerman H.J. (1984) – Notes on talus morphology and processes in Spitsbergen. *Geografiska Annaler* 66A, 267-284.

Allée P. (1983) – Environnements géomorphologiques et éboulis de gélifraction hérités dans le Haut Vallespir (Pyrénées orientales), « *Eboulis et environnement géographique passé et actuel* », *Actes du Colloque tenu à Paris*, 31-34.

Allée P. (1984) – *La dynamique des versants dans le Haut-Vallespir : processus, héritages, actions anthropiques*, thèse de 3^{ème} cycle, université de Paris 1, 353 p.

Allée P., Denèfle M. (1989) – La coma del Tech, un exemple de ravinement protohistorique dans les Pyrénées orientales. *Bulletin de l’Association des Géographes Français*, fasc.1, 56-72.

André M.F. (1990) – Frequency of debris flows and slush avalanches in Spitsbergen : a tentative evaluation from lichenometry. *Polish Polar Research* 11 (3-4), 345-363.

André M.-F. (1991) – *Dynamique actuelle et évolution holocène des versants du Spitsberg (Kongsfjord – Wijdeford, 79° N)*. Thèse d’Etat, université de Paris I, 653 p.

André M.-F. (1992a) – Le recul fini-holocène des parois métamorphiques du Spitsberg : une évolution à 3 vitesses. *Bulletin de l’Association des Géographes Français*, 3, 242-245.

André M.-F. (1992b) – Plant colonization and geodynamics of slopes in a polar oceanic environment (Svalbard, 79°N). *Polar Geography and Geology* 16, (4), 329-347.

André M.-F. (1993) – *Les versants du Spitsberg, Approche géographique des paysages polaires*, Presses universitaires de Nancy, 361 p.

André M.F. (1995) – Holocene climate fluctuations and geomorphic impact of extreme events in Svalbard. *Geografiska Annaler* 77A, 241-250.

André M.F. (1997) – Holocene rockwall retreat in Svalbard : a triple rate evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 423-440.

André M.F. (1999) – La livrée périglaciaire des paysages polaires : l'arbre qui cache la forêt ? *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, 232-252.

André M.F. (2003) – Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions ? *Geomorphology* 52, 149-164.

Andriès C.J. (1980) – *Les éboulis ordonnés du haut-pays niçois*, thèse de 3^{ème} cycle, université de Nice, 153 p., 2 tomes.

Anhert F. (1976) – Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model of landform development. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 25, 29-49.

Ahnert F. (1996) – *The point of modelling geomorphological systems*. McCann B., Ford DC., Editors. *Geomorphology sans frontières*. Chichester: John Wiley & Sons, 81-113.

Arquès S. (2005) – *Géodynamique, colonisation végétale et phytodiversité des talus d'éboulis du massif de la Grande Chartreuse (Préalpes françaises du Nord)*. *Caractéristiques géo-écologiques et sensibilité aux changements environnementaux*, thèse de doctorat, université Joseph Fourier, Grenoble 1, 568 p.

Arsenaevault D., Payette S. (1997) – Reconstruction of millennial forest dynamics from tree remains in a subarctic tree line peatland. *Ecology* 78, 1873-1883.

Astrade J., Bravard J.P., Landon N. (1998) – Mouvements de masse et dynamique d'un géosystème alpestre : étude dendrogéomorphologique de deux sites de la vallée de Boulc (Diois, France). *Géographie Physique et Quaternaire*, 52 (2), 153-165.

Aubert S., Bligny R., Choler Ph., Douzet R. (2003) – Les plantes alpines : une vie en milieu extrême. *La revue Montagne & Alpinisme du Club Alpin Français*, 2, 44-50.

Aubert S., Choler Ph., Douzet R., Till-Boltraud I. (2006) – Les stratégies de reproduction des plantes alpines en haute altitude. *Hommes et Plantes*, 57, 34-39.

Auriol D., Bardou C., Lafforgue M., Merlo J.P. (1972) – *Recherches de géographie physique dans le massif du Carlit*. Mémoire Maîtrise, université de Toulouse le Mirail, 112p. Ronéo.

Autran A., Guitard G. (1957) – Sur le granite de Mont-Louis (Pyrénées-Orientales). *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. VII, 245-270.

Autran A., Guitard G. (1968) – *Carte géologique de France*, Feuille 1/80 000 : Prades avec notice.

Aymerich P., Baracetti M. (2001) – L'impact des ongulés sauvages sur *Xatardia scabra* et *Gentiana alpina* dans la Réserve Naturelle d'Eyne (Pyrénées-Orientales), *Le monde des plantes*, 473, 22-28.

Bagnouls F., Gaussen H. (1953) – Saison sèche et indice xérothermique. *Bulletin de la société d'Histoire naturelle de Toulouse*. 83 (3-4), 193-239.

Barbero M., Bonin G. (1969) – Signification biogéographique et phytosociologique des pelouses écorchées des massifs méditerranéens nord-occidentaux, des Apennins et des Balkans septentrionaux (*Festuco-Seslerietea*). *Bulletin de la Société botanique de France*, 116, 227-246.

Bardat J., Bioret F., Botineau M., Lacoste A. (2004) – *Prodrome des végétations de France*, Museum National d'Histoire Naturelle, 172 p.

Baroni C., Carton A., Seppi R. (2004) – Distribution and behaviour of rock glaciers in the Adamello-Presanella Massif (Italian Alps). *Permafrost and Periglacial Processes* 15, 243-259.

Barrère P. (1954) – Equilibre glaciaire actuel et quaternaire dans l'ouest des Pyrénées centrales. *Revue Géographique de Pyrénées du Sud-Ouest*, Toulouse, t. XXIV, fasc.2, 116-134.

Barrère P. (1963) – La période glaciaire dans l'ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, V, 516-526.

Barry R.G. (1981) – *Mountain Weather and Climate*, Methuen, London, 313 p.

Barsch D. (1977) – Nature and importance of mass-wasting by rock-glaciers in alpine permafrost environments. *Earth Surface Processes and Landforms* 2, 231-245.

Barsch D. (1987) – The problem of ice-cored rock glacier. In J.R. Giardino, J.F. Shroder & J.D. Vitek (eds.), *Rock glaciers*. Allen & Unwin, Londres, 45-53.

Barsch D. (1988) – Rockglaciers. In: Clark M.J. (eds.) *Advances in periglacial geomorphology*. Wiley, Chichester, pp. 69-90.

Barsch D. (1992) – Permafrost creep and rockglaciers. *Permafrost and Periglacial Processes* 3, 175-188.

Barsch D. (1996) – *Rockglaciers. Indicators for the present and former geocology in high mountain environments*. Springer, Berlin, 319 p.

Battiau-Queney Y. (2007) – Bilan d'érosion et concept de système morphotectonique In M.F. André (coord.), *Du continent au bassin versant Théories et pratiques en géographie physique – Hommage au professeur Alain Godard*, Presses Universitaires Blaise Pascal, 429-436.

Baudière A. (1983) – Modes de perception de l'éboulis par les botanistes. *Bulletin de l'Association des Géographes Française*, Paris, 25-32.

Baudière A. (2000) – À propos de deux plantes dites d'éboulis. *Le Monde des Plantes*, 468, 31-32.

Baudière A., Bonnet A.L.M. (1963) – Introduction à l'étude de la végétation des éboulis de la zone alpine des Pyrénées orientales. *Naturalia Monspeliensa*, Série Botanique, 15, 13-28.

Baudière A., Bresoles P. (1973) – Le milieu et la végétation sur le territoire de la carte au 1/200 000^{ème}, feuille de Perpignan, Centre Universitaire de Perpignan, Perpignan.

Baudière A., Fromard F., Serve L. (1978) – Les ombellifères orophiles de la chaîne pyrénéenne, *Actes du 2^{ème} symposium international sur les ombellifères, Contributions pluridisciplinaires à la Systématique*. Perpignan, 85-103.

Baudière A., Gauquelin T. (1990) – Successions, substitutions, écotones et systèmes phytomorphogéniques pyrénéens d'altitude. In : *Botánica pirenaico-cantábrica*, Actes du II^{ème} colloque international de botanique pyrénéo-cantabrique (Jaca), 353-366.

Baudière A., Gauquelin T. (2005) – Evolution actuelle de la végétation des milieux supraforestiers oriento-pyrénéens. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 141, 2, 5-14

Baudière A., Noble F. (1985) – Les groupements oriento-pyrénéens à *Senecio leucophyllus* (L.) DC. Assujettissement géomorphologique et signification écologique, *Colloques phytosociologiques*, Bailleul, 12, 783-790.

Baudière A., Serve L. (1971) – Organisation morphologique et rôle des végétaux dans la dynamique des formations superficielles en milieu supraforestier. *Bulletin de la Société Botanique de France*, 118 (1-2), 77-94.

Baudière A., Serve L. (1975) – Las comunidades de *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meissn. Composicion floristica y relaciones con la dinamica de las formaciones superficiales. *Anales del Institut Botanic de Cavanilles*, 32 (2), 537-556.

Baudière A., Serve L. (1980) – Sur la présence de *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meissn. dans les montagnes d'Andorre. *Bulletin de la Société Botanique de France, Lettres Botaniques*, 127, 71-79.

Baudière A., Serve L., Soutadé G., Sajus J.G. (1979) – Les milieux supra-forestiers des Pyrénées orientales. Ecologie et végétation, *Congrès de l'Association des Professeurs de Biologie et Géologie*, Toulouse, 19 p.

Baudière A., Somson P., Serve L. (1985) – Les groupements à *Viola diversifolia* (DC.) W. Beck : composition floristique et relations avec la dynamique des formations superficielles, *Colloques phytosociologiques*, Bailleul, 12, 768-781.

Baudière A., Soutadé G. (1985) – Sur la notion de système phytomorphogénétique et l'utilisation de ce concept pour l'étude de la végétation des milieux supraforestiers, *Colloques phytosociologiques, XIII, Végétation et Géomorphologie*, Bailleul, 173-177.

Baulig H. (1956) – *Vocabulaire franco-anglo-allemand de Géomorphologie*. Publication de la Faculté des Lettres de Strasbourg, 130, 230 p.

Beaulieu J.L., Reille M. (1984) – A long Upper Pleistocene pollen record from Les Echets, near Lyon, France. *Boreas* 13, 111-132.

Bégin Y., Tessier L. (1998) – Changements environnementaux en milieux alpins et boréaux. *Géographie physique et Quaternaire*, 52, 2, 1-3.

Bénech C. (1993a) – Estimation des périodes de retour de l'aigaut de 1970. *Actes du Colloque de Vernet-les-Bains : L'Aigaut del 40 : inundacions catastròfiques i polítiques de prevenció a la Mediterrània nord-occidental*, 297-305.

Bénech C. (1993b) – Principales crues dommageables survenues dans les Pyrénées orientales depuis 1876. Extrait du rapport : « *Des risques naturels dans les Pyrénées orientales* », DDAF 66.

Benedict J.B. (1990) – Experiments on Lichen Growth I. Seasonal Patterns and Environmental Controls. *Arctic and Alpine Research* 22, 244-54

Benedict J.B. (1991) – Experiments on Lichen Growth II. Effects of a Seasonal Snow Cover. *Arctic and Alpine Research* 23, 189-99.

Beniston M., Diaz H.F., Bradley R.S. (1997) – Climatic change at high elevation sites: an overview, *Climatic Change* 36, 233-251.

Benn D.I., Evans D.J.A. (1998) – *Glaciers and glaciations*. Arnold, Londres, 734p.

Berger J., Krainer K., Mostler W. (2004) – Dynamics of an active rock glacier (Oetztal Alps, Austria). *Quaternary Research* 62, 233-242.

Berrisford M.S. (1991) - Evidence for enhanced mechanical weathering associated with seasonally late-lying and perennial snow patches, Jotunheimen, Norway. *Permafrost and Periglacial Processes* 2, 331-340.

Bertalanffy Von L. (1968) – *General System Theory*, Braziller éditions, New York (Traduction française, 2ème édition, Dunod 2ditions, 1993, 308 p).

Bertran P. (coord.) (2004) – *Dépôts de pente continentaux, dynamique et faciès*, Quaternaire, h. s. 1, AFEQ, 258 p.

Bertran P., Francou B., Pech P. (1993) – Statogénèse associée à la dynamique des coulées à front pierreux en milieu alpin (La Mortice, Alpes méridionales, France). *Géographie Physique et Quaternaire*, 47, 1, 93-100.

- Bertran P. et Texier J.P. (1999)** – Sedimentation processes and facies on a semi-vegetated talus, Lousteau, southwestern France. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 177-187.
- Bertran P., Coutard J.P. (2004)** – Solifluxion. In : Bertran (coord.) (eds.) *Dépôts de pente continentaux, dynamique et faciès*. Quaternaire, h.s. 1, AFEQ, 84-109.
- Bertran P., Jomelli V. (2004)** – Avalanches, coulées de slush. In : Bertran P., coord. (eds.). *Dépôts de pente continentaux, dynamique et faciès*, Quaternaire, h. s. 1, AFEQ, 62-79.
- Bertrand G. (1968)** – Paysage et géographie physique globale. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 39, 3, 249-272.
- Bertrand G. (2002)** – *Une géographie traversière – L'environnement à travers territoires et temporalités*. Ed. Arguments, 311p.
- Bertrand G., Beroutchachvili N. (1978)** – Le Géosystème ou système territorial naturel, In Géosystème et aménagement, *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 49, 2, 167-180.
- Beschel R., Weidick A. (1973)** – Geobotanical and geomorphological reconnaissance in West Greenland, 1961. *Arctic and Alpine Research* 5, 311-319.
- Birot P. (1937)** – *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*, Thèse Lettres, Baillères, Paris, 403 p.
- Birot Pierre (1965)** – *Les formations végétales du globe*. Paris, SEDES.
- Birot P. (1981)** – *Les processus d'érosion à la surface des continents*, éd. MASSON, 607 p.
- Birot P., Guitard G. (1971)** – Observations sur le relief du socle hercynien des Pyrénées orientales. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 42, 5-30.
- Björck S., Walker M. J. C., Cwynar L. C., Johnsen S., Knudsen K.-L., Lowe J. J., Wohlfarth B. INTIMATE Members (1998)** – An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science* 13, 283-292.
- Blijenberg H. (1998)** – *Rolling stones? Triggering and frequency of hillslope debris flows in the Bachelard Valley, southern French Alps*. Thèse de doctorat, Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen, universiteit Utrecht, 223 p.
- Blikra L.H., Nemec W. (1998)** – Postglacial colluvion in western Norway: depositional processes, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology* 45, 909-959.
- Bodin X. (2005)** – L'état thermique du glacier rocheux de Laurichard en 2003-2004 : analyse des températures de surface, spatialisations du régime thermique et implications géodynamiques. *Environnements Périglaciaires*, 12, 19-38.

Bodin X. (2007) – *Géodynamique du pergélisol de montagne : fonctionnement, distribution et évolution récente. L'exemple du massif du Combeynot (Hautes Alpes)*. Thèse de doctorat, université de Paris 7, 273 p.

Bolós O., de, Vigo J., Masalles R.M., Ninot J.M. (1993) – *Flora manual dels Països catalans*, 2ème ed., Pòrtic, Barcelona.

Boucher D., Filion L., Héту B. (2003) – Reconstitution dendrochronologique et fréquence des grosses avalanches de neige dans un couloir subalpin du mont Hog's Back, en Gaspésie centrale (Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, 57, 2-3, 159-168.

Bouzillé J.-B. (2007) – Gestion des habitats naturels et biodiversité. Concepts, méthodes et démarches. Editions Tec & Doc, Lavoisier. 331 p.

Braun-Blanquet J. (1915) – Les Cévennes méridionales (Massif de l'Aigoual) : étude de phytogéographie. *Archives des Sciences Physiques et naturelles*, Genève, 208 p.

Braun-Blanquet J. (1948) – La végétation alpine des Pyrénées orientales, étude de phytosociologie comparée. *Monografía de la Estación de Estudios Pirenaicos y del Instituto Español de Edafología y Fisilogía Vegetal*. Barcelona, 306 p.

Braun-Blanquet. (1964) – Pflanzensozologie (3^{ème} édition). Springer Verlag. Wien, New-York. 865p.

Braun-Blanquet J., Jenny H. (1926) – Vegetationsentwicklung und Bodenbildung in der alpinen Stufe der Zentralalpen. *Denkschr. Schweizer. Naturforsch. Ges.*, Band 63, Abh. 2, 349 p.

Briffa K. R., Schweingruber F. H., Jones P. D., Osborn T. J., Harris I. C., Shyiatov S. G., Vaganov E. A., Grudd H. (1998a) – Trees tell of past climates: But are they speaking less clearly today? *Philosophical transactions of the Royal Society of London – Series B-Biological Sciences* 353 (1365), 65-73.

Briffa K. R., Schweingruber F. H., Jones P. D., Osborn T. J., Shyiatov S. G. et Vaganov E. A. (1998b) – Reduced sensitivity of recent tree-growth to temperature at high northern latitudes. *Nature* 391, 678-682.

Brockmann-Jerosch H. (1919) – Baumgrenze und Klimacharakter. *Berichte der Schweizer Botanischen Gesellschaft* 26, 255p.

Brohan, P., Kennedy J.J., Harris I., Tett S.F.B., Jones P.D. (2006) – Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *Journal of Geophysical Research* 111.

Brugnot G. (1998) – Avalanches : la dépense nationale de prévention. *Ingénieries*, 2, Hors Série Risques naturels, 43-49.

Brunet R. (1967) – *Les phénomènes de discontinuité en géographie*, Paris, CNRS (Mémoires et documents).

Butler D.R. (1995) – *Zoogeomorphology: animals as geomorphic agents*. Cambridge University Press, Cambridge, 231 p.

Caine N. (1967) – The texture of talus in Tasmania. *Journal of Sedimentary Petrology* 35(3), 796-803.

Caine N. (1969) – A model of Alpine talus slope development by slush avalanching. *Journal of Geology* 77 (1), 92-100;

Caine N. (1974) – The geomorphic processes of the alpine environment, *In* J.D. Ives and R.G. Barry (eds.), *Arctic and Alpine Environment*, London, Methuen, 721-748.

Caine N. (1980) – The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler* 62A, 23-27.

Callaway R.M., Brooker B., Choler Ph., Kikvidge Z., Lortie C.J., Michalet R., Paolini L., Pugnaire F.I., Newingham B., Cook B.J., Aschehoug E.T. (2002) – Interdependance among plants increases with stress: a global experiment with alpine communities. *Nature* 417, 812-820.

Calvet M. (1996) – *Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne, les Pyrénées-orientales*, Presses universitaires de Perpignan, Editions BRGM, 3 tomes, 1177 p.

Calvet M. (1997) – Los complejos fluvio-glaciares de Cerdanya-Capcir (Pirineos orientales) y sus enseñanzas. *In* : A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti (eds.), *Las huellas glaciares de las montañas españolas*, Universidade de Santiago de Compostela, 263-290.

Calvet M. (2004) – The Quaternary glaciation of the Pyrenees. *In*: J. Ehlers et Pl. Gibbard (eds.), *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, part I : Europe*, Elsevier, 119-128.

Calvet M., Lemartinel B. (2002) – Précipitations exceptionnelles et crues-éclair dans l'aire pyrénéo-méditerranéenne. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 35-50.

Campy M., Macaire J.-J. (2003) – *Géologie de la surface, érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*, éditions Dunod, Sciences Sup, 440 p.

Candolle A.P. de (1820) – Essai élémentaire de géographie botanique *In Dictionnaire des sciences naturelles* Vol. 18. Flevrault, Strasbourg.

Candolle A.P. de (1855) – *Géographie botanique raisonnée ou exposition des faits principaux et des lois concernant la distribution géographique des plantes de l'époque actuelle*, V. Masson, Paris.

Capps S.R.Jr. (1910) – Rock glaciers in Alaska. *Journal of Geology* 18, 359-375.

Carrillo E., Ninot J. (1989) – El *Saxifrago-Minuartietum sedoidis*, una nueva asociacio del *Festucion airoidis*. *Folia botanica miscellanea*, 6, 103-107.

Casanobe G. (1966) – La Tramontane. *Annales climatologiques des Pyrénées-Orientales, Conseil Général, commission météorologique éd.*, 20-49.

Casty C., Wanner H., Luterbacher J., Esper J., Böhm R. (2005) – Temperature and Precipitation Variability in the European Alps Since 1500. *Internatioanl Journal of Climatology* 25 (14), 1855-1880.

Cavet P. (1959) – Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique). *Thèse Sciences, Bulletin du Service de la Carte géologique de la France*, 254, t. LV, 1957, Béranger, Paris, 497 p.

Chaix C. (2007) – *Climatologie hivernale des versants alpins (Savoie) : types de temps, températures et vents. Analyses de données météorologiques des domaines skiables*. Thèse de doctorat en géographie, université de Savoie, 303 p.

Cholley A. (1950) – Morphologie structurale et morphologie climatique. *Annales de Géographie*, 59, 321-335.

Choler Ph., Michalet R., Callaway R.M. (2001) – Facilitation and competition on gradients in alpine plants communities. *Ecology* 82, 3295-3308.

Chorley R.J. (1962) – *Geomorphology and general systems theory*. US Geological Survey Professional Paper, 500-B.

Chorley R.J., Kennedy B.A. (1971) – *Physical Geography: a Systems Approach*, Prentice-Hall - London.

Chouard P. (1949) – Coup d'oeil sur les groupements végétaux des Pyrénées centrales. *Bulletin de la Société Botanique de France*, 96, 145-149.

Chueca Cía J., Peña Monne J.L., Lampre Vitalier F., Julian Andreas A. (1997) – La pequeña edad del hielo en el Pinineo central meridional : inferencias paleoambientales a partir de datos geomorfológicos, *Las huellas glaciares de las montañas españolas, Universidad de Santiago de Compostela*, 307-328.

Chueca Cía J., Julián Andrés A., Saz Sánchez M.A., Creus Novau J., López Moreno J.I. (2005) – Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees). *Geomorphology* 68, 167-182.

Church M., Stock R.F., Ryder J.M. (1979) – Contemporary sediment environments on Baffin Island, N.W.T.: debris slope accumulations, *Arctic and Alpine Research* 2 (4), 371-402.

Clark H.C., Steig E.J., Potter N.Jr, Gillespie A.R. (1998) – Genetic variability of rock glaciers. *Geografiska Annaler* 80A, 175-182.

Clements F.E. (1916) – Plant succession: An analysis of the development of vegetation. Washington, DC: *Carnegie Institute. Washington Publication*, 242, 512 p.

Clements F. E. (1920) – Plant Indicators: The Relation of Plant Communities to Process and Practice, *Carnegie Inst. Washington* 290, 388 p., 92 pls.

Companyo L. (1861) – *Histoire naturelle du département des Pyrénées-Orientales*. J.B. Alzine, Perpignan, t. 1, 940 p.

Companyo L. (1864) – *Histoire naturelle du département des Pyrénées-Orientales*. J.B. Alzine, Perpignan, t. 2, 940 p.

Conill L. (1932) – Observations sur la flore des Pyrénées-Orientales. Documents pour la carte des productions végétales. Série : Pyrénées. Tome Roussillon (1/4). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 64-4.

Conill L. (1935) – Observations sur la flore des Pyrénées-Orientales (suite). (2/4). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 67-2.

Corenblit D. (2006) – *Structure et dynamique du paysage fluvial : étude des rétroactions entre processus hydro-géomorphologiques et dynamiques de la végétation du Tech (Pyrénées orientales)*. Thèse de doctorat. Université Paul Sabatier, Toulouse. 280 p.

Corenblit D., Tabacchi E., Steiger J., Gurnell, A.M. (2007) – Reciprocal interactions and adjustments between fluvial landforms and vegetation dynamics in river corridors: A review of complementary approaches. *Earth-Science Review* 84, 56-86.

Corenblit D., Gurnell A.M., Steiger J., Tabacchi E. (2008) – Reciprocal adjustments between landforms and living organisms : Extended geomorphic evolutionary insights. *Catena*, 73 : 261-273.

Corona C. (2007) – *Evaluation biostasique du paysage, géodynamique nivéo-périglacière et fluctuations climatiques récentes dans la vallée de la Romanche (Alpes du Nord France)*, Thèse de doctorat en géographie, Grenoble : Université Joseph Fourier

Cossard E. (2005) - *Evolution géomorphologique du haut bassin durancien (Alpes du Sud, France) depuis la dernière glaciation. Contribution à la compréhension du fonctionnement du système paraglacière*. Thèse de doctorat, université Paris 7 - Paris-Diderot, 382 p.

Cossard E., Fort M., Jomelli V., Grancher D. (2006) – Les variations glaciaires en Haute Durance (Briançonnais, Hautes-Alpes) depuis le XIX^{ème} siècle : mise au point d'après les documents d'archives et la lichénométrie. *Quaternaire*, 17, (1), 75-82.

Costa J.E. (1984) – Physical geomorphology of debris-flows. In: Costa J.E., Fleicher P.J. (éds.), *Developments and Applications of Geomorphology*, Berlin, Springer-Verlag, 268-317.

Coste H. (Abbé) (1837) – *Flore descriptive et illustrée de la France de la Corse et contrées limitrophes*, Tome 1, 2 et 3 - Second Tirage, Paris

Coussot P. (1993) – *Rhéologie des boues et laves torrentielles. Étude de dispersions et suspensions concentrées*. Centre d'Étude du Machinisme Agricole des Eaux et Forêts, Laboratoire de rhéologie, Grenoble, 415 p.

Coutard J.P. (1997) – Approche expérimentale du processus de gélifluxion. *Notes et comptes-rendus du Groupe « Régionalisation du Périglacière »*, fascicule XXII, 29-38.

Coutard J.P., Gabert P., Ozouf J.C. (1988) – Etude du processus de cryoreptation en divers sites de Haute-Ubaye (Alpes du sud). *Bulletin du Centre de Géomorphologie du CNRS*, Caen, 34, 9-28.

Coutard JP, Francou B. (1989) – Rock temperature measurements in two alpine environments: implications for frost shattering. *Arctic and Alpine Research* 2, 399-416.

Coutard J.P., Gabert P., Ozouf J.C. (1988) – Etude du processus de cryoreptation en divers sites de la Haute-Ubaye (Alpes du Sud), *Bulletin du Centre de Géomorphologie du CNRS*, Caen, 34, 9-28.

Coutard J.P., Van Vliet B. (1994) – Cryoexpulsion et cryoreptation en milieu limono-argileux. Expérimentation en laboratoire. *Biuletyn Peryglacjalny* 33, 5-20.

Cox J.E., Larson D.W. (1993) – Spatial heterogeneity of vegetation and environment factors on talus slopes of the Niagara escarpment. *Canadian journal of botany* 71, 323-332.

Croizat L (1952) – *Manual of Phytogeography*, Uitgeverij Dr. W. Junk, The Hague.

Curry A.M., Morris C.J. (2004) – Lateglacial and Holocene talus slope development and rockwall retreat on Mynydd Du, UK. *Geomorphology* 58, 85-106.

Daget P., Godron M. (1979) – *Vocabulaire d'écologie (2e édition)*, Hachette, Paris, 300 p.

Dajoz I. (1989) – Structure dans l'espace et dans le temps des populations de *Xatardia scabra* (Lapeyr.) Meissn., Apiaceae. *Acta biologica montana*, IX, 245-252.

Dajoz R. (2000) – *Précis d'écologie*, Paris, Dunod, 615 p.

Daubenmire R.F. et Slipp A.W. (1943) – Plant succession on talus slope in northern Idaho as influenced by slope exposure. *Bulletin Torrey Botanic Club* 70, 473-480.

Davasse, D., Galop D., Rendu C. (1997) – Paysages du néolithique à nos jours dans les Pyrénées de l'Est d'après l'écologie historique et l'archéologie pastorale, In APDCA, *La dynamique des paysages protohistoriques, antiques, médiévaux et modernes*. Sophia-Antipolis, , 577-599.

Daveau S. (1958) – Le cône central de l'Aiguille Rouse. *Revue de Géographie Alpine*, XLVI (3), 423-428.

Decaulne A. (2000) – Étude d'un épisode à debris flows en Islande du nord-ouest. *Bulletin de l'Association Française du Périglaciaire*, 7, 53-63.

Decaulne A. (2001) – Les debris flows : une dynamique de versant azonale ? *Environnements Périglaciaires*, 8, 44-65.

Decaulne A. (2002) – Coulées de débris et risques naturels en Islande du Nord-Ouest. *Géomorphologie*, 2, 151-164.

Delaloye R. (2004) – *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Thèse, université de Fribourg, collection Geofocus, 10, 240 p.

Delaloye R., Morand S. (1998) – Les glaciers rocheux de la région d'Entremont (Alpes valaisannes) : inventaires et analyse spatiale à l'aide d'un S.I.G. *Mitteilungen der VAW*, ETH Zürich, 158, 75-86.

Delaloye R., Monbaron M. (2003) – Snow effects on recent shifts (1998-2002) in mean annual ground surface temperature at alpine permafrost sites in the western Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich 2003. Extended volume abstract, 23-24.

Delannoy J.J., Rovera G. (1996) – L'érosion dans les Alpes occidentales : contribution à un bilan des mesures et des méthodes. *Revue de Géographie Alpine*, 84 (4), 87-101.

Delmas M. (2005) – La déglaciation dans le massif du Carlit (Pyrénées orientales) : approches géomorphologique et géochronologique nouvelles. *Revue de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 16, (1), 45-55.

Delmas M. (2006) – Datations cosmogéniques dans le bassin glaciaire de la Têt (Massif du Carlit, Pyrénées orientales) Aspects méthodologiques. *Environnements périglaciaires*, 13, 13-24.

Delmas M. (2010) – *Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées*, thèse de doctorat, université de paris 1 panthéon-Sorbonne, 529 p.

Delmas M., Gunnell Y., Calvet M., Braucher R., Bourles D. (2008) – Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research* 69, 231-241.

Delmas M., Calvet M., Gunnell Y. (2009) – Variability of Quaternary glacial erosion rates – A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees. *Quaternary Science Reviews* 28, 5-6, 484-498.

Delorne M., Lebreton P., Reynaud L., Allaine D. (2009) – Analyse et réflexions préliminaires sur l'évolution climatique en Vanoise. *Travaux scientifiques du parc national de la Vanoise*, XXIV, 69-104.

Despaty, Conill (1920) – Excursion botanique dans la vallée d'Eyne (Pyrénées-Orientales). *Bulletin de la Société botanique de France*, 67, 137-147.

Dewolf Y., Bourrié G. (2008) – *Les formations superficielles. Genèse – Typologie – Classification – Paysages et environnements – Ressources et risques*. Ellipses, 798 p.

Diaz H.F., Bradley R.S. (1997) – Temperature variations during the last century at high elevation sites, *Climatic Change* 36, 253-279.

Didier L., Brun J.J. (1998) – Limite supraforestière et changements environnementaux : pour une approche pluriscalaire et spatialisée des écosystèmes d'altitude. *Géographie physique et Quaternaire*, 52, 1-9.

- Dokoutchaev V.V. (1893)** – Russian Chernozems, *Israel Prog. Sci. Trans.*, Jérusalem, Israel, 1967, translated by N. Kaner.
- Dokoutchaev V.V. (1948)** – Théorie des zones naturelles, *Geografiz*, Moscou, 62 p.
- Dollfus O. (1971)** – *L'Analyse géographique*. Paris, Presses Universitaires de France.
- Douguedroit A., de Saintignon MF (1970)** – Méthode d'étude de la décroissance des températures en montagne de latitude moyenne : exemple des Alpes françaises du sud, *Revue de géographie alpine*, 58, 3, 453-472.
- Douglas G.R. (1980)** - Magnitude frequency study of rockfall in Co. Antrim, N. Ireland. *Earth Surfaces Processes* 5, 123-129.
- Douglas G.R., Whalley W.B., Mc Greevy J.P. (1991)** – Rock properties as control on free-face debris fall activity. *Permafrost and Periglacial Processes* 2, 311-319.
- Edouard J.L. (1979)** – *Les fluctuations glaciaires dans le haut bassin de la Romanche*. Thèse de 3^{ème} cycle, université de Grenoble 1, 685 p.
- Ellenberg H. (1986)** – *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer Sicht*. Stuttgart: Ulmer. 989 p
- Emberger L. (1968)** – *Les Plantes Fossiles*. (2^{ème} ed.) Masson et Cie, Paris. 758 p.
- Embleton C., A.M. King C. (1975)** – *Glacial geomorphology*, London, Edward Arnold, 573 p.
- Erschbamer B. (1992)** – Zwei neue Gesellschaften mit Krummseggen (*Carex curvula ssp. rosae*, *Carex curvula ssp. curvula*) aus den Alpen. Ein Beitrag zur Klärung eines alten ökologischen Rätsels. *Phytocoenologia*, 21, 91-116.
- Étienne S. (2002)** – The role of biological weathering in periglacial areas: a study of weathering rinds in South Iceland. *Geomorphology* 27, 75-86.
- Étienne S. (2004)** – *Islande, biogéomorphologie d'un milieu périglaciaire humide*, Mélanie Séteun, Clermont-Ferrand, 257 p.
- Evin M. (1987)** – *Dynamique, répartition et Age des glaciers rocheux des Alpes du Sud*, Thèse de doctorat d'Etat, université Joseph Fourier (Grenoble 1), 1500 p.
- Evin M. et Fabre D. (1990)** – The distribution of permafrost in rock glaciers of the Southern Alps (France). *Geomorphology* 3, 57-71.
- Evin M., Fabre D., Johnson P.G. (1997)** – Electrical resistivity measurements on the rock glaciers of Grizzly Creek, St Elias Mountains, Yukon, *Permafrost and Periglacial Processes* 8, 179-189.

- Fahey B.D., Lefebure T.H. (1988)** – The freeze-thaw weathering regime at a section of the Niagara Escarpment on the Bruce Peninsula Southern Ontario, Canada, *Earth Surface Processes and Landforms* 13, 293-304.
- Fernández Casa J. (1970)** – Notas fitosociológicas breves, I. *Ars Pharmaceutica*, 11, 273-298.
- Feuillet T., Sellier D. (2008)** – Observations sur la limite inférieure de l'étage périglaciaire dans les Pyrénées centrales françaises (Bigorre). *Environnements Périglaciaires*, 15, 59-68.
- Firbas F. (1949)** – *Spät und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen I, II*. 1. ed. Jena. Verlag Gustav Fischer. I. Bd. 480 p., II. Bd. 256 p.
- Firbas F. (1952)** – Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Zweiter Band. *Waldgeschichte der einzelnen Landschaften*. Jena, Germany. Fischer. 256 p.
- Fisher F.J.F. (1952)** – Observations on the vegetation of screes in Canterbury, New Zealand. *Journal of ecology* 40, 156-167.
- Fisher W D (1958)** – On grouping for maximum homogeneity. *JASA* 53, 789-798.
- Flahault C. (1901)** – Premier essai de nomenclature phytogéographique, *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, 1-36.
- Foucault B. de (1986)** – *La phytosociologie sigmatiste : une morphophysique*. Lille, 147 p.
- Fournier J. (2007)** – Morpho-sedimentary characteristics of reef-building tubeworms. *Seminário de Pós-graduação em Geografia física, Geologia e Biologia marinhas, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza*.
- Francou B. (1981)** – *Géodynamique des éboulis et formes de la combe de Laurichard (Hautes-Alpes)*, Thèse de 3^{ème} cycle, université de Grenoble, 153 p.
- Francou B. (1982)** – Chutes de pierres et éboulisation dans les parois de l'étage périglaciaire. *Revue de Géographie alpine*, tome LXX, 3, 279-300.
- Francou B. (1983a)** – Processus en interaction sur les talus d'éboulis de l'étage périglaciaire, in *Colloque « Eboulis et environnement géographique passé et actuel »*, Paris, 143-152.
- Francou B. (1983b)** – Géodynamique des dépôts de pied de paroi dans l'étage périglaciaire. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*, 24, fasc.5, 411-424.
- Francou B. (1988)** – *L'éboulisation en haute montagne - Six contributions à l'étude du système corniche-éboulis en milieu périglaciaire*, Thèse doctorat d'état, université de Paris VII, 689 p.
- Francou B. (1989)** – Régime thermique des sols et rôle dans la dynamique des versants d'un milieu subéquatorial d'altitude : les Andes centrales du Pérou. *Géographie physique et Quaternaire*, 43, 1, 97-112.

- Francou B. (1991)** – Pentas, granulométrie et mobilité des matériaux le long d'un talus d'éboulis en milieu alpin. *Permafrost and periglacial processes* 2, 175-186.
- Francou B. (1993)** – *Hautes montagnes. Passion d'exploration*. Masson, 202 p.
- Francou B., Héty B. (1989)** – Eboulis et autres formations de pente hétérométriques. Contribution à une terminologie géomorphologique. *Notes et Comptes-rendus du Groupe de travail « Régionalisation du Périglaciaire »*, fasc. XIV, 11-69.
- Francou B., Mante C. (1990)** – Analysis of the segmentation in the profile of alpine talus slopes. *Permafrost and Periglacial Processes* 1, 53-60.
- Francou B., Reynaud L. (1992)** – 10 years of surficial velocities on a rock glacier (Laurichard, French Alps). *Permafrost and Periglacial Processes* 3, 209-213.
- Franz H. (1979)** – *Ökologie der Hochgebirge*. Stuttgart: Ulmer. 495 p.
- French H.M. (2004)** – *The Periglacial Environment (third edition)*, Eastbournen Longman, 341 p.
- French H.M. (2000)** – Does Lozinski's periglacial realm exist today ? A discussion relevant to modern usage of the term "Periglacial". *Permafrost and Periglacial Processes* 11, 35-42.
- Frey J., Gautier G. (1881)** – Quelques plantes nouvelles pour la flore de France. *Bulletin de la Société botanique de France*, 28, 46-52.
- Frontier S. (1983)** – *Stratégies d'échantillonnage en écologie*, Paris, Masson, 494 p.
- Galop D. (1998)** – *La Forêt, L'Homme et le Troupeau dans les Pyrénées. 6000 ans d'histoire de l'environnement entre Garonne et Méditerranée*, GEODE, Toulouse, Laboratoire d'écologie terrestre : FRAMESPA, 285 p.
- García-Ruiz J.M., Martí-Bono C. (1994)** – Rasgos fundamentales del glaciario cuaternario en el Pirineo aragonés, In Martí-Bono C. & García-Ruiz J.M. (éds.), *El glaciario surpinenaico : nuevas aportaciones*, Logroño, Geoforma Ediciones, 71-31.
- García-Ruiz J.M., Valero-Garces B.L., Martí-Bonó C., Gonzalez-Samperuz P. (2003)** – Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science* 18, (1), 61-72.
- Gardaz J.-M. (1997)** – Distribution of mountain permafrost, Fontanesses Basin, Valaisian Alps, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes* 3, 139-142.
- Gardner J. (1970)** – Rockfall: a geomorphic process in high mountain terrain. *Albertan Geogr.* 6, 15-20.
- Gardner J. (1972)** – Morphology and sediment characteristics of mountain debris slopes in the Lake Louise district. *Zeitschrift für Geomorphologie* 15, 390-402.

- Gardner J. (1979)** – The movement of material on debris slopes in the Canadian Rocky Mountains, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 27(3), 311-324.
- Gardner J. (1980)** – Frequency, magnitude, and spatial distribution in the Highwood Pass area, Alberta, Canada. In: D.R. Coates, J.D.Vitek (Eds.), *Thresholds in Geomorphology*. Allen and Unwin, New York, 267-295.
- Gardner J. (1983)** – Rockfall frequency and distribution in the Highwood Pass area, Canadian Rocky Mountains. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 27, 311-324.
- Gary M., MC Afee JR R., Wolf C.L. (eds) (1972)** – *Glossary of geology*. American Geological Institute, Washington D.C., 805 p.
- Gausсен H. (1926)** – Végétation de la moitié orientale des Pyrénées, Sol – Climat-Végétation. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 55, 5-564, 2 cartes, h. t.
- Gausсен H. (1954)** – *Géographie des plantes*. Paris, 224 p.
- Gautier G. (1898)** – *Catalogue raisonné de la flore des Pyrénées orientales*. Bulletin de la Société agricole, scientifique et littéraire des Pyrénées-Orientales, edit., 199 p.
- Gerrard A.D. (1988)** – *Rocks and landforms*. Unwin Hyman, 319 p.
- GIEC (2001)**, *Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, R.-U.
- GIEC (2007)** – *Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New-York, USA.
- Gillet F. (1986)** – Analyse concrète et théorique des relations à différents niveaux de perception phytoécologique entre végétation forestière et géomorphologie dans le Jura nord-occidental. *Végétation et Géomorphologie, Bailleul 1985. Colloque de Phytosociologie*, 13, 101-131.
- Gillet F. (2000)** – La phytosociologie synusiale intégrée. Guide méthodologique. *Documents du Laboratoire d'Ecologie végétale*, Institut de Botanique, Université de Neuchâtel.
- Gillet F., Foucault B. de, Julve P. (1991)** – La phytosociologie synusiale intégrée : objets et concepts. *Candollea*, 46, 315-340.
- Glawe U., Zika P., Zvelebil J., Moser M., Rybar J. (1993)** – Time prediction of a rock fall in the Carnic Alps. *Q. J. Engineering Geology* 26, 185-192.
- Gobat J.-M., Pancza A. (1990)** – Colonisation végétale d'un éboulis de la Vallée de Joux. Bilan après un demi-siècle. *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences naturelles*, 80 (2): 113-126.

Godard A. (1972) – Recherches françaises concernant la géomorphologie des roches cristallines. *Recherches géographiques en France, Montréal 1972, Comité national français de géographie, Paris, 37-45.*

Godard A. (1983) – Le rôle de la structure dans les éboulis des hautes latitudes, in *Colloque « Eboulis et environnement géographique passé et actuel », Paris, 79-90.*

Godard A., Rapp A. (1987) – *Processus et mesure de l'érosion*, éd. Du CNRS, Paris, 575 p.

Gomez-Ortiz A. (1980) – *Etude géomorphologique des Pyrénées catalanes: morphogenèse glaciaire et périglaciaire des hauts niveaux et versants méridionaux des massifs de Campcardos, Tossa Plana de Lles et Port Nègre (Cerdagne et Haut Urgell)*. Traduit du castillan. Thèse Lettres, université de Barcelone, 495 p.

Gomez-Ortiz A. (1987) – *Contribució geomorfològica a l'estudi dels espais supraforestals pirinencs, Gènesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de la Cerdanya i l'Alt Urgell*. Barcelona, Intitut Cartogràfic de Catanunya edit., 161 p.

Gomez-Ortiz A., Salvador i Franch F. (1994) – Glaciarosmo en el extremo oriental del Pirineo: Baixas Cerdanya y sur de Andorra. In: *El glaciarismo surpirenaico: nuevas aportaciones*, Geoforma edit., Logroño, 65-90.

Gorbunov A.P. (1983) – Rock glaciers of the mountains of middle Asia. *Proceedings of the 4th International Permafrost Conference*, 359-362.

Goudie, A.S. (1991) – *Geomorphological Techniques*, second edition. Allen and Unwin, Mondon, 570 p.

Goudie A. (1995) – *The changing Earth, Rates of Geomorphological Processes*, éd. Blackwell, 302 p.

Gounot M. (1969) – *Méthodes d'étude quantitative de la végétation*. Masson, Paris, 314 p.

Govers G., Poesen J.(1998) – Field experiments on the transport of rock fragments by animal trampling on scree slopes. *Geomorphology* 23, 193-203.

Grant W.E. et French N.R. (1990) – Response of alpine tundra to a changing climate: A hierarchical simulation model. *Ecological Modelling* 49, 205-227.

Gray J.T. (1972) – Debris accretion on talus slopes in the central Yukon Territory. In: Slaymaker H.O., McPherson H.J. (Eds.), *Mountain Geomorphology*. Tantalus Press, Vancouver, 75-84.

Gray J.T. (1973) – Geomorphic effects of avalanches and rock-falls on steep mountain slopes in the central Yukon Territory. In: Fahey B.D., Thompson R.D. (Eds.), *Research in Polar and Alpine Geomorphology*. Proc. 3rd Gueph Symp. Geomorphol., Geoabstracts, Norwich, 107-117.

Gregory K.J. (1985) – *The Nature of Physical Geography*. Arnold, London.

Griffiths J.C. (1959) – Size and shape of rock fragments in Tuscarora scree, Fishing Creek, Lamar, Central Pennsylvania. *Journal of Sedimentary Petrology*, 29(3), 391-401.

Grisebach A.H.R. (1838) – *Genera et Species Gentianarum*. Stuttgart.

Grove J.M. (1988) – *The little ice age*, Methuen, London and New York, 498 p.

Gruber M. (1978) – *La végétation des Pyrénées ariégeoises et catalanes occidentales*. Thèse de l'université d'Aix-Marseille, 305 p.

Guglielmin M., Smiraglia C. (1998) – The rock glacier inventory of the Italian Alps. *Proceedings of the 7th International Permafrost Conference*, 373-382.

Guglielmin M., Cannone N., Dramis F. (2001) – Permafrost-glacial evolution during the Holocene in the Italian Central Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 111-124.

Guinochet M. (1938) – *Etudes sur la végétation de l'étage alpin dans le bassin supérieur de la Tinée (Alpes Maritime)*. Thèse de doctorat ès sciences, Grenoble, Bosc Frères & Riou, Lyon, 458 p.

Guitard G. (1970) – *Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss oillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales)*. Thèse de doctorat, Mémoires B.R.G.M., Paris, 63, 353 p.

Güter F., Triganon A., Aandrieu-Ponel V., Digerfeldt G., Reille M., Beaulieu J.L. (de), Ponel P. (2005) – Vegetation history and lake-level changes from the Younger Dryas to the present in Eastern Pyrenees (France): pollen, plant macrofossils and lithostratigraphy from Lake Racou (2000 m a.s.l.). *Vegetation History and Archaeobotany* 14, 99-118.

Haerberli W. (1983) – Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps today and in the past. *4th International Conference Proceedings*, National Academy Press, Washington D.C., 415-420.

Haerberli W., Huder J., Keusen H.R., Pika J., Röthlisberger H. (1988) – Core drilling through rock glacier permafrost. *Proceedings of the 5th International Permafrost Conference*, 2, 937-942.

Haerberli W., Hoelze M. (1995) – Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climatic-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology* 21, 206-212.

Haerberli W., Vonder Mühl D. (1996) – On the characteristics and possible origin of ice rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd. 104, 43-57.

Haerberli W., Hoelze M., Kaab A., Keller F., Vonder Mühl D., Wagner S. (1998) – Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtél, Eastern Swiss Alps: answered questions and new perspectives. *Proceedings of the 7th international Permafrost Conference*, 403-410.

Haeckel E. (1866) – *Generelle Morphologie der Organismen*, Reimer, Berlin, XXXII, 574 p

Haines-Young R.H. (1983) – Size variation of Rhizocarpon on moraine slopes in southern Norway Haines-Young, R.H. *Arctic and Alpine Research* 15, 295-305.

Hall K. (1998) – Rock temperature and implications for cold region weathering. I: new data from Rothera, Adelaïde Island, Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes* 9, 45-55.

Hall K., André M.-F. (2001) – New insights into rock weathering from high-frequency rock temperature data: an Antarctic study of weathering by thermal stress. *Geomorphology* 41 (1), 23-35.

Hallet B., Walder J. S., Stubbs C. W. (1991) – Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained sub-zero temperatures: verification from an experimental study using acoustic emissions, *Permafrost and Periglacial Processes*, 2, 283-300.

Hamelin L.E. (1958) – Le talus oriental d'éboulis de l'Aiguille Rousse, *Revue de Géographie Alpine*, XLVI (3), 429-439.

Hamilton S.J., Whalley W.B. (1995a) – Preliminary results from the lichenometric study of the Nautardalur rock glacier, Tröllaskagi, northern Iceland. *Geomorphology* 12, 123-132.

Hamilton S.J., Whalley W.B. (1995b) – Rock glacier nomenclature: a re-assessment. *Geomorphology* 14, 73-80.

Hanson S., Hoelzle M. (2004) – The thermal regime of the active layer at the Murtèl rock glacier based on data from 2002. *Permafrost and Periglacial Processes* 15, 273-282.

Harris C. (1987) – Mechanisms of Mass Movement in Periglacial environments. In *Slope Stability*. Edited by M.G. Anderson and K.S. Richards. J. Wiley and Sons, 531-555.

Harris C., Gustafson C.A. (1993) – Debris flow characteristics in an area of continuous permafrost, St Elias Range, Yukon Territory. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 37, 1, 41-56.

Harris C., Lewkowitz A.G. (1993) – Form and internal structure of active-layer detachment slides, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 30, 8, 1708-1714.

Harshberger J.W. (1929a) – Preliminary notes on American snow patches and their plants. *Ecology* 10, 275-281.

Harshberger J.W. (1929b) – The vegetation of the screes, or talus slopes of western North America. *Proceedings, American Philosophical Society* 68, 13-26.

Herz T., King L., Gubler H. (2003) – Microclimate within coarse debris of talus slopes in the alpine periglacial belt and its effect on permafrost. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, 21-25 July, 383-387

Héту (1986) – *L'influence du contexte géomorphologique quaternaire sur la dynamique postglaciaire des versants raides de la Gaspésie septentrionale*. Thèse de doctorat, université de Montréal, 568 p.

Héту B. (1990) – Évolution récente d'un talus d'éboulis en milieu forestier, Gaspésie, Québec, *Géographie physique et Quaternaire* 44 (2), 199-215.

Héту B. (1991) – Éboulis stratifiés actifs près de Manche-d'Epée, Gaspésie (Québec, Canada). *Z. Geomorphology N.F.*, 35, 4, Berlin, 439-461.

Héту B. (2004) – Dépôts éoliens et nivéo-éoliens. In : Dépôts de pente continentaux, dynamique et faciès. Bertran coord. (ed.), *Quaternaire*, 1, 192-197.

Héту B., Vandélaс P. (1989) – La dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver, Gaspésie septentrionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43, 3, 389-406, 1 tabl.

Héту, B., Gray, J. T. (2000) – Effects of environmental change on scree slope development throughout the postglacial period in the Chic Choc Mountains in the northern Gaspé Peninsula, Québec. *Geomorphology*, 32 (3-4), 335-355.

Hilari S. (2001) – *Cartographie des héritages glaciaires et périglaciaires dans la Sierra del Cadi*. Maîtrise de géographie, université de Perpignan, 184 p.

Hinchliffe S., Ballantyne C.K. (1999) – Talus accumulation and rockwall retreat, Trotternish, Isle of Skye, Scotland. *Scottish Geographical Journal* 115, 53-70.

Hoelze M., Mittaz C., Etzelmüller B., Haeberli W. (2001) – Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountains areas: an overview of current development. *Permafrost and Periglacial Processes* 12 (1), 53-68.

Hoelze M., Haeberli W., Dischl M., Peschke W. (2003) – Secular glacier mass balances derived from cumulative glacier length changes. *Global and Planetary Change* 36, 295-306.

Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., Van der Linden P.J., Xiaosu D. (2001) (eds.) – *Climate change 2001: The Scientific basis: Contributions of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 944 p.

Howard A.D. (1965) – Geomorphological systems: equilibrium and dynamics, *American Journal of Science* 263, 302-312.

Howard J.A., Mitchell C.W. (1985) – *Phytogeomorphology*. John Wiley & Sons, 213p.

Huc S. (2003) – *Éboulis mobiles et marqueurs biogéographiques: le cas de Xatardia scabra (Lapeyr.) Meissner*, Mémoire de Maîtrise, université de Perpignan, 130 p.

Huc S. (2004) – *Éboulis mobiles et marqueurs biogéographiques: le cas de la haute montagne catalane*, Mémoire de Master II Recherche, université de Perpignan, 97 p.

Huc S. (2006) – Quantification des dynamiques de versants d'éboulisation en contexte périglaciaire d'altitude : l'apport de la végétation – Méthodes et limites. *Environnements périglaciaires*, 13. 3-12.

- Huc S. (2008)** – Mobilité des éboulis supraforestiers des Pyrénées orientales (France) : morphodynamique et marqueurs biologiques. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 99-112.
- Huggett R.J. (2003)** – *Fundamentals of Geomorphology*. Routledge, London, 386p.
- Huggett R.J. (2007)** – A history of the systems approach in geomorphology. *Géomorphologie: relief, Processus, Environnement*, 2, 145-158.
- Humboldt A. von (1814)** - *Essai sur la Géographie des Plantes*. London, H. G. Bohn Publishers.
- Humlum O. (1997)** – Active layer thermal regime at three rock glaciers in Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes* 8, 383-408.
- Humlum O. (2000)** – The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland. *Geomorphology* 35, 41-67.
- Hungr O, Evans SG, Bovis M, Hutchinson JN (2001)** – Review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience* VII, 221-238.
- Hupp C.R., Osterkamp W.R. (1996)** – Riparian vegetation and fluvial geomorphologic processes. *Geomorphology* 14, 277-295.
- Ikeda A., Matsuoka N. (2006)** – Pebbly versus bouldery rock glaciers: Morphology, structure and processes. *Geomorphology* 73, 279-296.
- Innes J.L. (1983)** – Debris flows. *Progress in Physical Geography* 7, 469-501.
- Innes J.L. (1985)** – Lichenometry. *Progress in Physical Geography* 9, 187-524.
- Irmiler R., Daut G., Mausbacher R. (2006)** – A debris flow calendar derived from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy). *Geomorphology* 77, 69-78.
- Ishikawa M. (2003)** – Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology* 52, 105-120.
- Iversen J. (1954)** – The late-glacial flora of South-Scandinavia and its recent relics. *Huitième Congrès International de Botanique, Paris 1954, Comptes rendus des séances et rapports et communications déposés lors du congrès dans les sections 3,4,5 et 6*, 241-242.
- Iverson R.M. (1997)** – Physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35, 245-296.
- Jacob N., Gob F., Bravard J.P., Petit F. (2002)** – Croissance du lichen *Rhizocarpon geographicum* l.s. sur le pourtour nord-occidental de la Méditerranée : observations en vue d'une application à l'étude des lits fluviaux rocheux et caillouteux. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 283-296.

Jalut G., Amat A. E., Bonnet L., Gauquelin T., Fontugne M. (2000) – Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160, 255-290.

Jalut G. (1974) – *Evolution de la végétation et variations climatiques durant les quinze derniers millénaires dans l'extrémité orientale des Pyrénées*, Thèse Sciences, université Paul Sabatier, Toulouse, 181 p.

Jalut G., Delibrias G., Mardones M. (1985) – Les 45.000 dernières années dans le versant français des Pyrénées : aspects paléophytogéographiques et paléoclimatiques. *Cahiers ligures de préhistoire et de protohistoire*, nouvelle série 2. Institut international d'études Ligures Bordighera-Carcassonne, 265-278.

Jedicke E., Jedicke L. (1992) – *Farbatlas Landschaften und Biotope Deutschlands*. Stuttgart: Ulmer. 320 p.

Jian Z. (2008) – *Mécanique des roches. 1^{ère} partie : roches et massifs rocheux*, Laboratoire de Mécanique des roches, 65 p.

Jimenez Sanchez M., Farias Arquer P. (2002) – New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains : the example of Redes Natural Park (Cantabrian mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15, 93-101.

Jomelli V. (1997) – *Géodynamique des dépôts d'avalanches: analyses morphométriques et sédimentologiques*. Thèse, université de Paris VII – Diderot, 252 p.

Jomelli V. (1999) – Les effets de la fonte sur la sédimentation de dépôts d'avalanche de neige chargée dans le massif des Ecrins (Alpes françaises). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 39-58.

Jomelli V. (2007) – *Réponse de l'étage périglaciaire aux changements climatiques passés (Holocène) et futurs - horizon 2100*. HDR, LGP CNRS, université Paris 1 Panthéon Sorbonne, 155 p.

Jomelli V., Brunstein D., Chochillon C., Pech P. (2003) – Hillslope debris flows frequency since the beginning of the 20th century in the Massif des Ecrins (French Alps). *Debris flows hazard mitigation: mechanics, prediction and assessment*, Rickenmann & Chen (eds), Millpress, Rotterdam, 127-137.

Jomelli V., Pech P., Chochillon C., Brunstein D. (2004a) – Geomorphic variations of debris flows and recent climatic change in the French Alps. *Climatic Change* 64, 77-102.

Jomelli V., Naveau P., Rabatel A. et D. Cooley (2004b) – Lichénométrie : une nouvelle méthode d'analyse basée sur la théorie des valeurs extrêmes. *Journée AFP*. 19 Janvier 2004 Fontainebleau.

Jomelli V., Déqué M., Brunstein D., Grancher D. (2007a) – Probabilité d'occurrence des coulées de débris de versant dans les Alpes françaises au XXI^{ème} siècle estimées à partir des

sorties du modèle climatique ARPEGE. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 283-292.

Jomelli V., Grancher D., Naveau P., Cooley D., Brunstein D. (2007b) – Assesment study of lichenometric methods for dating surfaces. *Geomorphology* 86, 131-143.

Johnson A.M., Rodine J.R. (1984) – Debris flows,. In D. Brunsten et D.B. Prior (eds.), *Slope Instability*. John Wiley, London, 255-360.

Johnson J.P., Nickling W.G. (1979) – Englacial temperatures and deformation of a rock glacier in the Kluane Range, Yukon Territory, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 16, 2275-2283.

Jonasson C., Kot M. Kotarba A (1991) – Lichenometrical studies and dating of debris flow deposits in the High Tatra Mountains, Poland, *Geografiska Annaler* 73A, 3/4, 141-146.

Jorda M. (1983) – Eboulis et glacier rocheux, *Eboulis et environnement géographique passé et actuel, Actes du Colloque, Paris*, 107-119.

Jorda M. (1988) – Modalités paléoclimatique et chronologique de la déglaciation würmienne dans les Alpes françaises du Sud. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 2-3, 111-122.

Jorda M., Rosique T., Evin J. (2000) – Données nouvelles sur l'âge du Dernier Maximum Glaciaire ans les Alpes Méridionales françaises. *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences, Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*, Elsevier, 331, 3, 187-193.

Julián A., Chueca J. (1998) – Le Petit Age Glaciaire dans les Pyrénées Centrales Méridionales : estimation des paléotempératures à partir d'inférences géomorphologiques. *Sud-Ouest Européen*, 3, 79-88.

Julian M. (1976) – *Les Alpes maritimes frano-italiennes. Étude géomorphologique*. Thèse, université Aix-Marseille III, 836 p.

Julve P. (1986) – Problèmes conceptuels dans la définition des unités de perception du paysage végétal en rapport avec la géomorphologie. *Végétation et Géomorphologie, Bailleul 1985. Coll. Phytosociol.*, 13, 65-84.

Kaab A., Isaksen K., Eiken T., Farbroth H. (2002) – Geometry and dynamics of two lobe-shaped rock glaciers in the permafrost of Svalbard. *Norwegian Journal of Geography* 56, 152-160.

Kaiser B. (1982) – Morphodynamique périglaciaire et morphodynamique globale : le cas de quelques éboulis de Tarentaise et de Maurienne, *Régionalisation du Périglaciaire*, VII, 3-80.

Kaiser B. (1983) – Morphodynamique périglaciaire en Vanoise. Observations et mesures sur deux formes : talus d'éboulis et glacier-rocheux. *Travaux scientifiques du parc national de la Vanoise*, XIII, 55-80.

- Kaiser B. (1992)** – Variations spatiales et temporelles dans les rythmes d'évolution des versants alpins. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, Paris, 3, 265-270.
- Karafyllidis I. (1998)** – A model for the influence of the greenhouse effect on insect and microorganism geographical distribution and population dynamics. *Biosystems* 45, 1-10.
- Keller F., Kienast F., Beniston M. (2000)** – Evidence of response of vegetation to climatic change on high elevation sites in the Swiss Alps. *Regional and Environment Change* 1, 7-77.
- Kershaw L.J. , Gardner J.S. (1986)** – Vascular plants of mountain talus slopes, Mt. Rae Area, Alberta, Canada. *Physical geography* 7, 218-230.
- Kienast F., Wildi O. Et Brzeziecki B. (1998)** – Potential impacts of climate change on species richness in mountain forests - An ecological risk assessment. *Biological Conservation* 83, 291-305.
- Kirkby M.J., Statham I. (1975)** – Surface stone movement and scree formation. *Journal of Geology*, 83 (3), 349-362.
- Klein-Tank A., Wijngaard J., van Engelen A. (2002)** – *Climate of Europe – Assessment of observed daily temperature and precipitation extremes*. KNMI, De Bilt, the Netherlands. 36 p.
- Körner C. (1994)** – Impact of atmospheric changes on high mountain vegetation, *In: M. Beniston, édit., Mountain Environnement in changing climate*. Routledge, London. 155-166.
- Körner C. (2003)** – *Alpine Plant Life : Funcional Plant Ecology of High Mountain Ecosystem*, Second Edition, Springer, 344 p.
- Kotarba A. (1972)** – Comparison of physical weathering and chemical denudation in the Polish Tatra Mountains. *In: Macar P., Pissart A. (Eds.), Processus Périglaciaires Etudes sur le terrain*. Université de liège, liège, 205-216.
- Kotarba A. (1995)** – Rapid mass wasting over the last 500 years in the High Tatra Mountains. *Questiones Geographicae, Special Issue* 4, 177-183.
- Kotarba A. (1997)** – Formation of high-mountain talus slopes related to debris-flows activity in the High Tatra Mountains. *Permafrost and Perglacial Processes* 8, 191-204.
- Kotarba A., Kaszowski I., Krzemien K. (1987)** – High-mountain Denudation System of the Polish Tatra Mountains. *Geography Studies, Special Issue*, 3, 1-106.
- Lagasquie J.J. (1971)** – *Morphologie des dépressions granitiques de la moitié orientale des Pyrénées*. Thèse de 3^{ème} cycle, université de Toulouse-Le-Mirail, 114 p.
- Lagasquie J.J. (1978)** – Relations entre les modelés d'érosion différentielle et la structure de quelques ensembles de granitoïdes des Pyrénées centrales et orientales. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, 2^{ème} série, XX, 3, 219-234.

Lamb H. H. (1977) – *Climate - Present, Past and Future*. Volume 2. Climatic history and future. Methuen, London.

Lambiel C. (2006) – *Le pergélisol sans les terrains sédimentaires à forte déclivité: distribution, régime thermique et instabilité*. Thèse, université de Lausanne. Travaux et Recherches n°33, 260 p.

Lambiel C., Reynard E. (2001) – Regional modelling of present, past and future potential distribution of discontinuous permafrost based on a rock glacier inventory in the Bagnes-Héremence area (Western Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift* 55, 219-223.

Lambiel C., Pieracci K., Reynard E. (2005) – La détection du pergélisol alpin : de l'analyse géomorphologique à la compréhension des processus. In : Dambo L., Reynard E. (Eds.). *Vivre dans les milieux fragiles : Alpes et Sahel*. Université Abdou Moumouni, Département de Géographie et université de Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherche, 31, 29-42.

Laumonier B., Autran A. (1998) – *Géologie de la vallée d'Eyne (P.O.)*, 35 p., 2 fig., 4 pl. h.t.

Laumonier B., Guitard G. (1986) - Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la Zone Axiale des Pyrénées. *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série 2*. 302, 7, 473-478.

Lautridou J.P. (1988) – Recent advances in cryogenic weathering. *Advances in Periglacial Geomorphology*, M.J. Clark (ed.), Wiley, 33-47.

Lautridou J.P., Gabert P. (1987) – Mesures de mouvements superficiels et des températures dans les Alpes du Sud. In *Processus et mesure de l'érosion*, 1987, A. Godard et A. Rapp (Ed.), Paris, Ed. du CNRS, 455-476.

Lazare J.J., Tihay J.P. (1986) – Les éboulis à *Crepis pygmaea* de l'étage cryonival en haute vallée d'Ossau (Pyrénées occidentales), Dynamique superficielle, *Colloque international de botanique pyrénéenne*, 421-423.

Lecoq H. (1854-1858) – *Etudes sur la géographie botanique de l'Europe et en particulier sur la végétation du plateau central de la France*. J.B. Baillière, Paris, 9 volumes.

Lenoir J., Gegout J. C., Marquet P. A., De Ruffray P., Brisse H. (2008) – A Significant Upward Shift in Plant Species Optimum Elevation During the 20th Century. *Science* 320, 1768-1771.

Lespinas F. (2008) – *Impacts du changement climatique du l'hydrologie des fleuves côtiers en région Languedoc-Roussillon*, thèse de doctorat, océanologie, université de Perpignan.

Letavernier G., Ozouf J.C. (1987) – La gélifraction des roches et des parois calcaires. *Bulletin de l'Association pour l'étude du Quaternaire*, 31, 139-145.

Linnaeus C. (1781) – On the Increase of the Habitable Earth. *Amonitates Academicae* 2: 17-27 (translation by F. J. Brandt)

- Lippman T. (1933)** – Aperçu général sur la végétation autochtone du Lautaret (Hautes Alpes). *Acta Instituti et horti botanici Universitatis Tartuensis*, 3, 1-104.
- Llac F. (1973)** – Tectoniques superposées dans le Paléozoïque inférieur du massif du Puigmal (Pyrénées-Orientales). *Comptes-rendus de la Société Géologiques de France*, séance du 18 juin 1973, 2 p.
- Lliboutry L. (1965)** – *Traité de glaciologie*. Masson, Paris, 1040p.
- Lowe J.J., Rasmussen S.O., Björck S., Hoek W.Z., Steffensen J.P., Walker M.J.C., Yu Z.C., the INTIMATE group (2008)** – Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews* 27, 6-17.
- Loye-Pilot M.D. (1984)** – Coulées boueuses et laves torrentielles en Corse : exemple de mouvements de terrain en pays méditerranéen montagnard. *In* Mouvements de Terrain, Série Documents du Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, 83, 23-28.
- Lozinski W. (1910, 1912)** – Die periglaziales fazies des mecanischen Verwitterung, *Comptes rendus du XI^{ème} Congrès International de Géologie de Stockholm*, 1039-1053.
- Luckman B.H. (1976)** – Rockfalls and rockfall inventory data: some observations from Surprise Valley, Jasper National Park, Canada. *Earth Surface Processes* 1, 287-298.
- Luckman B.H. (1977)** – The geomorphic activity of snow avalanches. *Geografiska Annaler* 59A, 1-2, 31-48.
- Luckman B.H. (1988)** – Debris accumulation patterns on talus slopes in Surprise Valley, Alberta. *Géographie Physique et Quaternaire*, 42, 3, 247-278.
- Luckman B.H. (1992)** – Debris flow and snow avalanche landforms in the Lairig Ghru, Cairngorn Mountains, Scotland. *Geografiska Annaler* 74A (2-3), 109-121.
- Luckman B.H. (1997)** – Developing a proxy climate record for the last 300 years in the Canadian Rockies – Some problems and opportunities. *Climate Change* 36, 455-476.
- Luckman B.H., Briffa K.R., Jones P.D., Schweingruber F.H. (1997)** – Tree-ring based reconstruction of summer temperatures at the Columbia Icefield, Alberta, Canada, AD 1073-1983. *The Holocene* 7, 375-389.
- Ludwig W., Serrat P., Cemat L., Garcia-Esteves J. (2004)** – Evaluating the impact of the recent temperature increase on the hydrology of the Têt River (Southern France). *Journal of Hydrology* 289, 204-221.
- Lugon R., Delaloye R., Serrano E., Reynard E., Lambiel C., González-Trueba J.J. (2004)** – Permafrost and Little Ice Age glaciers relationships in the Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes* 15, 107-220.

- MacDonald G.M., Szeicz J.M., Claricoates J et Dale K.A. (1998)** – Response of the central Canadian treeline to recent climatic changes. *Annals of the Association of American Geographers* 88, 183-208.
- Malaurie J. (1968)** – *Thèmes de recherche géomorphologique dans le nord-ouest du Groenland*, Thèse d'Etat, Mémoires et Documents du CNRS, Paris, 495 p.
- Malet J.P., Remaître A., Ancy C., Locat J., Meunier M., Maquaire O. (2002)** – Caractérisation rhéologique des coulées de débris et des laves torrentielles du bassin marneux de Barcelonnette (Alpes-de-Haute-Provence, France). Premiers résultats. *Rhéologie*, 1, 17-25.
- Malet J.P., Laigle D., Remaître A., Maquaire O. (2005)** – Triggering conditions and mobility of debris flows associated to complex earthflows. *Geomorphology* 66, 1-4, 215-235.
- Marston R. A. (2010)** – Geomorphology and vegetation on hillslopes: Interactions, dependencies, and feedback loops. *Geomorphology* 116, 206-217.
- Martí Bonó C., Garcia Ruiz J. (1994)** – *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Geoforma Ediciones, 142 p.
- Martin E., Giraud G., Lejeune Y., Boudart G. (2001)** – Impact of climate change on avalanche hazard. *Annals of glaciology* 32, 163-167.
- Mathieu G., Delestrade A. (2006)** – Phénoclim, a research project on phenology in the Alps. *Proceeding of the International Congress of Alpine and Arctic Botanical Gardens*, 57-62.
- Matsuoka N. (1990)** – The rate of bedrock weathering by frost action : field measurements and a predictive model. *Earth Surface Processes and Landforms* 15, 73-90.
- Matsuoka N. (2001)** – Microgelivation versus macrogelivation: towards bridging the gap between laboratory and field frost weathering. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 299-313.
- Matsuoka N., Hirakawa K. (2000)** – Solifluction resulting from one-sided and two-sided freezing: field data from Svalbard. *Polar Geoscience*, 13, 187-201.
- Matsuoka N., Sakai H. (1999)** – Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology* 28, 309-328.
- Mayewski P.A., Rohling E., Stager C., Karlén W., Maasch K., Meeker L.D., Meyerson E., Gasse F., van Kreveld S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R. (2004)** – Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243-255.
- Meier H., Braun-Blanquet J. (1934)** – Prodrôme des groupements végétaux. Fasc. 2 (Classe des Aspléniétales rupestres Groupements rupicoles). *Comité international du prodrôme phytosociologique*, Montpellier, Mari-Lavit, 19-20.
- Mercier D. (2003)** – Glaciaires, paraglaciaires, périglaciaires : relais et combinaisons de processus. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 4, 349-354.

- Métailié J.-P. (2006)** – La « dégradation des montagnes » au XIX^{ème} siècle dans les Pyrénées. In Beck C., Luginbühl Y. et Muxart T. (Eds.), *Temps et espaces des crises de l'environnement. Sociétés et ressources renouvelables*. Editions Quæ, 191-210.
- Meunier M. (1991)** – Éléments d'hydrologie torrentielle. Centre d'Étude du Machinisme Agricole, *Série Études Montagnes*, 1, 176 p.
- Mittaz C., Hoelze M., Haeberli W. (2000)** – First results and interpretation of energy flux measurements over alpine permafrost. *Annals of Glaciology* 31, 275-280.
- Mittaz C., Hoelze M., Haeberli W. (2002)** – Modelling alpine permafrost distribution based on energy-balance data: first step. *Permafrost and Periglacial Processes* 13, 272-282.
- Mlakar J.M. (1992)** – *Les tufs et travertins du col du lautaret. Paléoenvironnements et anthropisation des milieux alpins d'altitude*. Mémoire de DEA Géographie Physique, université de Provence, 125 p.
- Moisselin J.-M., Schneider M., Canellas C., Mestre O. (2002)** – Changements Climatiques en France au 20e siècle. Étude des longues séries de données homogénéisées françaises de précipitations et températures, *La Météorologie*, 38, pp. 45-56.
- Monnier S. (2004)** – Identification, caractérisation et distribution spatiale des glaciers rocheux dans la haute vallée de l'Arc (Alpes françaises du Nord). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 139-156.
- Monnier S. (2006)** – *Les glaciers rocheux, objets géographiques. Analyse spatiale multiscalaire et investigations environnementales. Application aux Alpes de Vanoise*. Thèse de Doctorat, université Paris XII-Val de Marne, 339 p.
- Moreau M. (2006)** - *Dynamique des paysages végétaux depuis la fin du Petit Âge Glaciaire au Spitsberg (79°N). Analyse intégrée de la reconquête végétale des marges proglaciaires*. Thèse de doctorat, université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand II, 427 p.
- Murton J.B., Coutard J.P., Lautridou J.P., Ozouf J.C., Robinson D.A., Williams R.B.G. (2001)** – Physical modelling of bedrock brecciation by ice segregation in permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 255-266.
- Nachtigall W. (1986)** – *Lebensräume: Die Ökologie mitteleuropäischer Landschaften*. München: BLV. 223 p.
- Naveau P., Nogaja M., Ammann C., Yiou P., Cooley D., Jomelli V. (2005)** – Statistical Methods for the Analysis of Geophysical Extreme Events. *CRAS, Géosciences*, 336, 1013-1022.
- Neboit-Guilhot R., Valadas BL, Lageat Y. (1990)** – Dynamique rapide et modelé des versants supra-forestiers des hautes Tatra polonaises, *Revue de Géographie Alpine*, LXXVIII, 1, 2, 3, 259-280.

- Nyberg R. (1985)** – Debris flows and slush avalanches in northern Swedish Lapland, distribution and geomorphological significance. *Medd Lunds Universitets, Geografiska Institution, 97*, 222 p.
- Oberdorfer E. (1977)** – *Süddeutsche Pflanzengesellschaften*. Teil I. G. Fischer, Stuttgart, 311 p.
- Olyphant G.A. (1983)** – Analysis of the factors controlling cliff burial by talus within Blanca Massif, southern Colorado U.S.A. *Arctic and Alpine Research 15*, 65-75.
- Ono Y., Wanatabe T. (1986)** – A protalus rampart related to alpine debris flows in the Kuranosuke Cirque, Northern Japanese Alps. *Geografiska Annaler 68A*, 213-223.
- Ozenda P. (2002)** – Perspectives pour une Géobiologie des montagnes. *Presses Polytechniques et universitaires romandes*. 195 p.
- Ozenda P., Clauzade G. (1970)** – *Les lichens, étude biologique et flore illustrée*, Masson et Cie, 801 p.
- Paczoski J. (1925)** – Szkice fitosocjologiczne, *Polskie Towarzystwo Botaniczne*, Warszawa.
- Pallas R., Rodés A., Braucher R., Carcaillet J., Ortuño M., Bordonau J., Bourlès D., Vilaplana JM, Masana E., Santanach P. (2006)** – Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees : a critical review and new evidence from ¹⁰Be exposures ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews 25*, 21-22, 2937-2963.
- Pancza A. (1979)** – *Contribution à l'étude des formations périglaciaires dans le Jura*, thèse de doctorat, université de Neuchâtel, 186 p.
- Pancza A. (1990)** – L'action du gel sur les parois rocheuses du Jura : l'exemple du Château-Cugny (Jura). *Bulletin de la Société neuchâteloise des Sciences Naturelles*, 113, 133-144.
- Pancza A. (1998)** – Les bourrelets-protalus : liens entre les éboulis et les glaciers rocheux. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 167-175.
- Pech P. (1993)** – Groupements végétaux et processus morphogéniques sur des versants de haute montagne alpine (Val d'Ossola et Dévoluy), *116^{ème} Congrès national des Sociétés savantes « Sciences naturelles et montagnes », Chambéry*, 161-171.
- Pech P. (1994)** – Le périglaciaire de haute montagne dans l'Ossola (Alpes italiennes). *Biuletyn Peryglacjalny*, 33, 133-142.
- Pech P. (1995)** – *La géodynamique des versants en haute montagne alpine – approche cualitative et quantitative*. Thèse d'habilitation, université de Grenoble 1, 343 p.
- Pech P. (1996)** – Mesures de la cryoreptation sur le plateau de Bure (2600m) dans le massif du Dévoluy (Hautes-Alpes, France). *Géomorphologie : Relief, processus, environnement*, 4, 37-60.

Pech P., Jomelli V. (2001) – Le rôle du cône apical dans le déclenchement des coulées de débris alpines du massif du Dévoluy, Hautes-Alpes (France). *Géographie physique et Quaternaire*, 55, 1, 47-61.

Pech P., Jomelli V., Baumgart-Kotarba M., Bravard J.P., Chardon M., Jacob N., Kedzia S., Kotarba A., Raczkowska Z., Tsao C. (2003) – A lichenometric growth curve in the French Alps: Ailefroide and Veneon Valley; Massif des Ecrins. *Geodinamica Acta*, 16, 187-193.

Péjouan H. (1987) - *La neige et les avalanches –Pyrénées-Orientales, Andorre, Haute Ariège. Mise à jour 86/87.* Ed. « La verte Devèze », Toulouges, 137 p.

Péjouan H. (1995) – *Avalanches, Notes météorologiques. Contribution à l'étude du climat montagnard. Région des Pyrénées-Orientales.* Imp. Roualet – Beaume. 33 p.

Pelfini M., Santilli M. (2008) – Frequency of debris flows and their relation with precipitation: A case study in the Central Alps, Italy. *Geomorphology* 101, 4, 721-730

Penck W. (1925) – *Die Morphologische Analyse.* Stuttgart, 275p.

Pentecost A. (1979) – Aspects and slope preferences in a saxicolous lichen community. *Lichenologist* 11, 81-83.

Perez F.L. (1985) – Surficial talus movement in an Andean Paramo of Venezuela, *Geografiska Annaler. Series A: Physical Geography* 67(3-4): 221-237.

Perez F.L. (1988) – The movement of debris on a high Andean talus, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32(1), 43-57.

Pérez F.L. (1989) – Talus fabric and particle morphology on Lassen Peak, California, *Geografiska Annaler* 71, A (1-2), 43-57.

Perez F.L. (1994) – Geobotanical influence of talus movement on the distribution of caulescent Andean rosettes. *Flora*, 189, 353-371.

Perez F.L. (1998) – Talus fabric, clast morphology and botanical indicators of slope processes on the Chaos Crags (California cascades), USA. *Géographie physique et Quaternaire*, 52, 1, 1-22.

Picot de Lapeyrouse (1813) – Histoire abrégée des plantes des Pyrénées. Tome 1 : 700 p. et cartes. Tome 2 : Supplément, Toulouse, 158 p.

Piegay H., Peiry J.L., Gazelle F. (2003) – Effet des ripisylves sur la dynamique du lit fluvial et de son aquifère. In : Piégay H., Pautou G., Ruffinoni C.H. (Eds.), *Les Forêts Riveraines des Cours d'Eau : Ecologie, Fonction et Gestion.* Institut pour le Développement Forestier, Paris, 94-122.

Pissart A. (1964) – Vitesse des mouvements du sol au Chambeyron (Basses-Alpes). *Biuletyn Peryglacjalny*, 14, 303-309.

- Pissart A. (1972)** – Vitesse des mouvements de pierres dans des sols et sur des versants périglaciaires au Chambeyron (Basses Alpes), *In* Symposium international de Géomorphologie « *Processus périglaciaires étudiés sur le terrain* », Les Congrès et colloques de l'université de Liège, université de Liège, 67, 251-268.
- Pissart A. (1987)** – *Géomorphologie périglaciaire : texte des leçons de la chaire Francqui belge*, Laboratoire de Géomorphologie et de géologie du quaternaire, université de Liège, 135 p.
- Pissart A. (1988)** – *Pingos : an overview of the present state of knowledge*. Advances in Periglacial Geomorphology. M.J. Clark (edit.), J. Wiley & Sons Ltd, 279-297.
- Pissart A., Schepers J.L., Laurant A. (1981)** – Etude statistique des déplacements de cailloux superficiels dans un milieu de haute montagne, la haute vallée du Chambeyron (Basses Alpes), *Recherches Géographiques Strasbourg*, 16-17, 137-142.
- Poesen J., Lavee H. (1994)** – Rock fragments in top soils: significance and processes. *Catena* 23, 1-28.
- Polunin N. (1967)** – *Éléments de géographie botanique*. Paris, Gauthier-Villars, 532 p.
- Poser H. (1954)** – Die Periglazial-Erscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes. *Göttinger Geogr. Abh.* 15, 2.
- Pott R. (1996)** – *Biotoptypen: schützenswerte Lebensräume Deutschlands und angrenzender Regionen*. Stuttgart: Ulmer. 448 p.
- Potter N. Jr (1972)** – Ice-cored rock glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin* 83, 3025-3058.
- Potter N. Jr., Steig E.J., Clarck D.H., Speece M.A., Updike A.U. (1998)** – Galena Creek rock-glacier revisited – new observations on an old controversy. *Geografiska Annaler* 80A, 251-265.
- Prick A. (1999)** – *Etude de la cryoclastie et de l'haloclastie par méthode dilatométrique*. Thèse, Académie Royale de Belgique, Classe des Sciences, 311p.
- Prudent-Richard G., Gillet M., Vengeon J.-M., Descotes-Genon S. (2008)** – Rapport technique, *ONERC*, n° 1, 87 p.
- Raffy J., Dumas B. (1993)** – Mise en évidence de la gélireptation en moyenne montagne méditerranéenne (Alpes françaises du sud). In *Géomorphologie et Aménagement de la Montagne*. Hommage à P. Gabert. CNRS, Caen, 181-189.
- Rapp A. (1960)** – *Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia*, Thèse, Meddel, Uppsala university Geography Institut, 158 A, 200 p.
- Rapp A., Rudberg S. (1960)** – Recent periglacial phenomena in Sweden. *Biuletyn Peryglacjaln*, 8, 143-154.

- Rapp A., Nyberg R. (1981)** – Alpine debris flows in northern Scandinavia. *Geografiska Annaler* 63A (3-4), 183-196.
- Raunkier C. (1934)** – *The life forms of plants and statistical plant geography*. Oxford University Press, Clarendon.
- 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* 36 (3-4), 371-389.
- Reduron J.P. (2008)** – Ombellifères de France, tome 5, *Bulletin de la société botanique du centre-ouest – nouvelle série – numéro spécial*, 30, 2620-2628.
- Reille M. (1991)** – Recherches pollenanalytiques dans l'extrémité orientale des Pyrénées : données nouvelles, de la fin du glaciaire à l'actuel. *Laboratoire de Botanique historique et palynologie*, 33 p.
- Reille M., Lowe J.J. (1993)** – A re-evaluation of the vegetation history of the eastern Pyrenees (France) from the end of the last glacial to the present. *Quaternary Science Reviews* 12, 47-77.
- Reille M., Andrieu V. (1993)** – Variations de la limite supérieure des forêts dans les Pyrénées (France) pendant le Tardiglaciaire. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, t. 316, Série II, 547-551.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Bertrand C., Blackwell P.G., Buck C.E., Burr G., Cutler K.B., Damon P.E., Edwards R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., Manning S., Bronk Ramsey C., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. (2004)** – *Radiocarbon* 46, 1029-1058.
- Rendu C. (2003)** – *La montagne d'Enveitg, une estive pyrénéenne dans la longue durée*, éd. Trabucaire, 606 p.
- Rietz G.E. (1920)** – Classification and nomenclature of vegetation units. *Svensk Botaniske Tidskrift*. 24-4.
- Rolin D. (2001)** – *Étude morphodynamique d'un bassin-versant de haute-montagne alpine : la Grande Sassièrè (Tignes – Savoie)*, thèse de doctorat, université de Paris XII Val de Marne, 423 p.
- Rougerie G., Beroutchachvili N. (1991)** – *Géosystèmes et paysages. Bilan et méthodes*. Armand Colin, Paris, 302 p.
- Rovéra G. (1990)** – *Géomorphologie dynamique et aménagement des versants de montagne Trenzaise (Savoie : communes de Granier, Aime, Mâcot-La Plagne et Champagny)*. Une contribution à l'étude de l'érosion naturelle et anthropique des Alpes, Thèse de doctorat, université Joseph Fourier, Grenoble, 465 p.

Rovéra G. (1997) – L'ébouilisation des corniches de calcaire urgonien dans le massif de la Grande Chartreuse (Alpes du Nord), *Bulletin de l'Association française du Périglaciaire*, 4, 22, 13-27.

Saetersdal M., Birks H.J.B. et Peglar S.M. (1998) – Predicting changes in Fennoscandian vascular-plant species richness as a result of future climatic change. *Journal of Biogeography*, 25, 111-122.

Sanders L. (1989) – *L'analyse des données appliquées à la géographie*. GIP Reclus, Montpellier, 268 p.

Santilli M., Pelfini M. (2002) – Dendrogeomorphology and dating of debris flows in the Valle del Gallo, Central Alps, Italy. *Dendrochronologia* 20, 3, 269-284.

Sass O., Wollny K. (2001) – Investigations regarding alpine talus slopes using ground penetrating radar (GPR) in the Bavarian Alps, Germany. *Earth Surface Processes and Landforms* 26(10), 1071-1086.

Saule M. (2002) - *La grande Flore illustrée des Pyrénées*. Editions Milan, 730 pages.

Schoeneich P. (1998) – Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique du Groenland. *Quaternaire*, 9, 173-188.

Schoeneich P. (2003) – Que s'est-il passé pendant la première partie du Tardiglaciaire ? Indices d'un changement écologique majeur dès 17-18.000 cal BP. *Preistoria Alpina, Museo Tridentino di Scienze Naturali*. 39, 9-17.

Schroeter C., Brockmann M.C., Günhart A., Vogler P. (1908) – *Das Pflanzenleben der Alpen: Eine Schilderung der Hochgebirgsflora*. Zürich, A. Raustein, 806 p.

Schumm S.A. (1967) – Rates of surficial rock creep on hillslopes in western Colorado. *Science* 155, 560-561.

Schwander J., Eicher U., Ammann B. (2000) – Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the Younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP ice core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159, 203-214.

Selby M.J. (1985) – *Earth's changing surface*. Clarendon Press, Oxford, England, 607 p.

Selby M.J. (1993) – *Hillslope materials and processes*, Oxford University Press, 451 p.

Sennen F. (1899) – Mes herborisations dans les Pyrénées-Orientales. *Bulletin de la Société botanique de France*, 46, 100-116.

Senesse G. (1965) – *Barthélémy Xatart. Notice biographique. Inventaire et révision critique de son herbier des Pyrénées-orientales* — D. E. S. Botanique, Montpellier, 1: 1-123 et 2, Catalogue : 1-169, 1 cart. h. t.

- Serrano E. (1991)** – *Geomorfología glaciar de las montañas y valles de Panticosa y de la ribera de Biescas (Pirineo aragonès)*, Thèse de doctorat, Université de Madrid, 957 p.
- Serrano E., Agudo C., Martínez de Pison E. (1999)** – Rock glaciers in the Pyrenees. *Permafrost and Periglacial Processes* 10, 101-106.
- Serrano E., Agudo R., Delaloye R., Gonzalez-Trueba J.-J. (2001)** – Permafrost distribution in the Posets massif, Central Pyrenees. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 55, 245-252.
- Serrano E., San José J.J., Agudo C. (2006)** – Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: Flow, movement (1991-2000) and structure of the Argualas rock glacier, the Pyrenees. *Geomorphology* 74, 285-296.
- Serrat P. (1977)** – *Estudio geomorfológico del Pirineo oriental (Puigmal-Costabona)*. Tesis Doctoral, universidad de Barcelona, 221 p.
- Serve L. (1989)** – *Recherches écologiques sur quelques groupements végétaux de l'étage alpin des Pyrénées-Orientales*, Thèse doctorat Etat, université de Perpignan, Perpignan, 658 p., 91 fig., 53 tabl., 22 phot.
- SIME / ARMELR (1996)** – *Maintien de la qualité paysagère et d'accueil des zones d'estives des Pyrénées-Orientales: estive d'Eyne*, Dossier d'opération locale agri-environnementale (CEE article 21-24), Prades, 12 p.
- Slayter R.O., Noble I.R. (1992)** – Dynamics of montane treelines, *In: A.J. Hanse et F. Di Castri (eds.), Landscape boundaries. Consequences for biotic diversity and ecological flows.* Springer-Verlag, New-York, 346-359.
- Söderman G. (1980)** – Slope processes in cold environments of Northern Finland. *Fennia* 158, 83-152.
- Solomon A.M. et Kirilenko A.P. (1997)** – Climate change and terrestrial biomass: What if trees do not migrate! *Global Ecology and Biogeography Letters* 6, 139-148.
- Somson P. (1983)** – *Contribution l'étude de la végétation des pierriers et éboulis pyrénéens dans ses relations avec la dynamique du modèle support*, Thèse doctorat d'Etat, université Paul Sabatier, Toulouse, 230 p., 9 pl. h.t.
- Somson P. (1984)** – Dynamique des pierriers et réponse adaptative des végétaux particulièrement dans les Pyrénées. *Documents d'Ecologie Pyrénéenne*, III - IV, 165 - 170.
- Somson P., Baudière A. (1986)** – Les milieux d'éboulis oriento-pyrénéens: analyse critique, *colloque international de botanique pyrénéenne, La Cabanasse*, 443-465.
- Sorre M. (1947)** – *Les fondements de la géographie humaine. Les fondements biologiques, essai d'une écologie de l'homme*, t. 1, Paris, A. Colin, 447 p.
- Sotchava V.P. (1967)** – La science structuro-dynamique du paysage et problèmes géographiques de l'avenir. *Rapport de l'Institut de Géographie de Sibérie et d'Extrême-Orient* 16, 18-31.

Souchez R. (1971) – Rate of frost shattering and slope development in dolomitic limestone, southwest Ellesmere Island (Arctic Canada). *Quaternaria* 14, 21.

Soutadé G. (1971) – Modelés supra-forestiers et variations climatiques récentes sur le contrefort occidental du massif du Puigmal (Pyrénées méditerranéennes, France). *Colloque interdisciplinaire sur les milieux naturels supra-forestiers des montagnes du bassin occidental de la Méditerranée, Perpignan*, 111-134.

Soutadé G. (1973) – Aspects du modelé périglaciaire supra-forestier des Pyrénées orientales. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 4, 239-253.

Soutadé G. (1975a) – Effets phytogéographiques et géomorphologiques de l'emprise et de la déprise pastorale à la Costa del Pam (capcir-Pyrénées orientales). *Mélanges géographiques offerts à G. Viers*, 499-514.

Soutadé G. (1975b) – Coulées de blocaille et éboulis lités fonctionnels (Terregalls) à la Coma de Finestrelles, Pyrénées méditerranéennes. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 1, 1-12.

Soutadé G. (1976a) – Problématique de la géomorphogenèse actuelle en milieu supraforestier méditerranéen : l'exemple des Pyrénées orientales. *Actes du symposium sur les versants en pays méditerranéens*. Aix-en-Provence, 1975, C.E.G.E.R.M., V, 155-160.

Soutadé G. (1976b) – Détermination du caractère fonctionnel de certains éboulis lités des Pyrénées catalanes ; les terregalls du Puigmal. *Acta geologica hispanica*, t. XI, 2, 39-45.

Soutadé G. (1977) – Réponse du modelé d'altitude à la déprise pastorale à l'est des Pyrénées. *Colloque sur le périglaciaire d'altitude en domaine méditerranéen, université Pasteur, mai 1977, Strasbourg*, 137-145.

Soutadé G. (1980) – *Modelé et dynamique actuelle des versants supra-forestiers des Pyrénées Orientales*, Thèse doctorat Etat, université de Bordeaux III, Bordeaux, Imprimerie coopérative du Sud-Ouest, Albi, 452 p.

Soutadé G. (1993) – *Les inondations d'octobre 1940 dans les Pyrénées-Orientales*. DDAD, Perpignan, 351 p.

Soutadé G., Barthélémy L. (1983) – *Colloque « Eboulis et environnement géographique passé et actuel »*, Publication de l'université Paris X, 190 p.

Soutadé G., Baudière A. (1973a) – Végétation et modelés des hauts versants septentrionaux de la Sierra Nevada. *Annales de géographie*, 436, 709-736.

Soutadé G., Baudière A. (1973b) – L'évolution des versants supra-forestiers de la fin du Riss-Würm à l'époque actuelle, *9^{ème} congrès international de l'INQUA, Christchurch*, 90-93.

Soutadé G., Baudière A., Becat J. (1982) – *La limite supérieure de la forêt et sa valeur de seuil*. Actes offerts au Professeur René Raynal, Colloque de Perpignan, 16 avril 1981. Centre de Perpignan de l'Institut d'Estudis Andorrans, Terra Nostra, Prades, 174 p.

Soutadé G., Bartélémy L. et Péjouan H. (1992) – Le fameux site avalancheux de Fontpédrouse, Publication de l'université de Paris X, 126 p.

Statham I. (1976) – A scree slope rockfall model. *Earth Surface Processes and Landforms* 1, 43-52.

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, Valais, Switzerland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 37, 3, 387–395.

Strunk H. (1989) – Dendrogeomorphology of debris flows. *Dendrochronologia* 7, 15-25.

Strunk H. (1992) – Reconstructing debris flow frequency in the southern Alps back to AD 1500 using dendrogeomorphological analysis. *Erosion, Debris flows and Environment in Mountain Regions, Proceedings of the Chengdu Symposium*, July 1992, IAHS Publicationb, 209-306.

Summerfield M. (1991) – *Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landforms*, Longman/Wiley, London/New York, 537 p.

Susplugas J. (1942) – *Le sol et la végétation dans le Haut-Vallespir*. Comm. SIGMA, n° 80, 255 p.

Suwa H., Okuda S. (1988) – Seasonal variation of erosional processes in the Kamikamihori Valley of Mt. Yakedake, northern Japan Alps. *Catena* 13, 64-77, Suppl.

Taillefer F. (1982) – Les conditions locales de la glaciation pyrénéenne. *Pirineos*, Jaca (Espagne), 116, 5-12.

Taillefer F. (1968) – Le néoglaciare pyrénéen. *Mélanges de géographie O. Tulipe, t. 1, Ed. J. Duculot, Grenoble*, 134-148.

Taillefer F. (1969) – Les glaciations des Pyrénées. *In Actes VIII^e congrès international INQUA, Supplément du Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 19-32.

Theurillat J.P. (1995) – Climate change and the alpine flora : some perspectives, p. 121-128. *In A. Guisan, J.L. Holten, R. Spichiger et L. Tessier, édit., Potential Ecological Impacts of Climate Change in the Alps and Fennoscandian Mountains*. Conservatoires et Jardins botaniques de la Ville de Genève, publication hors série 8.

Theurillat J.P., Guisan A. (2001) – Potential impact of climate change on vegetation in the European Alps: A review. *Climatic change* 50, 77-109.

Tihay J.P. (1983) – *Les éboulis et leur environnement géomorphologique autre que celui des glaciers rocheux*, « *Eboulis et environnement géographique passé et actuel* », *Actes du Colloque tenu à Paris*, 21-30.

Tranquillini W. (1979) – Physiological ecology of the alpine timberline. *Ecological Studies* 31, Springer Verlag, 137 p.

- Tricart J. (1965)** – *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Masson et Cie éditeurs, 496 p.
- Tricart J. (1977)** – *Précis de géomorphologie, tome 2 : géomorphologie dynamique générale*, Sedes, Paris, 345 p.
- Tricart J., Cailleux A. (1967)** – *Le modelé des régions périglaciaires*, tome 2, Paris, SEDES, 512 p.
- Valadas B. (2004)** – *Géomorphologie dynamique*. Armand Colin, 192 p.
- Van Asch T. W. J. et V Steijn H. (1991)** – Temporal patterns of mass movements in the French Alps; *Catena*, 18, 515-527.
- Van Steijn H. (1988)** – Debris flows involved in the development of Pleistocene stratified deposits. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supp. Band 71, 45-58.
- Van Steijn H. (1996)** – Debris-flow magnitude-frequency relationships for mountainous regions of Central and Northwest Europe. *Geomorphology* 15, 259-273.
- Van Ufford L.M.Q. (1909)** – *Etude écologique de la flore des pierriers*, Thèse Lausanne, 80 p.
- Van Vliet-Lanöe B. (1987)** – *Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest, Processus et héritages*, Thèse d'Etat, Univ. Paris I, 796 p.
- Van Vliet-Lanöe B. (1988)** – Approche morphologique et micromorphologique de la dynamique de solifluxion dans les massifs de la Font Sancte et du Chambeyron. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen*, 34, 29-45.
- Van Vliet-Lanöe B. (1992)** – Vitesse d'acquisition des différentes morphologies de solifluxion : comparaison entre l'Arctique et les Alpes méridionales. *Bulletin de l'Association des Géographes français*, 69, 3, 274-278.
- Van Vliet-Lanöe B. (2005)** – *La planète des glaces. Histoire et environnements de notre ère glaciaire*. Vuibert, Paris, 470 p.
- Veyret Y. coord. (1998)** – *L'érosion entre nature et société*, SEDES, 344 p.
- Viers G. (1961)** – Le glaciaire du massif du Carlit (Pyrénées-Orientales) et ses enseignements. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Toulouse, 32, (1), 5-33.
- Viers G. (1963)** – Les moraines externes de Cerdagne et du Capcir (Pyrénées-Orientales, France). *In Report of the VI international congress on Quaternary (Warsaw, 1961)*, INQUA, Lodz, 285-296.
- Viers G. (1966)** – La glaciation quaternaire dans le massif du Canigou (Pyrénées orientales, France). *Pirineos*, Jaca (Espagne), 87-92.

- Viers G. (1967)** – *Eléments de géomorphologie*. Nathan, Paris, 207 p.
- Viers G. (1968)** – La carte du relief glaciaire des Pyrénées. Feuille de Mont-Louis au 50 000ème (Pyrénées orientales). *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Toulouse, 39, (4), 429-434, 2 planches hors-texte.
- Viers G. (1971)** – L'englacement quaternaire de Pyrénées orientales et ses problèmes climatiques. *Colloque « Les milieux supraforestiers des montagnes du bassin occidental de la Méditerranée »*, Perpignan, 57-64.
- Viers G., Vigneau J.-P. (1990)** – *Eléments de climatologie*. Nathan Université. 224 p.
- Vigneau J.P. (1986)** – *Climat et climats des Pyrénées-Orientales*, thèse de doctorat d'Etat, université de Dijon, 618 p.
- Vigneau J.P. (2000)** – *Géoclimatologie*. Ellipses Marketing, collection universités Géographie, 334 p.
- Viles H.A. (1988)** – *Biogeomorphology*. Basic Blackwall, 355 p.
- Vogt J. (1984)** – Mouvements de terrain associés aux séismes dans les Pyrénées. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, tome 55, fasc. 1, 46-59.
- Wahrhaftig C., Cox A. (1959)** – Rock-glaciers in the Alaska Range. *Geological Society of America Bulletin*, 70, 383-436.
- Wang B., French H.M. (1995)** – Permafrost on the Tibet Plateau, China. *Quaternary Science Reviews*, 14, 255-274.
- Washburn A.L. (1979)** – *Geocryology. A Survey of Periglacial Processes and Environments*, London, E. Arnold, 406 p.
- Warming, E. (1895)** – *Plantefund - Grundtræk af den økologiske Plantegeografi*. P.G. Philipsens Forlag, Kjøbenhavn. 335 p.
- Whalley W.B. (1974)** – The origin of rock glaciers. *Journal of Glaciology* 13, 323-324.
- Whalley W.B., Martin H.E. (1992)** – Rock glaciers: II Models and mechanisms. *Progress in Physical Geography*, 16, 2, 127-186.
- Whitehouse I.E., Mc Saveney M.J. (1983)** – Diachronous talus surfaces in the Southern Alps, New Zealand, and their application to talus accumulations, *Arctic and Alpine Research* 1, 53-64.
- Wilson P. (1990)** – Clast size variations on talus : some observations from Northwest Ireland, *Earth Surfaces Processes and Landforms* 15, 183-188.
- Winchester V., Chaujar K. (2002)** – Lichenometric dating of slope movements, Nant Ffrancon, North Wales. *Geomorphology* 47, 61-74.

Winchester V., Harrison S. (2000) – Dendrochronology and lichenometry: colonisation, growth rates and dating of geomorphological events on the east side of the North Patagonian Icefield, Chile. *Geomorphology* 34, 181-194.

Young A. (1972) – *Slopes*. Edinburg. Olivier & Boyd, 288 p.

Zimmermann M., Mani P., Romang H. (1997) – Magnitude-frequency aspects of alpine debris flows. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90, 415-420.

Table des figures

Introduction

Figure 0.1	Versants d'éboulisation dans la haute montagne oriento pyrénéenne	9
Figure 0.2	Mesures stationnelles quantitatives (bandes peintes) réalisées sur un éboulis de la Serre de Cadi	9
Figure 0.3	Figure 0.3 – Croquis de localisation de la zone d'étude, dans la partie orientale de la chaîne des Pyrénées	10

Chapitre 1

Figure 1.1	Séquence de profils de versants développée par des modèles mathématiques d'après Selby	27
Figure 1.2	Évolution d'un versant d'éboulis d'après Tricart	29
Figure 1.3	Schéma de l'évolution postglaciaire des pentes méridionales du Pla de Gorra blanc d'après Soutadé	29
Figure 1.4	Schéma d'évolution d'un talus d'éboulis d'après B. Francou	30
Figure 1.5	Évolution d'un versant avec paroi vers un versant de Richter d'après Selby	31
Figure 1.6	Évolution d'un versant soumis aux processus d'érosion avec réduction de l'angle de repos d'après Selby	31
Figure 1.7	Vitesses de déplacement des principaux processus de versant d'après Bertran	34
Figure 1.8	Reproduction clonale à partir d'une tige à croissance horizontale (stolon ou rhizome)	49
Figure 1.9	Démarche suivie pour l'échantillonnage des éboulis instrumentés dans le but d'étudier les dynamiques morphogéniques saisonnières	56
Figure 1.10	Cadre spatio-temporel représenté par trois échelles spatiales et trois échelles temporelles	58
Figure 1.11	Démarche pluridisciplinaire basée sur une approche naturaliste	61

Chapitre 2

Figure 2.1	Panorama sur les massifs de Carança à l'est et du Puigmal à l'ouest	68
Figure 2.2	Panorama sur les chaînons méridionaux	68
Figure 2.3	Secteur est du massif du Péric avec les étangs des Camporeils au premier plan	70
Figure 2.4	Contact géologique entre les calcaires de Casamanya et les schistes de la Serre de l'Estanyo dans le massif de Nord Andorre	70
Figure 2.5	Gneiss de type G 2 (Malaza, vallée de Planès)	73
Figure 2.6	Matériaux schisteux	74
Figure 2.7	Corniche compacte de la Serre de Cadi	74
Figure 2.8	Combinaison des facteurs agissant sur le paysage à l'échelle du géosystème (d'après G. Bertrand, 1968)	83
Figure 2.9	Éboulis à corniche continue, largement végétalisée principalement par des herbacées et des lichens	85
Figure 2.10	Éboulis à paroi découpée	85
Figure 2.11	Éboulis en voie de régularisation au fond du cirque d'Err dans des schistes épimétamorphiques	86
Figure 2.12	Éboulis régularisé se terminant sur une pelouse continue en zone distale (Coma d'Eyne)	86
Figure 2.13	Glacier rocheux frais de la Coma mitjana, massif du Canigou-Carança	89
Figure 2.14	Glacier rocheux relictuel de la Coma Amagada (vallée de Planès), massif du Puigmal	89
Figure 2.15	Distribution des versants d'éboulisation et des glaciers-rocheux situés au-dessus de la limite supérieure de la forêt et touchés par l'emprise würmienne, dans la partie française des Pyrénées orientales	94
Figure 2.16	Distribution des versants d'éboulisation situés au-dessus de la limite supérieure de la forêt et touchés par l'emprise würmienne, sur la Serre de Cadi, dans la partie espagnole des Pyrénées orientales	95
Figure 2.17	Distribution des versants d'éboulisation situés au-dessus de la limite supérieure de la forêt et touchés par l'emprise würmienne, sur une petite partie du Nord d'Andorre	96
Figure 2.18	Distribution des éboulis	97

Figure 2.19	Répartition des différents types de versants d'éboulisation	97
Figure 2.20	Fréquence absolue des éboulis dans différents contextes lithologiques	97
Figure 2.21	Fréquence relative des éboulis par rapport à la superficie de chaque domaine lithologique	98
Figure 2.22	Répartition des différents types de versants d'éboulisation et de glaciers-rocheux sur les massifs Puigmal-Carança	100
Figure 2.23	Répartition des différents types de versants d'éboulisation et de glaciers-rocheux sur le massif du Canigou	101
Figure 2.24	Répartition des différents types de versants d'éboulisation et de glaciers-rocheux sur le massif du Carlit <i>sensu lato</i>	102
Figure 2.25	Répartition des différents types de versants d'éboulisation sur le massif de Serre de Cadi	103
Figure 2.26	Répartition des différents types de versants d'éboulisation sur le massif de Casamanya et de l'Estanyo, dans le Nord d'Andorre	104
Figure 2.27	Fréquence absolue des glaciers-rocheux dans différents contextes lithologiques	105
Figure 2.28	Fréquence relative des glaciers-rocheux par rapport à la superficie de chaque domaine lithologique	105
Figure 2.29	Distribution des glaciers-rocheux	106
Figure 2.30	Gradient altitudinal présentant la transition entre les étages subalpins et alpins	108
Figure 2.31	Analyse phyto-géographique du fond de la vallée d'Err	115
Figure 2.32	Analyse phyto-géographique du fond de la vallée d'Eyne	116
Figure 2.33	Analyse phyto-géographique du fond de la Coma de la Dona	117
Figure 2.34	Analyse phyto-géographique de la partie médiane de la vallée de Planès	118
Figure 2.35	Analyse phyto-géographique du cirque de la Coquille	119
Figure 2.36	Évolution globale du cheptel dans les Pyrénées-Orientales de 1933 à 2000, extrait de B. Lambert (SUAME, inédit)	120
Figure 2.37	Étude diachronique de la végétation de l'épaule occidentale du Cambre d'Aze entre 1942 et 1989, Massif du Puigmal	122
Figure 2.38	<i>Xatardia scabra</i> (Lapeyr.) Meissn.	124

Figure 2.39	Coupe dans la racine de <i>Xatardia scabra</i> (Lapeyr.) Meissn.	125
Figure 2.40	Ligne permanente	126
Figure 2.41	Parcelle témoin délimitée par trois repères fixes	127
Figure 2.42	<i>Cerastium pyrenaicum</i> J. Gay.	128
Figure 2.43	<i>Galium cometorhizon</i> Lapeyr.	129
Figure 2.44	<i>Doronicum grandiflorum</i> [var] viscosum (Freyn et Gaut.) P. Fourn.	130
Figure 2.45	<i>Ranunculus parnassifolius</i> L.	130
Figure 2.46	<i>Viola diversifolia</i> (DC.) W. Becker.	131
Figure 2.47	<i>Iberis spathulata</i> DC.	132
Figure 2.48	<i>Senecio leucophyllus</i> DC.	132
Figure 2.49	<i>Papaver lapeyrousianum</i> Greuter et Burdet.	133
Figure 2.50	<i>Crepis pygmaea</i> L.	134
Figure 2.51	Dénombrement des populations d'isards sur les communes de Planès, Eyne, Mantet et Err et sur l'unité de gestion Galbe-Péric, correspondant aux communes de Formiguères et des Angles	135
Figure 2.52	Sentes d'ongulés	137

Chapitre 3

Figure 3.1	Carte de localisation des stations météorologiques sur la zone d'étude	146
Figure 3.2	Répartition saisonnière des précipitations pour sept stations des Pyrénées orientales	149
Figure 3.3	Régime pluviométrique mensuel pour six stations des Pyrénées orientales	149
Figure 3.4	Hauteurs de neige annuelles pour la période 2002-2008 à Saint-Pierre-dels-Forcats	152
Figure 3.5	Variabilité saisonnière des chutes de neige durant la période 2002-2008 à Saint-Pierre dels Forcats	152
Figure 3.6	Variabilité de la couche neigeuse au cours de la saison hivernale 2005-2006 sur le versant ouest du Puigmal	153

Figure 3.7	Variations des hauteurs de neige durant l'hiver 2005-2006 à Saint-Pierre dels Forcats	154
Figure 3.8	Localisation des phénomènes avalancheux qui se sont produits sur la partie française des Pyrénées orientales, d'après H. Péjouan (1986)	156
Figure 3.9	Localisation des phénomènes avalancheux qui se sont produits sur la Serre de Cadi en Espagne, d'après la base de données mise à disposition par le Servei Meteorològic de Catalunya	157
Figure 3.10	Localisation des phénomènes avalancheux qui se sont produits sur le petit massif de Casamanya et Estanyo au nord d'Andorre, d'après H. Péjouan (1986)	158
Figure 3.11	Talus de déflation latérale dans une pelouse à <i>Elyna myosuroides</i>	159
Figure 3.12	Congères alignées dans le sens du vent dominant de SW-NE à l'abri des pins à crochets qui forment obstacles. Cambre d'Aze (massif du Puigmal), à 2 450 mètres d'altitude (crédit photo : S. Abdulhak, 2003)	160
Figure 3.13	Changements observés dans (a) la température de surface en moyenne mondiale ; (b) le niveau moyen mondial de la mer à partir de données provenant de marégraphes (bleu) et de satellites (rouge) et (c) la couverture neigeuse de l'hémisphère nord en mars et avril	161
Figure 3.14	Droites de régression indiquant les tendances pluriannuelles des températures (moyennes, minimales et maximales) pour trois stations météorologiques situées au-dessus de 1 500 mètres d'altitude	163
Figure 3.15	Droites de régression indiquant les tendances thermiques saisonnières pour trois stations météorologiques situées au-dessus de 1 500 mètres d'altitude	165
Figure 3.16	Droites de régression indiquant les tendances thermiques liées au facteur gel pour trois stations météorologiques situées au-dessus de 1 500 mètres d'altitude	166
Figure 3.17	Droites de régression indiquant les tendances des précipitations annuelles et saisonnières pour trois stations météorologiques situées au-dessus de 1 500 mètres d'altitude	167
Figure 3.18	Localisation de l'enregistreur de températures (rond bordé de noir sur la photo du milieu) et du pluviographe (carré blanc sur la photo du milieu) du Malaza	170
Figure 3.19	Situation de l'enregistreur sur l'éboulis témoin du cirque d'Err	170
Figure 3.20	Localisation de l'enregistreur sur la crête de la Tossa del Pas del Lladres	172
Figure 3.21	Enregistreur placé sur le versant Nord du grand Péric	172

Figure 3.22	Enregistreur de Prat d'Aguiló	173
Figure 3.23	Épisodes de précipitations, enregistrées à la station météorologique de Mantet de 1995 à 2006, susceptibles de déclencher des coulées de débris sur les versants	176
Figure 3.24	Comparaison des températures sur cinq stations de moyenne et haute montagne	179
Figure 3.25	Principales phases du comportement thermique annuel de la surface du sol en présence possible de pergélisol, courbe fictive (extrait de Delaloye, 2004, p. 46)	182
Figure 3.26	Quatre phases de comportement thermique annuel de la surface du sol (d'après Delaloye, 2004), adaptées à la haute montagne oriento-pyrénéenne	182
Figure 3.27	Comportement de la couche de neige du 1 ^{er} janvier au 30 mai 2006 dans le cirque d'Err	185
Figure 3.28	Chronologie séquencée de T_Puig	186
Figure 3.29	Chronologie séquencée de T_Perri	187
Figure 3.30	Chronologie séquencée de T_Err	188
Figure 3.31	Zoom sur la séquence printanière du 4 avril au 13 mai 2006 sur la station T_Puig	189
Figure 3.32	Durée du gel profond, continue, inférieur à -5°C pour les micro-stations T_Puig et T_Perri	191
Figure 3.33	Zoom sur la journée du 4 novembre 2006 avec trois alternances gel-dégel	192
Figure 3.34	Zoom sur la période du 27 avril au 1 ^{er} mai 2007	193
Figure 3.35	Zoom sur une phase automnale à alternances gel-dégel du 01 au 11 novembre 2006	193
Figure 3.36	Zoom sur deux journées de la phase automnale, les 07 et 08 novembre 2006	194
Figure 3.37	Zoom sur la phase hivernale du 12 au 16 janvier 2007	194
Figure 3.38	Zoom sur la journée du 13 janvier 2007	195
Figure 3.39	Zoom sur les journées des 14 et 15 janvier 2007	195

Chapitre 4

Figure 4.1	Situation du profil longitudinal sur le cône d'éboulis de la Dona	207
Figure 4.2	Profil transversal le long d'un transect	211
Figure 4.3	Transect granulométrique basé sur la dominance d'une classe au sein d'un faciès morphométrique	211
Figure 4.4	Bande peinte tracée en zone médiane du tablier d'éboulis d'Err 2	212
Figure 4.5	Cinq petits blocs peints alignés perpendiculairement à la pente dans la zone proximale du cône d'éboulis de Cadi	213
Figure 4.6	Colonne de segments de tubes PVC dans la couche superficielle du cône d'éboulis de Péric	214
Figure 4.7	Système racinaire de <i>Xatardia scabra</i> (lapeyr.) Meisn.	215
Figure 4.8	Petit massif gneissique du Malaza	218
Figure 4.9	Cartographie des groupements végétaux et situation des sites expérimentaux présents sur l'éboulis de Malaza étudié	219
Figure 4.10	Coupe de l'éboulis Malaza 1	220
Figure 4.11	Répartition saisonnière du transit superficiel dans les différentes zones de l'éboulis Malaza 1	222
Figure 4.12	Névé au débouché du couloir sur Malaza 1	223
Figure 4.13	Coupe de l'éboulis Malaza 2	224
Figure 4.14	Répartition saisonnière du transit superficiel dans les différentes zones de l'éboulis Malaza 2	226
Figure 4.15	Massif gneissique de la bordure orientale de Carança	228
Figure 4.16	Couloir de Dona dans les matériaux gneissiques	229
Figure 4.17	Cartographie des groupements végétaux et situation des sites expérimentaux présents sur l'éboulis de Dona étudié	230
Figure 4.18	Coupe de l'éboulis Dona	231
Figure 4.19	Répartition saisonnière du transit superficiel dans les différentes zones de l'éboulis Dona	233
Figure 4.20	Déplacements ponctuels de blocs isolés	234
Figure 4.21	Vue plongeante sur le couloir de l'éboulis de Dona étudié	235
Figure 4.22	Transect réalisé dans la zone médiane de l'éboulis Dona durant	

	l'année 2006/2007	236
Figure 4.23	Versant nord de la Serre de Cadi (Espagne)	239
Figure 4.24	Coupe de l'éboulis Cadi	240
Figure 4.25	Éboulis instrumenté en Serre de Cadi	241
Figure 4.26	Répartition saisonnière du transit superficiel dans les différentes zones de l'éboulis Cadi	243
Figure 4.27	Vue d'ensemble du fond de la vallée d'Err	244
Figure 4.28	Zone de convergence des matériaux issus des deux éboulis étudiés (Err 1 et Err 2)	245
Figure 4.29	Coupe de l'éboulis Err 1	246
Figure 4.30	Situation des outils utilisés pour mesurer les déplacements de matériaux en surface et en subsurface dans la limite du tablier d'éboulis d'Err1	247
Figure 4.31	Répartition saisonnière du transit superficiel dans les différentes zones de l'éboulis Err 1	249
Figure 4.32	Extrait de la fiche de synthèse de la bp 5 (zone proximale) d'Err 1	250
Figure 4.33	Coupe de l'éboulis Err 2	251
Figure 4.34	Situation des outils utilisés pour mesurer les déplacements de matériaux en surface et en subsurface sur le tablier d'éboulis d'Err 2	252
Figure 4.35	Répartition saisonnière du transit superficiel dans les différentes zones de l'éboulis Err 2	253
Figure 4.36	Racine de <i>Xatardia scabra</i>	254
Figure 4.37	Pipkrakes sur la zone médiane de l'éboulis Err 2	255
Figure 4.38	Cirque de la Coquille sur le massif du Péric	256
Figure 4.39	Glacier rocheux relique du cirque de la Coquille au pied de l'éboulis étudié sous le grand Péric	256
Figure 4.40	Coupe de l'éboulis Péric	257
Figure 4.41	Profil granulométrique en zone médiane de l'éboulis de Péric	258
Figure 4.42	Situation des outils utilisés pour mesurer les déplacements de matériaux en surface et en subsurface sur le cône d'éboulis du Péric	258
Figure 4.43	Répartition saisonnière du transit superficiel dans les différentes zones de l'éboulis Péric	259

Figure 4.44	Le versant d'ébouilisation étudié, indiqué par un triangle noir, est régularisé	261
Figure 4.45	Coupe de l'éboulis Eyne	262
Figure 4.46	Situation des outils utilisés pour mesurer les déplacements de matériaux en surface et en subsurface sur le tablier d'éboulis situé au fond de la vallée d'Eyne	263
Figure 4.47	Répartition saisonnière du transit superficiel dans les différentes zones de l'éboulis Eyne	264
Figure 4.48	Vue d'ensemble sur le versant d'ébouilisation du col d'Arène étudié	265
Figure 4.49	Versant régularisé du Col d'Arènes	266
Figure 4.50	Coupe de l'éboulis Col d'Arènes	266
Figure 4.51	Relation entre l'altitude de base des éboulis et le transit superficiel	273
Figure 4.52	Relation entre le transit des débris et la granulométrie de sub-surface	274
Figure 4.53	Variabilité saisonnière mesurée à l'échelle de chaque éboulis étudié	276
Figure 4.54	Absence de relation entre le transit des débris et le nombre de jours présentant des cycles gel-dégel	277
Figure 4.55	Mise en parallèle entre le transit des matériaux de surface et le nombre d'alternances gel-dégel journaliers	278
Figure 4.56	Relations entre les hauteurs de neige mesurées au village de Saint-Pierre-dels Forcats (1 660 m) et les vitesses saisonnières moyennes (saison cryonivale) obtenues par la méthode des bandes peintes	280
Figure 4.57	Relation nette entre le transit de surface et la hauteur de neige à Saint-Pierre-dels-Forcats (1 660 m)	281
Figure 4.58	Manteau neigeux couvert d'une fine pellicule de débris fins provenant de transport nivéo-éolien et de débris plus grossiers issus du couloir	282
Figure 4.59	Absence de corrélation entre le transit de surface et les précipitations estivales	283
Figure 4.60	Relations entre les précipitations estivales et le transit saisonnier	284
Figure 4.61	Relation entre la présence d'espèces fixatrices et le transit annuel moyen	287
Figure 4.62	Complexité des interactions entre les différents paramètres intervenant sur la mobilité des débris au sein de l'éboulis.	288
Figure 4.63	Distribution des fréquences pour chaque variable étudiée.	294

Figure 4.64	Éboulis des valeurs propres permettant de déterminer le nombre d'axes à analyser	297
Figure 4.65	Mapping d'analyse affichant la disposition des modalités de chaque variable les unes par rapport aux autres	298
Figure 4.66	Arbre de classification ou dendrogramme correspondant à la CAH et présentant trois classes distinctes.	299
Figure 4.67	Démarche permettant d'identifier la morphodynamique des éboulis à partir d'espèces lithophiles indicatrices	300
Figure 4.68	Guide pour l'identification de la morphodynamique des éboulis à partir de trois espèces lithophiles indicatrices	301
Figure 4.69	Carte phytogéomorphologique de l'éboulis du Péric	302
Figure 4.70	Comparaison des systèmes racinaires de trois espèces végétales lithophiles présentes dans les Pyrénées orientales et dans les Alpes du sud	306
Figure 4.71	Comparaison des systèmes racinaires de <i>Xatardia scabra</i> dans les Pyrénées orientales et <i>Nastanthus agglomeratus</i> dans la Cordillère des Andes chiliennes	308

Chapitre 5

Figure 5.1	Comparaison des carrés peints sur quatre sites	318
Figure 5.2	Coulées de neige saturées en eau de dégel et chargées de débris rocheux sur un des talus du Malaza	320
Figure 5.3	La neige, piège à débris, sur l'éboulis du Malaza.	322
Figure 5.4	Situation de la bâche installée au pied du couloir de Malaza 1	324
Figure 5.5	Identification de la surface émettrice ou aire contributive de débris dans le couloir du Malaza	325
Figure 5.6	Accumulation de branches de pins arrachées par l'avalanche de l'Home mort, dans la vallée de Planès	331
Figure 5.7	Arbres couchés, arrachés ou déracinés dans un talweg du versant nord de la Serre de Cadi en Espagne	331
Figure 5.8	Pin mesurant plus de 80 cm de diamètre, arraché lors de l'avalanche de l'home mort dans la vallée de Planès entre 11 février et le 2 avril 2006	332
Figure 5.9	Traces de coulées de débris repérées sur le versant sud du cirque de	334

la Coquille (massif du Péric)

Figure 5.10	Localisation des neuf talus d'éboulis touchés par l'évènement du 27 juillet 2003 sur le versant nord de la Coma de la Dona	336
Figure 5.11	Coulée de débris du 27 juillet 2003 sur le couloir 7 de la Coma de la Dona	337
Figure 5.12	Chenal creusé par la coulée de débris du 27 juillet 2003	338
Figure 5.13	Coulée de débris du 23 août 2006 sur le couloir 7 de la Coma de la Dona	339
Figure 5.14	Comblement progressif du chenal de la coulée de débris du couloir 7 de la Coma de la Dona entre 2003 et 2007	341
Figure 5.15	<i>Rhizocarpon geographicum</i> l.s. sur bloc de gneiss	342
Figure 5.16	Situation du <i>debris flow</i> déjà ancien, étudié sur Malaza 1	344
Figure 5.17	Profils topographiques des trois transects réalisés sur Malaza 1	344
Figure 5.18	Courbes de croissances de <i>Rhizocarpon geographicum</i> pour la Corse, les Cévennes et les Pyrénées orientales	345
Figure 5.19	Histogramme des fréquences cumulées permettant de définir cinq seuils naturels	346
Figure 5.20	Localisation des coulées de débris dans la zone aval de la Coma de la Dona en 1942, 1962, 1974, 1995 et 2000	328
Figure 5.21	Photographie aérienne de la zone aval de la Coma de la Dona prise en 1942 par l'I.G.N.	349
Figure 5.22	Photographie aérienne de la zone aval de la Coma de la Dona prise en 1962 par l'I.G.N.	349
Figure 5.23	Photographie aérienne de la zone aval de la Coma de la Dona prise en 1974 par l'I.G.N.	350
Figure 5.24	Photographie aérienne de la zone aval de la Coma de la Dona prise en 1995 par l'I.G.N.	350
Figure 5.25	Orthophotographie de l'I.G.N. de la zone aval de la Coma de la Dona prise en 2000	351
Figure 5.26	Localisation des coulées de débris étudiés sur les clichés de 1942, 1988, 1995 et 2000 et situées dans le cirque de la Coquille	352
Figure 5.27	Photographie aérienne du fond du cirque de la Coquille prise en 1942 par l'I.G.N., zoom 1	353
Figure 5.28	Photographie aérienne du fond du cirque de la Coquille prise en 1988	354

	par l'I.G.N., zoom 1	
Figure 5.29	Photographie aérienne du fond du cirque de la Coquille prise en 1995 par l'I.G.N., zoom 1	354
Figure 5.30	Orthophotographie de l'I.G.N. du fond du cirque de la Coquille prise en 2000, zoom 1	355
Figure 5.31	Photographie aérienne du fond du cirque de la Coquille prise en 1942 par l'I.G.N., zoom 2	356
Figure 5.32	Photographie aérienne du fond du cirque de la Coquille prise en 1988 par l'I.G.N., zoom 2	356
Figure 5.33	Photographie aérienne du fond du cirque de la Coquille prise en 1995 par l'I.G.N., zoom 2	357
Figure 5.34	Orthophotographie de l'I.G.N. du fond du cirque de la Coquille prise en 2000, zoom 2	357
Figure 5.35	Localisation des coulées de débris sur le versant ouest du Malaza en 1942, 1983, 1988, 1995 et 2000	358
Figure 5.36	Photographie aérienne du versant ouest du massif du Malaza prise en 1942 par l'I.G.N., zoom 1	359
Figure 5.37	Photographie aérienne du versant ouest du massif du Malaza prise en 1983 par l'I.G.N., zoom 1	359
Figure 5.38	Photographie aérienne du versant ouest du massif du Malaza prise en 1988 par l'I.F.N., zoom 1	360
Figure 5.39	Photographie aérienne du versant ouest du massif du Malaza prise en 1995 par l'I.G.N., zoom 1	360
Figure 5.40	Orthophotographie de l'I.G.N. du versant ouest du massif du Malaza prise en 2000, zoom 1	361
Figure 5.41	Photographie aérienne du versant ouest du massif du Malaza prise en 1942 par l'I.G.N., zoom 2	362
Figure 5.42	Photographie aérienne du versant ouest du massif du Malaza prise en 1983 par l'I.G.N., zoom 2	362
Figure 5.43	Photographie aérienne du versant ouest du massif du Malaza prise en 1988 par l'I.F.N., zoom 2	363
Figure 5.44	Photographie aérienne du versant ouest du massif du Malaza prise en 1995 par l'I.G.N., zoom 2	363
Figure 5.45	Orthophotographie de l'I.G.N. du versant ouest du massif du Malaza prise en 2000, zoom 2	364

Figure 5.46	Échelle de temps des épisodes pluvio-gènes ayant provoqué des coulées de débris sur le versant ouest du Malaza depuis 1872	365
Figure 5.47	Coupe schématique d'un versant d'éboulisation avec paroi d'alimentation présentant trois générations de dépôts	368
Figure 5.48	Zone d'alimentation et d'accumulation comprenant l'éboulis holocène et tardiglaciaire et le glacier rocheux tardiglaciaire sur le versant ouest du Malaza	370
Figure 5.49	Profil du versant d'éboulisation du Malaza	371
Figure 5.50	Zone d'alimentation et d'accumulation comprenant l'éboulis holocène et tardiglaciaire et le glacier rocheux tardiglaciaire sur le versant nord de la Coma de la Dona	373
Figure 5.51	Profil du versant d'éboulisation de Dona	373
Figure 5.52	Zone d'alimentation et d'accumulation comprenant les éboulis holocènes sur le versant nord de la Serre de Cadi	375
Figure 5.53	Zone d'alimentation et d'accumulation comprenant les éboulis holocènes d'Err 1 et d'Err 2 sur les versants de la Coma d'Err	376
Figure 5.54	Profil du versant d'éboulisation d'Err 2	377
Figure 5.55	Débris « frais » localisés dans les vires des chicots rocheux d'Err	378
Figure 5.56	Représentation conceptuelle des flux et stocks de matériaux participant au fonctionnement d'un géosystème d'éboulisation fermé à l'aval par un glacier rocheux	384
Figure 5.57	Délimitation d'une zone claire représentée en bleu en pied de paroi pour Malaza et Dona ou en pied de chicots rocheux sur Err 2	387
Figure 5.58	Modèles d'évolution du versant d'éboulisation dans six situations	390
Figure 5.59	Deux photographies d'un même talus d'éboulis de la vallée d'Err (2 200 m) prises en juillet 1982 par A.M. Cauwet et en juin 2007 par l'auteur	395
Figure 5.60	Comparaison de la superficie occupée par les fétuques entre 1982 et 2007	396

Table des tableaux

Chapitre 1

Tableau 1.1	Classification des éboulis selon différents auteurs	37
Tableau 1.2	Principaux axes de recherches développés sur la thématique des versants d'ébouilisation dans les Pyrénées orientales depuis le début du 20 ^e siècle	59

Chapitre 2

Tableau 2.1	Chronologie paléophytogéographique et paléoclimatique depuis 26 000 cal BP et variations de la limite supérieure de la forêt dans les Pyrénées-Orientales	76
Tableau 2.2	Chronostratigraphie relative, sur le flanc sud du massif du Canigou, synthèse d'après les travaux de Ph. Allée (1984) et G. Soutadé (1980)	79
Tableau 2.3	Différents systèmes de classification des unités paysagères et proposition de hiérarchisation du système d'ébouilisation dans les Pyrénées orientales	83
Tableau 2.4	Résumé des modalités liées aux variables de la base de données	91
Tableau 2.5	Caractéristiques des géofaciès d'ébouilisation dans l'espace étudié	92
Tableau 2.6	Caractéristiques des géofaciès glaciers-rocheux dans l'espace étudié	93
Tableau 2.7	Répartition des formes de versants d'ébouilisation sur la zone étudiée	99
Tableau 2.8	Caractérisation des géofaciès d'ébouilisation à partir d'analyses bivariées réalisées entre le type de formation et les autres variables présentées dans le tableau 2.4	99
Tableau 2.9	Suivi de cinq pieds de <i>Xatardia scabra</i> (lapeyr.) Meissn. dans la parcelle témoin de l'ébouilisation du Malaza 1	128
Tableau 2.10	Vitesses de déplacement des fragments rocheux induits par le piétinement animal	136

Chapitre 3

Tableau 3.1	Comparaison des régimes de températures pour les stations de	147
-------------	--	-----

Formiguères, Mont-Louis, Valcebollère, Ransol, Das et Mantet

Tableau 3.2	Comparaison des régimes de précipitation pour les stations de Mont-Louis, Valcebollère, Formiguères, Mantet, Das et Ransol	148
Tableau 3.3	Recensement des évènements avalancheux dans le département des Pyrénées-Orientales entre 2001 et 2007	155
Tableau 3.4	Synthèse des caractéristiques de chaque site de mesure des températures	173
Tableau 3.5	Caractéristiques des sites de mesure des précipitations	174
Tableau 3.6	Précipitations mensuelles en mm	174
Tableau 3.7	Caractéristiques des précipitations sur le Malaza durant les périodes 08/08/06-25/11/06 et 12/05/07-21/10/07	175
Tableau 3.8	Précipitations journalières du mois de juillet 2003 sur P_Mant	175
Tableau 3.9	Caractéristiques thermiques de cinq stations d'altitude pour des périodes de référence différentes et dans des contextes topographiques variés	178
Tableau 3.10	Variabilité spatiale et temporelle des gradients thermiques	180
Tableau 3.11	Répartition du nombre de jours d'alternances gel/dégel par an pour trois micro-stations d'altitude	189
Tableau 3.12	Répartition du nombre de jours de gel annuel pour trois micro-stations d'altitude	190
Tableau 3.13	Températures minimales sur trois sites d'altitude	190
Tableau 3.14	Durée de gel profond durant la phase hivernale pour les trois stations	191
Tableau 3.15	Température annuelle moyenne à la surface du sol (MAGST) dans le cas de trois stations microclimatiques	197
Tableau 3.16	Températures mensuelles moyennes à la surface du sol	197
Tableau 3.17	Résultat de l'expérience de cryoclastie réalisée par le Centre de géomorphologie du CNRS de Caen sur 20 échantillons	199

Chapitre 4

Tableau 4.1	Caractéristiques des neuf éboulis instrumentés	217
Tableau 4.2	Correspondance phytosociologique à la figure 9	219
Tableau 4.3	Caractéristiques morpho-dynamiques des zones médianes et	221

	proximales de l'éboulis Malaza 1, le long de trois transects matérialisés par des bandes peintes	
Tableau 4.4	Caractéristiques morpho-dynamiques des trois zones de l'éboulis Malaza 2, le long de cinq transects matérialisés par des bandes peintes	225
Tableau 4.5	Correspondance phytosociologique à la figure 4.17	230
Tableau 4.6	Caractéristiques morpho-dynamiques des trois zones de l'éboulis Dona, le long de trois transects matérialisés par des bandes peintes	232
Tableau 4.7	Caractéristiques morphométriques des cinq cailloux peints en zone proximale à 2 200 m d'altitude	241
Tableau 4.8	Caractéristiques morpho-dynamiques des trois zones de l'éboulis Cadi, le long de trois transects matérialisés par des bandes peintes pour bp1 et 2 et des cailloux peints pour bp3	242
Tableau 4.9	Caractéristiques morpho-dynamiques des trois zones de l'éboulis Err 1, le long de six transects matérialisés par des bandes peintes	248
Tableau 4.10	Caractéristiques morpho-dynamiques des trois zones de l'éboulis Err 2, le long de trois transects matérialisés par des bandes peintes	253
Tableau 4.11	Caractéristiques morpho-dynamiques des trois zones de l'éboulis Péric, le long de quatre transects matérialisés par des bandes peintes	259
Tableau 4.12	Caractéristiques morpho-dynamiques des trois zones de l'éboulis Eyne, le long de trois transects matérialisés par des bandes peintes	263
Tableau 4.13	Transit de surface, obtenu à partir des bandes peintes et de cinq cailloux peints sur huit éboulis	268
Tableau 4.14	Vitesse moyenne des déplacements sur l'ensemble de la période d'étude	269
Tableau 4.15	Valeurs comparatives des mouvements de surface dans la haute montagne pyrénéenne et dans d'autres régions	270
Tableau 4.16	Mise en évidence des relations qui existent entre l'exposition et le transit des débris dans des conditions de pente et de lithologie équivalentes	271
Tableau 4.17	Relation entre la pente et le transit des débris sur les éboulis	272
Tableau 4.18	Relation entre granulométrie de subsurface et transit annuel	274
Tableau 4.19	Données numériques relatives aux graphiques de la figure 4.53	277
Tableau 4.20	Relation entre végétation et transit des débris	286
Tableau 4.21	Activité du transit et dispositif général du géosystème d'éboulisation	290

Tableau 4.22	Discrétisation selon la méthode de Fisher pour la variable déplacement	292
Tableau 4.23	Liste des variables utilisées dans l'analyse statistique	293
Tableau 4.24	Caractéristiques écologiques de six lithophytes à partir de l'analyse bivariée	295
Tableau 4.25	Caractéristiques morphodynamiques de trois types de déplacements à partir de l'analyse bivariée	296
Tableau 4.26	Synthèse de la CAH	299
Tableau 4.27	Correspondance entre le transit annuel moyen et les associations végétales des éboulis étudiés	303
Tableau 4.28	Concordance des espèces végétales vicariantes dans les Pyrénées orientales et les Alpes du sud	305

Chapitre 5

Tableau 5.1	Mesures des débris détachés de la paroi par la méthode des carrés peints	319
Tableau 5.2	Mesures ponctuelles des débris collectés sur la neige durant trois saisons fini-nivales	323
Tableau 5.3	Débris mesurés sur bâche, collecteur naturel de fragments, au pied du couloir de Malaza 1	324
Tableau 5.4	Taux de retrait de paroi actuel mesuré sur le Malaza par les méthodes –bâche et neige- durant quatre années de mesure	326
Tableau 5.5	Taux de retrait de parois actuels obtenus dans différents contextes géographiques	328
Tableau 5.6	Données brutes relatives aux mesures des thalles de <i>Rhizocarpon geographicum</i> le long des transects A, B, et C dans la zone proximale et médiane du couloir de Malaza 1	344
Tableau 5.7	Caractéristiques des classes de valeurs obtenues à partir des diamètres des thalles de <i>R. geographicum</i> mesurés le long de trois transects sur Malaza 1	346
Tableau 5.8	Inondations (ou aïgats) et mouvements de terrain répertoriés dans les Pyrénées orientales sur les hauts bassins et susceptibles d'avoir provoqué des coulées de débris	347
Tableau 5.9	Mise en évidence de l'état des couloirs sur la partie orientale du versant nord de la Coma de la Dona	348

Tableau 5.10	Mise en évidence de l'état des couloirs dans le cirque de la Coquille (zoom 1)	352
Tableau 5.11	Mise en évidence de l'état des couloirs dans le cirque de la Coquille (zoom 2)	355
Tableau 5.12	Mise en évidence de l'état des couloirs des versants ouest du Malaza (zoom 1)	358
Tableau 5.13	Mise en évidence de l'état des couloirs des versants ouest du Malaza (zoom 2)	361
Tableau 5.14	Confrontation des résultats obtenus dans la littérature, par l'étude diachronique sur photographies aériennes et par la lichénométrie sur le Malaza	365
Tableau 5.15	Valeurs permettant le calcul des taux de retrait de paroi à trois échelles de temps sur le massif du Malaza	372
Tableau 5.16	Valeurs permettant le calcul des taux de retrait de paroi à trois échelles de temps sur le versant nord de la Dona	374
Tableau 5.17	Valeurs permettant le calcul des taux de retrait de paroi à trois échelles temporelles (Holocènes et Actuel) et à deux échelles spatiales (le massif et le secteur étudié) sur le versant nord de Serra de la Cadi	375
Tableau 5.18	Valeurs permettant le calcul des taux de retrait de paroi à deux échelles temporelles sur le secteur étudié du versant nord-ouest de la Coma d'Err	377
Tableau 5.19	Taux de retrait des parois rocheuses mesurés à trois échelles temporelles dans quatre secteurs de la zone étudiée	379
Tableau 5.20	Comparaison des taux de retrait des parois dans divers environnements alpins et arctiques de la zone tempérée	380
Tableau 5.21	Cubage annuel des transferts de matériaux entre les trois sous-systèmes paroi, éboulis et forme aval	386
Tableau 5.22	Part des dynamiques rapides et lentes au cours des années 2003 et 2006 sur l'éboulis n° 7 de la Coma de la Dona	391
Tableau 5.23	Dates de floraison de <i>Xatardia scabra</i> sur trois sites entre 2004 et 2007	394

Table des matières

Remerciements	3
Sommaire	5
Introduction générale.....	7
Chapitre 1 : Une approche phytogéomorphologique de l'ébouilisation.....	17
1- L'ébouil, un objet polysémique.....	19
1.1- Mise au point sur les définitions relatives aux éboulis.....	19
1.1.1- L'ébouil vu par les géomorphologues.....	19
1.1.2- L' « ébouil » vu par les botanistes.....	21
1.2- Mécanismes généraux de fonctionnement des éboulis.....	22
1.2.1- Le système ébouil.....	23
1.2.1.1- La théorie des systèmes.....	23
1.2.1.2- L'application aux éboulis.....	24
1.2.2- L'ébouilisation et les remaniements post-dépositionnels....	25
1.2.3- Le dispositif aval.....	26
1.2.4- L'évolution des géosystèmes d'ébouilisation.....	27
1.2.4.1- Les modèles de versants.....	27
1.2.4.2- Les modèles de versants d'ébouilisation.....	28
1.3- Ébouil périglaciaire : état des lieux des travaux.....	32
1.3.1- La notion de périglaciaire.....	32
1.3.2- Originalité des éboulis périglaciaires.....	33
1.3.3- Classification des éboulis périglaciaires.....	34
2- De l'utilisation des plantes en géomorphologie.....	44
2.1- Les origines de la phytogéomorphologie.....	44
2.1.1- Des botanistes géographes... ..	44
2.1.2- ...aux géomorphologues botanistes.....	46
2.2- Les espèces végétales lithophyles.....	47
2.2.1- Spécificités des plantes alpines.....	47
2.2.1.1- Les facteurs limitant les cycles biologiques.....	47
2.2.1.2- Les adaptations des plantes.....	48
2.2.2- Classification des lithophytes selon leur système racinaire.	50
2.3- Dynamique de la végétation.....	52
3- Thèmes, problématiques et objectifs retenus.....	54
3.1- Un sujet « banal en apparence, mais plus compliqué qu'il en a l'air » (Francou, 1993).....	54

3.2- Choix spatial et temporel.....	55
3.3- Démarche d'analyse du géosystème d'ébouilisation.....	58
3.3.1- Lacunes passées et nouveaux apports.....	58
3.3.2- Problématiques et démarches de l'étude.....	59
Chapitre 2 : Le cadre géomorphologique et biogéographique.....	65
1- La place des versants d'ébouilisation dans les volumes de relief supraforestiers.....	67
1.1- Cadres lithostructuraux.....	67
1.1.1- Les ensembles morphostructuraux.....	67
1.1.1.1- Les chaînons méridionaux.....	67
1.1.1.2- Les bastions septentrionaux.....	69
1.1.2- Le matériel lithologique.....	71
1.1.2.1- Les facteurs de faiblesses des roches.....	71
1.1.2.2- Les gneiss du socle.....	72
1.1.2.3- Les roches schisteuses.....	73
1.1.2.4- Les roches carbonatées.....	74
1.2- L'évolution morphoclimatique depuis le Würm.....	75
1.2.1- L'englacement quaternaire.....	75
1.2.2- La déglaciation et le façonnement des versants.....	77
1.2.3- L'histoire des versants supraforestiers durant l'Holocène..	79
1.2.3.1- Holocène ancien.....	79
1.2.3.2- Holocène médian.....	80
1.2.3.3- Holocène récent.....	80
1.2.4- Impact du PAG (Petit Âge Glaciaire) sur les dynamiques morphogéniques de l'espace supraforestier.....	81
1.3- Approche spatiale des géosystèmes d'ébouilisation.....	82
1.3.1- Le concept de géosystème et l'étude des versants d'ébouilisation.....	82
1.3.2- Taxonomie des géofaciès d'ébouilisation.....	84
1.3.2.1- Typologie des géofaciès.....	84
1.3.2.1.1- Classification des géofaciès éboulis.....	84
1.3.2.1.2- Classification des géofaciès glaciers rocheux.....	87
1.3.3- Distribution spatiale et caractérisation des versants d'ébouilisation.....	89
1.3.3.1- Méthodologie.....	90
1.3.3.2- Répartition des géofaciès d'ébouilisation et des glaciers rocheux.....	92
1.3.3.3- Description des géofaciès d'ébouilisation.....	96
1.3.3.4- Description des géofaciès glaciers rocheux.....	104
1.3.3.5- Conclusion.....	106
2- La composante biogéographique des paysages supraforestiers.....	107
2.1- Les associations végétales de la haute montagne oriento- pyrénéenne.....	107
2.1.1- Qu'est-ce que l'espace supraforestier ?.....	107
2.1.2- Les formations végétales dominantes.....	108

2.1.2.1- Les formations d'éboulis.....	109
2.1.2.2- Les formations végétales périphériques.....	112
2.2- Des associations aux formations : les paysages végétaux.....	114
2.2.1- Vallée d'Err.....	115
2.2.2- Vallée d'Eyne.....	116
2.2.3- La Coma de la Dona (Mantet).....	117
2.2.4- Vallée de Planès.....	118
2.2.5- Le cirque de la Coquille.....	119
2.3- La dynamique récente de la végétation.....	119
2.4- Des plantes spécifiques, marqueurs de morpho-dynamiques.....	123
2.4.1- <i>Xatardia scabra</i> (Lapeyr.) Meissn.	123
2.4.1.1- Coupe dans la racine.....	125
2.4.1.2- Lignes permanentes.....	126
2.4.1.3- Parcelle témoin.....	127
2.4.2- <i>Cerastium pyrenaicum</i> J. Gay.....	128
2.4.3- <i>Galium cometorhizon</i> Lapeyr.	129
2.4.4- <i>Doronicum grandiflorum</i> [var] <i>viscosum</i> (Freyn & Gaut.) P. Fourn.	129
2.4.5- <i>Ranunculus parnassifolius</i> L.	130
2.4.6- <i>Viola diversifolia</i> (DC.) W. Becker.....	131
2.4.7- <i>Iberis spathulata</i> DC.	131
2.4.8- <i>Senecio leucophyllus</i> DC.	132
2.4.9- <i>Papaver lapeyrousianum</i> Greuter et Burdet.....	133
2.4.10- <i>Crepis pygmaea</i> L.	134
2.5- Des onglés, acteurs de la mobilité des éboulis.....	135

Chapitre 3 : L'ambiance climatique d'altitude..... 143

1- Le climat des hauts bassins.....	145
1.1- Le régime des températures.....	146
1.2- Les précipitations.....	147
1.3- L'enneigement.....	150
1.3.1- Climatologie et enneigement.....	150
1.3.2- Données locales.....	151
1.3.2.1- Hauteurs de neige à Saint-Pierre-dels-Forcats (1 630 m).....	151
1.3.2.2- Variations saisonnières.....	151
1.3.3- Enneigement et avalanches.....	154
1.3.3.1- Les avalanches à l'échelle de la zone d'étude.....	155
1.4- Les vents.....	158
1.5- Les tendances climatiques pluriannuelles.....	160
1.5.1- Réchauffement global depuis le P.A.G.	160
1.5.2- Changement climatique dans les Pyrénées orientales.....	162
1.5.3- Variabilité régionale dans les hautes terres.....	162

2- Approche du climat des hauts massifs.....	168
2.1- Méthodologie.....	168
2.2- Situation des enregistreurs.....	169
2.2.1- Mantet.....	169
2.2.2- Coll del Pal.....	169
2.2.3- Alemany.....	169
2.2.4- Malaza.....	169
2.2.5- Cirque d'Err.....	169
2.2.6- Crête du Puigmal.....	171
2.2.7- Péric nord.....	171
2.2.8- Prat d'Aguilo.....	171
2.2.9- Récapitulatif des enregistreurs.....	171
2.3- La pluviométrie montagnarde.....	174
2.4- L'ambiance thermique d'altitude.....	177
2.4.1- Variabilité du régime thermique en altitude.....	177
2.4.2- Chronologies comparatives.....	178
2.4.3- Gradients thermiques.....	180
2.4.4- Limites techniques des <i>dataloggers</i>	180
2.5- Les phases du comportement thermique annuel des éboulis.....	181
2.5.1- Clés de lecture.....	181
2.5.2- La période estivale (phase 1).....	183
2.5.3- La période de gel automnal (phase 2).....	183
2.5.4- La période nivale (phase 3).....	183
2.5.5- La période de gel printanier (phase 4).....	184
2.6- Les caractéristiques thermiques liées au gel.....	189
2.6.1- La grande fréquence des alternances gel- dégel.....	189
2.6.2- La faible pénétration de l'onde de gel.....	190
2.6.3- La rigueur des minima.....	190
2.6.4- Durée de l'engel profond.....	190
2.6.5- L'amplitude modérée des alternances.....	191
2.7- Un pergélisol oriento-pyrénéen ?	195
2.7.1- Définition.....	196
2.7.2- Les indicateurs du pergélisol.....	196
2.7.3- Existe-t-il un pergélisol dans les éboulis oriento- pyrénéen ?	197
2.8- Ce climat d'altitude est-il réellement morphogène ?.....	198
2.8.1- Facteurs d'efficacité de la gélifraction.....	198
2.8.2- Un climat d'altitude favorable à la gélifraction... ..	199
2.8.3- ...et propice à la gélifluxion <i>sensu lato</i>	200

Chapitre 4 : La dynamique saisonnière des talus d'éboulis : Approche quantitative et systémique – méthodes et résultats..... 205

1- Méthodes d'étude.....	207
1.1- Profil topographique en long.....	207

1.2- Composition granulométrique de la couche de sub-surface.....	208
1.3- Cartographie de la végétation à l'échelle de l'éboulis.....	208
1.3.1- La méthode sigmatiste.....	209
1.3.2- La méthode utilisée.....	209
1.4- Les transects : une approche plurielle.....	210
1.4.1- Profil transversal.....	210
1.4.2- Transect granulométrique.....	210
1.4.3- Bandes peintes / blocs peints.....	211
1.4.4- Cartographie de la végétation à l'échelle du transect.....	214
1.5- La morphodynamique de sub-surface.....	214
1.5.1- Les tubes PVC.....	214
1.5.2- L'utilisation des racines de <i>Xatardia scabra</i> (Lapeyr.) Meissn.	215
2- Résultats : une dynamique saisonnière progressive active.....	216
2.1- Les éboulis surmontés par une paroi.....	217
2.1.1- Malaza.....	217
2.1.1.1- Malaza 1.....	220
2.1.1.2- Malaza 2.....	224
2.1.2- Dona.....	228
2.1.3- Cadi.....	238
2.2- Les versants en voie de régularisation.....	244
2.2.1- Err.....	244
2.2.2.1- Err 1.....	246
2.2.2.2 - Err 2.....	251
2.2.2- Péric.....	255
2.3- Les versants régularisés.....	260
2.3.1- Eyne.....	260
2.3.2- Col d'Arènes.....	265
3- Facteurs explicatifs de la mobilité des débris sur les talus d'éboulis oriento-pyrénéens.....	267
3.1- Constat.....	267
3.2- Mise en perspective.....	269
3.3- Paramètres contrôlant le transit.....	270
3.3.1- Facteurs topographiques et lithologiques.....	271
3.3.1.1- L'exposition.....	271
3.3.1.2- La pente.....	271
3.3.1.3- L'altitude de base des éboulis.....	272
3.3.1.4- La lithologie et la granulométrie.....	273
3.3.2- Facteurs climatiques.....	275
3.3.2.1- Saison cryonivale.....	275
3.3.2.2- Saison estivale.....	282
3.3.3- Facteurs biologiques.....	285
3.4- Bilan : contexte favorable à un transit efficace sur les talus d'éboulis.....	287
4- Lithophytes et morphodynamique.....	291
4.1- Marqueurs biologiques du transit.....	291
4.1.1- Traitements statistiques appliqués aux transects.....	291
4.1.2- Analyse statistique.....	292

4.1.2.1- Analyse univariée.....	293
4.1.2.2- Analyse bivariée.....	294
4.1.2.3- Analyse multivariée.....	297
4.2- Application phytogéomorphologique.....	300
4.2.1- Principe et méthode.....	300
4.2.2- Diagnostic morphodynamique à plusieurs échelles spatiales.....	301
4.2.2.1- Les géotopes.....	301
4.2.2.2- Les géofaciès éboulis.....	302
4.2.2.3- Le géosystème d'éboulisation.....	302
4.2.3- Discussions et limites.....	303
4.3- Étude comparative.....	304

Chapitre 5 : Le fonctionnement global des géosystèmes d'éboulisation oriento-pyrénéens et leur évolution..... 315

1- L'activité des parois rocheuses.....	317
1.1- La production primaire de débris.....	317
1.2- Le transit paroi – cône d'éboulis, en contexte de dynamique progressive.....	319
1.2.1- La neige : collecteur naturel.....	320
1.2.2- La bâche : collecteur artificiel.....	323
1.2.3- Recul des parois.....	325
1.3- Discussion.....	326
1.4- Mise en perspective.....	328
2- Les dynamiques brutales et exceptionnelles.....	329
2.1- Les avalanches.....	329
2.1.1- Leur rôle dans le fonctionnement global du géosystème... ..	330
2.1.2- Observations ponctuelles du phénomène avalancheux.....	330
2.1.3- Impacts morphologiques.....	332
2.2- Les coulées de débris.....	333
2.2.1- Impacts morphologiques des coulées de débris sur les éboulis.....	333
2.2.1.1- L'évènement de l'été 2003.....	335
2.2.1.2- L'évènement de l'été 2006.....	338
2.2.1.3- Signification géomorphologique.....	340
2.2.2- Question de la fréquence de coulées de débris.....	342
2.2.2.1- Lichénométrie.....	347
2.2.2.2- Photographies aériennes.....	326
2.2.2.3- Confrontation des résultats.....	365
2.2.2.4- Discussion et limites des méthodes.....	366
3- Bilan et modélisation.....	367
3.1- Estimation du taux de retrait des parois à différentes échelles spatio-temporelles.....	367
3.1.1- Méthodologie.....	367
3.1.2- Des résultats contrastées.....	369
3.1.2.1- Malaza.....	369

3.1.2.2- Dona.....	372
3.1.2.3- Cadi.....	375
3.1.2.4- Err.....	376
3.1.2.5- Des taux de retrait variables selon la période.....	378
3.1.3- Taux de retrait des paroi « d'ici et d'ailleurs » : mise en perspective.....	379
3.2- Évolution des versants d'ébouilisation dans le contexte climatique actuel.....	381
3.2.1- Scenarii théoriques d'évolution.....	382
3.2.1.1- Variabilité temporelle.....	382
3.2.1.2- Le régime érosif des talweg.....	382
3.2.1.3- Flux et stock de débris.....	383
3.2.2- Évolution des versants d'ébouilisation étudiés.....	385
3.2.2.1- Cubage des volumes de débris transférés dans les systèmes d'ébouilisation.....	385
3.2.2.2- Régularisation, dérégularisation et irrégularisation : proposition de « modèles » conceptuels...	388
3.2.3- Dynamiques brutales contre dynamiques progressives : bilan morphogénique.....	391
4- Dynamique biogéomorphologique des éboulis et changements climatiques.....	392
4.1- Évolution de la végétation lithophile.....	393
4.1.1- Effets prévisibles du changement climatique sur les espèces végétales alpines.....	393
4.1.2- Contrôle des changements.....	394
4.2- Impact sur l'évolution des versants d'ébouilisation.....	397
Conclusion générale.....	403
A- Bilan des apports.....	404
B- Les limites de la recherche.....	411
C- Les perspectives de recherche.....	412
Bibliographie.....	415
Table des figures.....	455
Tables des tableaux.....	468
Table des matières.....	475
Annexes.....	Vol. 2

ÉBOULIS MOBILES ET MARQUEURS BIOGÉOGRAPHIQUES : LE CAS DE LA HAUTE MONTAGNE DES PYRÉNÉES ORIENTALES

Résumé : Cette étude a pour objectif la compréhension du fonctionnement des géosystèmes d'ébouilisation présents dans l'espace supraforestier de la haute montagne des Pyrénées orientales. Quel est le degré d'activité actuel de ces versants d'ébouilisation et comment évoluent-ils ? Quelles relations existe-t-il entre les espèces végétales lithophiles qui les colonisent et les dynamiques morphogéniques ? La haute montagne oriento-pyrénéenne se prête bien à ce type de recherche en raison de l'omniprésence des versants dans un contexte morphologique propice à l'ébouilisation, de la présence de plantes adaptées aux mouvements des éboulis et des nombreuses études anciennement réalisées dans des disciplines variées. Ce travail de recherche est organisé en quatre axes complémentaires afin de répondre au mieux aux questions précédemment posées. Le premier concerne la géographie des éboulis. Les outils cartographiques et statistiques permettent de mieux comprendre la répartition spatiale de ces versants et de les caractériser. Le deuxième axe traite de l'ambiance climatique d'altitude. Les données climatiques locales et celles recueillies grâce à des enregistreurs de températures mettent en évidence le rôle joué par les paramètres thermiques sur l'efficacité de la gélifraction dans les parois et chicots rocheux, et sur le transit des débris. Le troisième vise à quantifier les dynamiques saisonnières sur les talus d'ébouilis et à expliquer les déplacements de matériaux grâce aux paramètres lithologiques, topographiques, climatiques et biologiques. Le fonctionnement global du géosystème prenant en compte les systèmes amont (parois rocheuses et chicots rocheux) et aval (glaciers rocheux, pelouses...) est traité d'une manière plus sommaire que celui des talus d'ébouilis. Enfin, le dernier axe concerne l'étude phytogéomorphologique. Les espèces végétales lithophiles sont utilisées à la fois comme outils de mesure des déplacements des matériaux en sub-surface et comme marqueurs de morphodynamiques particulières sur les éboulis.

Mots clés : Pyrénées, géosystème d'ébouilisation, dynamiques morphogéniques, quantification, paramètres thermiques, phytogéomorphologie, lithophytes.

PHYTOGEOGRAPHICAL INDICATORS OF TALUS DYNAMICS ON ACTIVE SCREES IN THE HIGH RANGES OF THE EASTERN PYRENEES

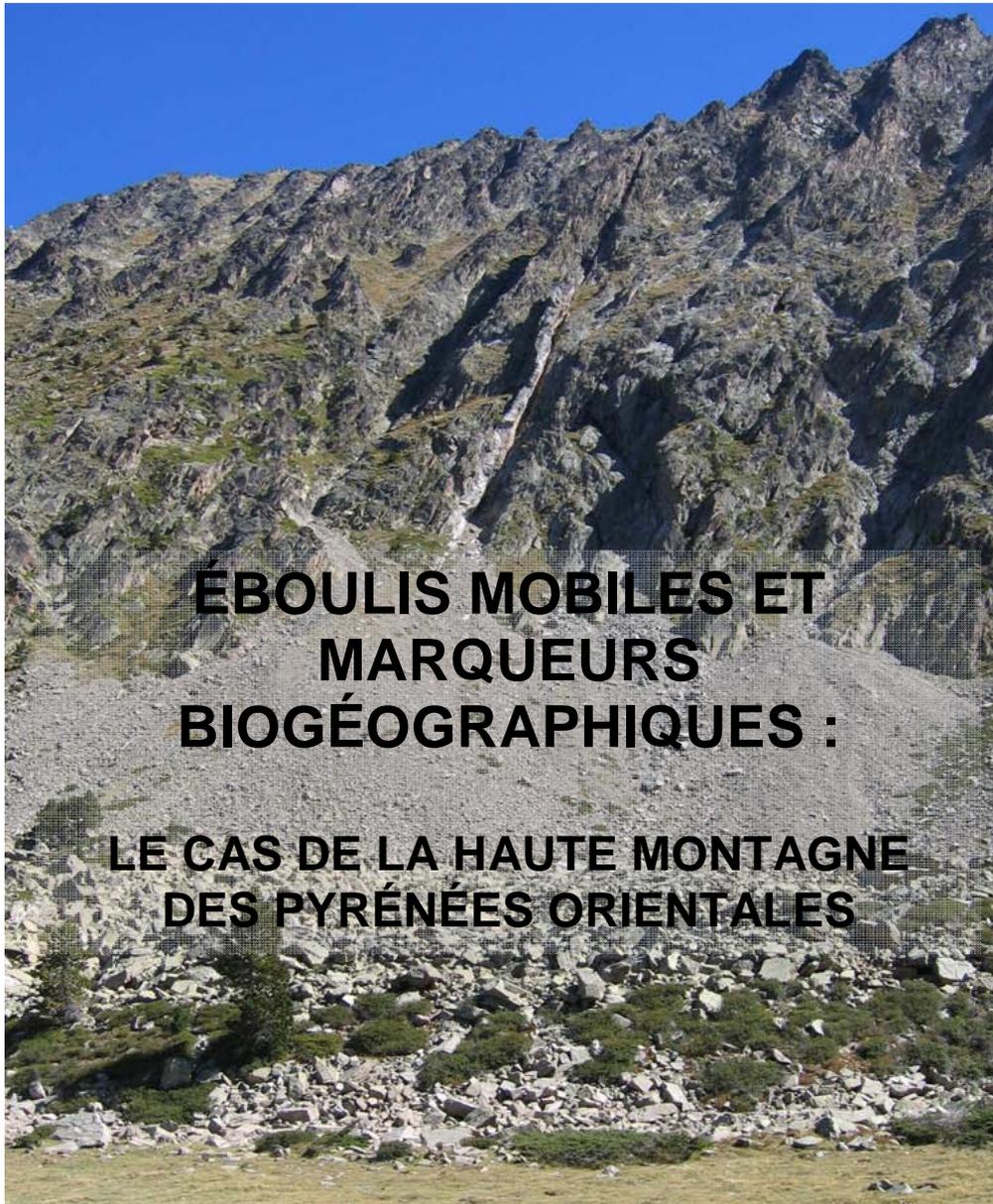
Summary:

This work aims to understand the dynamics of slope debris systems located above the treeline in the eastern Pyrenees. The degree of activity and mode of evolution of these talus slopes is investigated by analysing the relationships that exist between lithophile plant species and slope morphodynamics. The elevated ranges of the eastern Pyrenees are well suited to studying these processes due to a large population of scree deposits occurring in settings favourable to clast production, to the presence of plant species that are adapted to talus instability, and because a number of previous studies have been carried out in the area on a range of related subjects. The study is organized in four parts. We first analyse the spatial distribution and characteristic attributes of screes throughout the area using digital mapping tools and statistical analysis. Then we deal with the climatic environment above the treeline. Local climatic records and original data acquired by dataloggers emphasize the contribution of thermal parameters to both frost shattering on rock faces and to debris movement downslope. This is followed by an attempt to quantify seasonal dynamics on talus slopes and to explain debris displacement based on a combination of lithological, topographic, climatic and biological parameters. The integrated cascade of processes involving debris production, storage and transfer from upslope rock faces to downslope accumulation sites such as rock glaciers and alpine meadows remains less well constrained. Finally, the study focuses on the phytogeomorphological aspects of the scree environment. We used lithophile species as measurement tools for studying debris displacements in the sub-surface and as indicators of a restricted range of sediment transfer dynamics on screes.

Key words: *Pyrenees, talus slope geosystem, morphodynamics, quantification, thermal parameters, phytogeomorphology, lithophile species.*

UNIVERSITÉ DE PERPIGNAN VIA DOMITIA
FACULTÉ DES LETTRES ET SCIENCES HUMAINES

THÈSE DE DOCTORAT
DISCIPLINE : GÉOGRAPHIE



Stéphanie HUC

Thèse soutenue publiquement le 18 novembre 2010,
devant un jury composé de :

Marc CALVET, professeur, université de Perpignan Via Domitia
Marie-Françoise ANDRÉ, professeur, université Blaise Pascal Clermont 2
Charles LECOEUR, professeur, université Paris 1 Panthéon-Sorbonne
Philippe SCHOENEICH, professeur, université Joseph Fourier, Grenoble
Georges ROVERA, enseignant-chercheur, université Joseph Fourier, Grenoble
Léon SERVE, enseignant-chercheur, université de Perpignan Via Domitia

Directeur
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur

*Université de Perpignan Via Domitia
Faculté des Lettres et Sciences Humaines
Laboratoire Medi-Terra JE 2522*

Éboulis mobiles et marqueurs biogéographiques : le cas de la haute montagne des Pyrénées orientales

Thèse présentée pour l'obtention du titre de docteur en géographie

par

Stéphanie Huc

Le 18 novembre 2010

Annexes - Volume 2/2

Composition du jury :

Marc CALVET, professeur, université de Perpignan Via Domitia	Directeur
Marie-Françoise ANDRÉ, professeur, université Blaise Pascal Clermont 2	Rapporteur
Charles LECOEUR, professeur, université Paris 1 Panthéon-Sorbonne	Rapporteur
Philippe SCHOENEICH, professeur, université Joseph Fourier, Grenoble	Examineur
Georges ROVERA, enseignant-chercheur, université Joseph Fourier, Grenoble	Examineur
Léon SERVE, enseignant-chercheur, université de Perpignan Via Domitia	Examineur

Avertissement

Ce volume fait l'objet d'un document indépendant afin de faciliter la lecture du manuscrit contenu dans le volume 1. Les annexes (volume 2) sont numérotées en référence aux cinq chapitres que compose la thèse.

Annexes

Annexe 2.1	Base de données en vue de la caractérisation des éboulis oriento-pyrénéens.	11
Annexe 2.2	Base de données en vue de la caractérisation des glaciers-rocheux oriento-pyrénéens	21
Annexe 2.3	Synsystème (partiel) des groupements d'éboulis de l'espace supraforestier des Pyrénées orientales	25
Annexe 2.4	Synsystème (partiel) des groupements de pelouses alpines de l'espace supraforestier des Pyrénées orientales	26
Annexe 2.5	Synsystème (partiel) des groupements de landes de l'espace supraforestier des Pyrénées orientales	27
Annexe 2.6	Synsystème (partiel) des groupements de combes à neige de l'espace supraforestier des Pyrénées orientales	28
Annexe 2.7	Récapitulatif des informations concernant la ligne permanente de 20 mètres	29
Annexe 2.8	Récapitulatif des informations concernant la ligne permanente de 9 mètres	41
Annexe 3.1	Chronologie séquencée de T_Puig	47
Annexe 3.2	Chronologie séquencée de T_Peric	49
Annexe 3.3	Chronologie séquencée de T_Err	51
Annexe 4.1	Malaza 1 - Bande peinte n°6 - Période 2004/2005	57
Annexe 4.2	Malaza 1 - Bande peinte n°6 - Période 2005/2006	58
Annexe 4.3	Malaza 1 - Bande peinte n°6 - Période 2006/2007	59
Annexe 4.4	Malaza 1 - Bande peinte n°7 - Période 2005/2006	60
Annexe 4.5	Malaza 1 - Bande peinte n°7 - Période 2006/2007	61
Annexe 4.6	Malaza 1 - Bande peinte n°8 - Période 2005/2006	62
Annexe 4.7	Malaza 1 - Bande peinte n°8 - Période 2006/2007	63
Annexe 4.8	Malaza 2 - Bande peinte n°4 - Période 2004/2005	67
Annexe 4.9	Malaza 2 - Bande peinte n°4 - Période 2005/2006	68
Annexe 4.10	Malaza 2 - Bande peinte n°4 - Période 2006/2007	69

Annexe 4.11	Malaza 2 - Bande peinte n°3 - Période 2004/2005	70
Annexe 4.12	Malaza 2 - Bande peinte n°3 - Période 2005/2006	71
Annexe 4.13	Malaza 2 - Bande peinte n°3 - Période 2006/2007	72
Annexe 4.14	Malaza 2 - Bande peinte n°1 - Période 2004/2005	73
Annexe 4.15	Malaza 2 - Bande peinte n°1 - Période 2005/2006	74
Annexe 4.16	Malaza 2 - Bande peinte n°1 - Période 2006/2007	75
Annexe 4.17	Malaza 2 - Bande peinte n°2 - Période 2004/2005	76
Annexe 4.18	Malaza 2 - Bande peinte n°2 - Période 2005/2006	77
Annexe 4.19	Malaza 2 - Bande peinte n°2 - Période 2006/2007	78
Annexe 4.20	Malaza 2 - Bande peinte n°5 - Période 2004/2005/2006/2007	79
Annexe 4.21	Dona - Bande peinte n°1 - Période 2004/2005	83
Annexe 4.22	Dona - Bande peinte n°1 - Période 2005/2006	84
Annexe 4.23	Dona - Bande peinte n°1 - Période 2006/2007	85
Annexe 4.24	Dona - Bande peinte n°2 - Période 2004/2005	86
Annexe 4.25	Dona - Bande peinte n°2 - Période 2005/2006	87
Annexe 4.26	Dona - Bande peinte n°2 - Période 2006/2007	88
Annexe 4.27	Dona - Bande peinte n°3 - Période 2004/2005	89
Annexe 4.28	Dona - Bande peinte n°3 - Période 2005/2006	90
Annexe 4.29	Dona - Bande peinte n°3 - Période 2006/2007	91
Annexe 4.30	Cadi - Bande peinte n°3 - Période estivale 2006	95
Annexe 4.31	Cadi - Bande peinte n°3 - Période 2006/2007	96
Annexe 4.32	Cadi - Bande peinte n°2 - Période 2004/2005	97
Annexe 4.33	Cadi - Bande peinte n°2 - Période 2005/2006	98
Annexe 4.34	Cadi - Bande peinte n°2 - Période 2006/2007	99
Annexe 4.35	Cadi - Bande peinte n°1 - Période 2004/2005	100
Annexe 4.36	Cadi - Bande peinte n°1 - Période 2005/2006	101
Annexe 4.37	Cadi - Bande peinte n°1 - Période 2006/2007	102

Annexe 4.38	Err 1 - Bande peinte n°5 - Période 2005/2006	105
Annexe 4.39	Err 1 - Bande peinte n°5 - Période 2006/2007	106
Annexe 4.40	Err 1 - Bande peinte n°6 - Période 2005/2006	107
Annexe 4.41	Err 1 - Bande peinte n°6 - Période 2006/2007	108
Annexe 4.42	Err 1 - Bande peinte n°1 - Période 2004/2005	109
Annexe 4.43	Err 1 - Bande peinte n°1 - Période 2005/2006	110
Annexe 4.44	Err 1 - Bande peinte n°1 - Période 2006/2007	111
Annexe 4.45	Err 1 - Bande peinte n°2 - Période 2004/2005	112
Annexe 4.46	Err 1 - Bande peinte n°2 - Période 2005/2006	113
Annexe 4.47	Err 1 - Bande peinte n°2 - Période 2006/2007	114
Annexe 4.48	Err 1 - Bande peinte n°3 - Période 2004/2005	115
Annexe 4.49	Err 1 - Bande peinte n°3 - Période 2005/2006	116
Annexe 4.50	Err 1 - Bande peinte n°3 - Période 2006/2007	117
Annexe 4.51	Err 1 - Bande peinte n°4 - Période 2004/2005	118
Annexe 4.52	Err 1 - Bande peinte n°4 - Période 2005/2006	119
Annexe 4.53	Err 1 - Bande peinte n°4 - Période 2006/2007	120
Annexe 4.54	Err 2 - Bande peinte n°1 - Période 2005/2006	123
Annexe 4.55	Err 2 - Bande peinte n°1 - Période 2006/2007	124
Annexe 4.56	Err 2 - Bande peinte n°2 - Période 2005/2006	125
Annexe 4.57	Err 2 - Bande peinte n°2 - Période 2006/2007	126
Annexe 4.58	Err 2 - Bande peinte n°3 - Période 2005/2006	127
Annexe 4.59	Err 2 - Bande peinte n°3 - Période 2006/2007	128
Annexe 4.60	Péric - Bande peinte n°1 - Période estivale 2006	131
Annexe 4.61	Péric - Bande peinte n°1 - Période 2006/2007	132
Annexe 4.62	Péric - Bande peinte n°2 - Période estivale 2006	133
Annexe 4.63	Péric - Bande peinte n°2 - Période 2006/2007	134
Annexe 4.64	Péric - Bande peinte n°3 - Période estivale 2006	135

Annexe 4.65	Péric - Bande peinte n°3 - Période 2006/2007	136
Annexe 4.66	Péric - Bande peinte n°4 - Période estivale 2006	137
Annexe 4.67	Péric - Bande peinte n°4 - Période 2006/2007	138
Annexe 4.68	Eyne - Bande peinte n°1 - Période 2005/2006	141
Annexe 4.69	Eyne - Bande peinte n°1 - Période 2006/2007	142
Annexe 4.70	Eyne - Bande peinte n°2 - Période 2005/2006	143
Annexe 4.71	Eyne - Bande peinte n°2 - Période 2006/2007	144
Annexe 4.72	Eyne - Bande peinte n°3 - Période 2005/2006	145
Annexe 4.73	Eyne - Bande peinte n°3 - Période 2006/2007	146
Annexe 4.74	Tableaux des significativités par case (résultats des analyses bivariées)	147
Annexe 4.75	Tableau des contributions (résultats de l'A.F.C.M.)	153
Annexe 5.1	Calculs des volumes déplacés, à partir des racines de <i>Xatardia scabra</i>	155

Annexe 2.1 - Base de données en vue de la caractérisation des éboulis oriento-pyrénéens.

Type de formation :

vvr : versants en voie de régularisation ; vr : versant régularisé ; epd, éboulis surmonté d'une paroi découpée ; ecc : éboulis surmonté d'une corniche continue

Végétation :

NON : le recouvrement de la végétation occupe moins de 50 % de sa surface : OUI : le recouvrement de la végétation occupe plus de 50 % de sa surface

Type de système :

ouvert : le système est ouvert sur un torrent ou un glacier rocheux frais ; fermé : le système est fermé sur une pelouse, un glacier rocheux relique, une moraine...

Massif	Lithologie	Exposition	Type de formation	Végétation	Altitude max	Altitude min	Dénivellation	Type de système
puigmal_caranca	schiste	sw	vvr	NON	2540	2240	300	ouvert
puigmal_caranca	schiste	sse	vvr	NON	2660	2450	210	ouvert
puigmal_caranca	schiste	se	vvr	NON	2550	2400	150	ouvert
puigmal_caranca	schiste	sw	vr	NON	2610	2500	110	ouvert
puigmal_caranca	schiste	w	vvr	NON	2540	2430	110	ouvert
puigmal_caranca	schiste	sse	vvr	NON	2530	2370	160	fermé
carlit	schiste	s	vr	NON	2800	2400	400	fermé
carlit	schiste	sw	epd	NON	2800	2380	420	ouvert
carlit	schiste	n	epd	NON	2800	2400	400	fermé
carlit	schiste	ese	epd	NON	2700	2450	250	fermé
carlit	schiste	e	vvr	NON	2690	2350	340	fermé
carlit	schiste	s	vvr	NON	2600	2550	50	ouvert
carlit	schiste	se	vvr	NON	2580	2530	50	ouvert
carlit	schiste	e	vvr	NON	2680	2560	120	ouvert
carlit	schiste	nne	epd	NON	2520	2400	120	fermé
carlit	schiste	nne	epd	NON	2440	2200	240	fermé
carlit	schiste	ne	vvr	NON	2450	2200	250	ouvert
carlit	schiste	se	vr	NON	2500	2280	220	fermé
carlit	schiste	n	vvr	NON	2710	2490	220	ouvert
carlit	schiste	wsw	epd	NON	2700	2400	300	fermé
carlit	schiste	s	vvr	NON	2650	2500	150	fermé
carlit	schiste	se	vvr	OUI	2630	2470	160	fermé
carlit	schiste	nnw	vvr	NON	2750	2400	350	fermé
carlit	schiste	w	vvr	NON	2800	2550	250	fermé
carlit	schiste	w	vvr	NON	2750	2650	100	fermé
carlit	schiste	e	epd	NON	2740	2570	170	fermé

carlit	schiste	nne	epd	NON	2830	2480	350	fermé
carlit	schiste	sw	vr	NON	2700	2680	20	fermé
carlit	schiste	n	vr	NON	2700	2620	80	fermé
carlit	schiste	e	epd	NON	2790	2520	270	fermé
carlit	schiste	n	vvr	NON	2750	2370	380	fermé
carlit	schiste	nnw	epd	NON	2800	2600	200	fermé
carlit	schiste	nw	ecc	NON	2800	2220	580	fermé
carlit	schiste	sw	vvr	OUI	2530	2430	100	fermé
porte_puymorens	granite	nnw	epd	NON	2780	2250	530	fermé
porte_puymorens	granite	nnw	epd	NON	2810	2370	440	fermé
porte_puymorens	granite	n	epd	NON	2860	2550	310	fermé
puigmal_caranca	gneiss	n	epd	NON	2750	2320	430	fermé
puigmal_caranca	gneiss	w	ecc	NON	2770	2280	490	fermé
puigmal_caranca	gneiss	n	vvr	NON	2700	2500	200	fermé
puigmal_caranca	gneiss	e	vr	OUI	2700	2600	100	fermé
puigmal_caranca	gneiss	sw	ecc	NON	2640	2400	240	fermé
carlit	schiste	nw	epd	NON	2600	2130	470	fermé
carlit	schiste	w	epd	NON	2760	2110	650	fermé
carlit	schiste	s	vvr	OUI	2525	2230	295	ouvert
carlit	schiste	ne	vvr	OUI	2450	2200	250	ouvert
carlit	schiste	n	epd	NON	2450	2030	420	fermé
carlit	schiste	sw	epd	NON	2760	2550	210	ouvert
carlit	schiste	ne	epd	NON	2700	2330	370	fermé
carlit	schiste	e	epd	NON	2740	2330	410	ouvert
carlit	schiste	nw	ecc	NON	2740	2270	470	fermé
carlit	schiste	nw	epd	NON	2550	2350	200	fermé
carlit	schiste	sw	epd	NON	2600	2250	350	fermé
carlit	schiste	n	epd	NON	2480	2330	150	fermé
carlit	schiste	n	epd	NON	2670	2400	270	fermé
carlit	schiste	s	vr	OUI	2670	2350	320	fermé
carlit	schiste	n	epd	NON	2620	2280	340	fermé
carlit	schiste	se	vr	OUI	2650	2330	320	fermé
carlit	schiste	n	epd	NON	2800	2400	400	fermé
carlit	schiste	w	epd	NON	2840	2440	400	fermé
carlit	schiste	s	vr	OUI	2720	2550	170	fermé

carlit	schiste	nnw	epd	NON	2660	2300	360	fermé
porte_puymorens	granite	w	epd	NON	2850	2350	500	fermé
porte_puymorens	granite	n	epd	NON	2640	2180	460	fermé
porte_puymorens	granite	n	epd	NON	2630	2340	290	fermé
porte_puymorens	granite	n	epd	NON	2890	2020	870	fermé
carlit	schiste	s	epd	NON	2830	2470	360	fermé
carlit	schiste	e	vvr	NON	2835	2430	405	fermé
carlit	schiste	s	vvr	NON	2835	2430	405	fermé
carlit	schiste	se	vvr	NON	2800	2400	400	fermé
carlit	schiste	n	ecc	NON	2620	2200	420	fermé
carlit	schiste	s	vvr	OUI	2830	2500	330	fermé
carlit	schiste	s	vvr	NON	2740	2500	240	ouvert
puigmal_caranca	schiste	se	vr	NON	2600	2400	200	ouvert
puigmal_caranca	schiste	e	vr	OUI	2540	2380	160	fermé
puigmal_caranca	schiste	w	vvr	NON	2760	2220	540	fermé
puigmal_caranca	schiste	e	vvr	NON	2910	2500	410	fermé
puigmal_caranca	schiste	e	vvr	NON	2910	2620	290	fermé
puigmal_caranca	schiste	n	vvr	NON	2760	2400	360	fermé
puigmal_caranca	schiste	n	vvr	NON	2840	2590	250	fermé
puigmal_caranca	schiste	e	vr	NON	2840	2320	520	fermé
puigmal_caranca	schiste	se	vr	NON	2820	2420	400	ouvert
puigmal_caranca	schiste	s	vr	NON	2820	2240	580	ouvert
puigmal_caranca	schiste	sw	vvr	NON	2850	2460	390	ouvert
puigmal_caranca	schiste	w	vvr	NON	2820	2400	420	fermé
puigmal_caranca	schiste	sw	vvr	NON	2615	2330	285	fermé
puigmal_caranca	schiste	e	vr	NON	2690	2430	260	fermé
puigmal_caranca	schiste	n	vvr	NON	2820	2470	350	fermé
puigmal_caranca	schiste	e	vvr	NON	2770	2140	630	fermé
puigmal_caranca	schiste	s	vvr	NON	2780	2200	580	ouvert
puigmal_caranca	schiste	w	vvr	NON	2700	2240	460	fermé
puigmal_caranca	schiste	w	epd	NON	2720	2400	320	fermé
puigmal_caranca	gneiss	e	epd	NON	2850	2410	440	fermé
puigmal_caranca	schiste	w	vvr	OUI	2800	2300	500	fermé
puigmal_caranca	schiste	ese	vr	NON	2880	2520	360	fermé
puigmal_caranca	schiste	se	vvr	NON	2720	2360	360	fermé

puigmal_caranca	schiste	e	vr	NON	2700	2320	380	fermé
puigmal_caranca	schiste	s	vr	NON	2630	2320	310	fermé
puigmal_caranca	schiste	nw	vvr	NON	2760	2420	340	fermé
carlit	schiste	sw	vvr	NON	2760	2530	230	fermé
carlit	schiste	ne	vvr	NON	2710	2410	300	ouvert
carlit	schiste	e	vvr	NON	2760	2490	270	fermé
carlit	schiste	ne	vvr	OUI	2670	2370	300	fermé
carlit	schiste	n	epd	NON	2500	2260	240	fermé
carlit	schiste	sse	vvr	OUI	2650	2390	260	ouvert
carlit	schiste	se	vvr	OUI	2800	2370	430	fermé
carlit	schiste	n	epd	NON	2920	2580	340	fermé
carlit	schiste	ne	vvr	OUI	2900	2480	420	fermé
carlit	schiste	n	vvr	NON	2670	2420	250	fermé
carlit	schiste	e	vvr	OUI	2670	2280	390	fermé
carlit	schiste	s	vvr	OUI	2640	2350	290	fermé
carlit	schiste	w	epd	NON	2920	2470	450	fermé
carlit	schiste	nne	epd	NON	2750	2350	400	fermé
carlit	schiste	sw	vvr	NON	2870	2480	390	fermé
carlit	schiste	e	vvr	NON	2840	2480	360	fermé
carlit	schiste	e	epd	NON	2800	2470	330	fermé
carlit	schiste	n	vvr	NON	2670	2300	370	fermé
porte_puymorens	granite	nw	epd	NON	2810	2020	790	fermé
porte_puymorens	granite	e	epd	NON	2730	2300	430	fermé
porte_puymorens	granite	se	vvr	OUI	2780	2300	480	fermé
porte_puymorens	granite	ene	epd	NON	2790	2470	320	fermé
porte_puymorens	granite	e	ecc	NON	2790	2380	410	fermé
porte_puymorens	granite	ene	vr	OUI	2780	2490	290	fermé
porte_puymorens	granite	w	ecc	NON	2680	2200	480	fermé
porte_puymorens	granite	n	epd	NON	2870	2300	570	fermé
porte_puymorens	granite	ne	epd	NON	2770	2460	310	fermé
porte_puymorens	granite	n	epd	NON	2740	2510	230	fermé
porte_puymorens	granite	e	vr	OUI	2780	2490	290	fermé
porte_puymorens	granite	n	epd	NON	2820	2450	370	fermé
porte_puymorens	granite	n	epd	NON	2820	2310	510	fermé
puigmal_caranca	gneiss	e	vvr	OUI	2770	2420	350	fermé

puigmal_caranca	gneiss	nw	ecc	NON	2700	2200	500	fermé
puigmal_caranca	gneiss	wnw	epd	NON	2850	2500	350	fermé
puigmal_caranca	schiste	w	vvr	NON	2860	2530	330	fermé
puigmal_caranca	schiste	ne	vvr	OUI	2780	2450	330	fermé
puigmal_caranca	schiste	s	vvr	NON	2860	2400	460	fermé
puigmal_caranca	schiste	nw	vvr	NON	2790	2400	390	fermé
puigmal_caranca	schiste	s	vvr	NON	2800	2360	440	fermé
puigmal_caranca	schiste	nw	vvr	NON	2760	2480	280	fermé
puigmal_caranca	schiste	n	vvr	NON	2800	2500	300	fermé
puigmal_caranca	gneiss	w	ecc	NON	2785	2260	525	fermé
puigmal_caranca	schiste	n	vvr	OUI	2790	2460	330	fermé
puigmal_caranca	gneiss	e	epd	NON	2650	2180	470	fermé
puigmal_caranca	schiste	w	vvr	NON	2790	2640	150	fermé
puigmal_caranca	schiste	e	vvr	OUI	2790	2600	190	fermé
puigmal_caranca	schiste	n	epd	NON	2820	2650	170	fermé
puigmal_caranca	schiste	n	epd	NON	2655	2450	205	fermé
puigmal_caranca	gneiss	nw	epd	NON	2680	2450	230	fermé
puigmal_caranca	gneiss	se	vvr	OUI	2785	2340	445	fermé
puigmal_caranca	gneiss	n	ecc	NON	2785	2460	325	fermé
puigmal_caranca	gneiss	se	vvr	OUI	2720	2400	320	fermé
puigmal_caranca	schiste	ne	epd	NON	2850	2480	370	fermé
puigmal_caranca	gneiss	w	epd	NON	2865	2470	395	fermé
puigmal_caranca	gneiss	n	epd	NON	2850	2600	250	fermé
puigmal_caranca	gneiss	e	vr	OUI	2700	2550	150	fermé
puigmal_caranca	gneiss	w	epd	NON	2750	2350	400	fermé
puigmal_caranca	gneiss	nw	vvr	NON	2880	2580	300	fermé
puigmal_caranca	gneiss	e	vr	OUI	2850	2500	350	fermé
puigmal_caranca	gneiss	w	epd	NON	2730	2350	380	fermé
puigmal_caranca	gneiss	ne	vvr	OUI	2750	2430	320	fermé
puigmal_caranca	gneiss	w	epd	NON	2640	2500	140	fermé
puigmal_caranca	schiste	n	vr	NON	2880	2530	350	fermé
puigmal_caranca	gneiss	n	epd	NON	2845	2350	495	fermé
puigmal_caranca	gneiss	s	vr	OUI	2845	2610	235	fermé
puigmal_caranca	gneiss	ne	vvr	OUI	2750	2380	370	fermé
puigmal_caranca	schiste	se	vr	NON	2760	2400	360	fermé

puigmal_caranca	schiste	s	vvr	NON	2750	2560	190	fermé
puigmal_caranca	schiste	s	vr	OUI	2820	2580	240	ouvert
puigmal_caranca	gneiss	s	vr	OUI	2880	2500	380	fermé
puigmal_caranca	gneiss	n	epd	NON	2680	2260	420	fermé
puigmal_caranca	gneiss	ene	vvr	OUI	2700	2300	400	fermé
puigmal_caranca	gneiss	s	vvr	OUI	2670	2500	170	fermé
puigmal_caranca	gneiss	n	epd	NON	2670	2240	430	fermé
puigmal_caranca	gneiss	s	vvr	OUI	2660	2230	430	fermé
puigmal_caranca	gneiss	se	vr	OUI	2630	2400	230	fermé
puigmal_caranca	gneiss	w	epd	OUI	2630	2200	430	fermé
puigmal_caranca	gneiss	se	vvr	OUI	2800	2480	320	fermé
puigmal_caranca	gneiss	s	vvr	OUI	2690	2400	290	fermé
puigmal_caranca	gneiss	s	vvr	OUI	2700	2350	350	fermé
canigou	gneiss	n	epd	NON	2720	2350	370	fermé
canigou	gneiss	n	epd	NON	2725	2400	325	fermé
canigou	gneiss	w	epd	NON	2665	2300	365	fermé
canigou	gneiss	n	epd	NON	2710	2250	460	fermé
canigou	gneiss	e	vvr	OUI	2650	2200	450	fermé
canigou	gneiss	ne	epd	NON	2730	2280	450	fermé
canigou	gneiss	s	vvr	OUI	2710	2310	400	fermé
canigou	gneiss	ne	epd	NON	2780	2330	450	fermé
canigou	gneiss	nw	ecc	NON	2730	2330	400	fermé
canigou	gneiss	s	vvr	NON	2720	2350	370	fermé
canigou	gneiss	s	vvr	NON	2780	2400	380	fermé
canigou	gneiss	s	vr	OUI	2700	2050	650	fermé
canigou	gneiss	e	epd	NON	2665	2150	515	fermé
carlit	schiste	se	ecc	NON	2920	2570	350	fermé
carlit	schiste	s	vr	NON	2800	2470	330	fermé
porte_puymorens	granite	nw	vvr	OUI	2710	2450	260	fermé
porte_puymorens	granite	n	ecc	NON	2610	2490	120	fermé
porte_puymorens	granite	w	epd	NON	2600	2380	220	fermé
porte_puymorens	granite	n	epd	NON	2780	2610	170	fermé
porte_puymorens	granite	n	epd	NON	2510	2300	210	fermé
porte_puymorens	granite	n	epd	NON	2730	2330	400	fermé
porte_puymorens	granite	e	vvr	OUI	2595	2450	145	fermé

porte_puymorens	granite	e	vr	OUI	2820	2490	330	fermé
porte_puymorens	granite	ene	vvr	NON	2700	2370	330	fermé
puigmal_caranca	gneiss	n	epd	NON	2750	2430	320	fermé
carlit	schiste	n	vvr	NON	2700	2500	200	fermé
canigou	gneiss	n	vvr	NON	2690	2200	490	fermé
canigou	gneiss	ne	vr	NON	2700	2220	480	fermé
puigmal_caranca	schiste	s	vr	NON	2600	2330	270	ouvert
puigmal_caranca	schiste	s	vr	NON	2767	2520	247	ouvert
puigmal_caranca	schiste	s	vvr	NON	2810	2480	330	ouvert
puigmal_caranca	schiste	w	vvr	NON	2810	2520	290	ouvert
puigmal_caranca	schiste	s	vr	NON	2600	2340	260	ouvert
puigmal_caranca	schiste	s	vr	NON	2600	2510	90	ouvert
puigmal_caranca	schiste	sw	vr	NON	2600	2480	120	ouvert
puigmal_caranca	schiste	sw	vvr	NON	2910	2460	450	ouvert
svrre de cadí	calcaire	n	ecc	OUI	2150	1850	300	fermé
svrre de cadí	calcaire	n	ecc	NON	2250	2030	220	fermé
svrre de cadí	calcaire	n	epd	NON	2500	1900	600	fermé
svrre de cadí	calcaire	n	ecc	NON	2300	1930	370	fermé
svrre de cadí	calcaire	n	epd	NON	2500	1880	620	fermé
svrre de cadí	calcaire	n	ecc	OUI	2450	2150	300	fermé
svrre de cadí	calcaire	n	epd	OUI	2470	2120	350	fermé
svrre de cadí	calcaire	ne	epd	OUI	2300	1960	340	fermé
svrre de cadí	calcaire	n	epd	OUI	2490	2000	490	fermé
svrre de cadí	calcaire	n	ecc	OUI	2340	2000	340	fermé
svrre de cadí	calcaire	n	epd	NON	2450	1940	510	fermé
svrre de cadí	calcaire	n	ecc	OUI	2400	2150	250	fermé
svrre de cadí	calcaire	n	epd	OUI	2300	1920	380	fermé
svrre de cadí	calcaire	ne	ecc	OUI	2400	2200	200	fermé
svrre de cadí	calcaire	ne	epd	OUI	2400	2110	290	fermé
svrre de cadí	calcaire	n	ecc	OUI	2300	1900	400	fermé
svrre de cadí	calcaire	n	ecc	OUI	2150	1930	220	fermé
svrre de cadí	calcaire	n	epd	OUI	2100	1880	220	fermé
svrre de cadí	calcaire	n	ecc	OUI	2200	1950	250	fermé
svrre de cadí	calcaire	n	ecc	OUI	2080	1880	200	fermé
svrre de cadí	calcaire	n	ecc	NON	2200	1880	320	fermé

svrre de cad	calcaire	ne	ecc	OUI	2250	2100	150	fermé
svrre de cad	calcaire	ne	ecc	OUI	2320	2120	200	fermé
svrre de cad	calcaire	n	epd	NON	2280	1870	410	fermé
svrre de cad	calcaire	n	ecc	OUI	2300	2000	300	fermé
svrre de cad	calcaire	ne	epd	OUI	2200	1920	280	fermé
svrre de cad	calcaire	n	vvr	OUI	2260	1960	300	fermé
svrre de cad	calcaire	n	vvr	OUI	2330	2250	80	fermé
svrre de cad	calcaire	n	ecc	OUI	2450	2200	250	fermé
nord andorre	schiste	s	vr	NON	2910	2650	260	fermé
nord andorre	schiste	s	vr	OUI	2650	2530	120	ouvert
nord andorre	schiste	s	vr	OUI	2550	2510	40	fermé
nord andorre	schiste	s	vr	OUI	2780	2550	230	ouvert
nord andorre	schiste	n	ecc	NON	2860	2600	260	fermé
nord andorre	schiste	n	epd	NON	2700	2550	150	fermé
nord andorre	schiste	e	epd	NON	2750	2630	120	fermé
nord andorre	schiste	e	epd	NON	2630	2500	130	fermé
nord andorre	schiste	w	vvr	NON	2600	2500	100	fermé
nord andorre	schiste	e	epd	NON	2650	2480	170	fermé
nord andorre	schiste	s	vr	OUI	2600	2460	140	fermé
nord andorre	schiste	e	vvr	OUI	2600	2500	100	fermé
nord andorre	schiste	w	vvr	OUI	2580	2400	180	fermé
nord andorre	schiste	w	vvr	NON	2700	2600	100	fermé
nord andorre	schiste	s	vr	OUI	2910	2540	370	fermé
nord andorre	schiste	n	epd	NON	2860	2650	210	fermé
nord andorre	schiste	n	epd	NON	2720	2640	80	fermé
nord andorre	schiste	n	epd	NON	2600	2420	180	fermé
nord andorre	schiste	n	ecc	NON	2730	2550	180	fermé
nord andorre	schiste	s	vvr	OUI	2730	2560	170	fermé
nord andorre	schiste	w	vvr	OUI	2900	2550	350	ouvert
nord andorre	schiste	e	vvr	OUI	2910	2680	230	ouvert
nord andorre	schiste	e	epd	NON	2910	2600	310	ouvert
nord andorre	schiste	se	vvr	NON	2910	2600	310	fermé
nord andorre	schiste	w	vvr	NON	2750	2600	150	fermé
nord andorre	schiste	n	epd	NON	2850	2450	400	fermé
nord andorre	schiste	e	epd	NON	2550	2400	150	fermé

nord andorre	schiste	nw	vvr	NON	2540	2400	140	fermé
nord andorre	schiste	sw	vr	OUI	2670	2450	220	fermé
nord andorre	schiste	w	vr	NON	2660	2500	160	fermé
nord andorre	schiste	sw	vr	NON	2640	2500	140	fermé
nord andorre	calcaire	w	epd	NON	2740	2500	240	fermé
nord andorre	calcaire	nw	ecc	NON	2690	2550	140	fermé
nord andorre	calcaire	n	epd	NON	2740	2550	190	fermé
nord andorre	calcaire	n	vr	NON	2740	2450	290	fermé
nord andorre	schiste	e	epd	NON	2760	2650	110	fermé
nord andorre	schiste	sw	vr	OUI	2860	2480	380	fermé

Annexe 2.2 - Base de données en vue de la caractérisation des glaciers rocheux oriento-pyrénéens.

Type de formation :

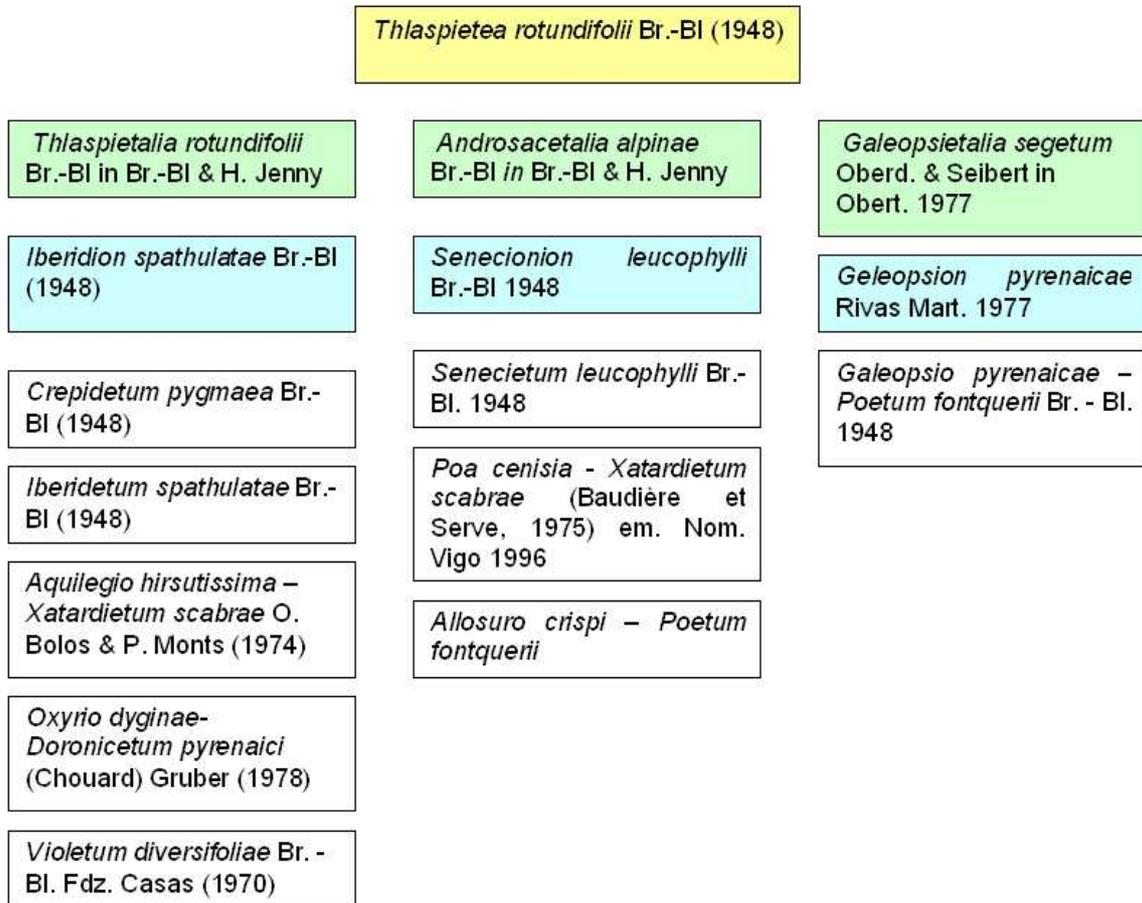
grf : glaciers rocheux frais ; grr : glacier rocheux relictuels

massif	Lithologie	Exposition	Type de formation	Altitude max	Altitude min	Dénivellation
carlit	schiste	wnw	grf	2650	2560	90
puigmal_caranca	gneiss	w	grr	2380	2210	170
carlit	schiste	nw	grr	2130	2000	130
carlit	schiste	w	grr	2010	1980	30
carlit	schiste	w	grf	2670	2630	40
carlit	schiste	nw	grr	2270	2140	130
carlit	schiste	n	grf	2400	2350	50
carlit	schiste	n	grr	2400	2170	230
carlit	schiste	n	grr	2440	2250	190
porte_puymorens	granite	w	grf	2400	2350	50
porte_puymorens	granite	n	grgr	2550	2250	300
porte_puymorens	granite	n	grr	2400	2240	160
porte_puymorens	granite	n	grr	2550	2340	210
porte_puymorens	granite	n	grr	2530	2330	200
porte_puymorens	granite	n	grr	2510	2310	200
carlit	schiste	n	grr	2460	2280	180
carlit	schiste	nw	grf	2590	2470	120
puigmal_caranca	schiste	e	grf	2820	2560	260
puigmal_caranca	schiste	n	grf	2780	2590	190
puigmal_caranca	schiste	w	grr	2620	2400	220
puigmal_caranca	gneiss	w	grgr	2650	2490	160
puigmal_caranca	schiste	s	grr	2540	2300	240
puigmal_caranca	schiste	e	grr	2430	2310	120
carlit	schiste	se	grr	2320	2190	130
carlit	schiste	nne	grr	2350	2270	80
carlit	schiste	ne	grr	2300	2160	140
carlit	schiste	e	grgr	2500	2350	150
carlit	schiste	nne	grr	2450	2300	150
carlit	schiste	n	grf	2490	2400	90

carlit	schiste	w	grr	2340	2600	-260
carlit	schiste	nne	grr	2450	2280	170
carlit	schiste	nnw	grf	2630	2330	300
carlit	schiste	n	grr	2450	2250	200
carlit	schiste	e	grr	2590	2540	50
carlit	schiste	n	grr	2610	2520	90
carlit	schiste	n	grr	2460	2370	90
carlit	schiste	e	grr	2400	2350	50
carlit	schiste	s	grr	2500	2430	70
carlit	schiste	n	grr	2640	2330	310
carlit	schiste	s	grr	2520	2430	90
carlit	schiste	e	grr	2600	2400	200
carlit	schiste	n	grr	2570	2280	290
porte_puymorens	granite	nw	grgr	2550	2100	450
porte_puymorens	granite	e	grr	2400	2290	110
porte_puymorens	granite	se	grr	2550	2250	300
porte_puymorens	granite	e	grr	2600	2250	350
porte_puymorens	granite	s	grr	2510	2370	140
porte_puymorens	granite	n	grgr	2600	2500	100
porte_puymorens	granite	w	grr	2420	2150	270
porte_puymorens	granite	nw	grr	2650	2460	190
porte_puymorens	granite	n	grgr	2630	2400	230
porte_puymorens	granite	n	grr	2560	2410	150
puigmal_caranca	schiste	e	grr	2400	2300	100
puigmal_caranca	schiste	s	grr	2530	2460	70
puigmal_caranca	gneiss	nw	grr	2500	2250	250
puigmal_caranca	schiste	nw	grr	2540	2410	130
puigmal_caranca	gneiss	sw	grr	2550	2300	250
puigmal_caranca	gneiss	w	grr	2400	2300	100
puigmal_caranca	gneiss	e	grr	2360	2170	190
puigmal_caranca	schiste	n	grf	2750	2580	170
puigmal_caranca	schiste	n	grr	2450	2300	150
puigmal_caranca	gneiss	ne	grgr	2600	2300	300
puigmal_caranca	gneiss	ne	grgr	2550	2350	200
puigmal_caranca	gneiss	w	grr	2670	2350	320

puigmal_caranca	gneiss	n	grf	2670	2550	120
puigmal_caranca	gneiss	w	grr	2600	2270	330
puigmal_caranca	gneiss	nw	grf	2680	2590	90
puigmal_caranca	gneiss	w	grr	2630	2300	330
puigmal_caranca	gneiss	e	grr	2480	2380	100
puigmal_caranca	gneiss	w	grr	2500	2540	-40
puigmal_caranca	gneiss	n	grr	2630	2380	250
puigmal_caranca	gneiss	n	grgr	2510	2340	170
puigmal_caranca	gneiss	n	grr	2450	2190	260
puigmal_caranca	gneiss	s	grr	2420	2300	120
puigmal_caranca	gneiss	w	grr	2370	2180	190
puigmal_caranca	gneiss	e	grr	2550	2420	130
canigou	gneiss	n	grr	2370	2200	170
canigou	gneiss	w	grr	2550	2290	260
canigou	gneiss	ne	grr	2450	2300	150
canigou	gneiss	e	grgr	2500	1980	520
canigou	gneiss	n	grf	2520	2270	250
canigou	gneiss	n	grr	2430	2250	180
puigmal_caranca	gneiss	n	grr	2380	2250	130
porte_puymorens	granite	n	grr	2150	1990	160
nord_andorre	schiste	e	grf	2630	2520	110
nord_andorre	schiste	n	grf	2550	2500	50
nord_andorre	schiste	n	grf	2600	2470	130
nord_andorre	schiste	n	grf	2700	2640	60
nord_andorre	schiste	e	grr	2500	2400	100
nord_andorre	schiste	n	grr	2480	2300	180
nord_andorre	schiste	e	grr	2500	2380	120
nord_andorre	schiste	n	grr	2650	2570	80
nord_andorre	schiste	nw	grr	2640	2420	220
nord_andorre	schiste	nw	grr	2550	2380	170
nord_andorre	schiste	s	grr	2560	2500	60
nord_andorre	schiste	e	grr	2400	2300	100
nord_andorre	schiste	s	grr	2650	2400	250

Annexe 2.3 – Synsystème (partiel) des groupements d'éboulis de l'espace supraforestier des Pyrénées orientales. Nomenclature phytosociologique : classe (jaune), ordre (vert), alliance (bleu) et association (blanc).



Annexe 2.4 – Synsystème (partiel) des groupements de pelouses alpines de l'espace supraforestier des Pyrénées orientales. Nomenclature phytosociologique : classe (jaune), ordre (vert), alliance (bleu) et association (blanc).

2.4.A :

	<i>Caricetea curvulae</i> Br. - Bl. 1948 nom. cons. propos.	
	<i>Caricetalia curvulae</i> Br. - Bl. in Br. - Bl. & H. Jenny	
<i>Nardion strictae</i> Br. - Bl. 1926	<i>Festucion eskiae</i> Br. - Bl. 1948	<i>Festucion supinae</i> Br. - Bl. 1948
<i>Ranunculo pyrenaei</i> - <i>Festucetum eskiae</i> Nègre 1969	<i>Festucetum eskiae</i> Br.-Bl. 1948	<i>Hieracio breviscapi</i> - <i>Festucetum airoidis</i> Br. - Bl. 1948 nom. mut.
	<i>Hieracio-Festucetum paniculatae</i> Br. - Bl. 1948	<i>Hieracio - Festucetum supinae</i> Br. - Bl. 1948, <i>vaccinetosum microphylli</i>
	<i>Saxifrago bryoidis</i> - <i>Minuartietum sedoidis</i> Carillon et Ninot 1989	<i>Carici curvulae</i> - <i>Leontodondetum pyrenaici</i> subsp. <i>pyrenaici</i> Br. - Bl. 48
	<i>Arenario grandiflorae</i> - <i>Festucetum yvesii</i> Baudiere et Serve 1975 nom. mut.	

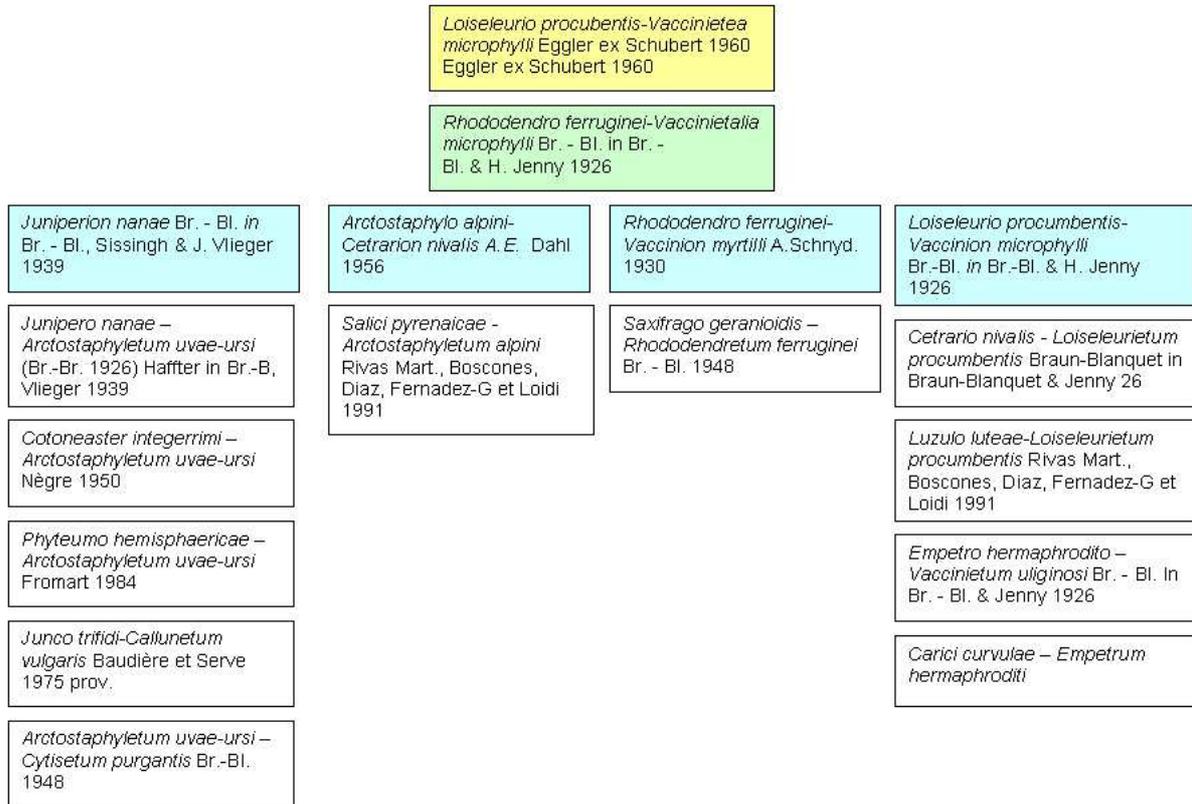
2.4.B :

<i>Carici rupestris</i> - <i>Kobresietea bellardii</i> Ohba 1974
<i>Oxytropido-Elynetalia myosuroidis</i> Oberdorfer ex Albrecht 1969
<i>Oxytropido-Elynion myosuroidis</i> Br.-Bl. 1949
<i>Elyno myosuroidis</i> - <i>Oxytropidetum halleri</i> Br.-Bl. 1948 corr. Gruber 1978
<i>Kobresio myosuroidis</i> - <i>Caricetum curvulae</i> subsp. <i>rosae</i> (Friedel 1956) Erschbamer 1992

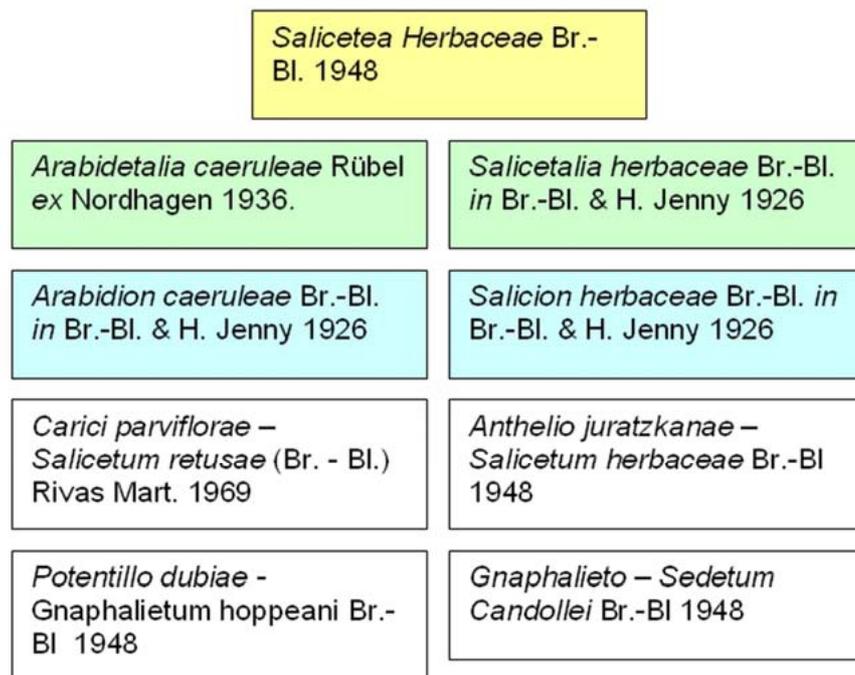
2.4.C :

<i>Festuco valesiaca</i> - <i>Rometea erectii</i> Br. - Bl. & Tüxen ex Br. - Bl. 1949
<i>Ononidetalia striatae</i> Br. - Bl. 1950.
<i>Festucion scopariae</i> Br. - Bl. 1948
<i>Seslerio caerulea</i> - <i>Festucetum scopariae</i> Br. - Bl. 1948
<i>Seslerio caerulea</i> - <i>Helictotrichetum sedenense</i> (Lippmann 1933) Guinochet 1938

Annexe 2.5 – Synsystème (partiel) des groupements de landes de l'espace supraforestier des Pyrénées orientales. Nomenclature phytosociologique : classe (jaune), ordre (vert), alliance (bleu) et association (blanc).



Annexe 2.6 – Synsystème (partiel) des groupements de combes à neige de l'espace supraforestier des Pyrénées orientales. Nomenclature phytosociologique : classe (jaune), ordre (vert), alliance (bleu) et association (blanc).



		probable					sûre					pose problème																											
		Couloir 15 de la Coma de la Dona depuis le point A vers le haut (200° S) - limite supérieure à 19 m 80 (marque rouge sur caillou)																																					
		1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007		
		30 à	30 à	30 à	30 à	30 à	30 à	10 à	10 à	L	L	L	L	L	L	10 à	30 à	W																					
		50	50	50	50	50	50	30	30	30	30	30	30							30	30	30	30	30	30	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50		
E																																							
	1 m 75																																						
	80																																						
	85																																						
	90																																						
	95																																						
	2 m 00		1																																				
	5																																						
	10													1																									
	15																																						
	20																																						2
	25																																						
	30																																						
	35																																						
	40																																						
	45																																						
	2 m 50																																						
	55																																						
	60																																						
	65																																						
	70																																						
	75																																						
	80																																						
	85																																						
	90																																						
	95																																						
	3 m 00																																						
	5																																						
	10																																						
	15																																						
	20																																						
	25																																						
	30																																						
	35																																						
	40																																						
	45																																						

		probable					sûre					pose problème																										
		Couloir 15 de la Coma de la Dona depuis le point A vers le haut (200° S) - limite supérieure à 19 m 80 (marque rouge sur caillou)																																				
		1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	
		30 à	30 à	30 à	30 à	30 à	30 à	10 à	10 à	10 à	10 à	10 à	10 à	L	L	L	L	L	L	10 à	30 à	W																
E		50	50	50	50	50	50	30	30	30	30	30	30							30	30	30	30	30	30	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	
	12 m 25																																					
	30																																					
	35																																					
	40																																					
	45																																					
	12 m 50																																					
	55																																					
	60																																					
	65																																					
	70																																					
	75																																					
	80																																					
	85																																					
	90																																					
	95																																					
	13 m 00																																					
	5																																					
	10																																					
	15																																					
	20																																					
	25																																					
	30																																					
	35																																					
	40																																					
	45																																					
	13 m 50																																					
	55		10			1+1	3					1	2																									
	60						2+2	fleur																														
	65						1																															
	70											1																										
	75																																					
	80																																					
	85																																					
	90																																					
	95																																					

		probable		sûre		pose problème		Couloir 15 de la Coma de la Dona depuis le point A vers le haut (200° S) - limite supérieure à 19 m 80 (marque rouge sur caillou)																								
		1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	
		30 à	30 à	30 à	30 à	30 à	30 à	10 à	10 à	10 à	10 à	10 à	10 à	L	L	L	L	L	L	10 à	30 à	W										
E		50	50	50	50	50	50	30	30	30	30	30	30							30	30	30	30	30	30	50	50	50	50	50	50	
14 m 00																																
	5																															
	10																															
	15																															
	20																															
	25																															
	30																															
	35																															
	40																															
	45																															
14 m 50																																
	55																															
	60																															
	65																															
	70																															
	75																															
	80																															
	85																															
	90																															
	95																															
15 m 00																																
	5																															
	10																															
	15																															
	20																															
	25																															
	30																															
	35																															
	40																															
	45																															
15 m 50																																
	55																															
	60																															
	65																															
	70																															

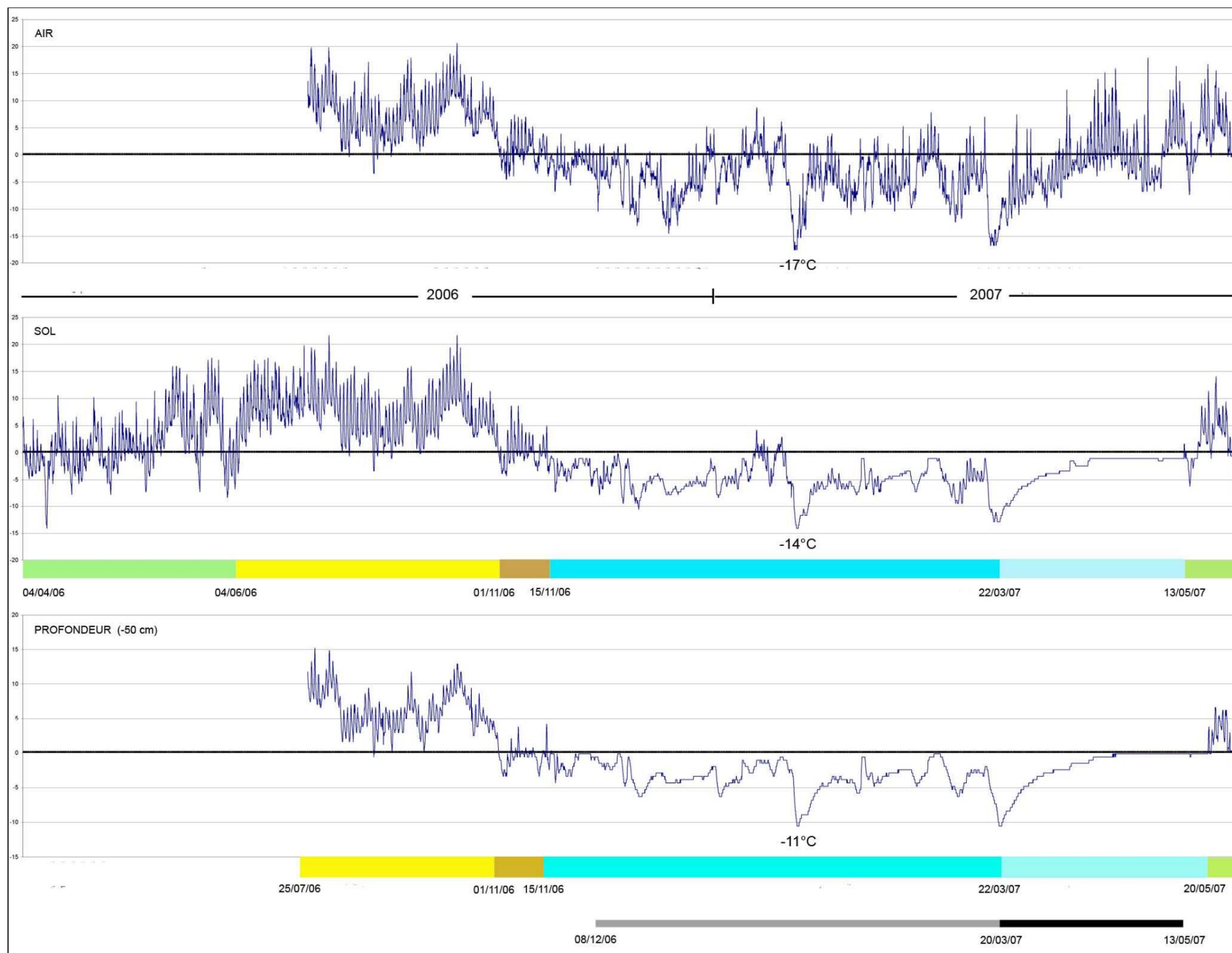
		probable					sûre					pose problème																												
		Couloir 15 de la Coma de la Dona depuis le point A vers le bas (25° NE) - limite inférieure à 8 m 20 (marque rouge sur caillou)																																						
		1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007			
		30 à 50	30 à 50	30 à 50	30 à 50	30 à 50	30 à 50	10 à 30	10 à 30	L	L	L	L	L	L	10 à 30	30 à 50																							
E	1 m 80																																							
	85																																							
	90																																							
	95																																							
	2 m 00																																							
	5																																							
	10																																							
	15																																							
	20																																							
	25			1																																			2	1+5
	30																																							
	35																																							
	40																											1		1										
	45																														2									
	2 m 50																																							
	55																																							
	60																																							
65																																								
70																																								
75																																								
80																																								
85																																								
90																																								
95																																								
3 m 00																																								
5																																								
10																																								
15																																								
20																																								
25																																								
30																																								
35																																								
40																																								
45																																								
3 m 50																																								

		probable					sûre					pose problème																									
		Couloir 15 de la Coma de la Dona depuis le point A vers le bas (25° NE) - limite inférieure à 8 m 20 (marque rouge sur caillou)																																			
		1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007
		30 à 50	30 à 50	30 à 50	30 à 50	30 à 50	30 à 50	10 à 30	10 à 30	L	L	L	L	L	L	10 à 30	30 à 50																				
E	3 m 55																																				
	60																																				
	65																																				
	70																																				
	75																																				
	80																																				
	85												fleur																								
	90													3																							
	95																																				
	4 m 00																																				
	5								3					3																							
	10																																				
	15																																				
	20																																				
	25													fleur																							
30																																					
35																																					
40																																					
45								1			3																										
4 m 50																																					
55																																					
60																																					
65																																					
70																																					
75																																					
80																																					
85																																					
90																																					
95																																					
5 m 00																																					
5																																					
10																																					
15																																					
20																																					

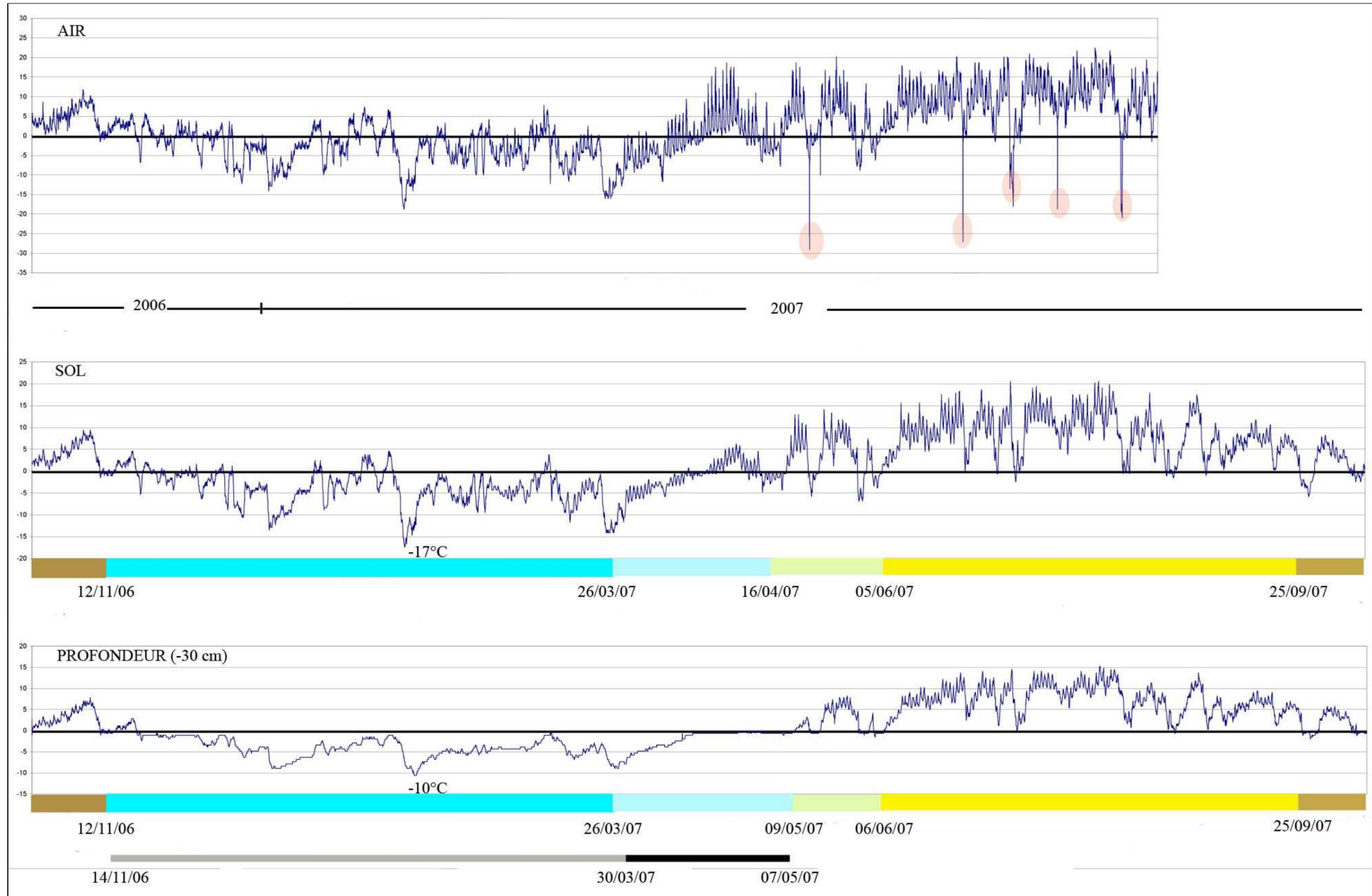
		probable					sûre					pose problème																			
		Couloir 15 de la Coma de la Dona depuis le point A vers le bas (25° NE) - limite inférieure à 8 m 20 (marque rouge sur caillou)																													
		1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007
		30 à 50	30 à 50	30 à 50	30 à 50	30 à 50	30 à 50	10 à 30	10 à 30	L	L	L	L	L	L	10 à 30	30 à 50														
E	5 m 25																														
	30							fleur						1																	
	35													fleur																	
	40																														
	45																														
	5 m 50																														
	55																														
	60																														
	65																														
	70					4																									
	75																														
	80																														
	85																														
	90																														
	95																														
6 m 00																															
5																															
10																															
15																															
20																															
25																															
30																															
35																															
40																															
45																															
6 m 50																															
55																															
60																															
65																															
70																															
75																															
80																															
85																															
90																															

		probable					sûre					pose problème																										
		Couloir 15 de la Coma de la Dona depuis le point A vers le bas (25° NE) - limite inférieure à 8 m 20 (marque rouge sur caillou)																																				
		1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	1994	1999	2004	2005	2006	2007	
E		30 à 50	30 à 50	30 à 50	30 à 50	30 à 50	30 à 50	10 à 30	10 à 30	L	L	L	L	L	L	10 à 30	30 à 50																					
	8 m 65																																					
	70																																					
	75																																					
	80																																					
	85																																					
	90																																					
	95																																					
	9 m 00																																					

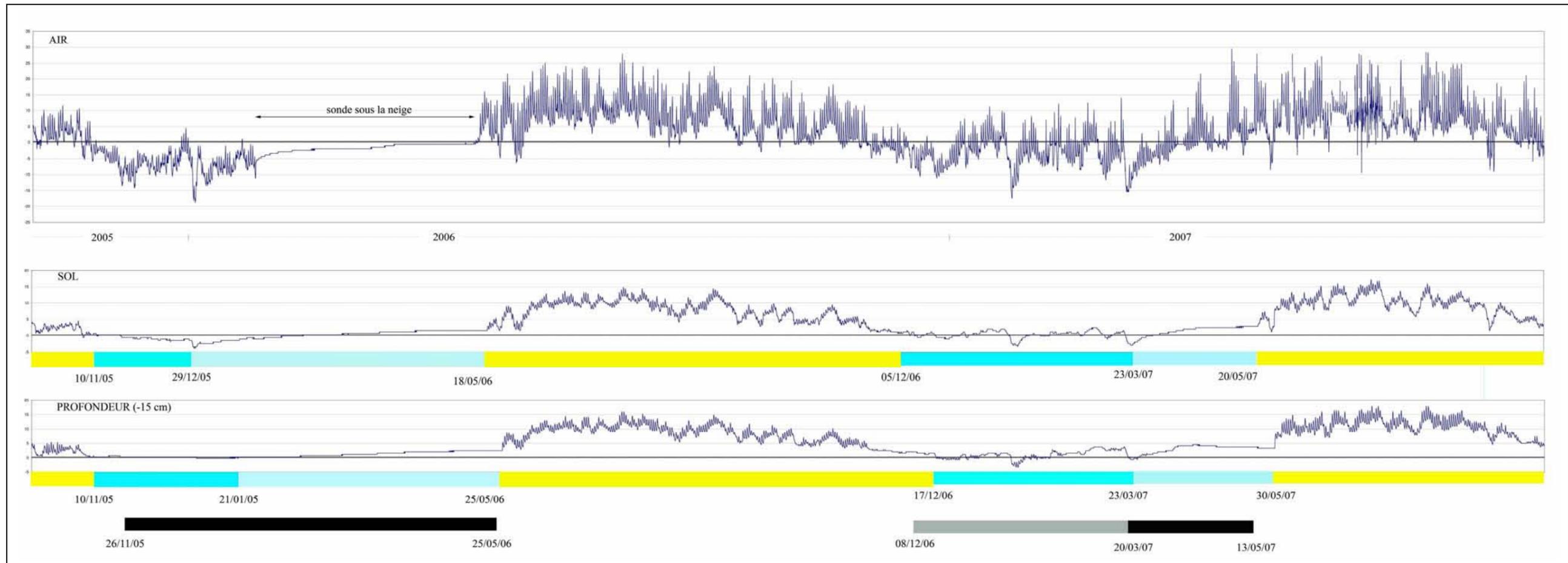
Annexe 3.1 – Chronologie séquencée de T_Puig. Les couleurs indiquent les différentes phases du comportement thermique en surface et en profondeur (-50 cm) : vert pour la période de gel printanier, jaune pour la période estivale, marron pour la période de gel automnal, bleu pour la période nivale avec bleu turquoise pour la phase 3a (cryonivale) et bleu ciel pour la phase 3b (nivale s.s.). La bande grise indique la phase pendant laquelle la couche de neige est discontinuë et la bande noire, celle où la couche de neige d’une épaisseur moyenne de 1,30 m est continue.



Annexe 3.2 – Chronologie séquencée de T_{Peri}. Les couleurs indiquent les différentes phases du comportement thermique en surface et en profondeur (-30 cm) : vert pour la période de gel printanier, jaune pour la période estivale, marron pour la période de gel automnal, bleu pour la période nivale avec bleu turquoise pour la phase 3a (cryonivale) et bleu ciel pour la phase 3b (nivale s.s.). Les tâches rouges signalent les anomalies de la sonde. Ces valeurs extrêmes obtenues sur T_{Peri} ne correspondent pas aux températures relevées par le gardien du refuge des Camporeils. La bande grise indique la phase pendant laquelle la couche de neige est discontinue et la bande noire, celle où la couche de neige est continue.



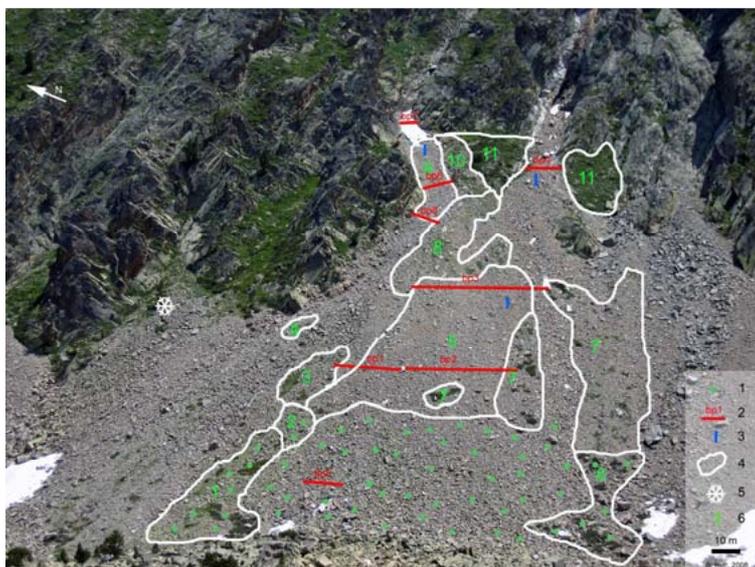
Annexe 3.3 – Chronologie séquencée de T_Err. Les couleurs indiquent les différentes phases du comportement thermique en surface et en profondeur (- 15 cm) : jaune pour la période estivale, bleu pour la période nivale avec bleu turquoise pour la phase 3a (cryonivale) et bleu ciel pour la phase 3b (nivale s.s.). La bande grise indique la phase pendant laquelle la couche de neige est discontinue et la bande noire, celle où la couche de neige est continue.



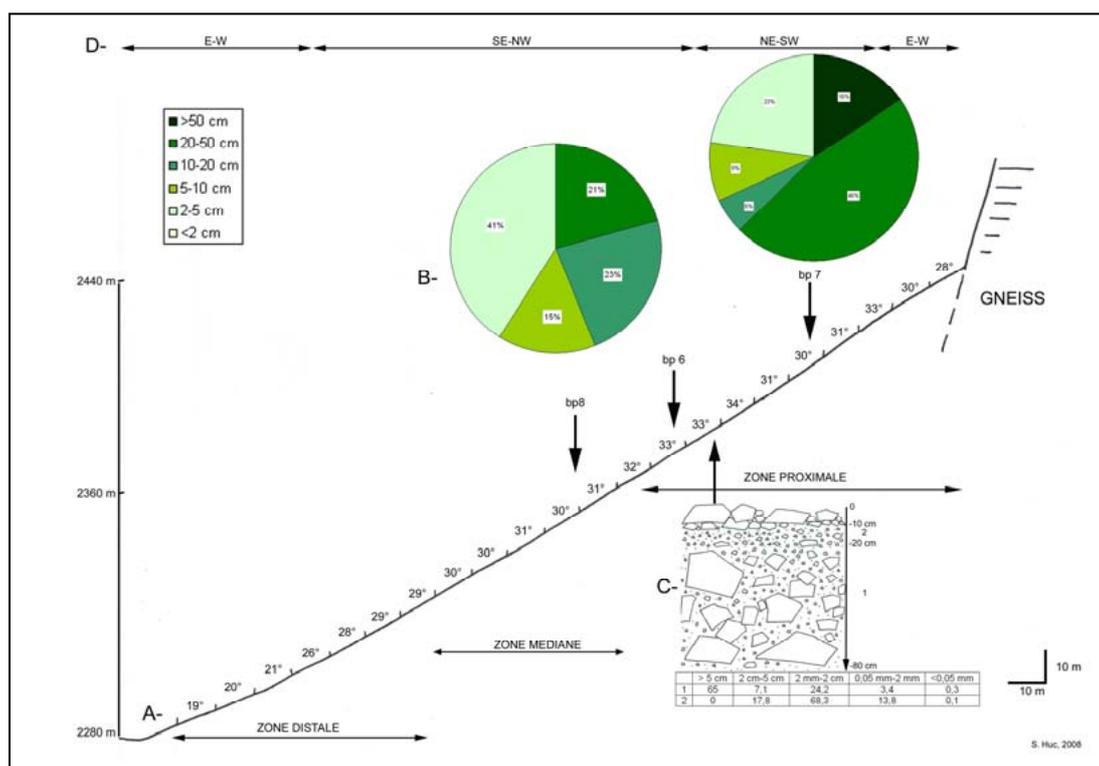
Annexes 4.1 à 4.73 : Fiches synthétiques des transects
(granulométrie, végétation, transit de matériaux de surface)

Malaza 1 – Annexes 4.1 à 4.7

A



B

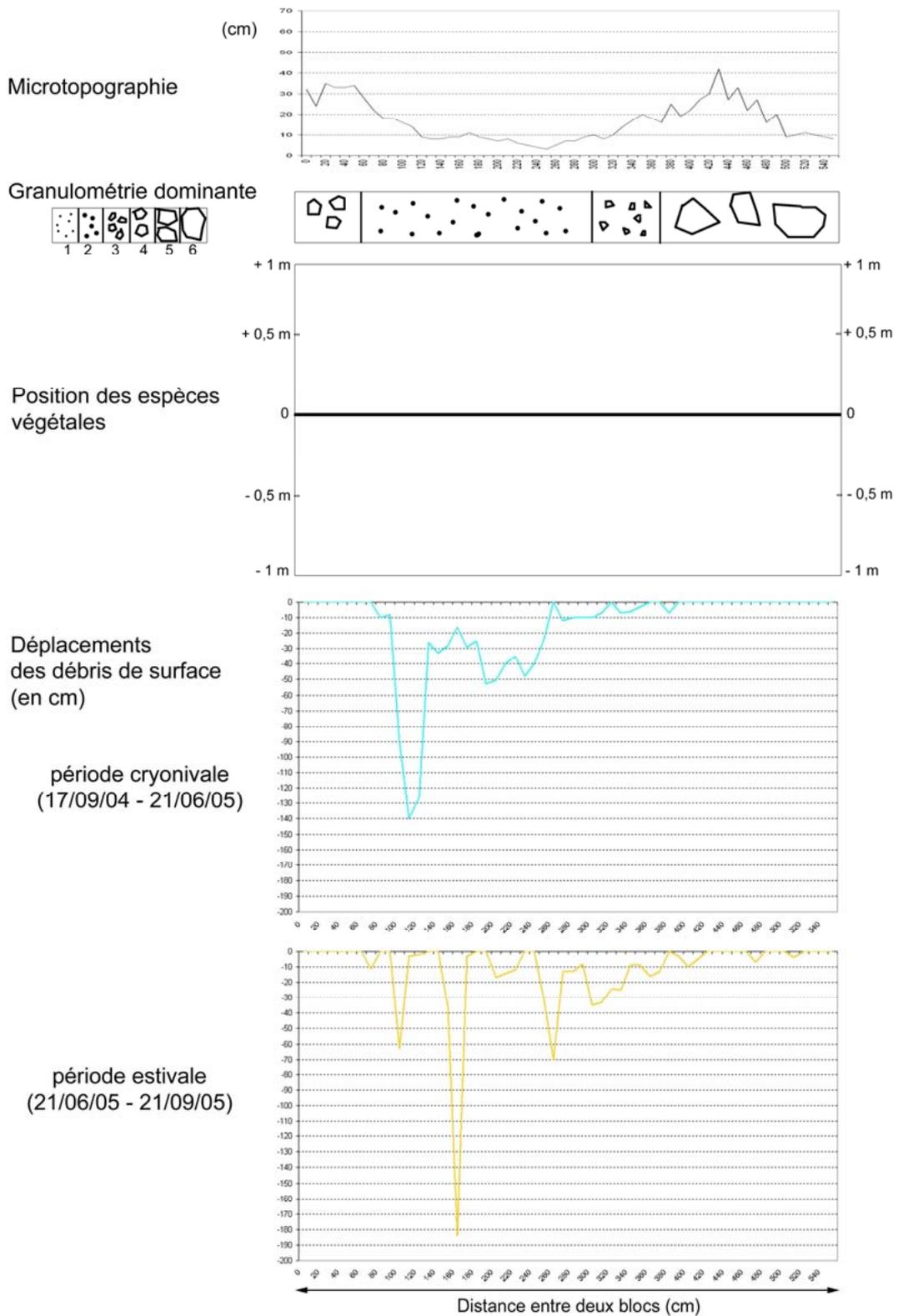


C

Code des transects	Zone de l'éboulis	Altitude (en m)	Longueur (en m)	Nombre de mesures sur 3 ans	Déplacements des matériaux de surface (en cm)					Vitesse annuelle moyenne par bandes peintes (en cm.an ⁻¹)	Vitesse annuelle moyenne par zone (en cm.an ⁻¹)	
					Saison cryonivale 2004/2005	Saison estivale 2005	Saison cryonivale 2005/2006	Saison estivale 2006	Saison cryonivale 2006/2007			Saison estivale 2007
bp7	proximale	2380	4,9	300	-	-	1,84	2,52	0,64	6,12	5,56	24,9
bp6	proximale	2365	5,5	336	15,95	12,02	44,13	16,77	3,09	40,66	44,2	
bp8	médiane	2360	8	486	-	-	2,22	6,05	1,59	6,43	8,14	8,1

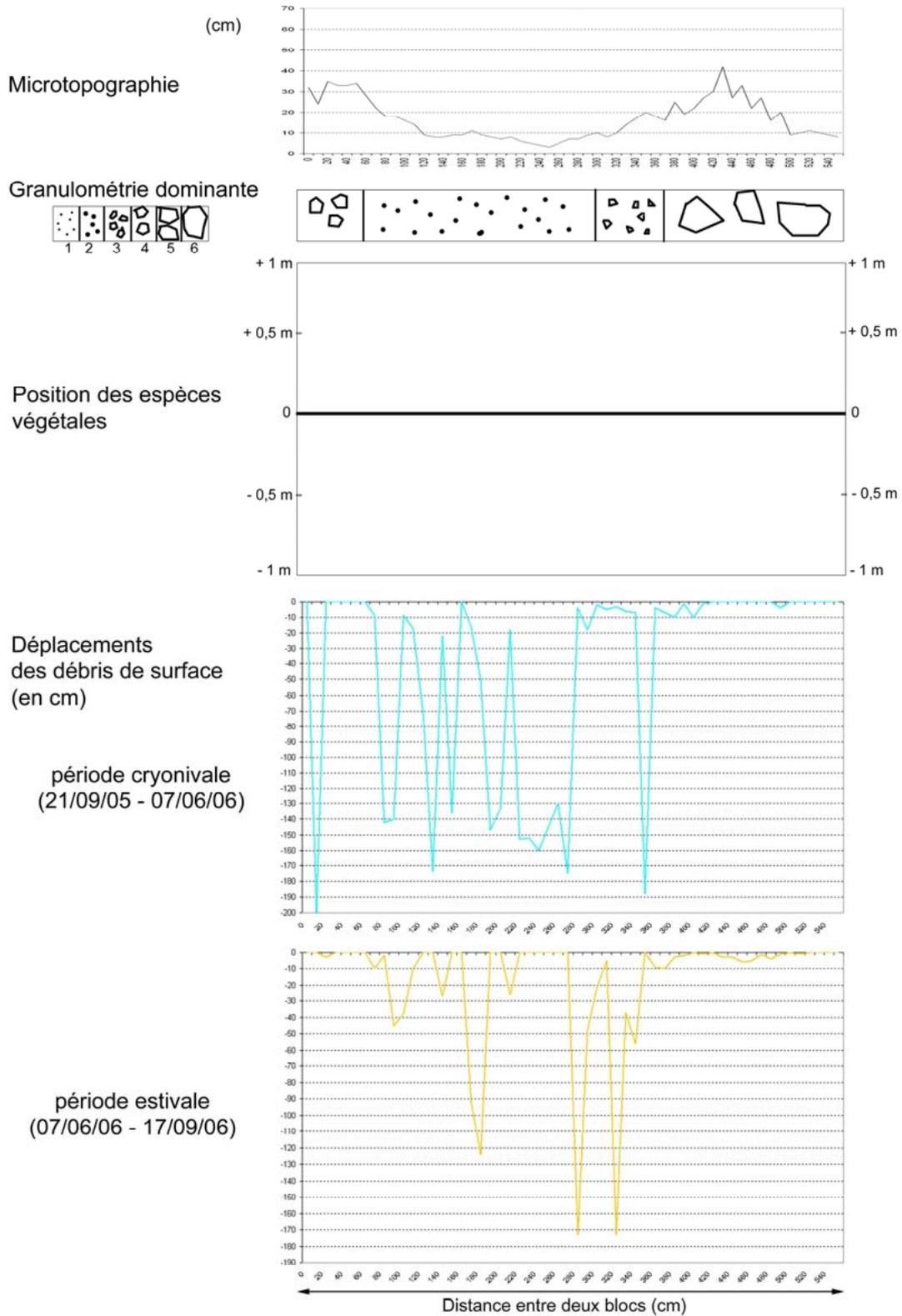
Caractéristiques de l'éboulis Malaza 1. A : Malaza 1 et 2 avec zone distale lichénisée (1), bandes peintes (2), tubes PVC (3), groupements végétaux (4 et 6) et enregistreur de température (5) ; **B :** profil longitudinal avec granulométrie de surface et de subsurface ; **C :** vitesse de déplacements des matériaux dans chaque zone.

Annexe 4.1 - Malaza 1 - Bande peinte n°6 - Période 2004/2005



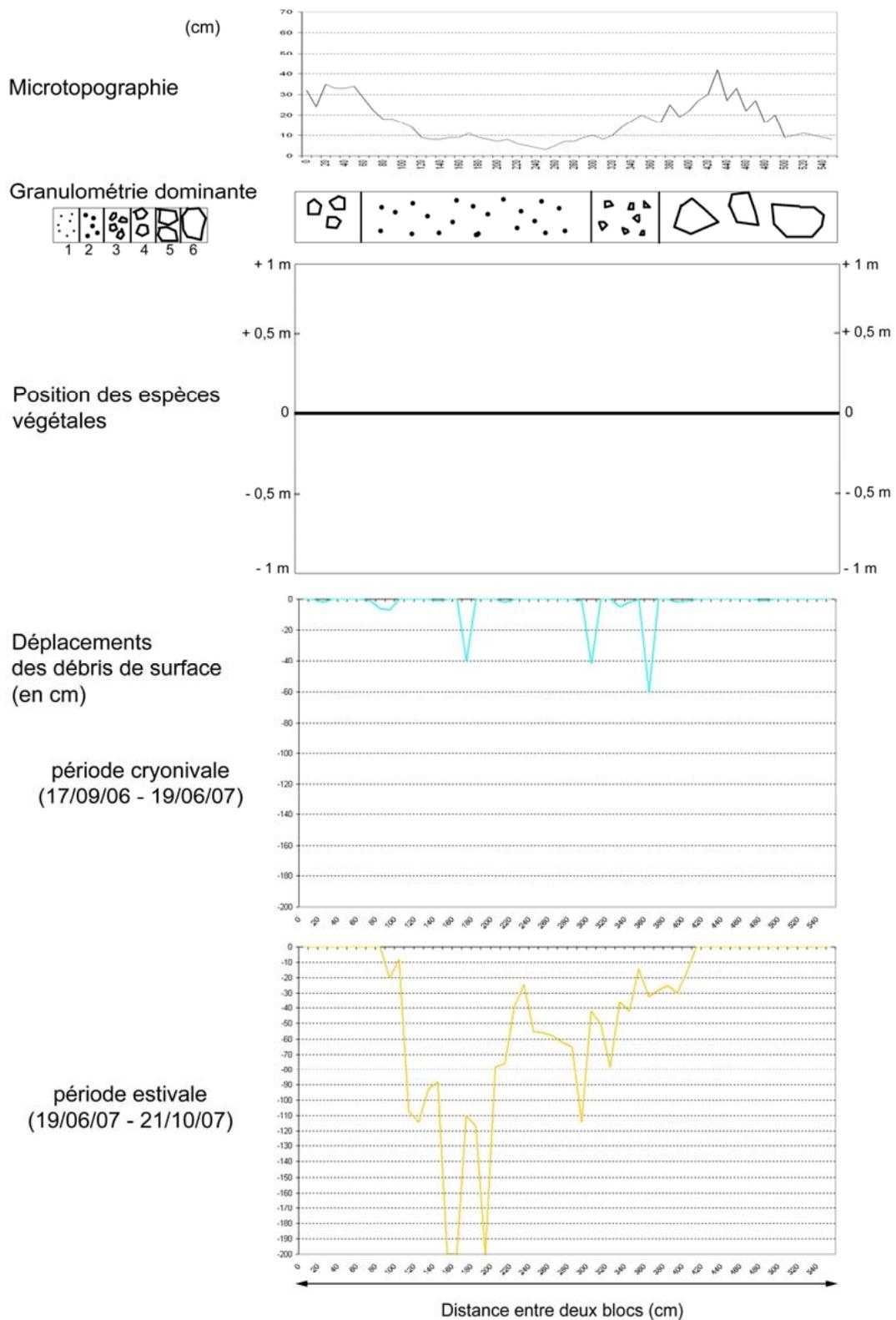
Annexe 4.1 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 6) de l'éboulis Malaza 1 durant la période 2004/2005.

Annexe 4.2 - Malaza 1 - Bande peinte n°6 - Période 2005/2006



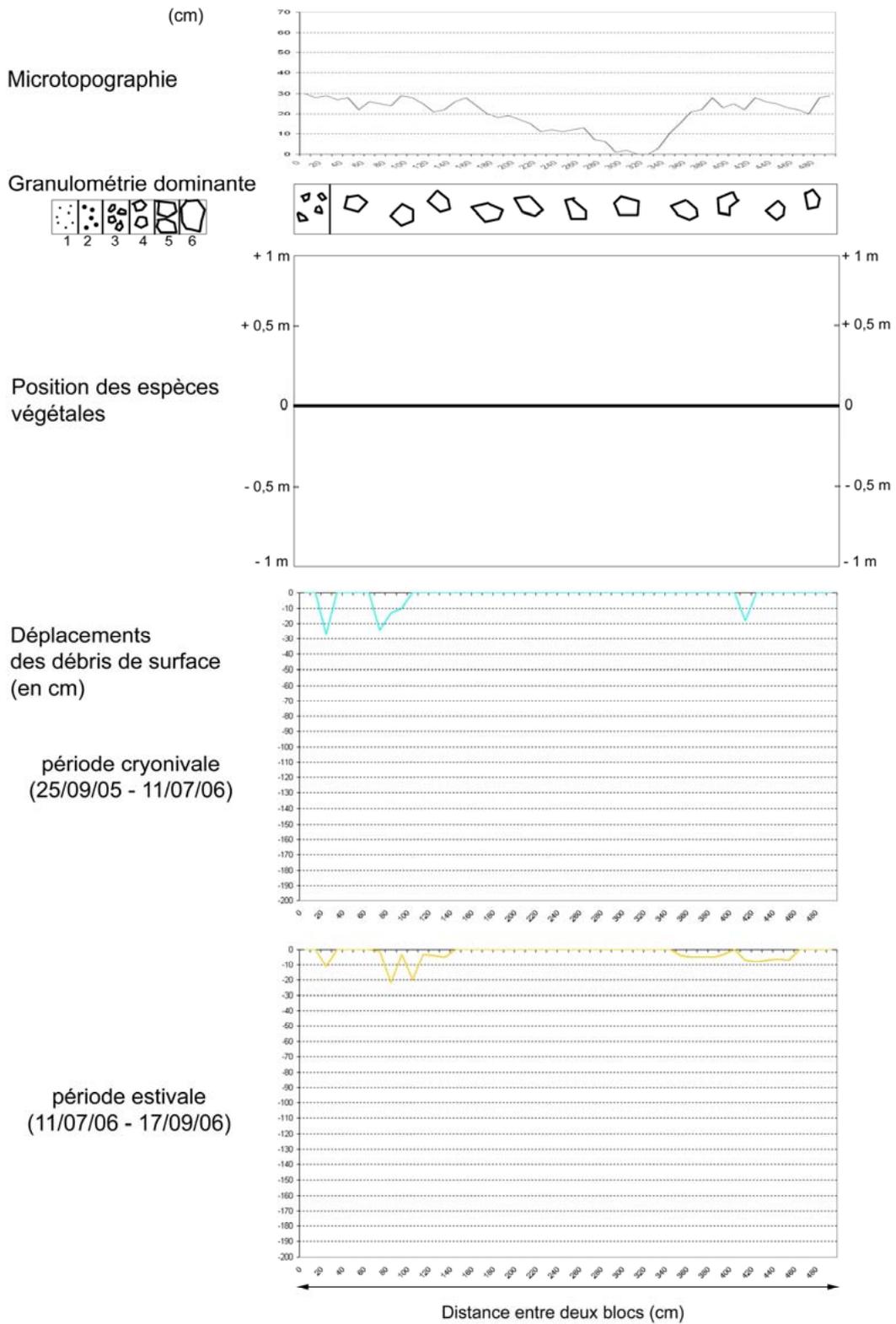
Annexe 4.2 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 6) de l'éboulis Malaza 1 durant la période 2005/2006.

Annexe 4.3 - Malaza 1 - Bande peinte n°6 - Période 2006/2007



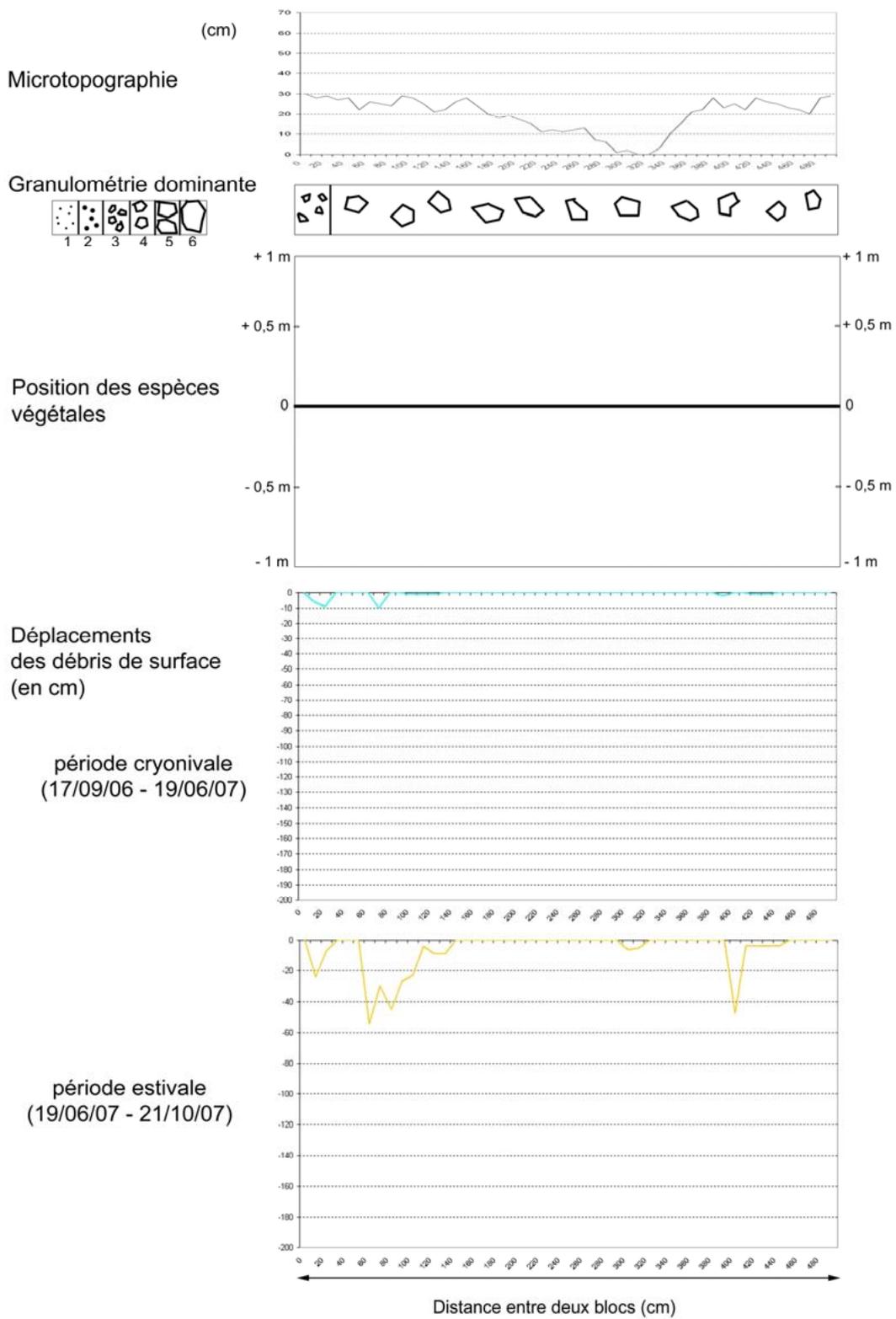
Annexe 4.3 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 6) de l'éboulis Malaza 1 durant la période 2006/2007.

Annexe 4.4 - Malaza 1 - Bande peinte n°7 - Période 2005/2006



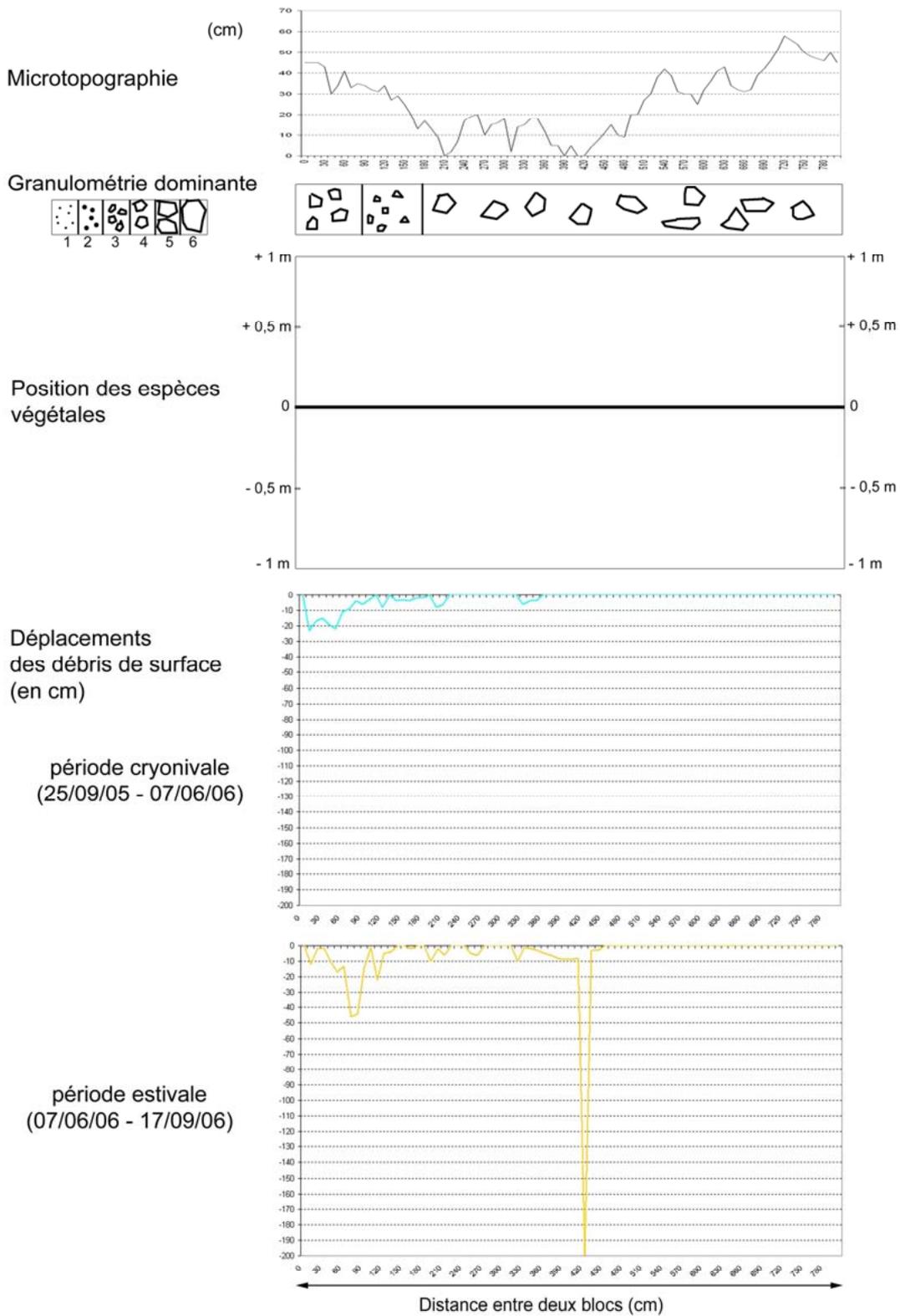
Annexe 4.4 - Transect réalisé dans la zone proximale (bp 7) de l'éboulis Malaza 1 durant la période 2005/2006.

Annexe 4.5 - Malaza 1 - Bande peinte n°7 - Période 2006/2007



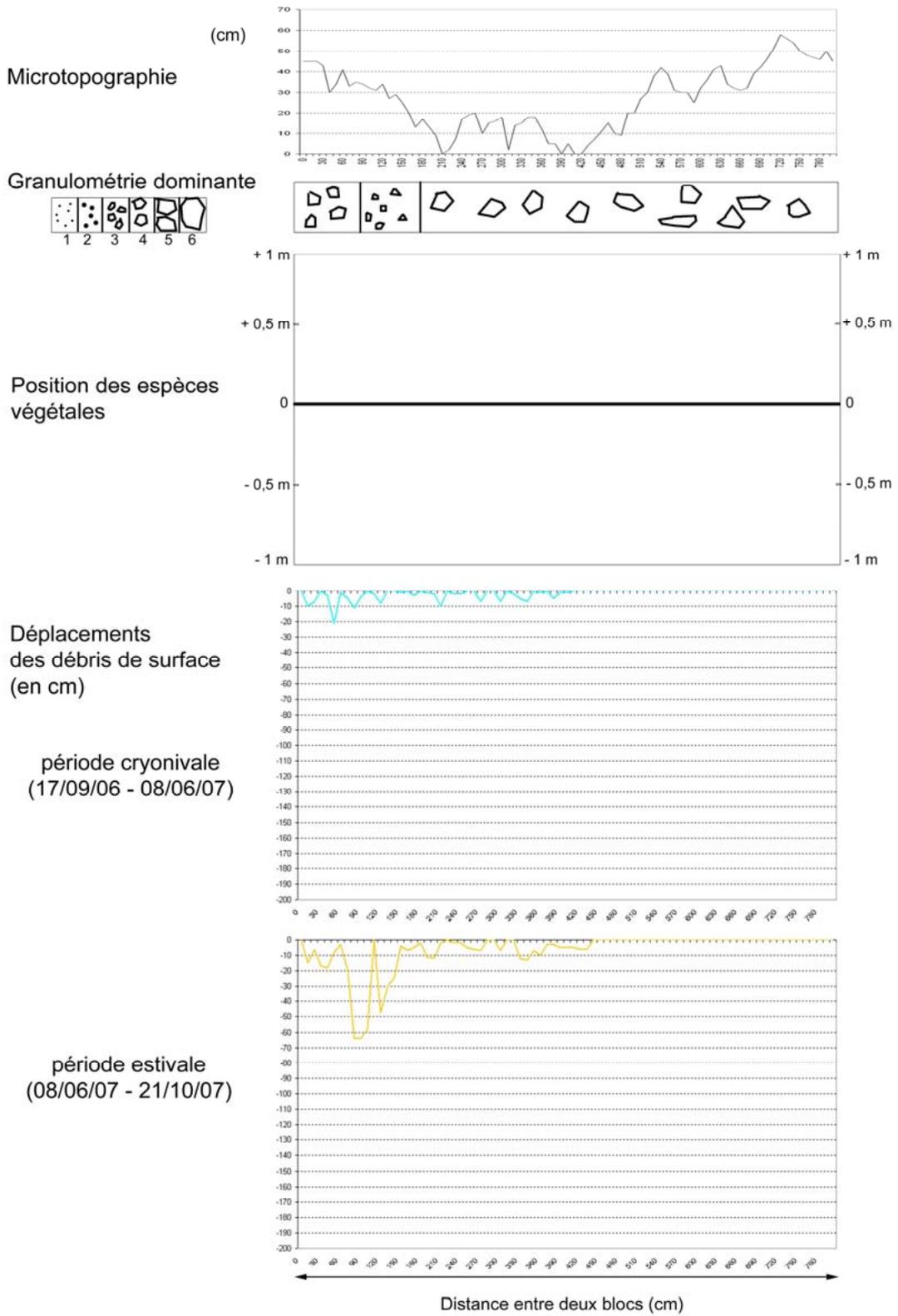
Annexe 4.5 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 7) de l'éboulis Malaza 1 durant la période 2006/2007.

Annexe 4.6 - Malaza 1 - Bande peinte n°8 - Période 2005/2006



Annexe 4.6 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 8) de l'éboulis Malaza 1 durant la période 2005/2006.

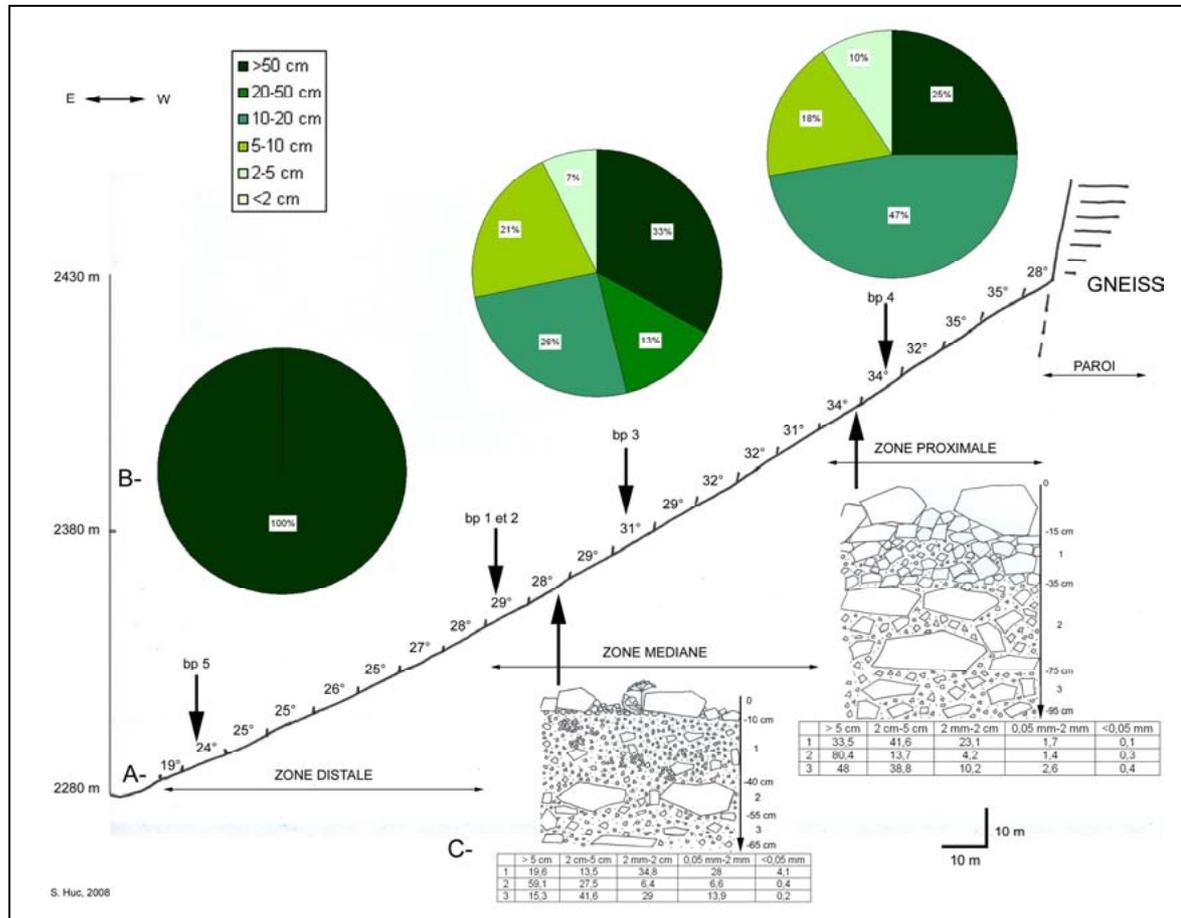
Annexe 4.7 - Malaza 1 - Bande peinte n°8 - Période 2006/2007



Annexe 4.7 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 8) de l'éboulis Malaza 1 durant la période 2006/2007.

Malaza 2 – Annexes 4.8 à 4.20

A

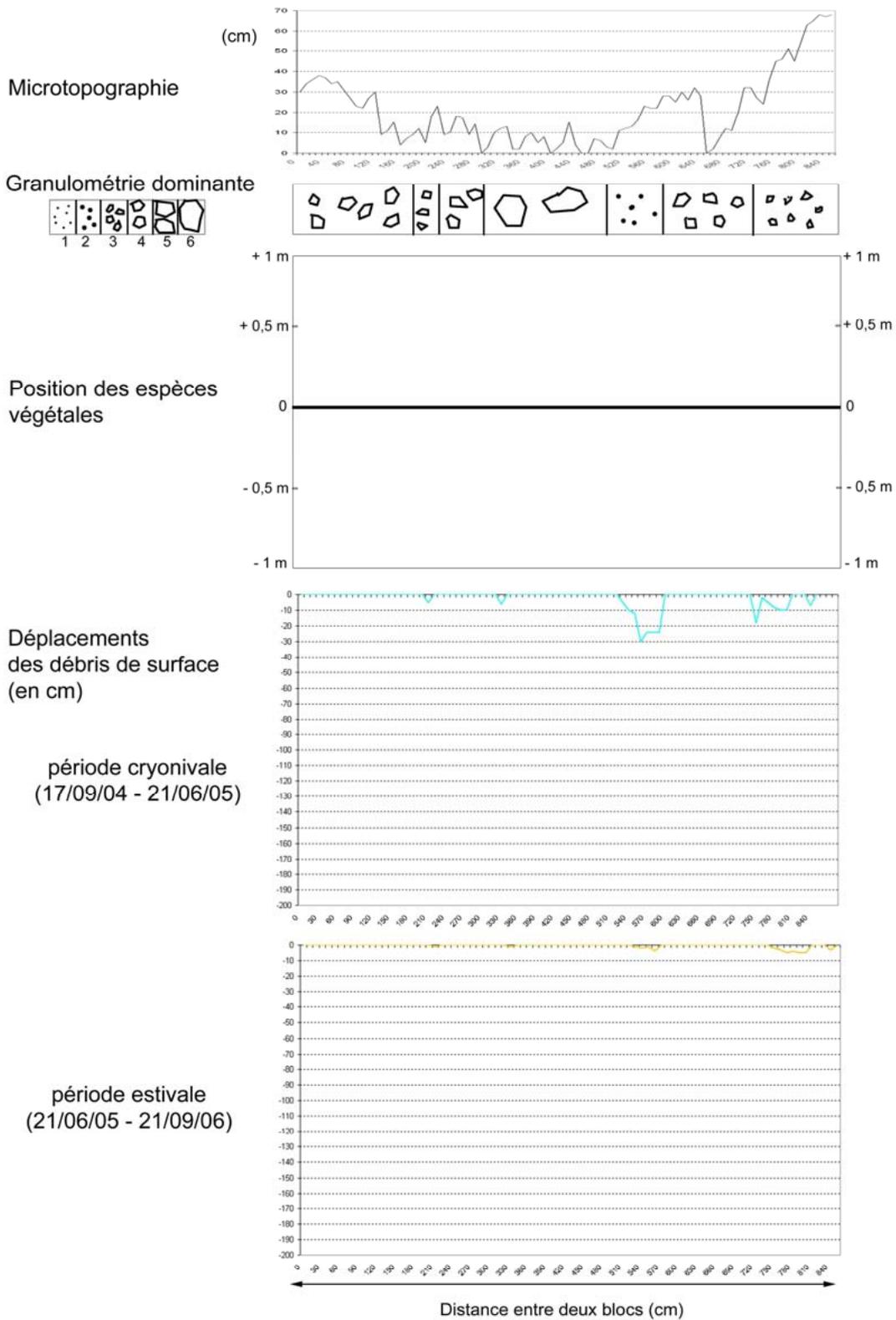


B

Code des transects	Zone de l'éboulis	Altitude (en m)	Longueur (en m)	Nombre de mesures sur 3 ans	Déplacements des matériaux de surface (en cm)						Vitesse annuelle moyenne par bandes peintes (en cm.an ⁻¹)	Vitesse annuelle moyenne par zone (en cm.an ⁻¹)
					Saison cnyonivale 2004/2005	Saison estivale 2005	Saison cnyonivale 2005/2006	Saison estivale 2006	Saison cnyonivale 2006/2007	Saison estivale 2007		
bp4	proximale	2360	8,5	516	2,33	0,43	6,6	17,56	2,06	1,62	10,2	10,2
bp3	médiane	2330	24,5	1476	2,66	4,04	12,06	20,58	9,5	30,85	26,56	15,9
bp1	médiane	2310	16	966	0,88	1,69	1,35	12,12	0,75	0,6	5,8	
bp2	médiane	2310	27,1	1632	0,03	0,37	0,94	20,77	9,6	14,76	15,49	
bp5	distale	2290	8	480	0	0	0	0	0	0	0	0

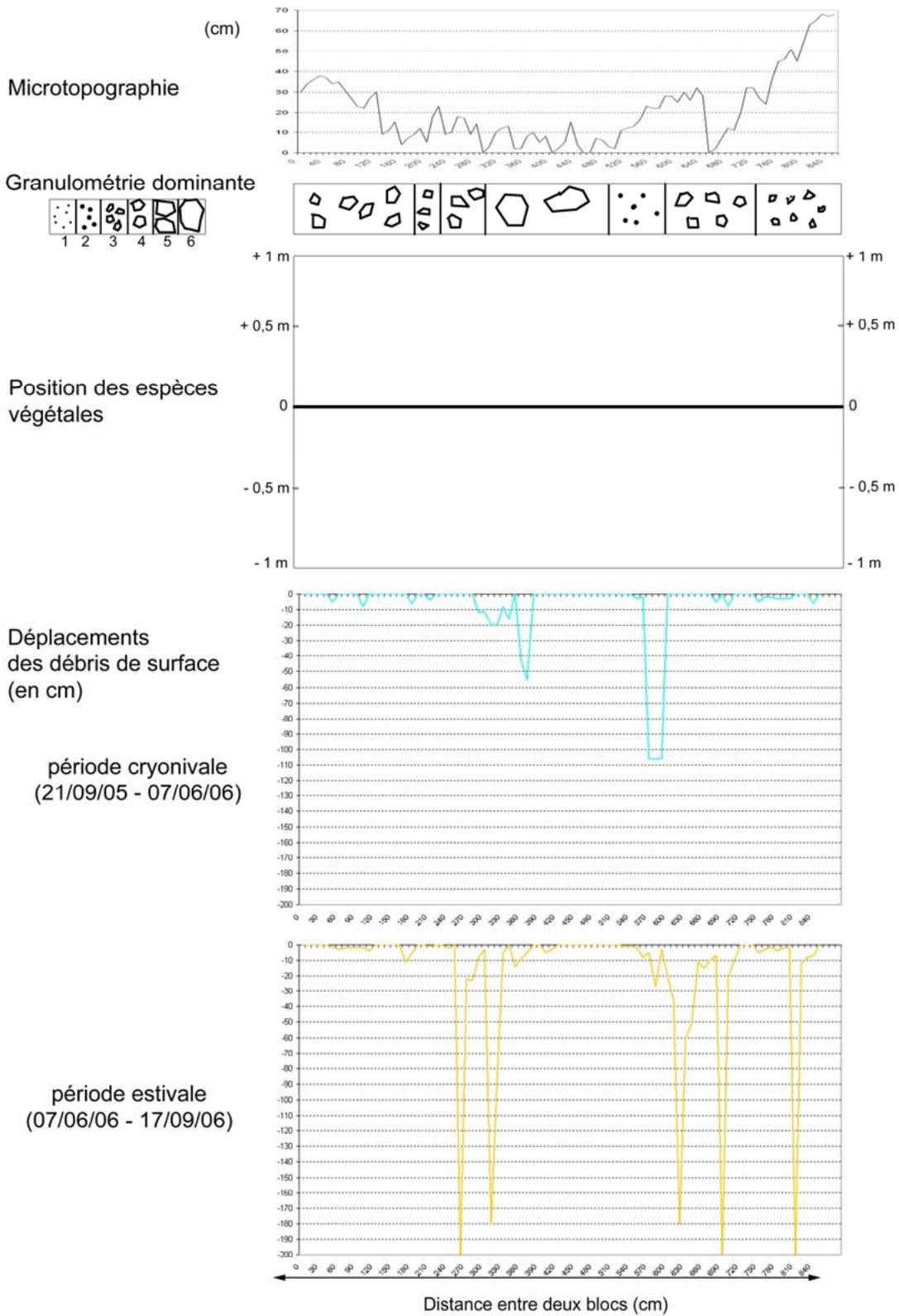
Caractéristiques de l'éboulis Malaza 2. A : profil longitudinal avec granulométrie de surface et de subsurface ; B : vitesse de déplacements des matériaux dans chaque zone.

Annexe 4.8 - Malaza 2 - Bande peinte n°4 - Période 2004/2005



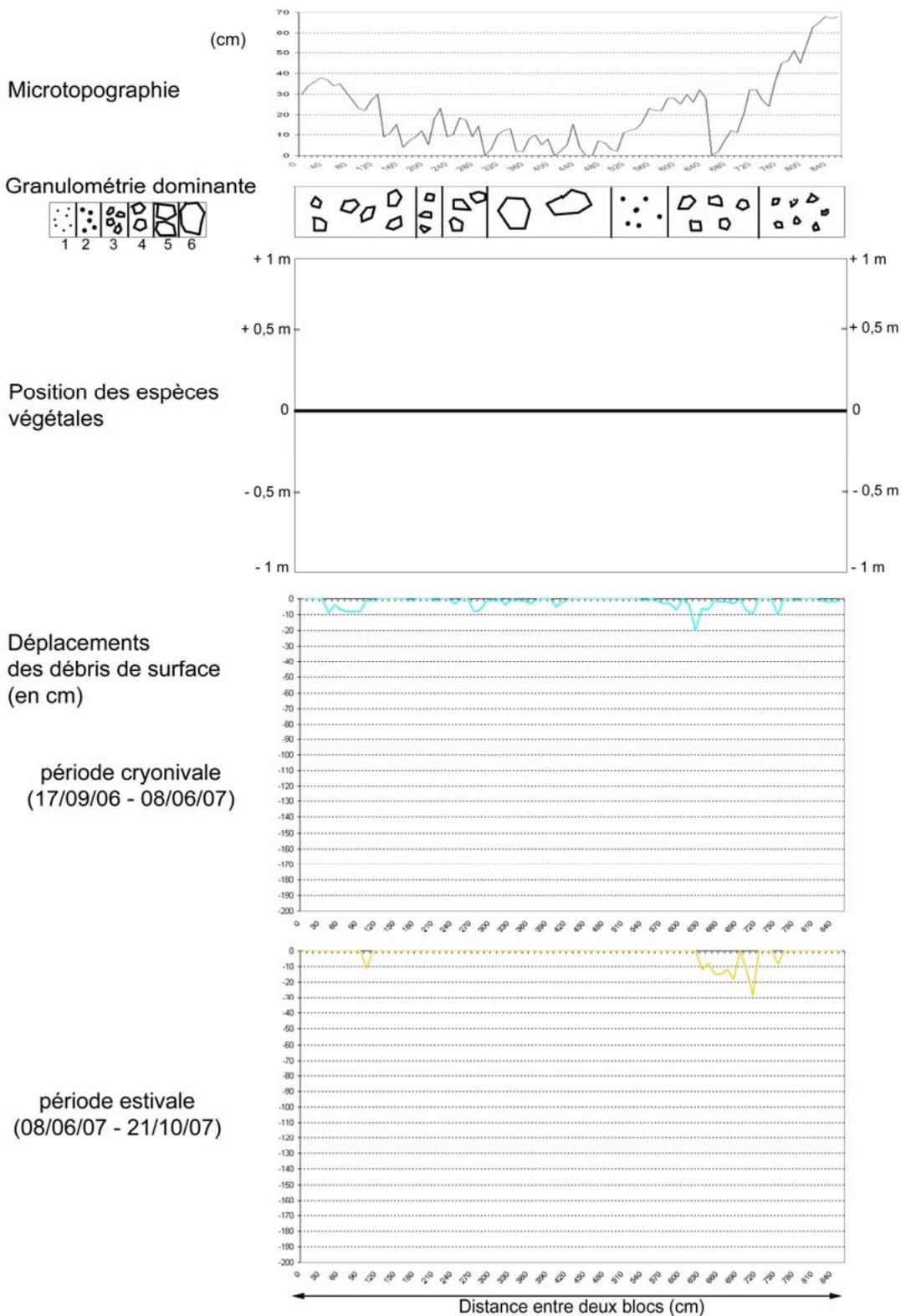
Annexe 4.8 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 4) de l'éboulis Malaza 2 durant la période 2004/2005.

Annexe 4.9 - Malaza 2 - Bande peinte n°4 - Période 2005/2006



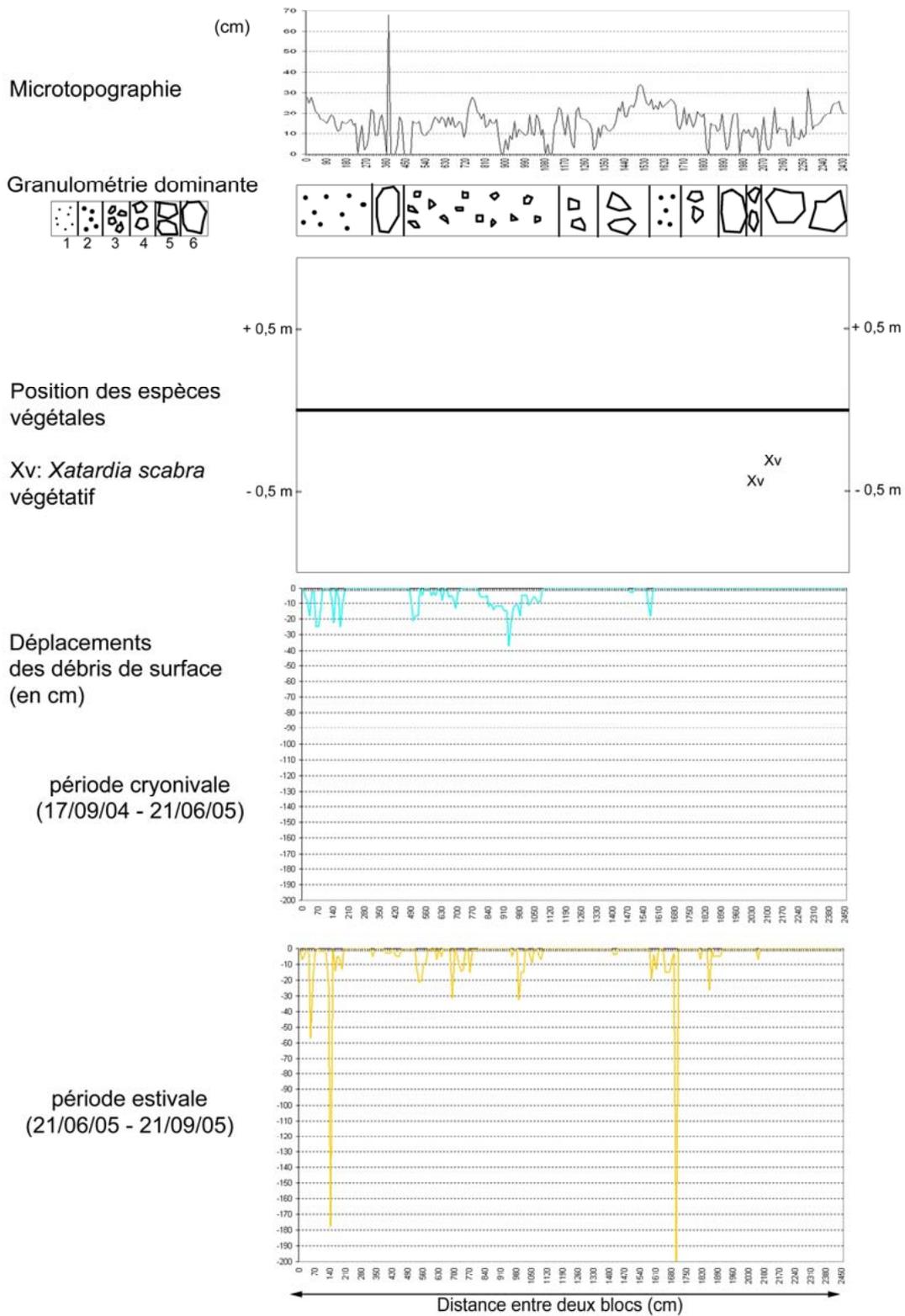
Annexe 4.9 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 4) de l'éboulis Malaza 2 durant la période 2005/2006.

Annexe 4.10 - Malaza 2 - Bande peinte n°4 - Période 2006/2007



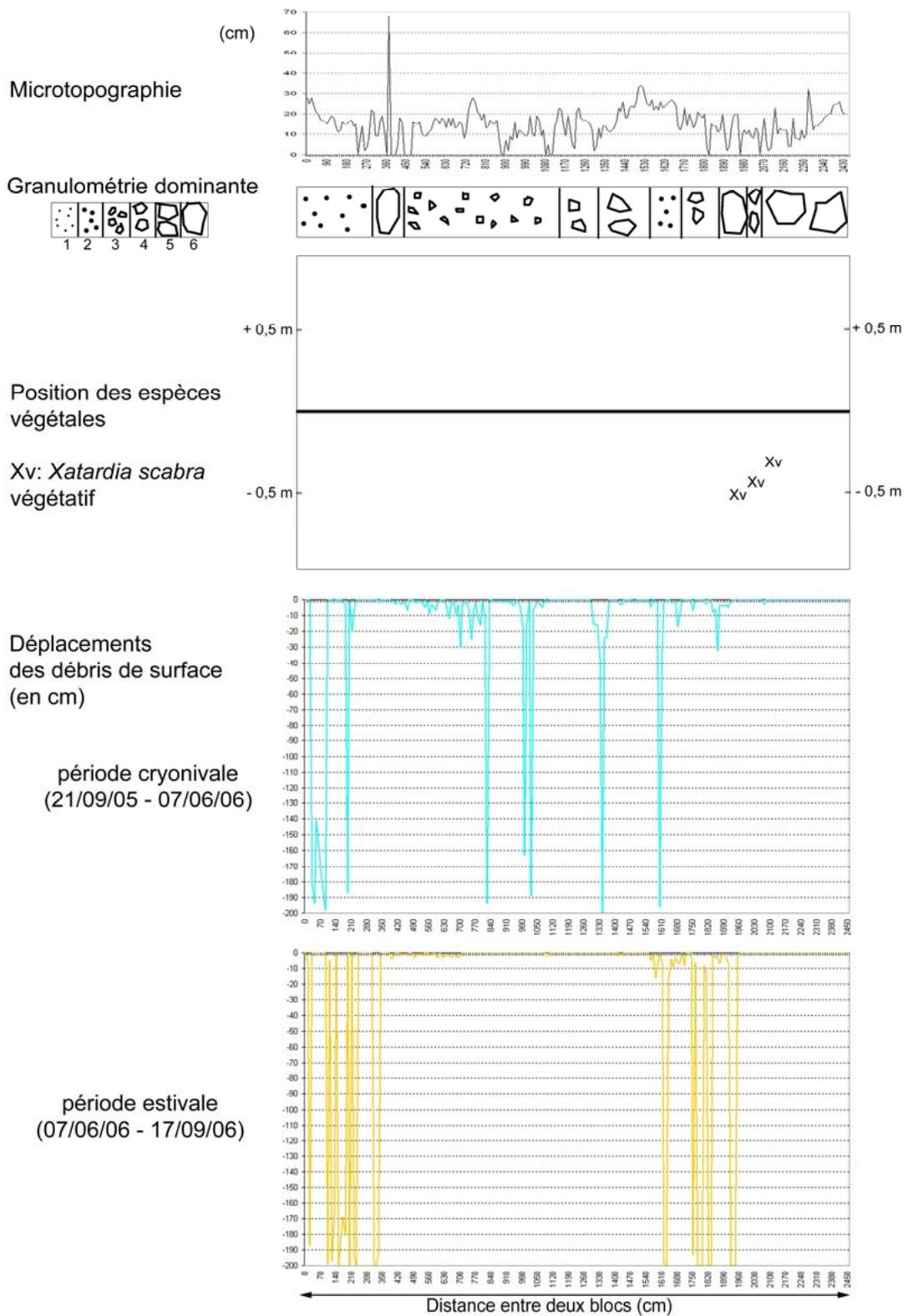
Annexe 4.10 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 4) de l'éboulis Malaza 2 durant la période 2006/2007.

Annexe 4.11 - Malaza 2 - Bande peinte n°3 - Période 2004/2005



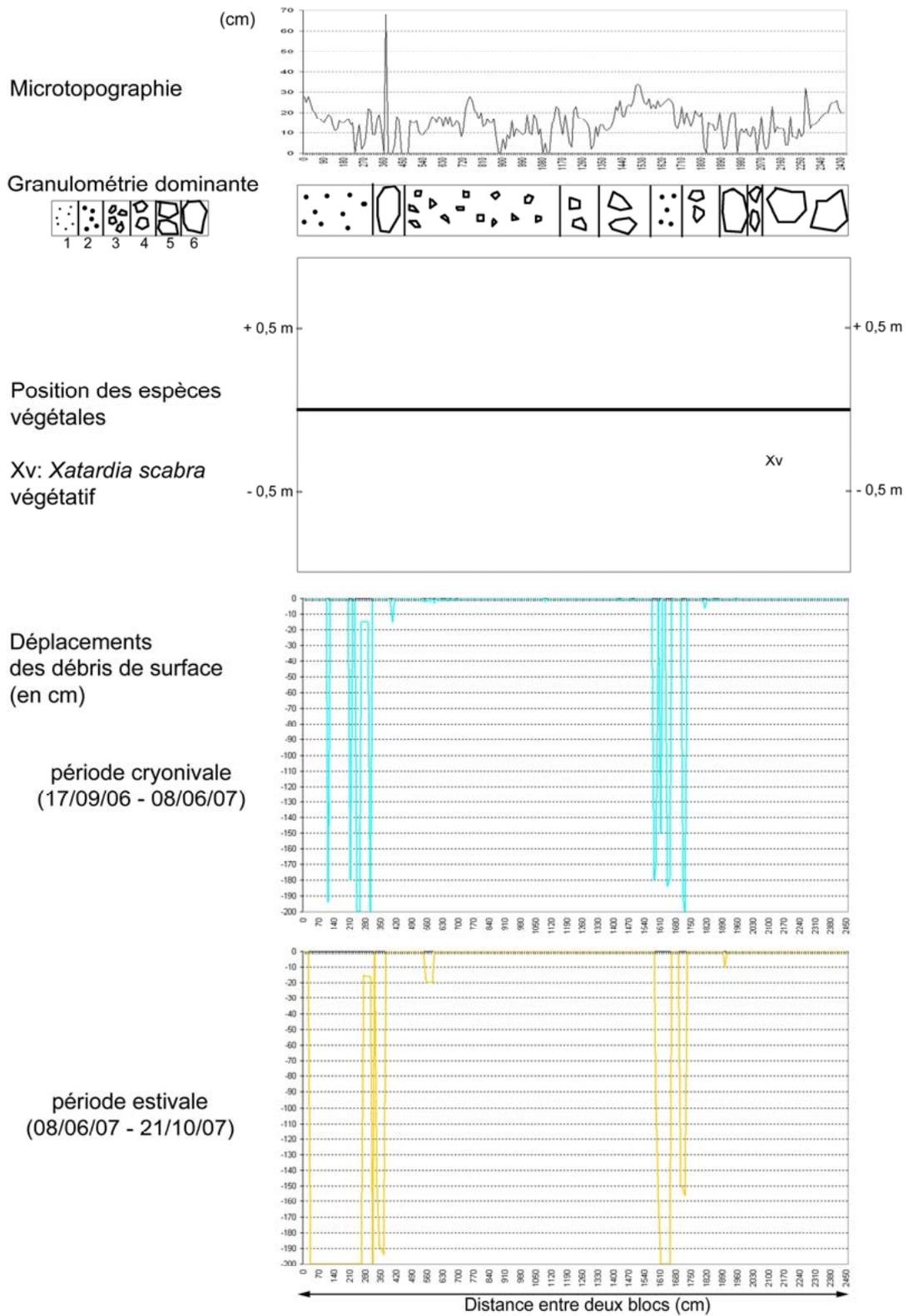
Annexe 4.11 – Transect réalisé dans la zone médiane amont (bp 3) de l'éboulis Malaza 2 durant la période 2004/2005.

Annexe 4.12 - Malaza 2 - Bande peinte n°3 - Période 2005/2006



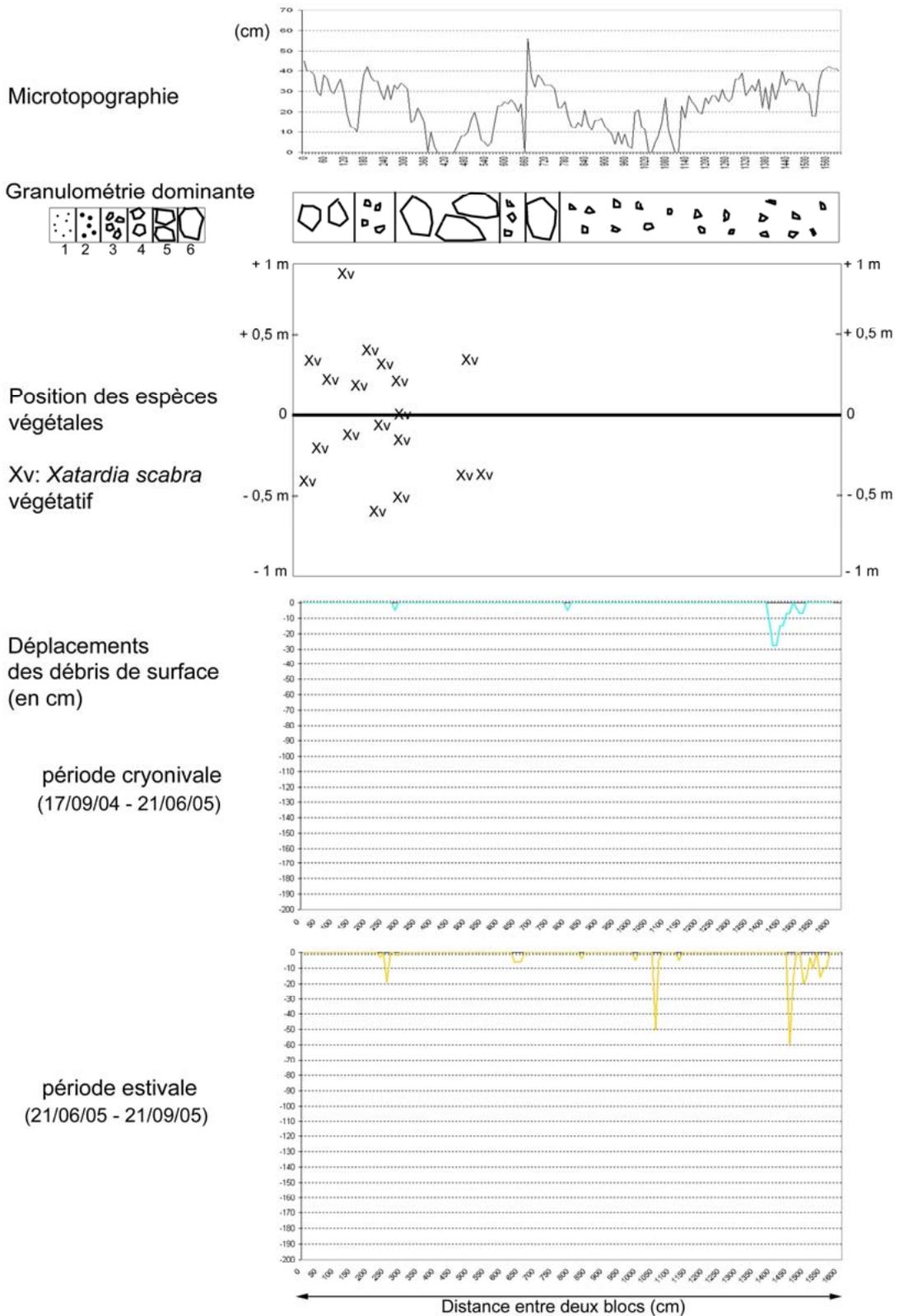
Annexe 4.12 – Transect réalisé dans la zone médiane amont (bp 3) de l'éboulis Malaza 2 durant la période 2005/2006.

Annexe 4.13 - Malaza 2 - Bande peinte n°3 - Période 2006/2007



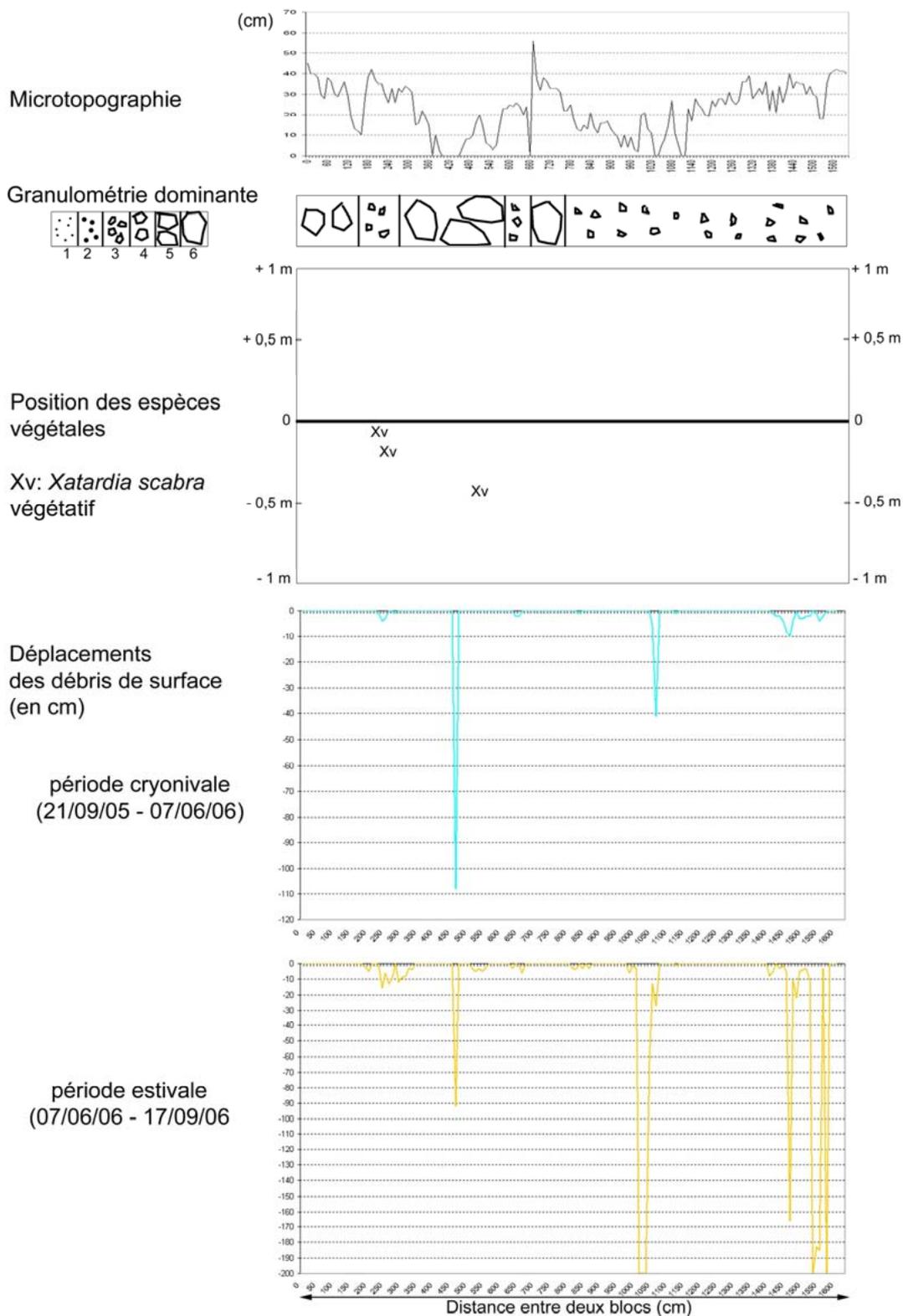
Annexe 4.13 – Transect réalisé dans la zone médiane amont (bp 3) de l'éboulis Malaza 2 durant la période 2006/2007.

Annexe 4.14 - Malaza 2 - Bande peinte n°1 - Période 2004/2005



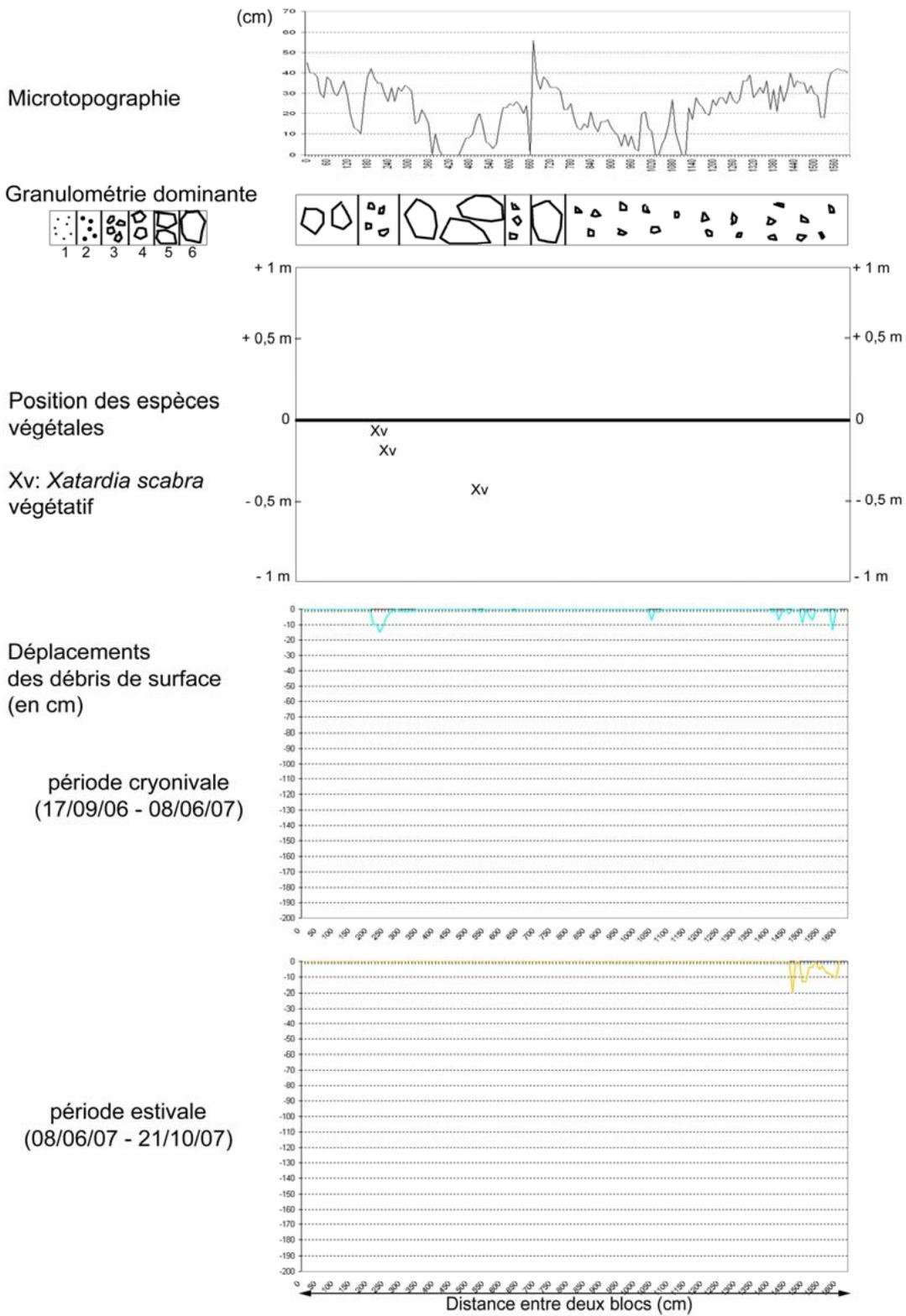
Annexe 4.14 – Transect réalisé dans la zone médiane aval (bp 1) de l'éboulis Malaza 2 durant la période 2004/2005.

Annexe 4.15 - Malaza 2 - Bande peinte n°1 - Période 2005/2006



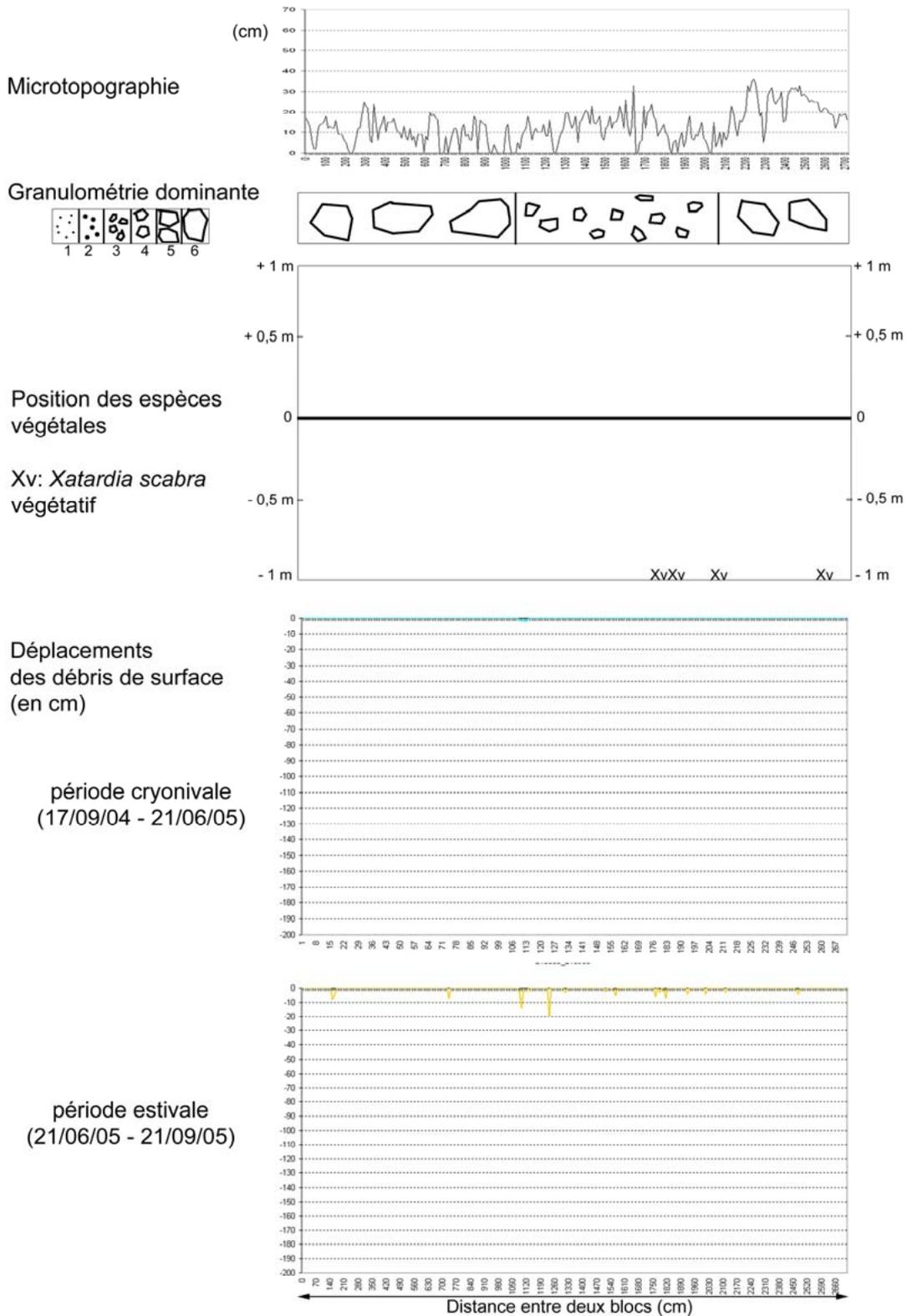
Annexe 4.15 – Transect réalisé dans la zone médiane aval (bp 1) de l'éboulis Malaza 2 durant la période 2005/2006.

Annexe 4.16 - Malaza 2 - Bande peinte n°1 - Période 2006/2007



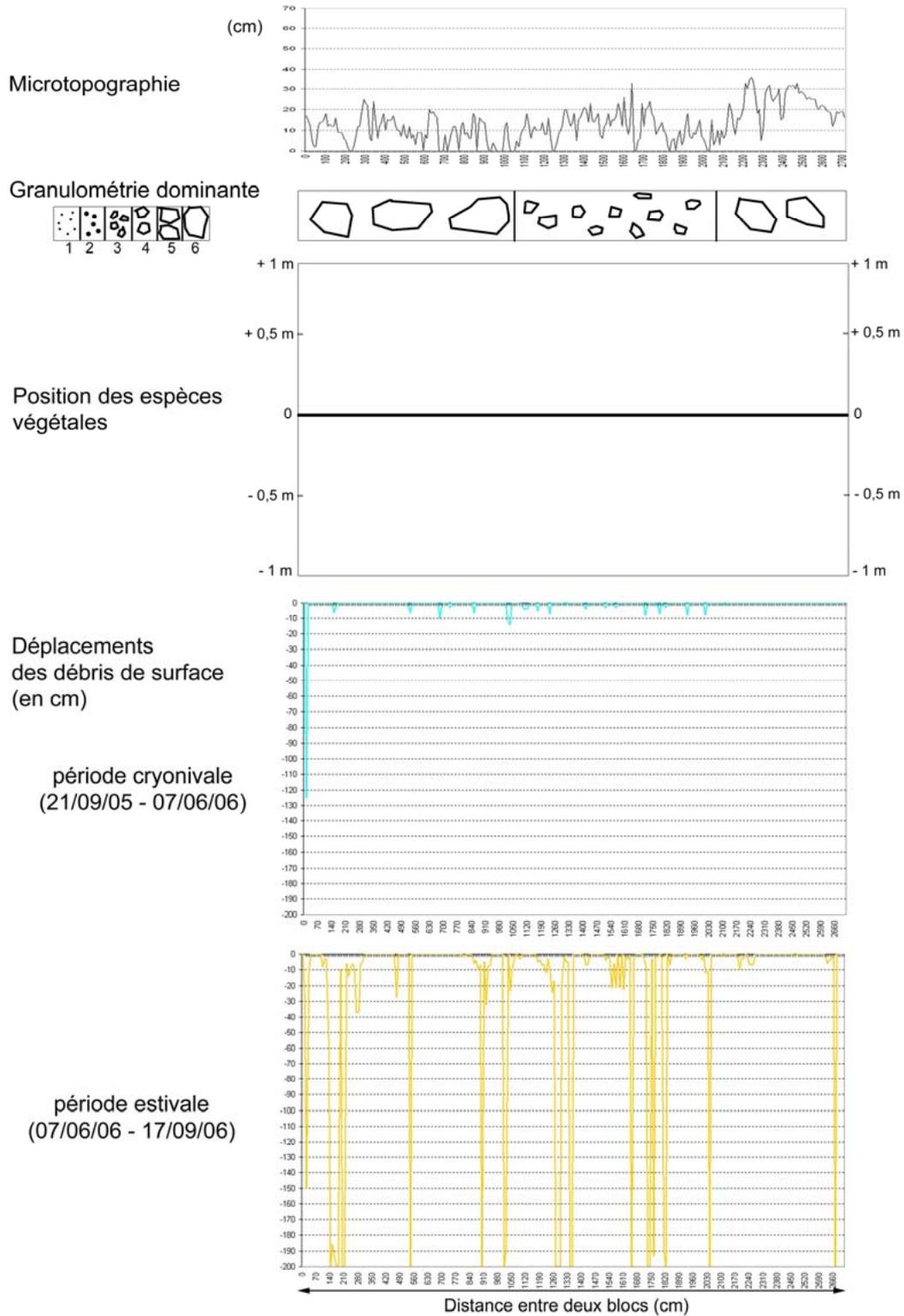
Annexe 4.16 – Transect réalisé dans la zone médiane aval (bp1) de l'éboulis Malaza 2 durant la période 2006/2007.

Annexe 4.17 - Malaza 2 - Bande peinte n°2 - Période 2004/2005



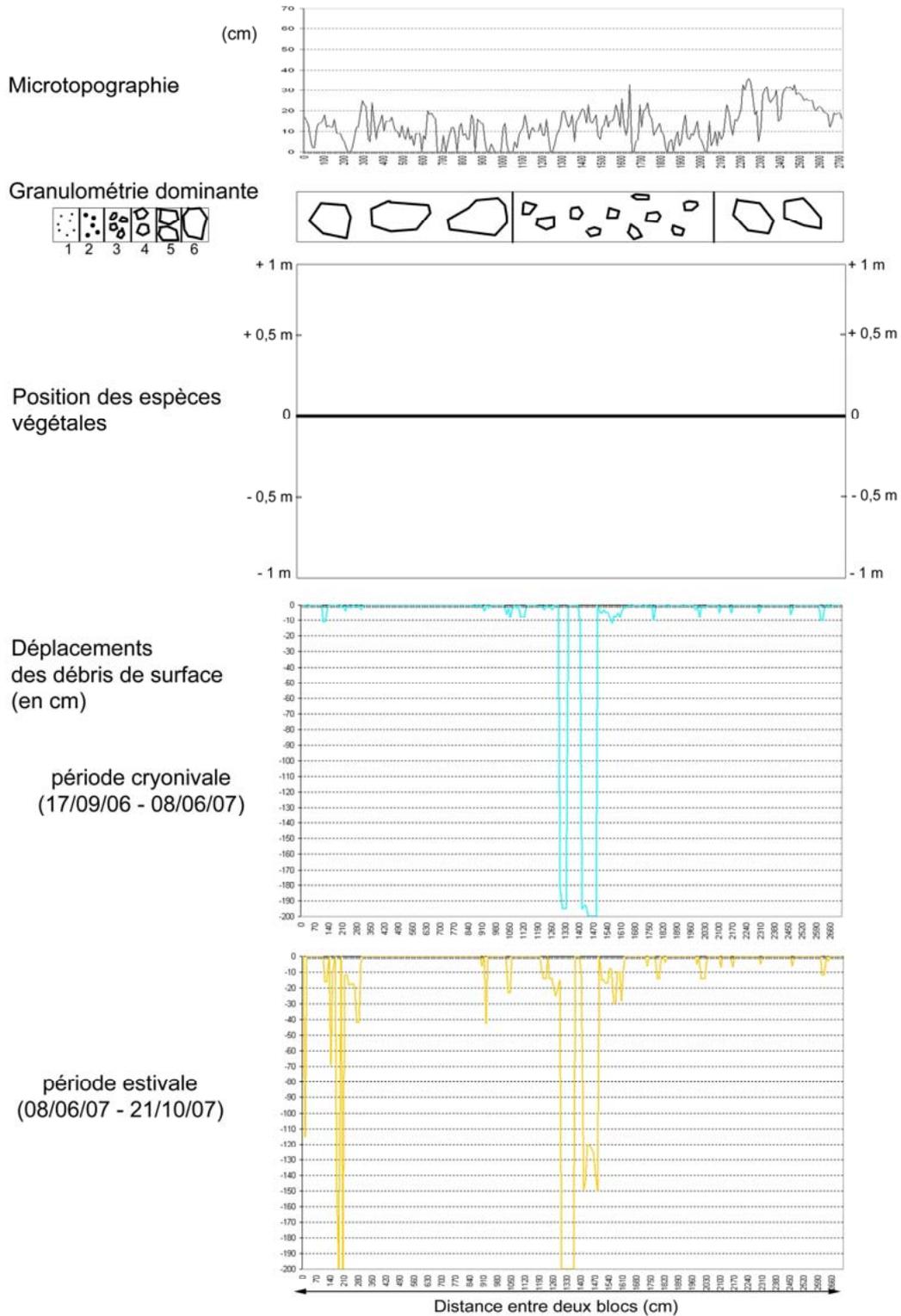
Annexe 4.17 – Transect réalisé dans la zone médiane aval (bp2) de l'éboulis Malaza 2 durant la période 2004/2005.

Annexe 4.18 - Malaza 2 - Bande peinte n°2 - Période 2005/2006



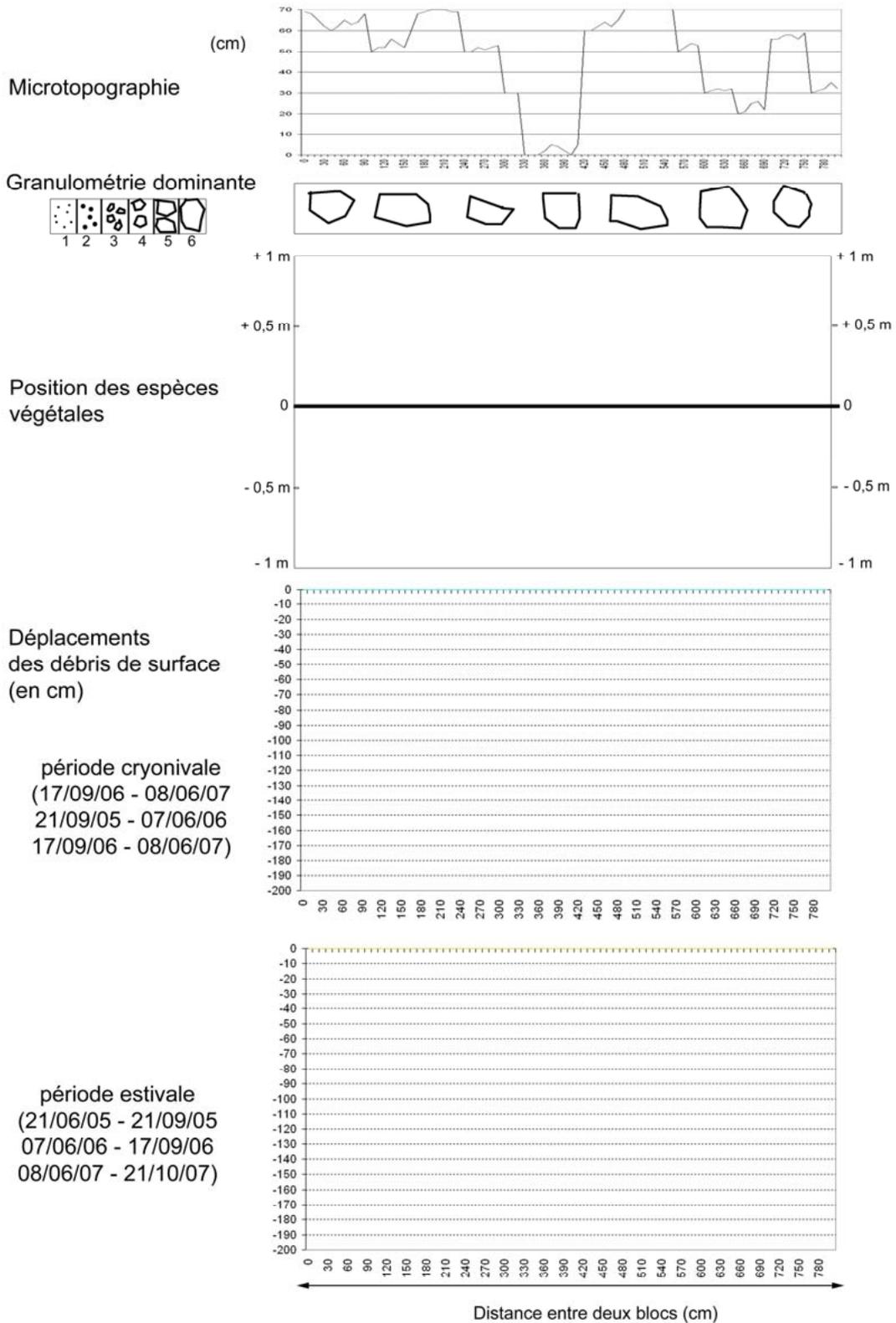
Annexe 4.18 – Transect réalisé dans la zone médiane aval (bp2) de l'éboulis Malaza 2 durant la période 2005/2006.

Annexe 4.19 - Malaza 2 - Bande peinte n°2 - Période 2006/2007



Annexe 4.19 – Transect réalisé dans la zone médiane aval (bp2) de l'éboulis Malaza 2 durant la période 2006/2007.

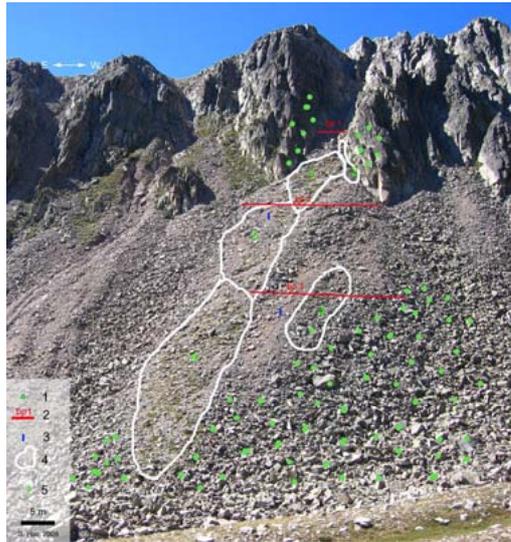
Annexe 4.20 - Malaza 2 - Bande peinte n°5 - Période 2004/2005/2006/2007



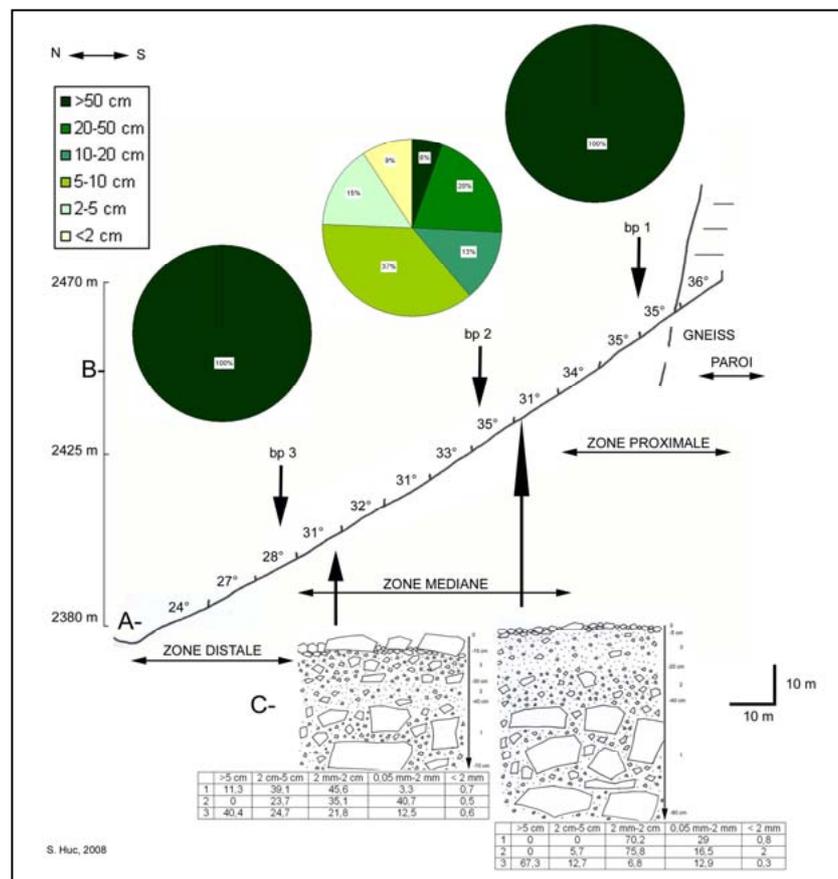
Annexe 4.20 – Transect réalisé dans la zone distale (bp5) de l'éboulis Malaza 2 durant les périodes 2004/2005, 2005/2006 et 2006/2007.

Dona – Annexes 4.21 à 4.29

A



B

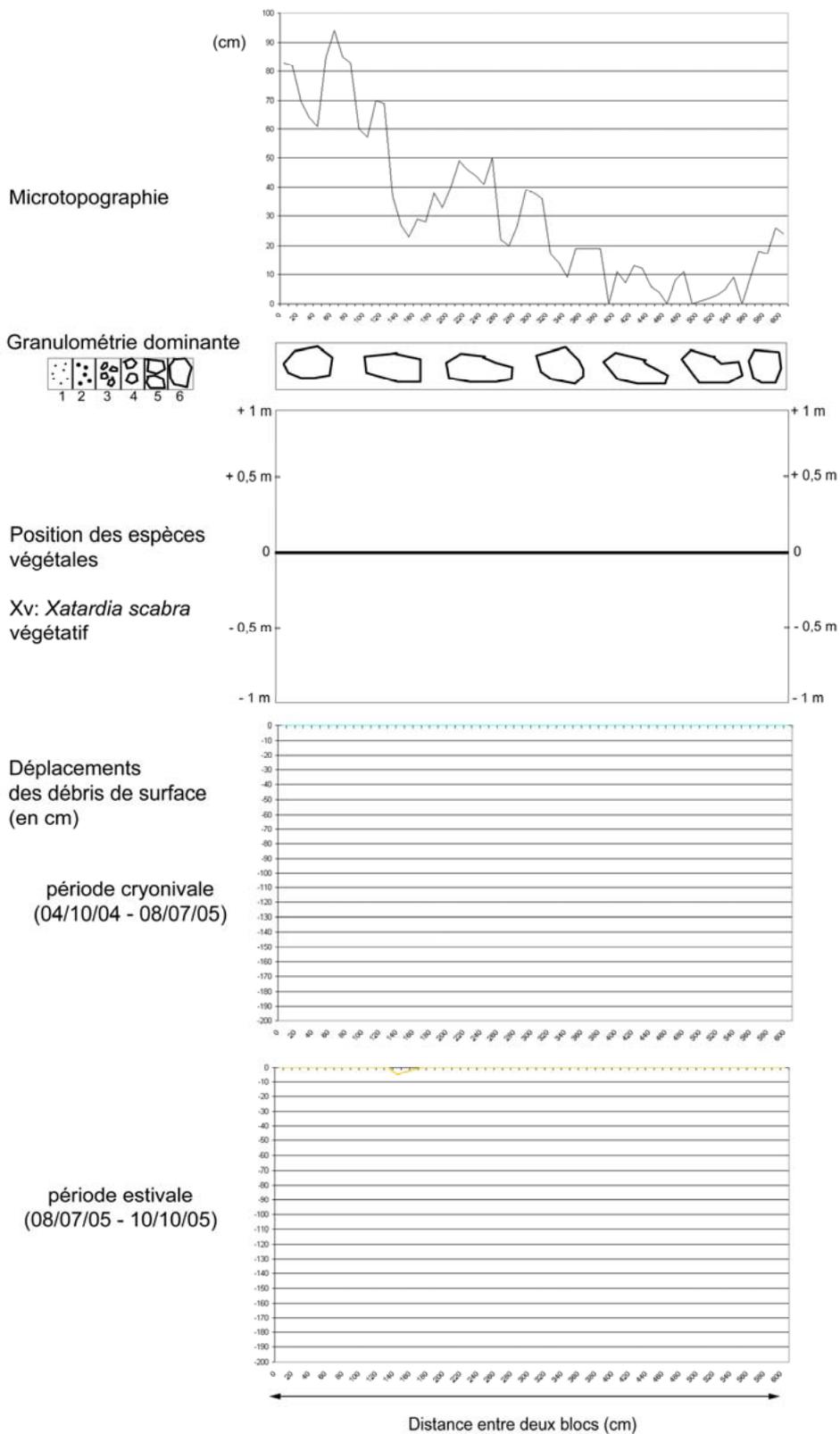


C

Code des transects	Zone de l'éboulis	Altitude (en m)	Longueur (en m)	Nombre de mesures sur 3 ans	Déplacements des matériaux de surface (en cm)						
					Saison cryonivale 2004/2005	Saison estivale 2005	Saison cryonivale 2005/2006	Saison estivale 2006	Saison cryonivale 2006/2007	Saison estivale 2007	Vitesse annuelle moyenne par zone (en cm.an ⁻¹)
bp1	proximale	2470	6	360	0	0,15	2,25	4,6	13,7	0,5	7,1
bp2	médiane	2445	20	1200	24,9	50,7	28,4	17,5	86	51,7	85,4
bp3	distale	2420	24	1440	8,3	14	5,2	15,6	15,5	12,3	23,6

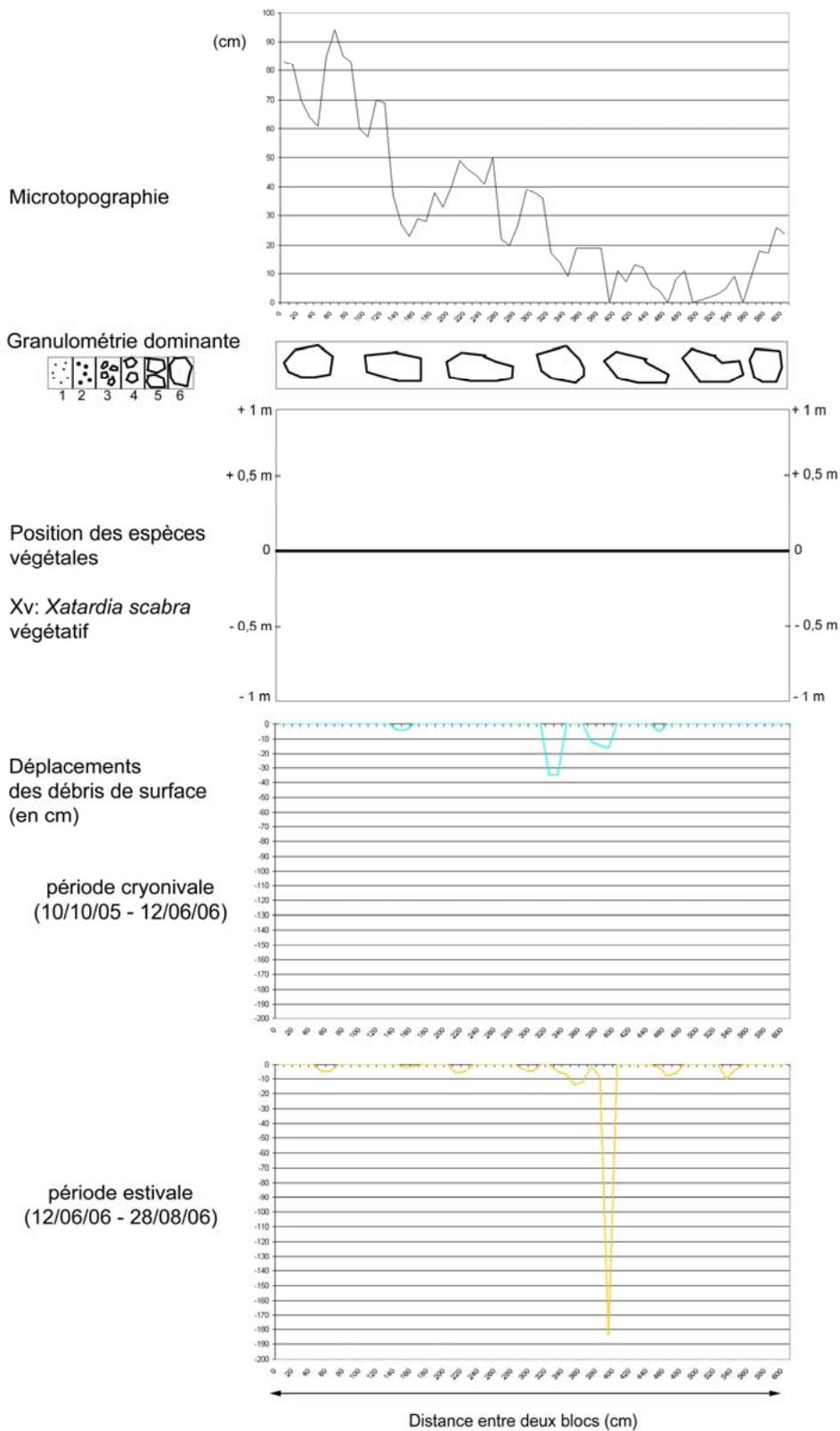
Caractéristiques de l'éboulis Dona. A : photo de la Coma de la Dona présentant une zone distale lichénisée (1), des bandes peintes (2), des tubes PVC (3), des groupements végétaux (4 et 5) ; **B :** profil longitudinal avec granulométrie de surface et de subsurface ; **C :** vitesse de déplacements des matériaux dans chaque zone.

Annexe 4.21 - Dona - Bande peinte n°1 - Période 2004/2005



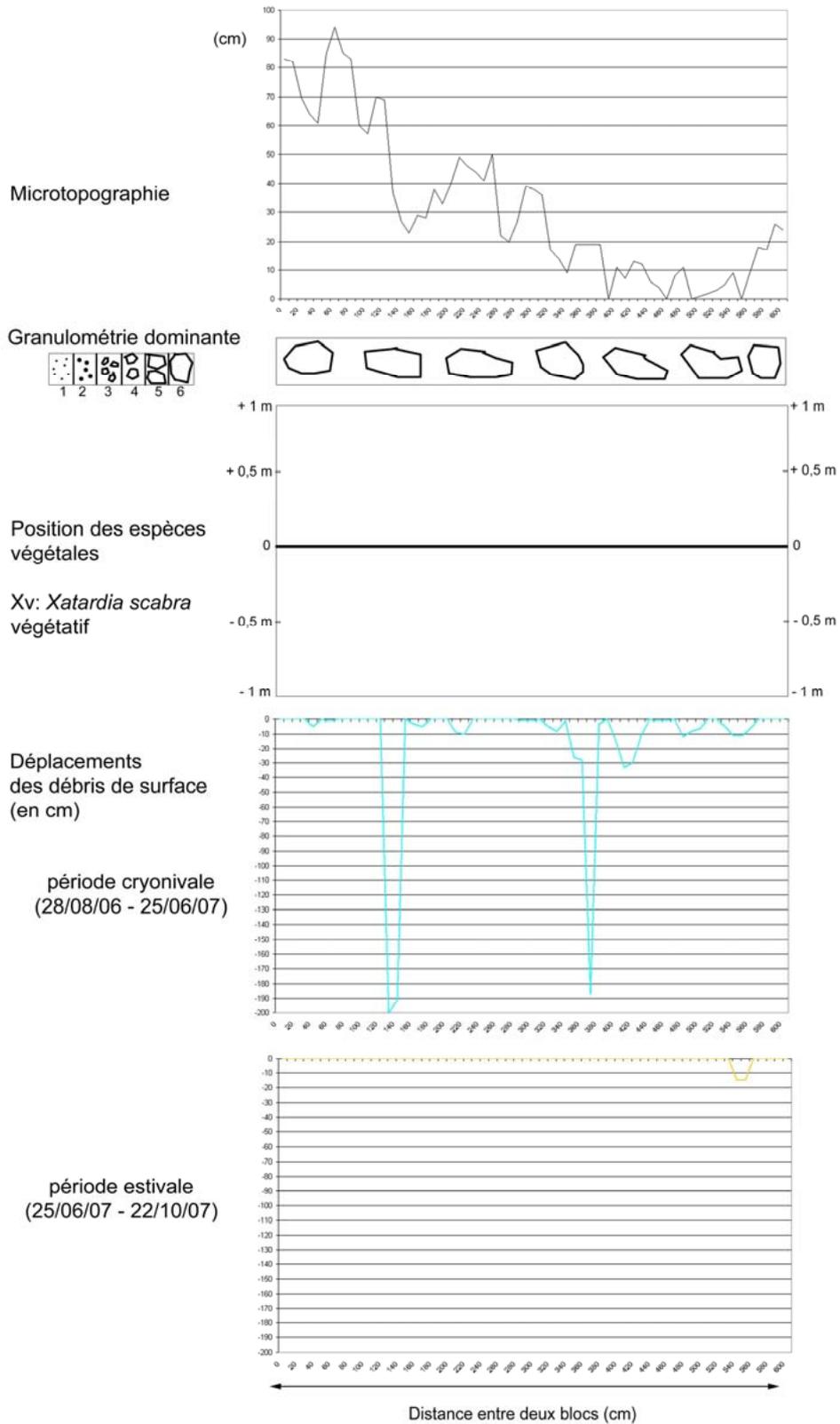
Annexe 4.21 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 1) de l'éboulis Dona durant la période 2004/2005.

Annexe 4.22 - Dona - Bande peinte n°1 - Période 2005/2006



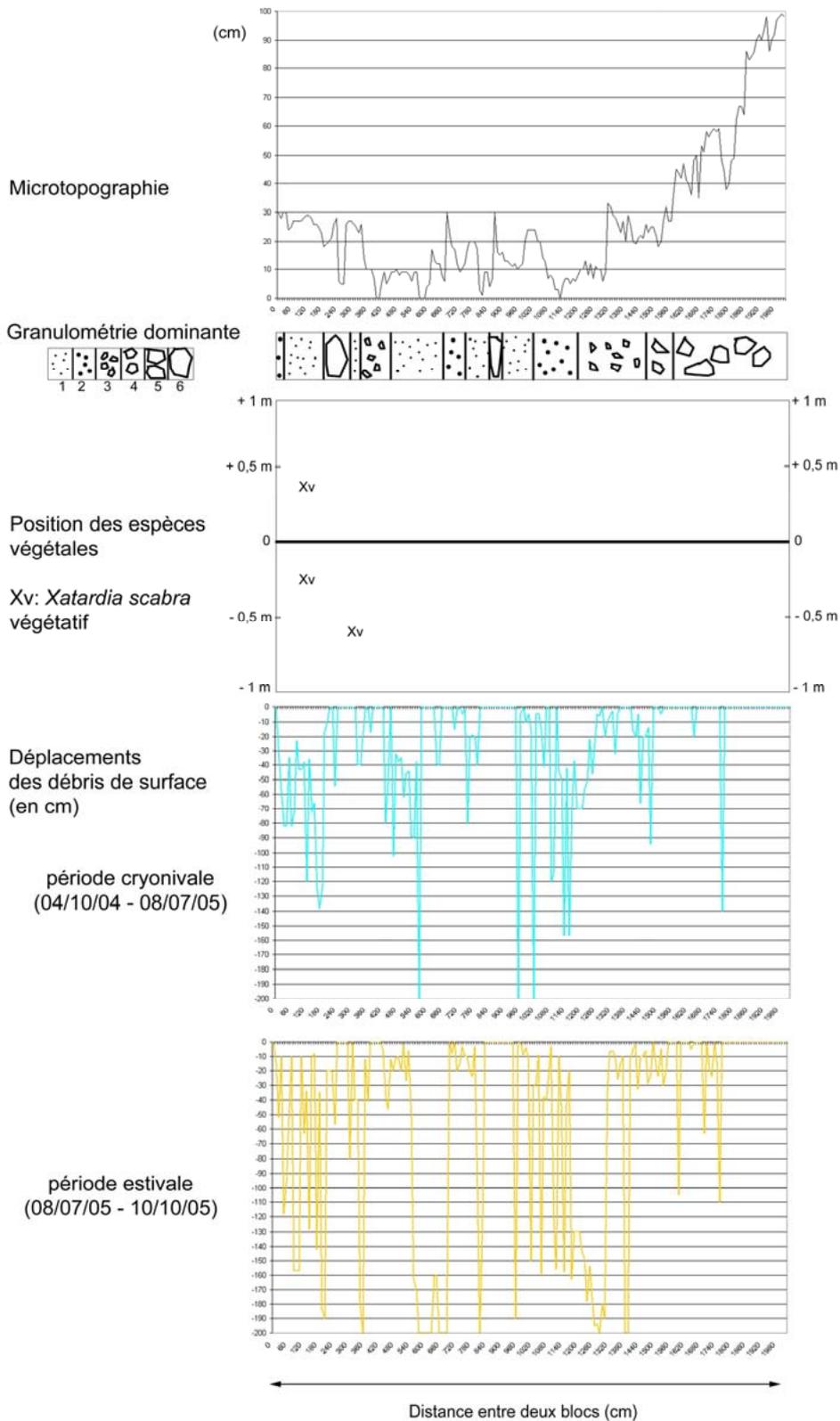
Annexe 4.22 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 1) de l'éboulis Dona durant la période 2005/2006.

Annexe 4.23 - Dona - Bande peinte n°1 - Période 2006/2007



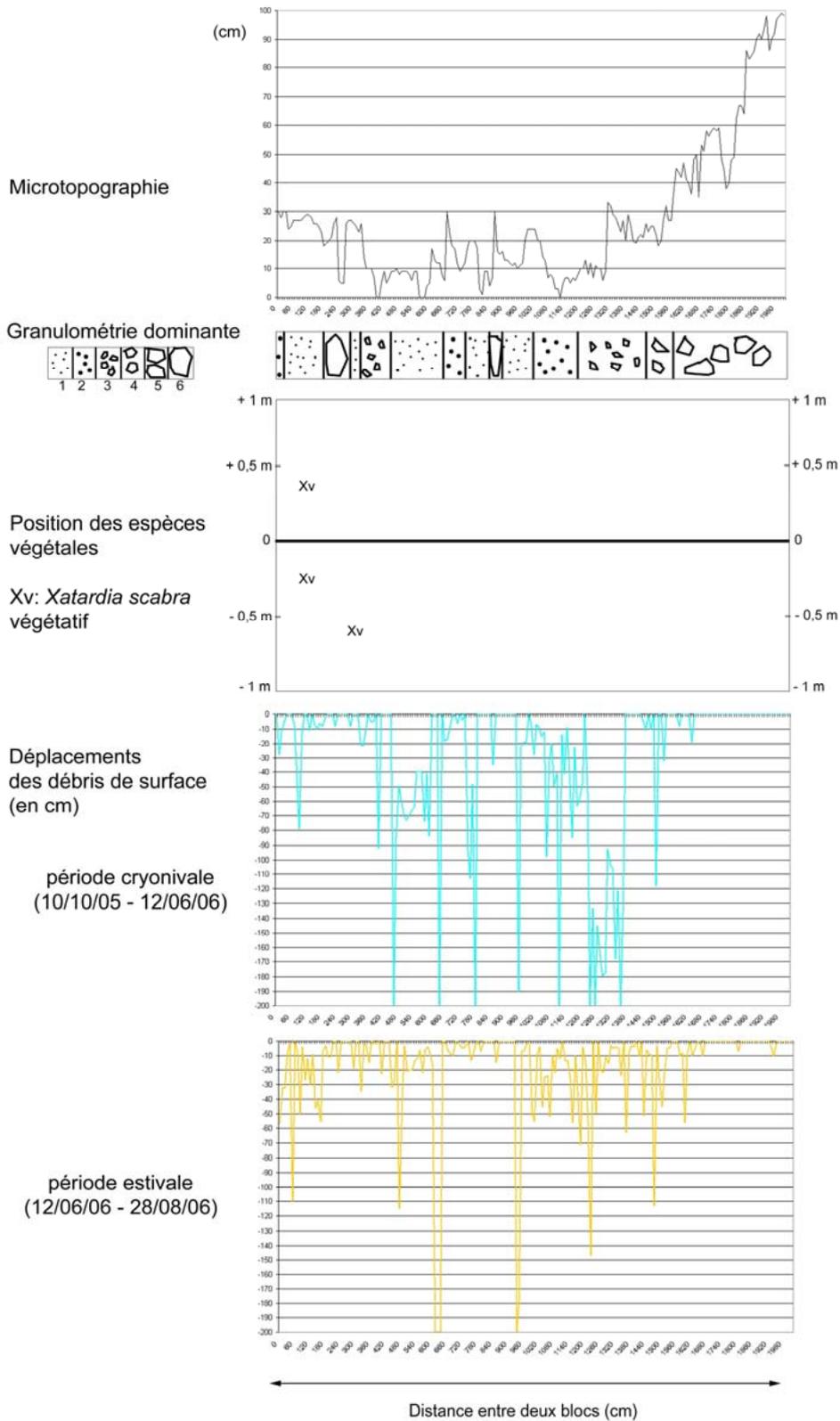
Annexe 4.23 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 1) de l'éboulis Dona durant la période 2006/2007.

Annexe 4.24 - Dona - Bande peinte n°2 - Période 2004/2005



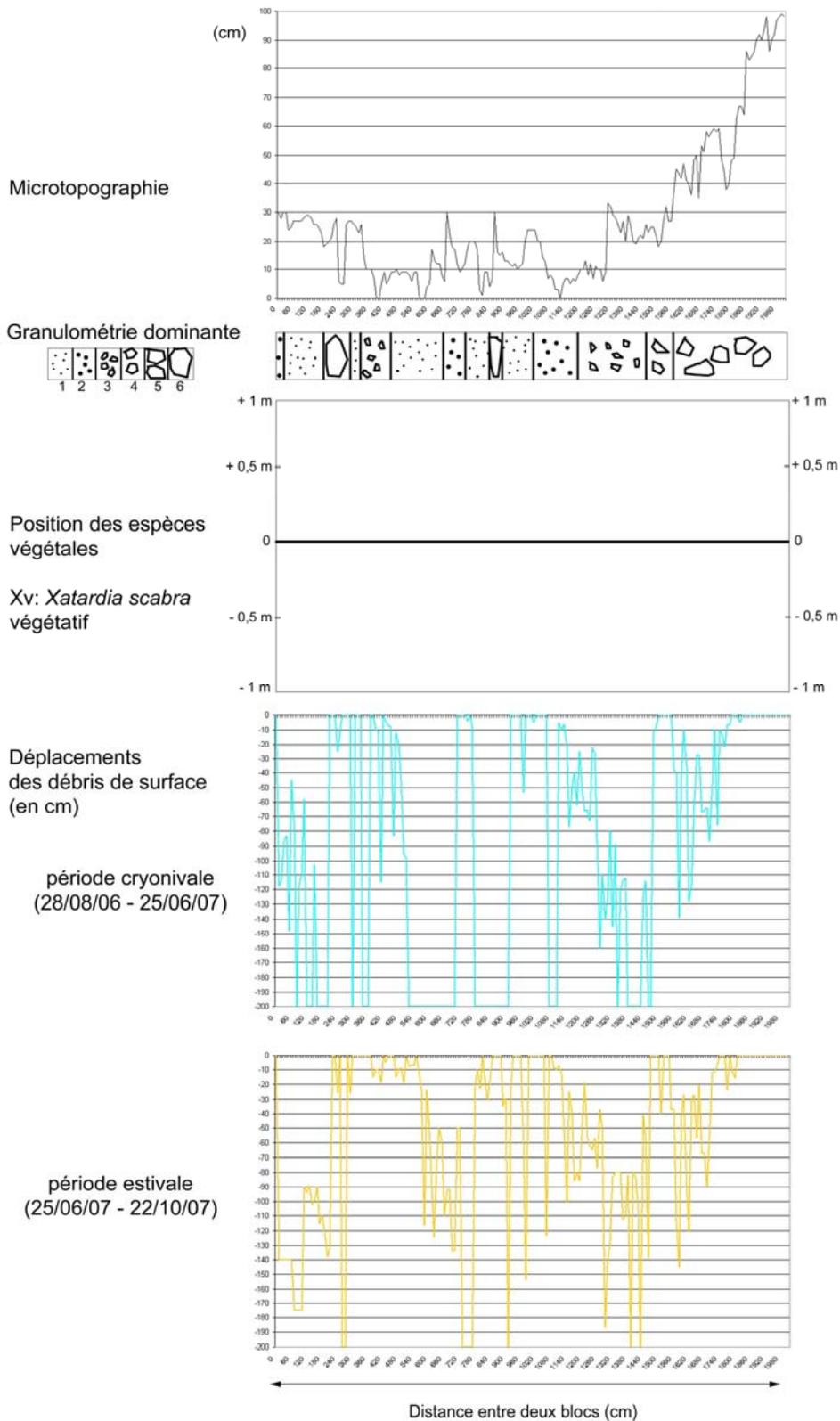
Annexe 4.24 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 2) de l'éboulis Dona durant la période 2004/2005.

Annexe 4.25 - Dona - Bande peinte n°2 - Période 2005/2006



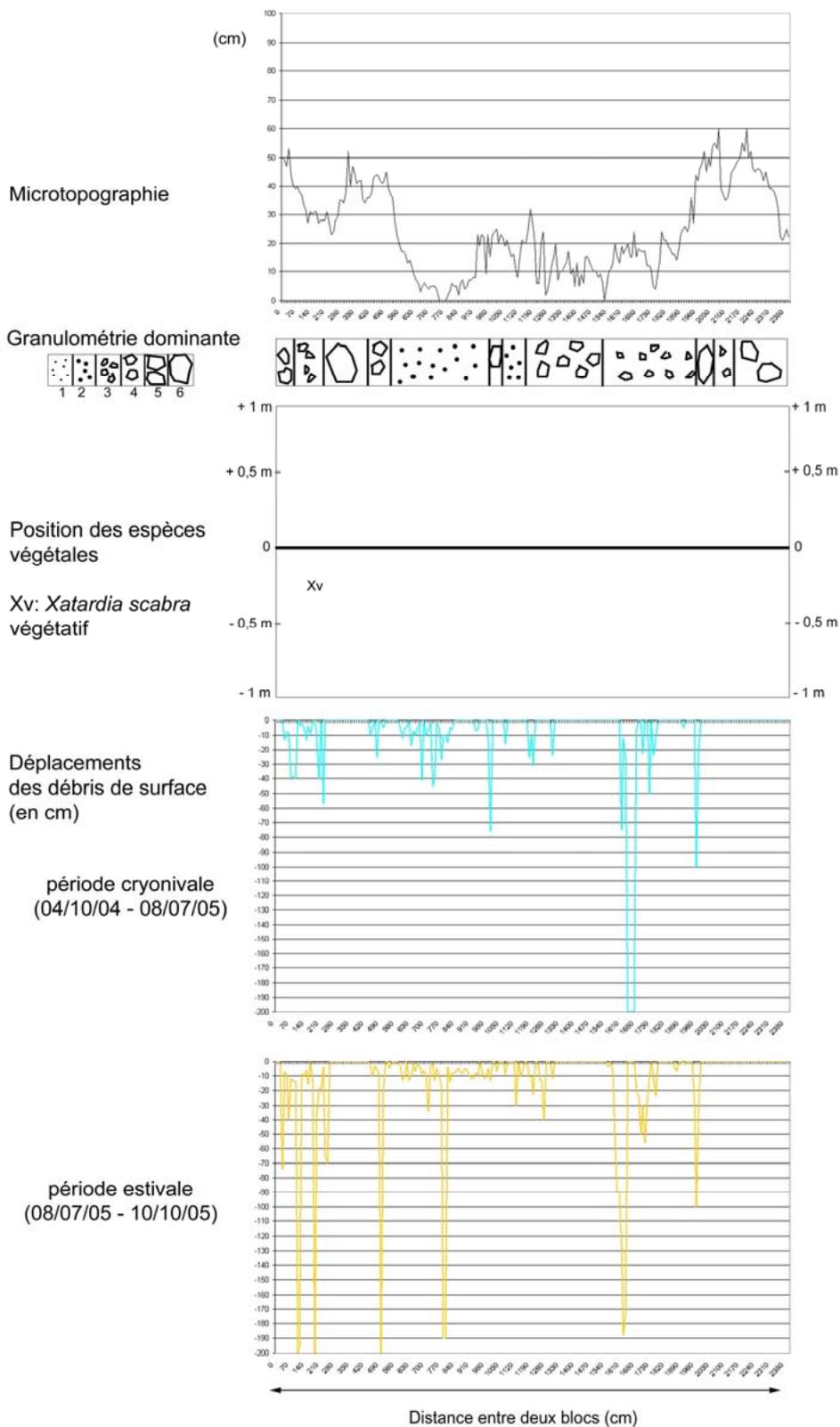
Annexe 4.25 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 2) de l'éboulis Dona durant la période 2005/2006.

Annexe 4.26 - Dona - Bande peinte n°2 - Période 2006/2007



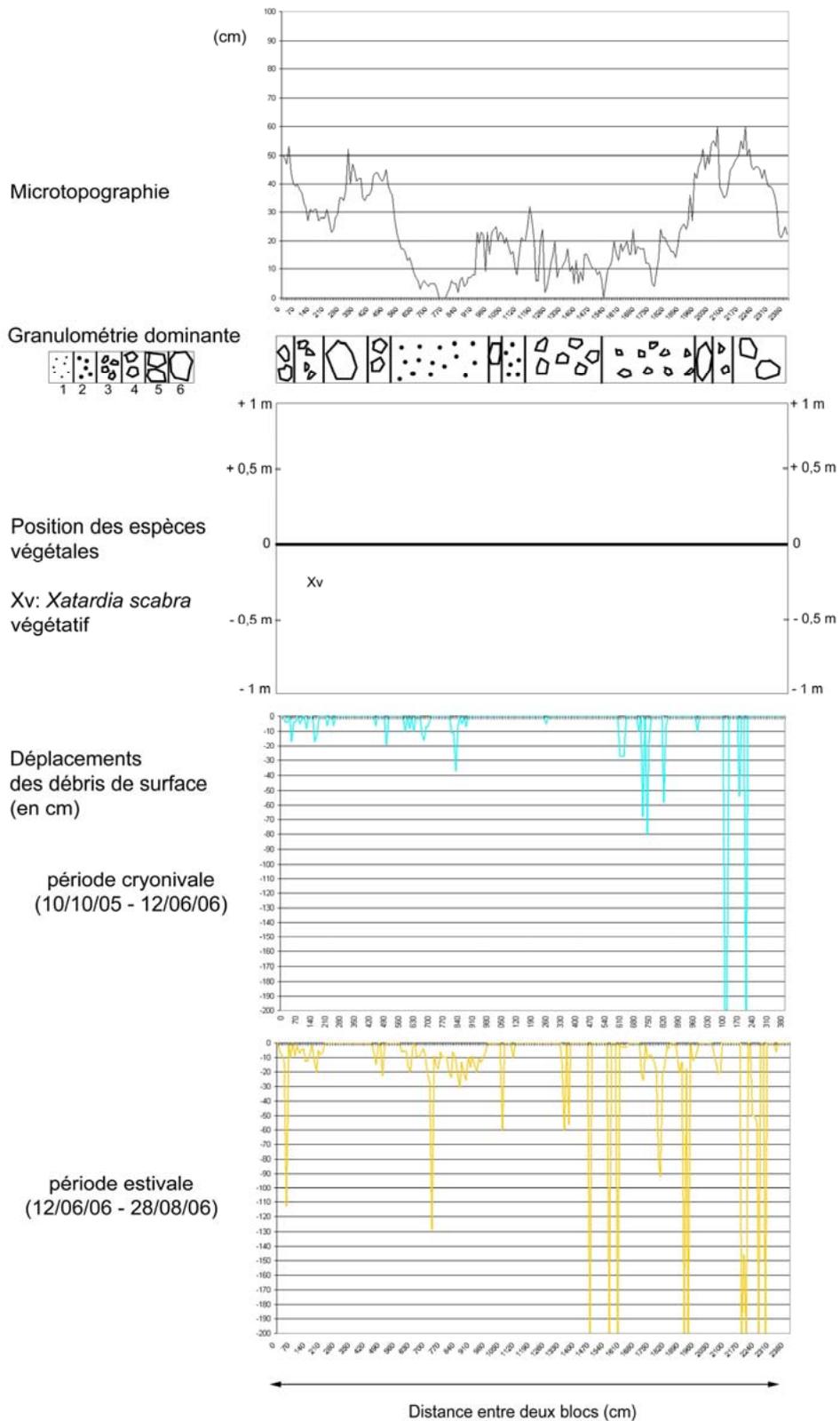
Annexe 4.26 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 2) de l'éboulis Dona durant la période 2006/2007.

Annexe 4.27 - Dona - Bande peinte n°3 - Période 2004/2005



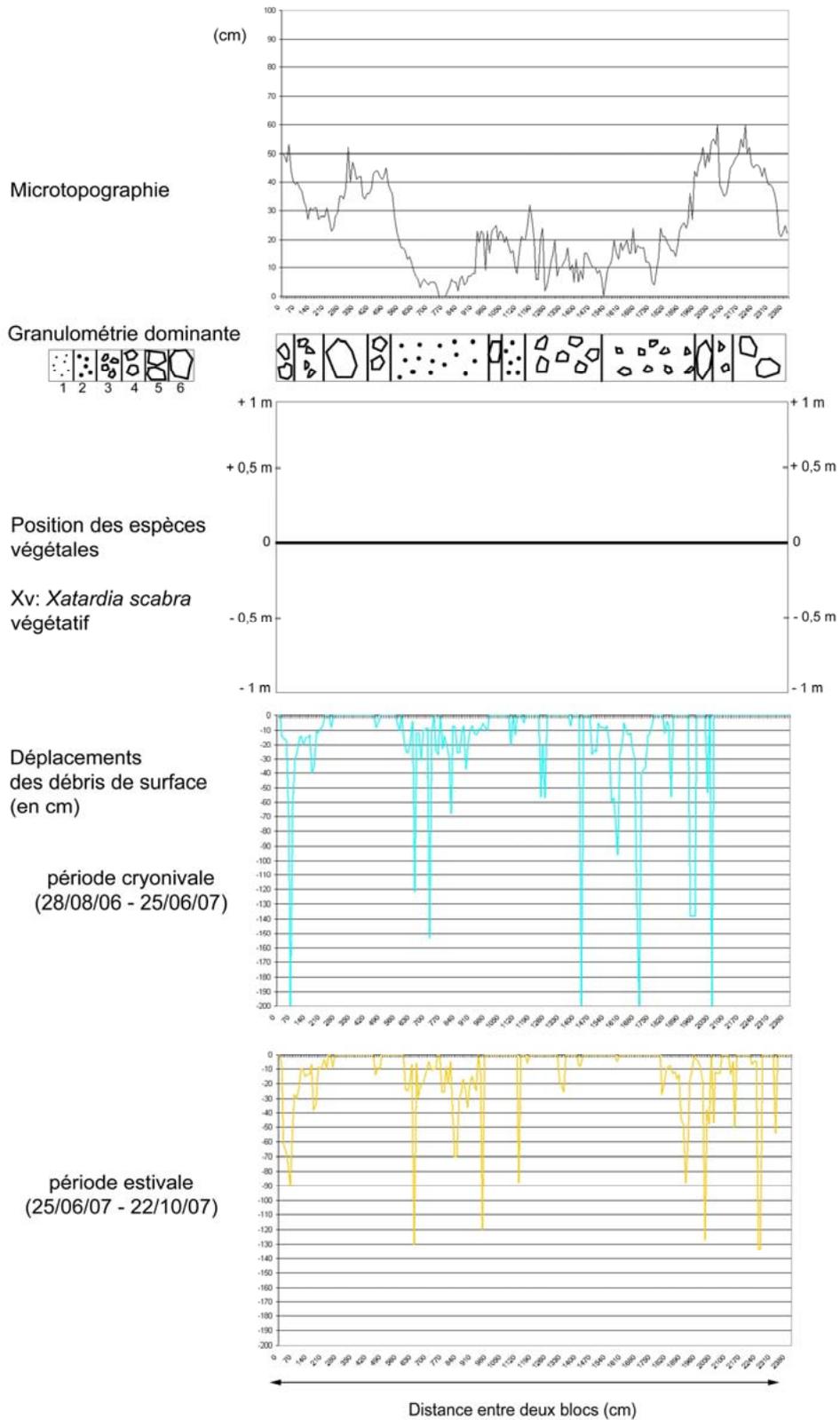
Annexe 4.27 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 3) de l'éboulis Dona durant la période 2004/2005.

Annexe 4.28 - Dona - Bande peinte n°3 - Période 2005/2006



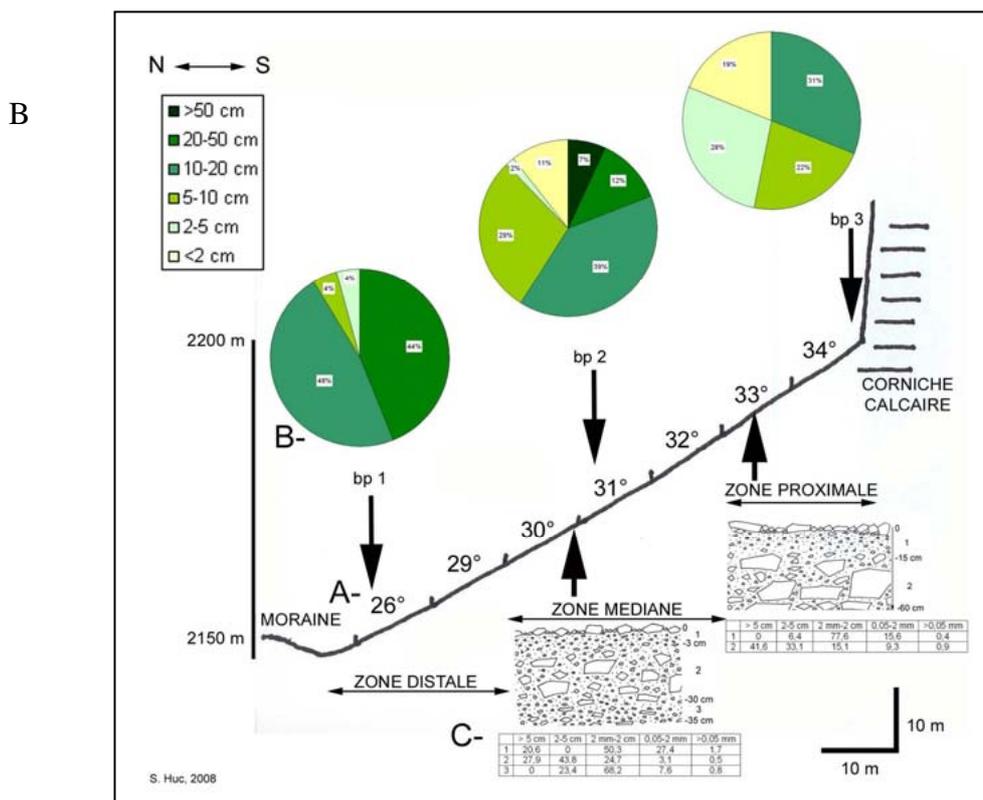
Annexe 4.28 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 3) de l'éboulis Dona durant la période 2005/2006.

Annexe 4.29 - Dona - Bande peinte n°3 - Période 2006/2007



Annexe 4.29 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 3) de l'éboulis Dona durant la période 2006/2007.

Cadi – Annexes 4.30 à 4.37

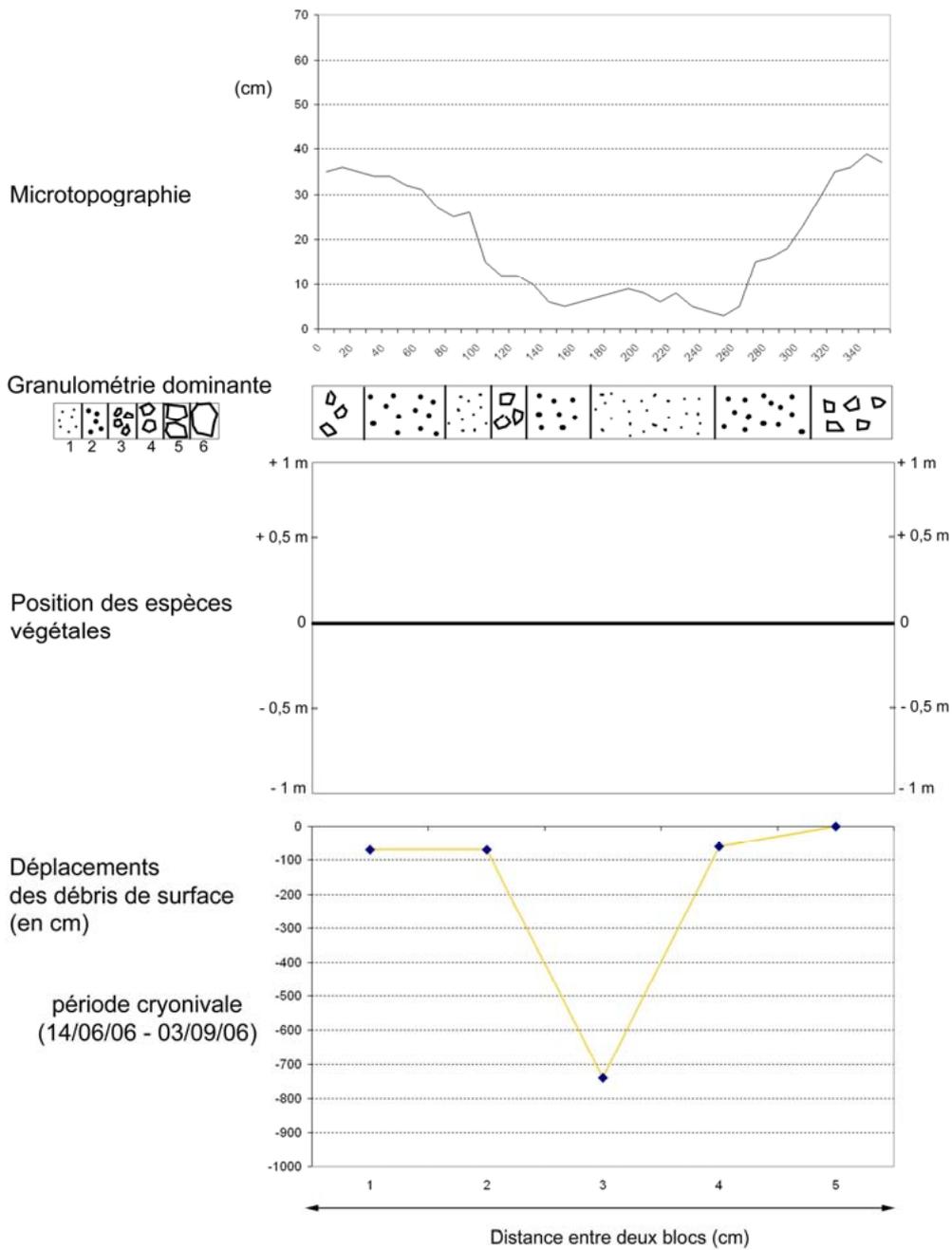


C

Code des transects	Zone de l'éboulis	Altitude (en m)	Longueur (en m)	Nombre de mesures sur 3 ans	Déplacements des matériaux de surface (en cm)						Vitesse annuelle moyenne par zone (en cm.an ⁻¹)
					Saison cryovalivale 2004/2005	Saison estivale 2005	Saison cryovalivale 2005/2006	Saison estivale 2006	Saison cryovalivale 2006/2007	Saison estivale 2007	
bp3	proximale	2200	5 cailloux	15	-	-	189	403,2	302,8	596	
bp2	médiante	2180	22,9	1374	13,6	23,1	25,7	45,4	20,7	51	
bp1	distale	2160	22,9	1374	0,3	1,5	12,1	9,8	0,3	8,5	

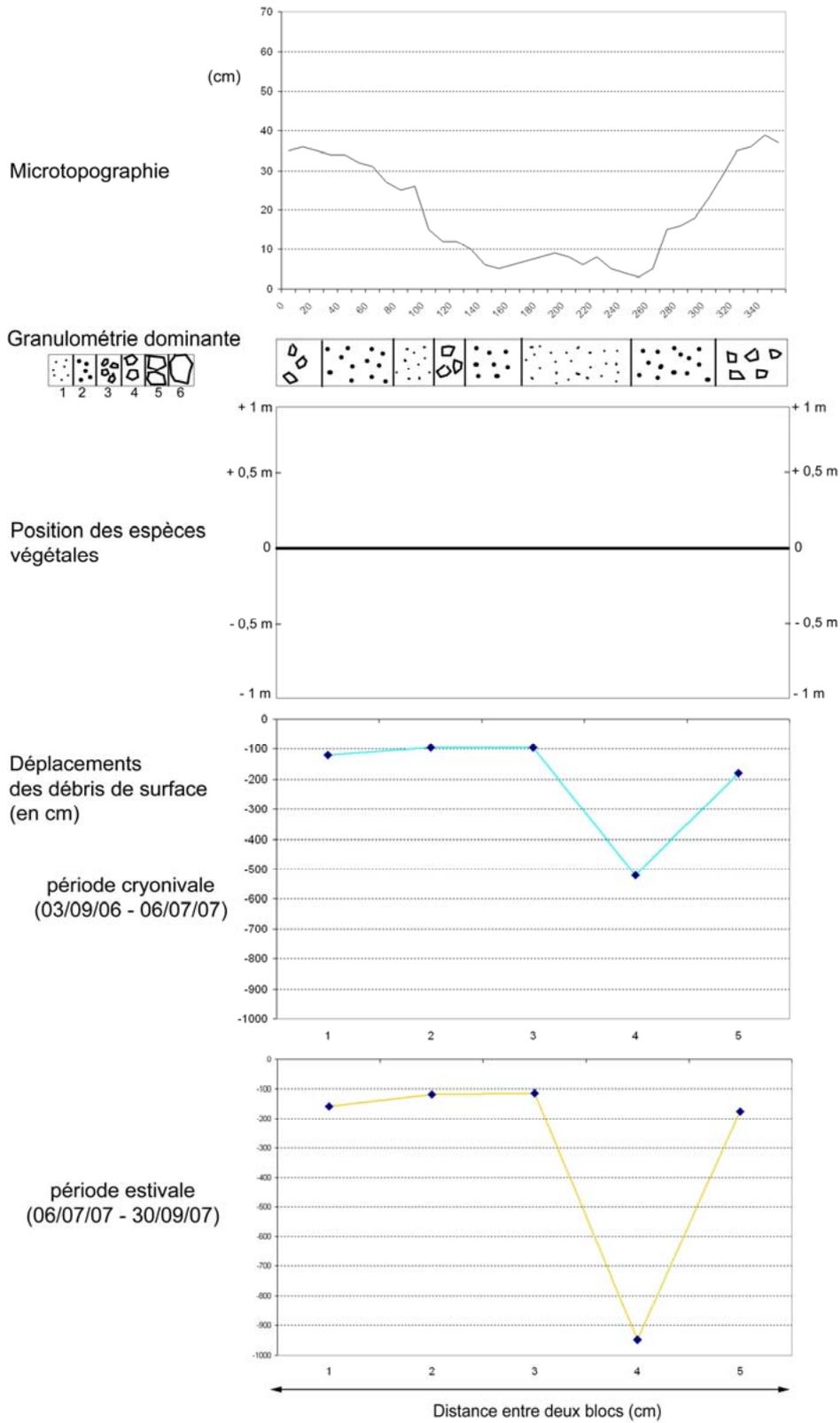
Caractéristiques de l'éboulis Cadi. A : éboulis instrumenté en Serre de Cadi avec bandes peintes en rouge et tubes PVC en bleu; B : profil longitudinal avec granulométrie de surface et de subsurface ; C : vitesse de déplacements des matériaux dans chaque zone.

Annexe 4.30 - Cadi - Bande peinte n°3 - Période estivale 2006



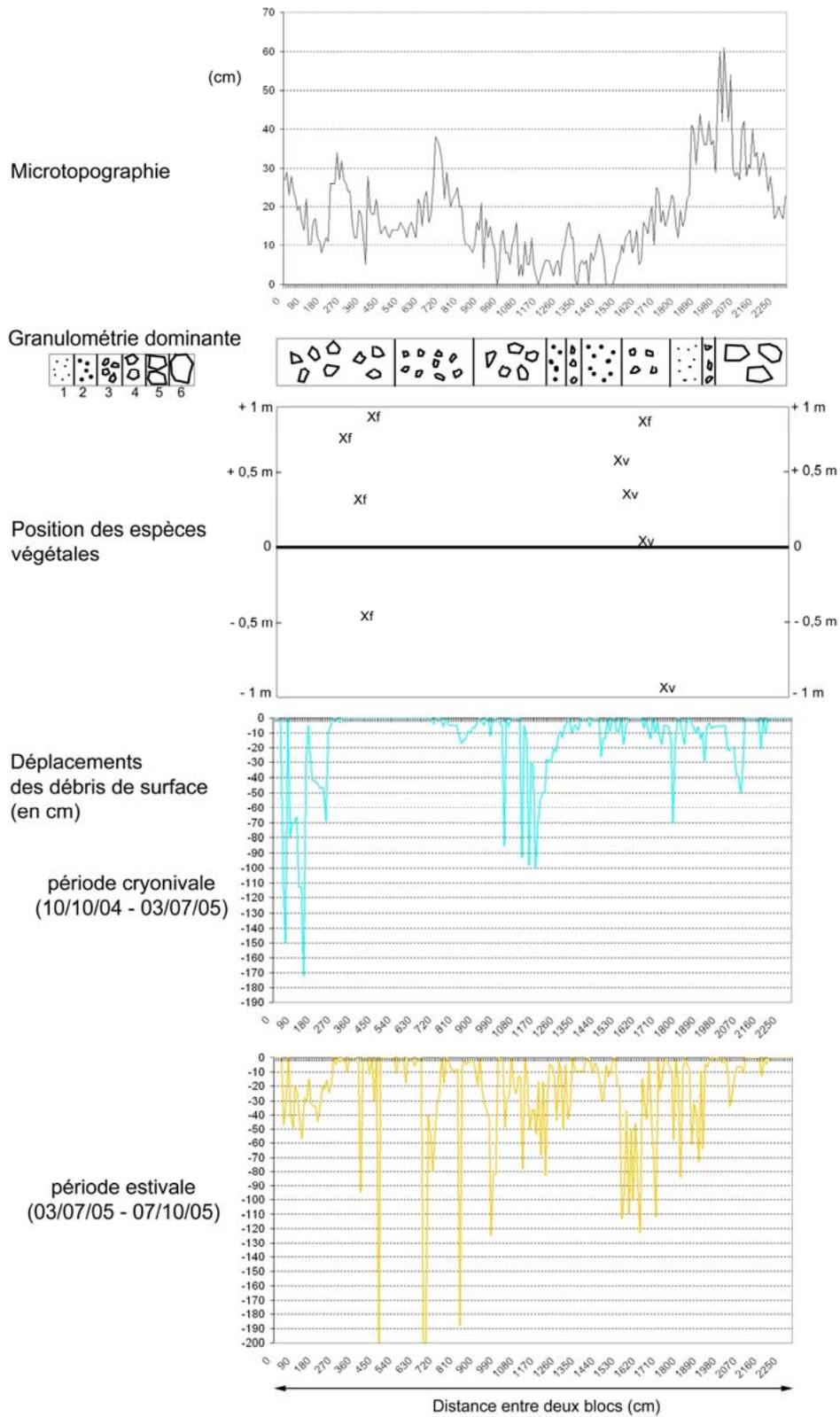
Annexe 4.30 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 3) de l'éboulis Cadi durant la saison estivale 2006.

Annexe 4.31 - Cadi - Bande peinte n°3 - Période 2006/2007



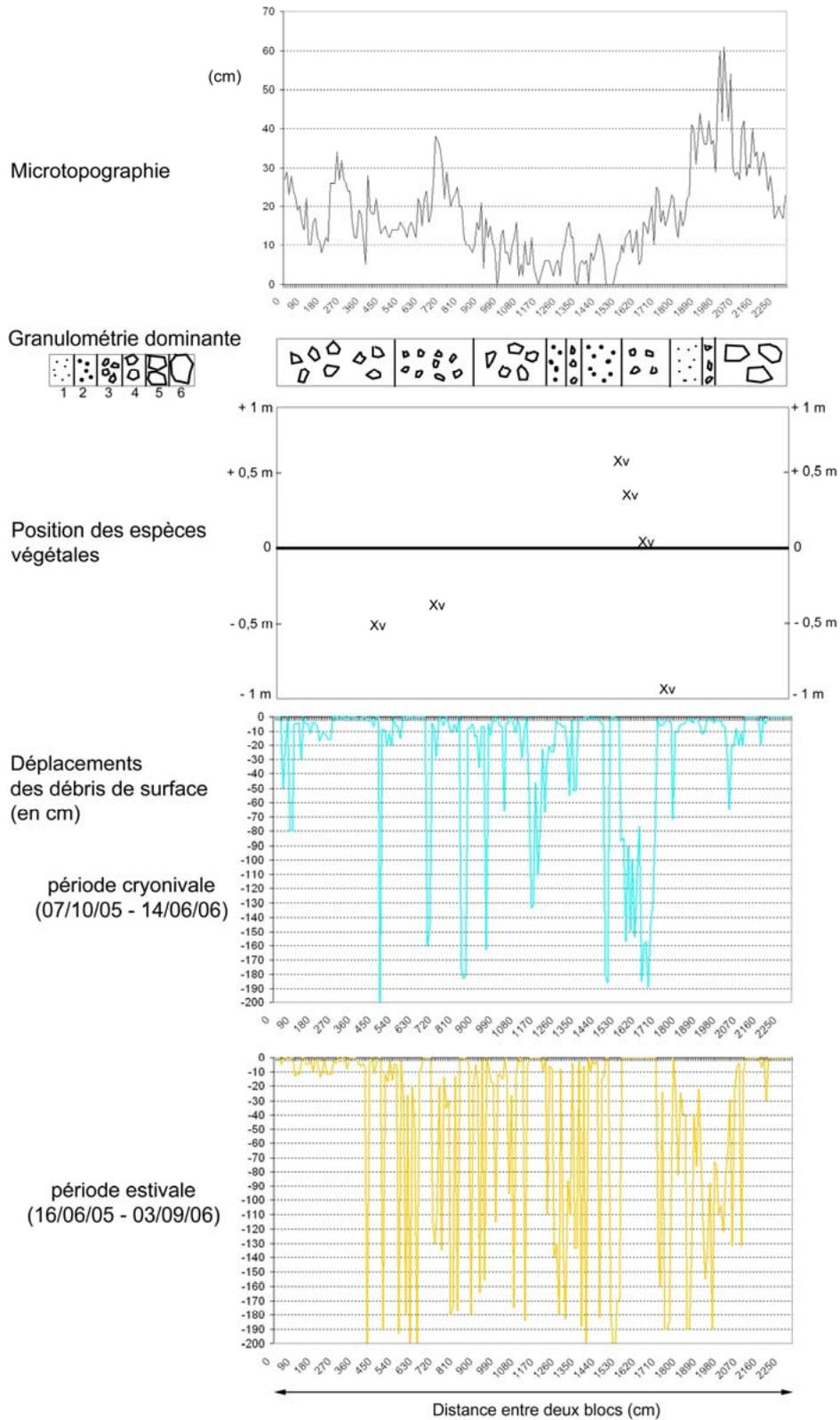
Annexe 4.31 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 3) de l'éboulis Cadi durant la période 2006/2007.

Annexe 4.32 - Cadi - Bande peinte n°2 - Période 2004/2005



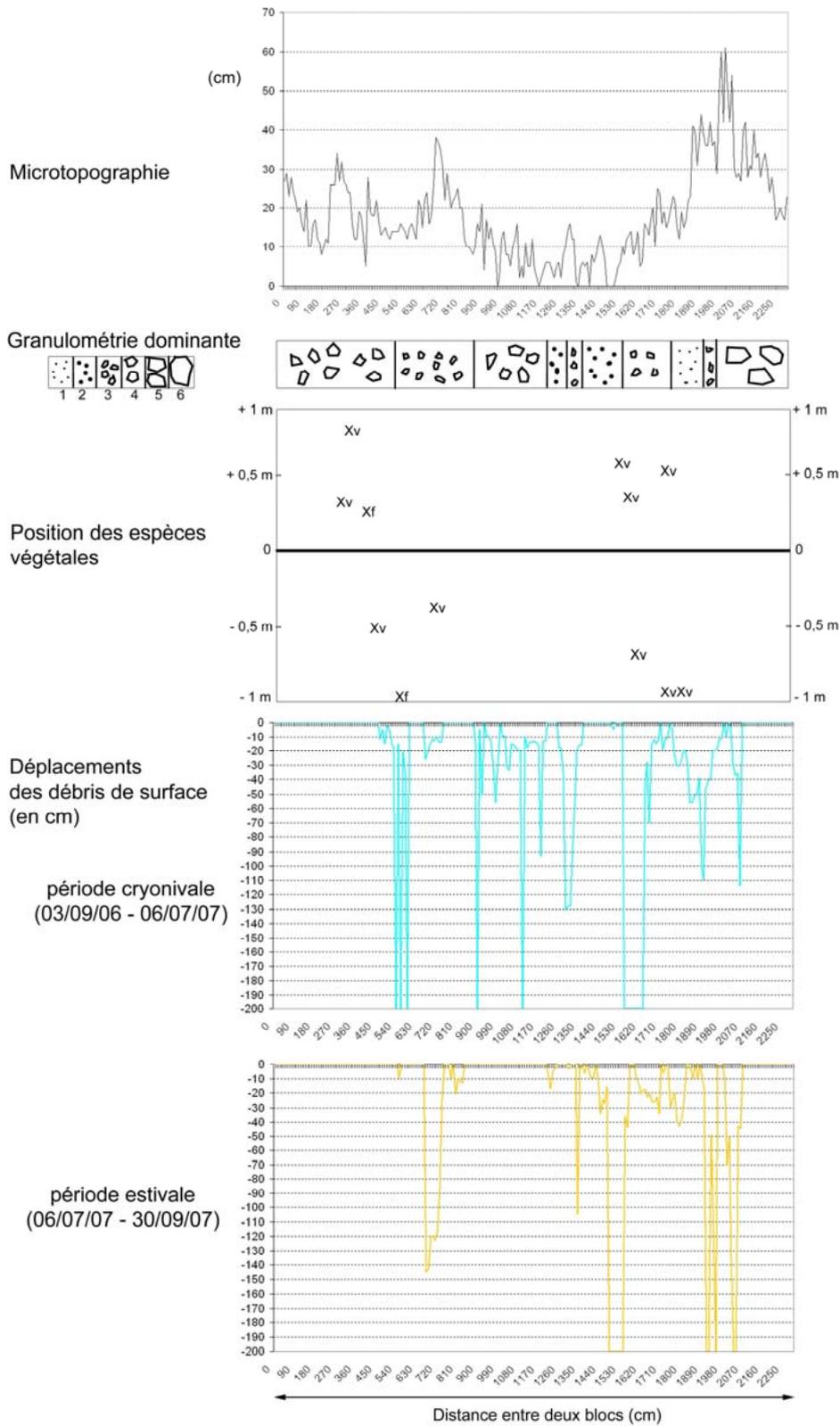
Annexe 4.32 - Transect réalisé dans la zone médiane (bp 2) de l'éboulis Cadi durant la période 2004/2005.

Annexe 4.33 - Cadi - Bande peinte n°2 - Période 2005/2006



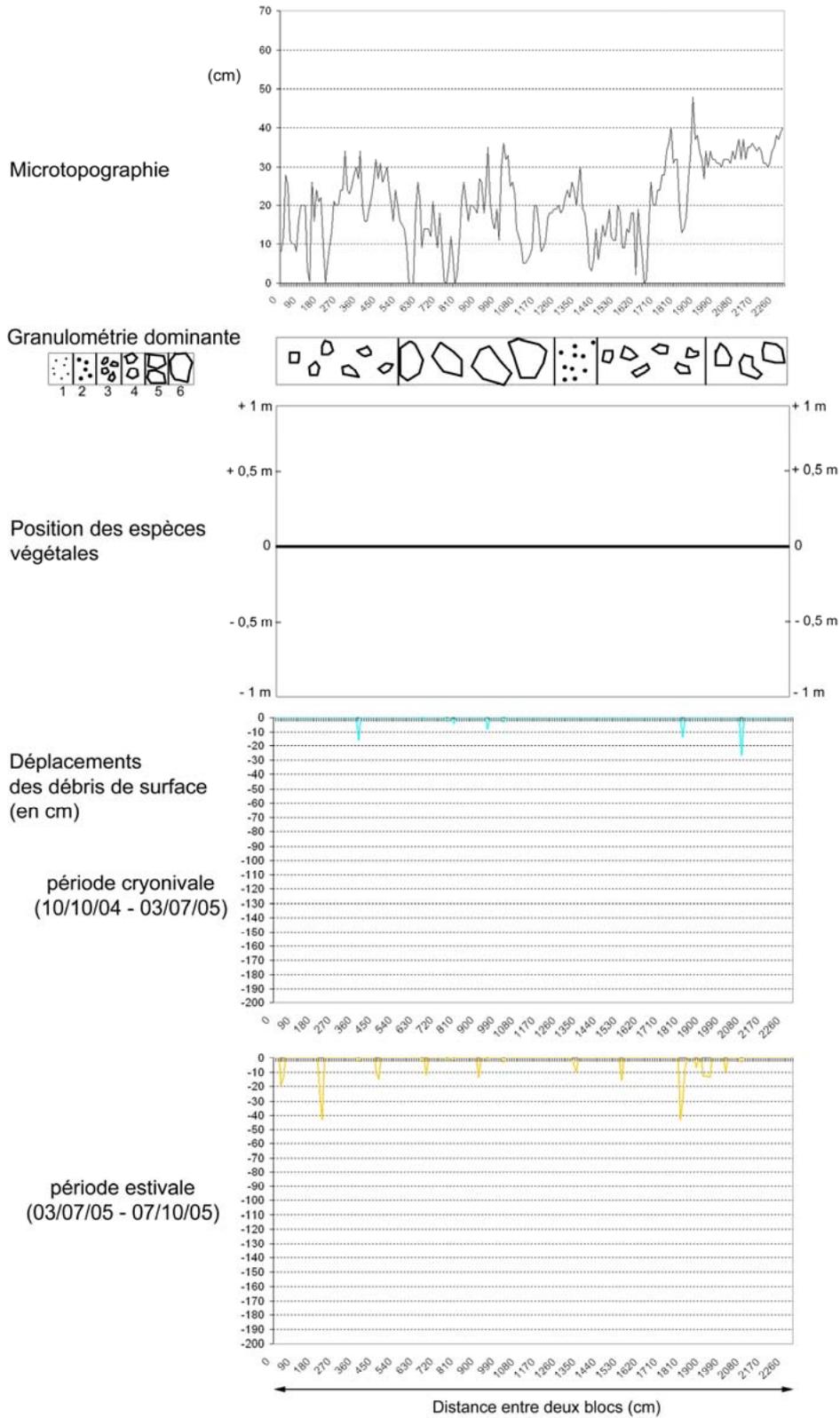
Annexe 4.33 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 2) de l'éboulis Cadi durant la période 2005/2006.

Annexe 4.34 - Cadi - Bande peinte n°2 - Période 2006/2007



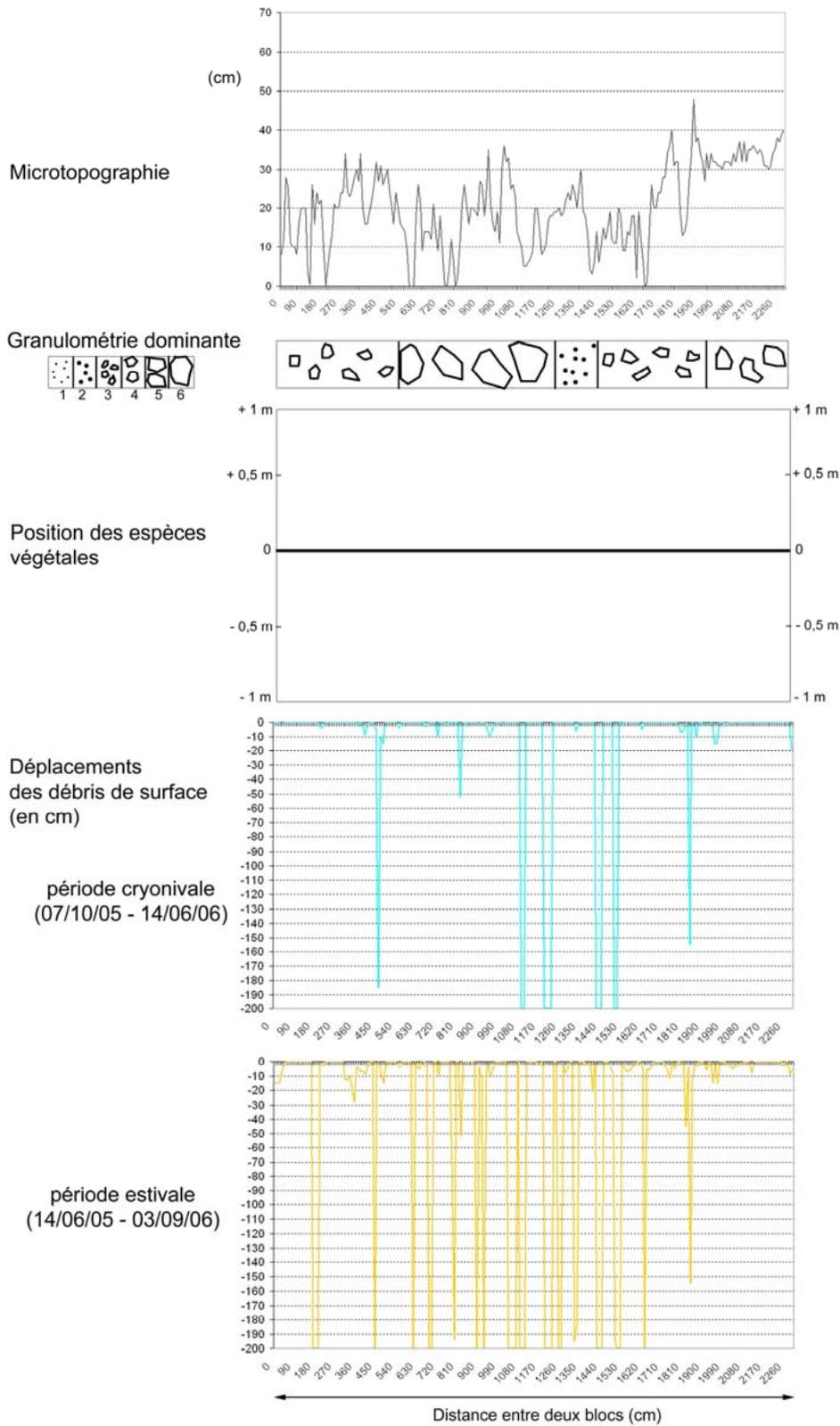
Annexe 4.34 - Transect réalisé dans la zone médiane (bp 2) de l'éboulis Cadi durant la période 2006/2007.

Annexe 4.35 - Cadi - Bande peinte n°1 - Période 2004/2005



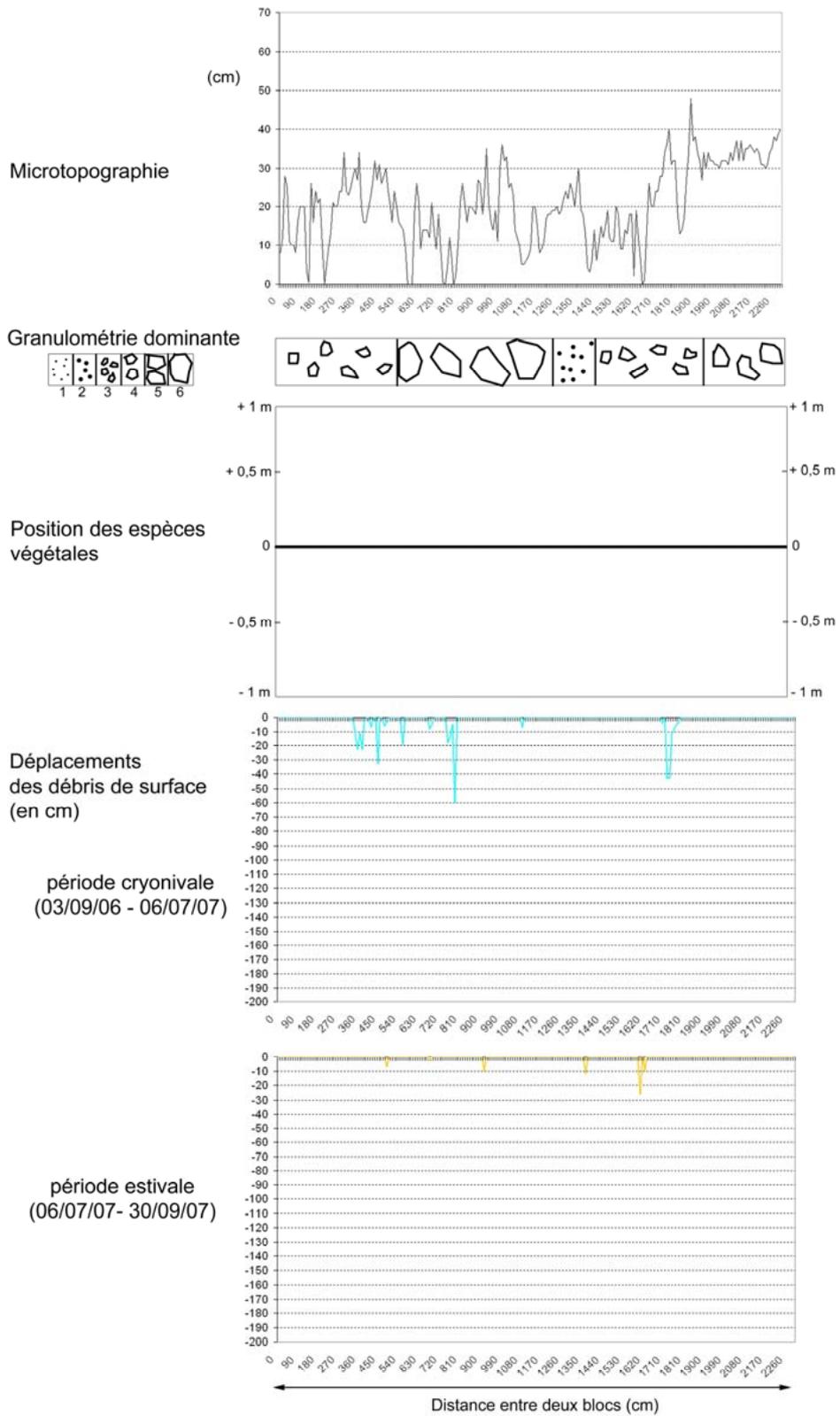
Annexe 4.35 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 1) de l'éboulis Cadi durant la période 2004/2005.

Annexe 4.36 - Cadi - Bande peinte n°1 - Période 2005/2006



Annexe 4.36 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 1) de l'éboulis Cadi durant la période 2005/2006.

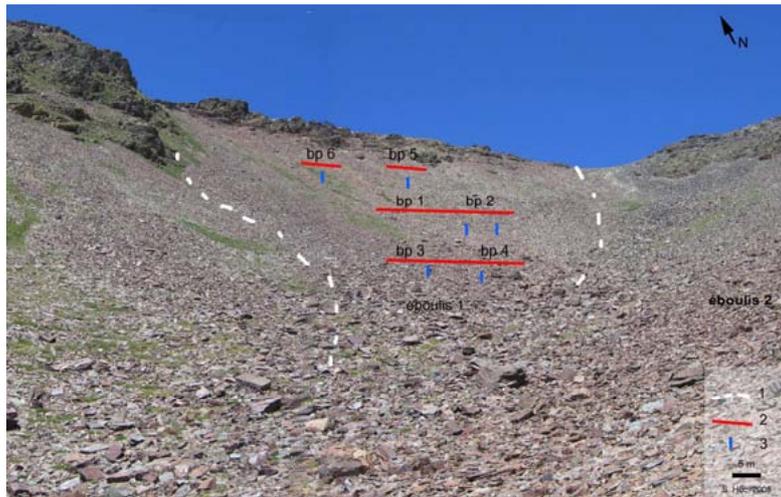
Annexe 4.37- Cadi - Bande peinte n°1 - Période 2006/2007



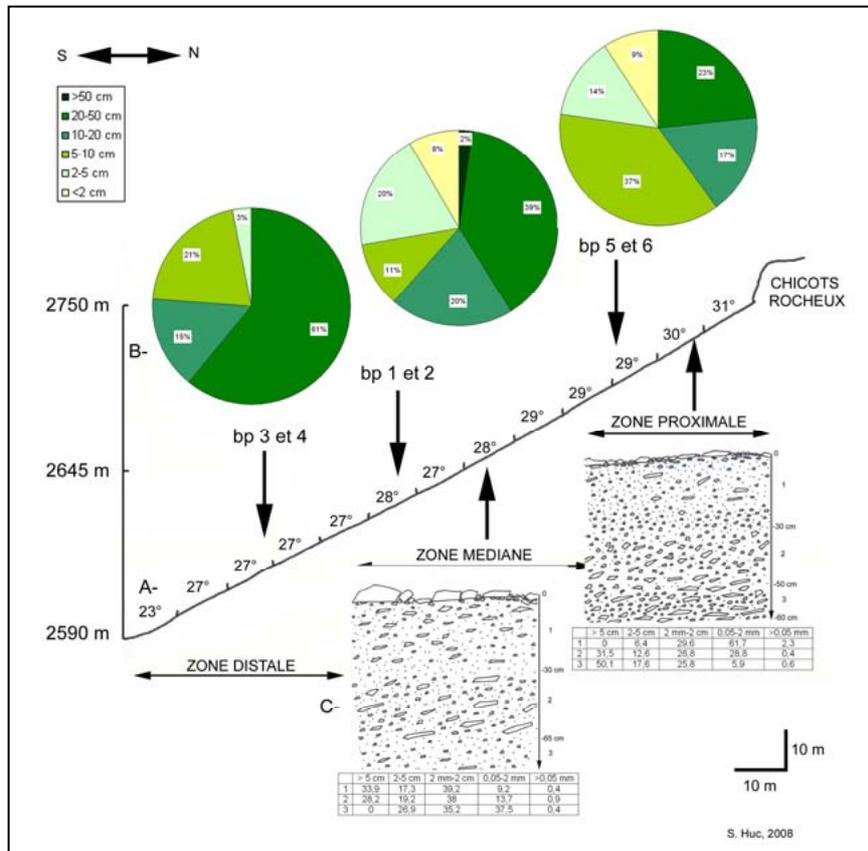
Annexe 4.37 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 1) de l'éboulis Cadi durant la période 2006/2007.

Err 1 – Annexes 4.38 à 4.53

A



B

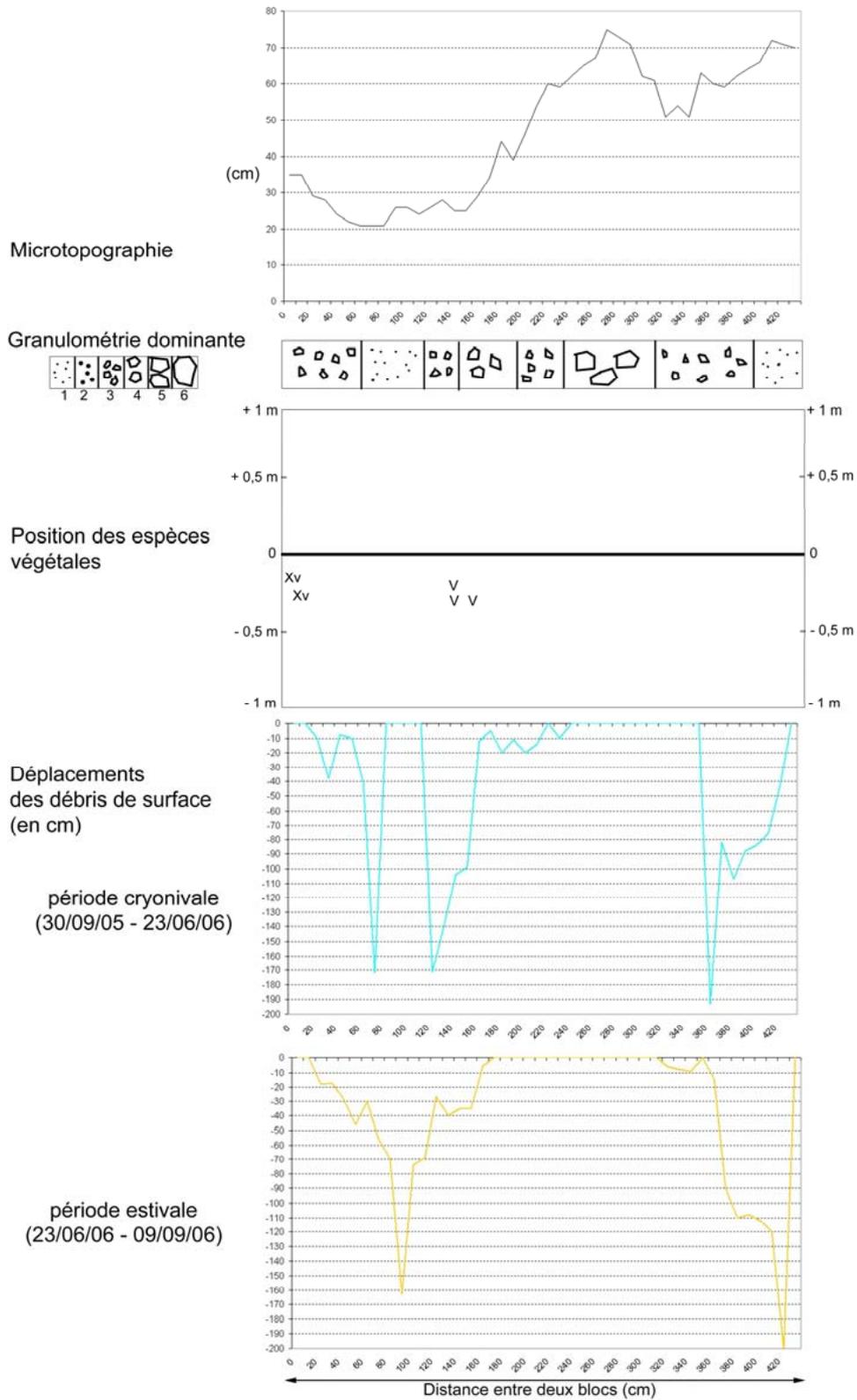


C

Code des transects	Zone de l'éboulis	Altitude (en m)	Longueur (en m)	Nombre de mesures sur 3 ans	Déplacements des matériaux de surface (en cm)						Vitesse annuelle moyenne par transect (en cm.an ⁻¹)	Vitesse annuelle moyenne par zone (en cm.an ⁻¹)
					Saison cryonivale 2004/2005	Saison estivale 2005	Saison cryonivale 2005/2006	Saison estivale 2006	Saison cryonivale 2006/2007	Saison estivale 2007		
bp 6	proximale	2660	15	600	-	-	23,3	11,3	29,3	5,7	34,8	56,2
bp 5	proximale	2660	11,8	472	-	-	35,4	33,9	30,4	55,4	77,6	
bp 2	médiane	2610	11,4	684	5,9	18,8	34,2	35,5	71,4	2,7	56,2	37,9
bp 1	médiane	2610	14,8	888	2	1,6	14,8	18,9	13,7	7,8	19,6	
bp 3	distale	2590	4,3	258	2,2	3,7	11	30,4	9,1	0,5	19	
bp 4	distale	2590	4,6	276	0,1	0,1	1,5	1,2	1,2	1	1,7	

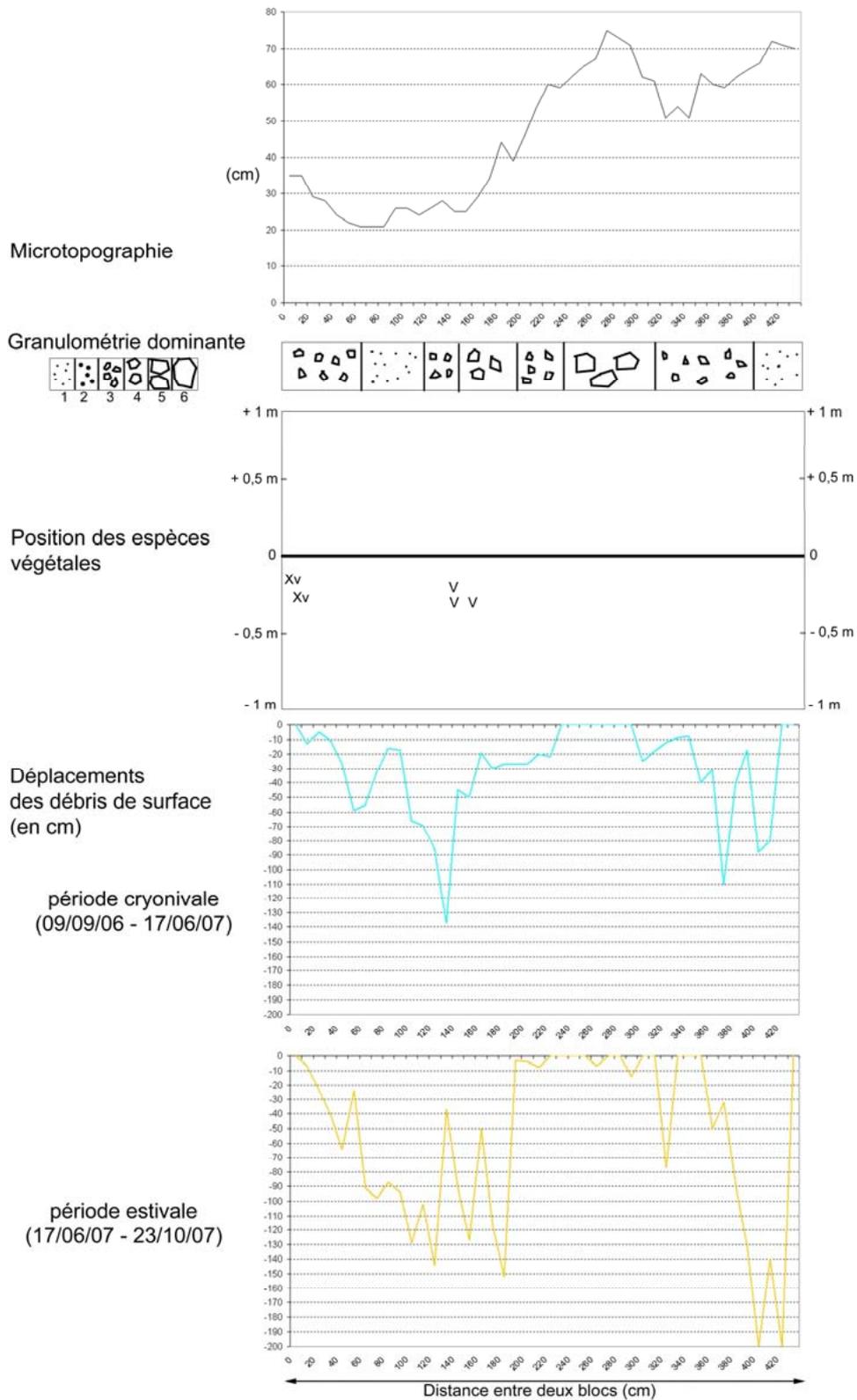
Caractéristiques de l'éboulis Err 1. A : éboulis (1) instrumenté avec bandes peintes (2) et tubes PVC (3) ; B : profil longitudinal avec granulométrie de surface et de subsurface ; C : vitesse de déplacements des matériaux dans chaque zone.

Annexe 4.38 - Err 1 - Bande peinte n°5 - Période 2005/2006



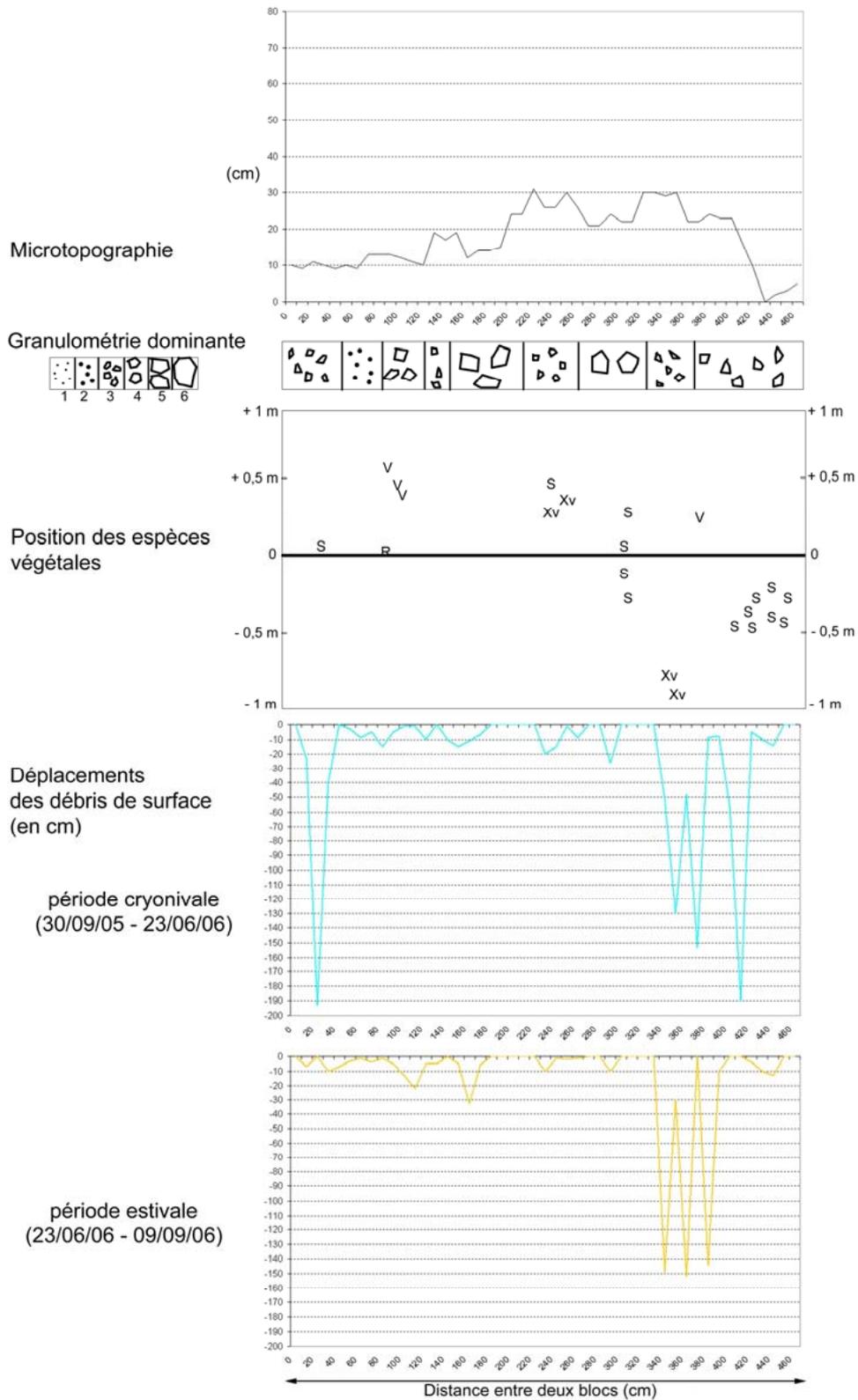
Annexe 4.38 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 5) de l'éboulis Err 1 durant la période 2005/2006.

Annexe 4.39 - Err 1 - Bande peinte n°5 - Période 2006/2007



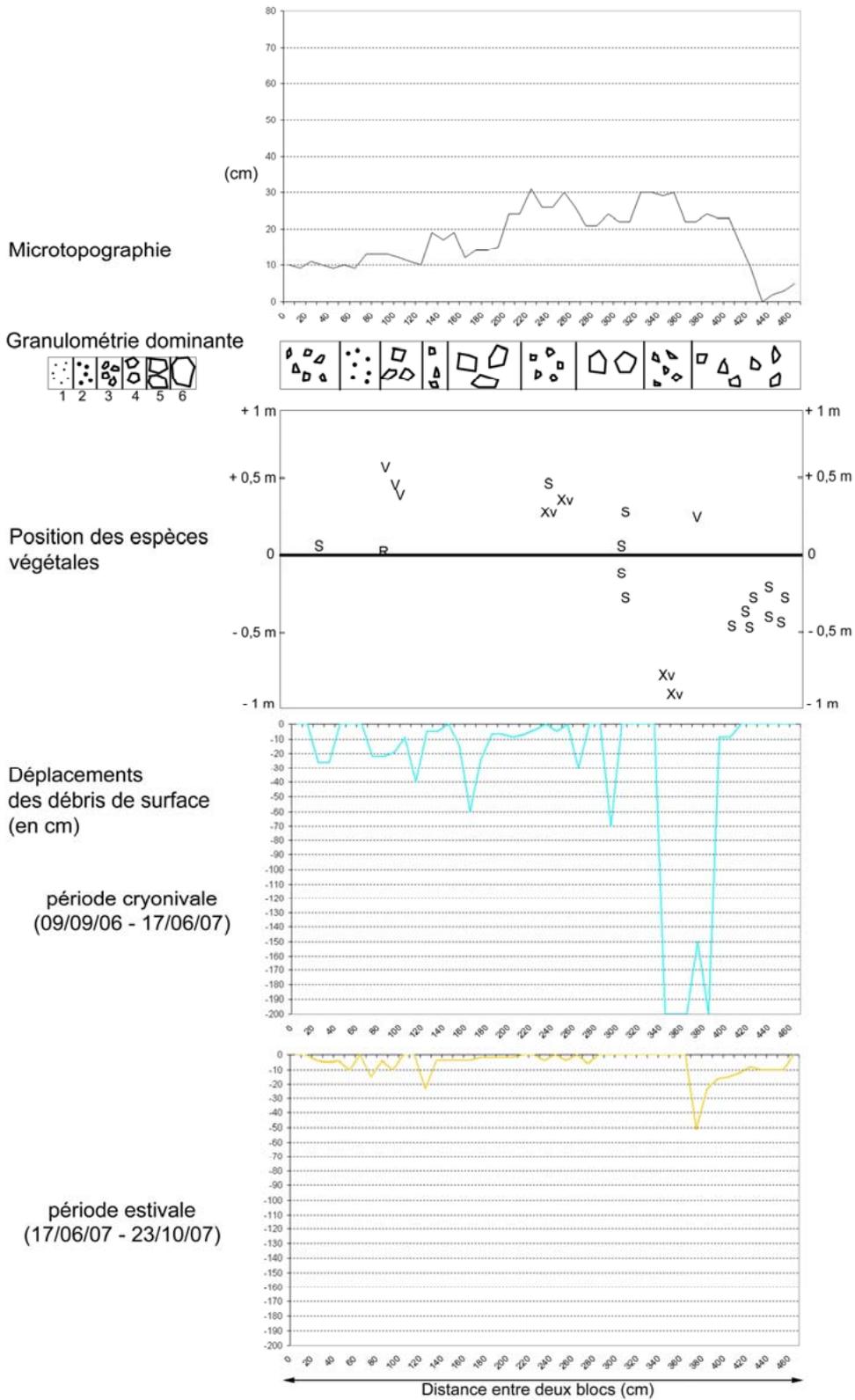
Annexe 4.39 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 5) de l'éboulis Err 1 durant la période 2006/2007.

Annexe 4.40 - Err 1 - Bande peinte n°6 - Période 2005/2006



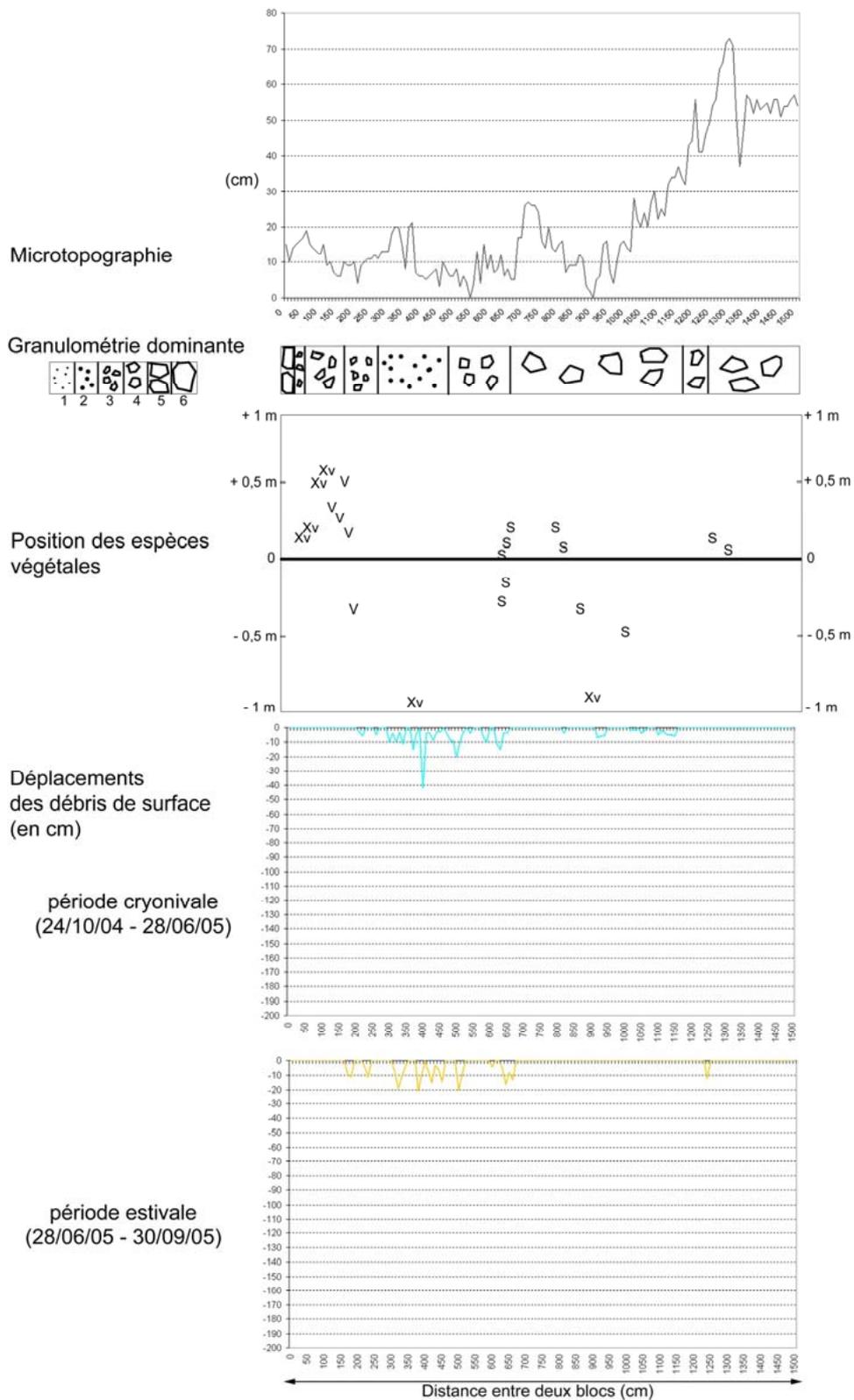
Annexe 4.40 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 6) de l'éboulis Err 1 durant la période 2005/2006.

Annexe 4.41 - Err 1 - Bande peinte n°6 - Période 2006/2007



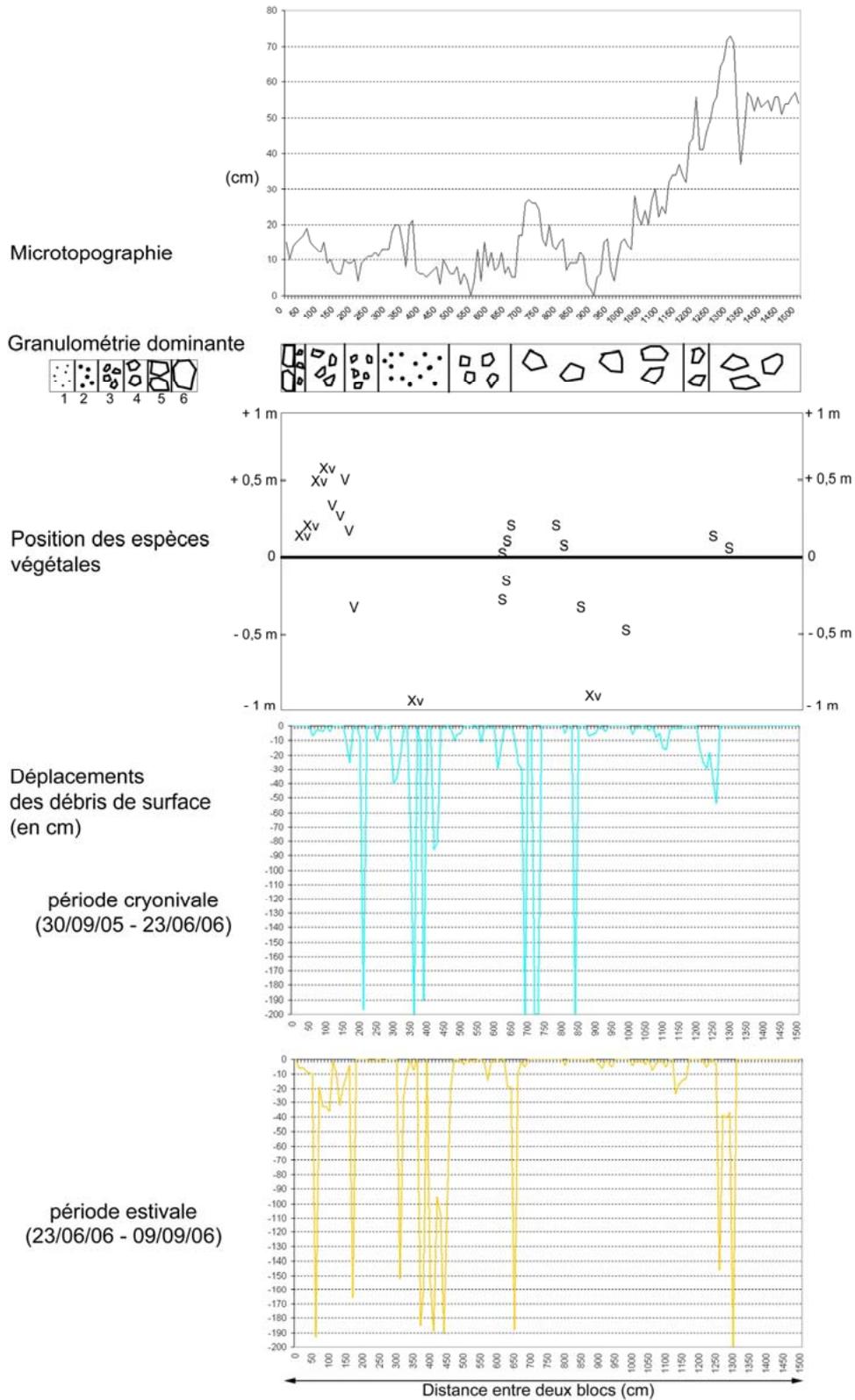
Annexe 4.41 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 6) de l'éboulis Err 1 durant la période 2006/2007.

Annexe 4.42 - Err 1 - Bande peinte n°1 - Période 2004/2005



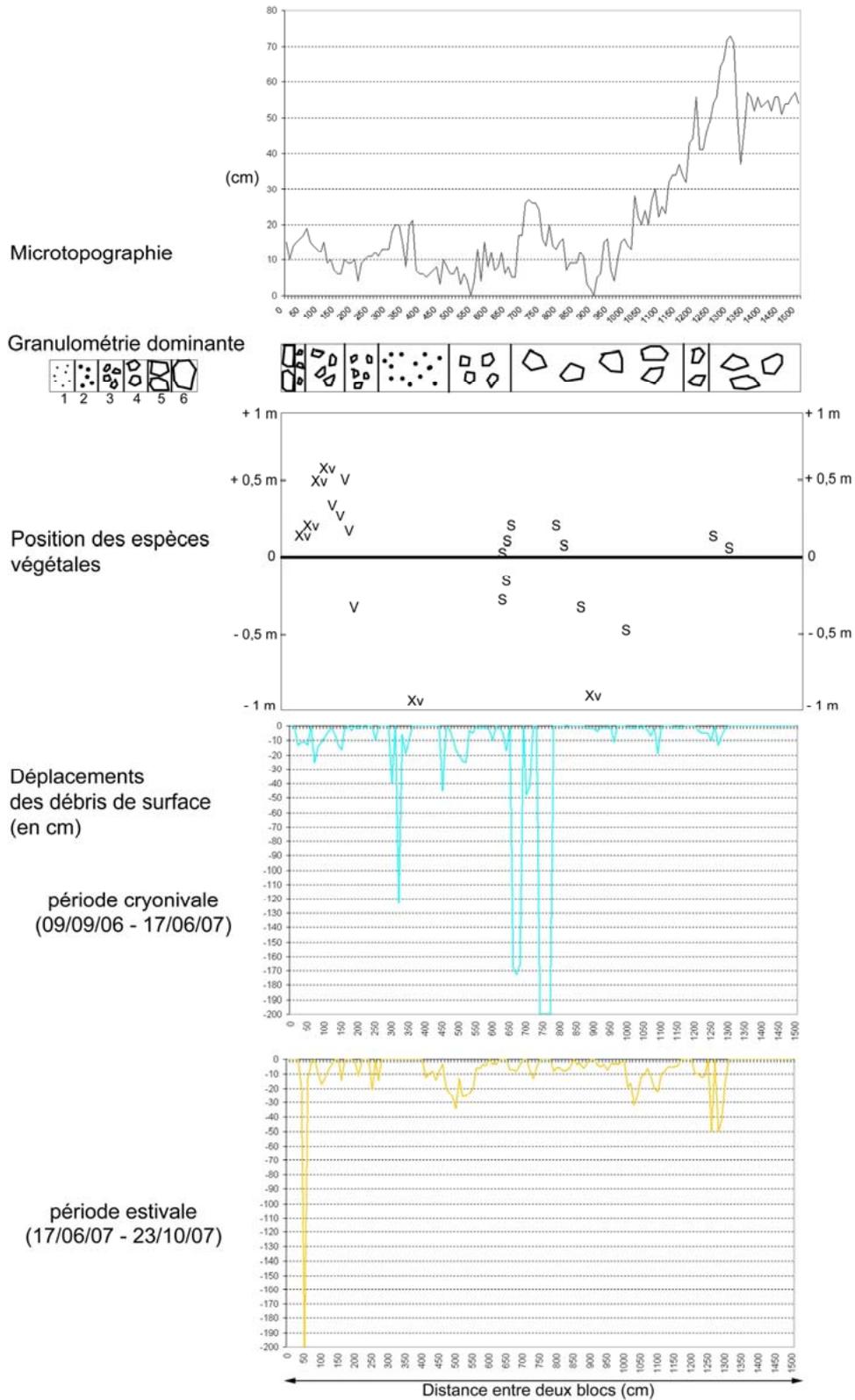
Annexe 4.42 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 1) de l'éboulis Err 1 durant la période 2004/2005.

Annexe 4.43 - Err 1 - Bande peinte n°1 - Période 2005/2006



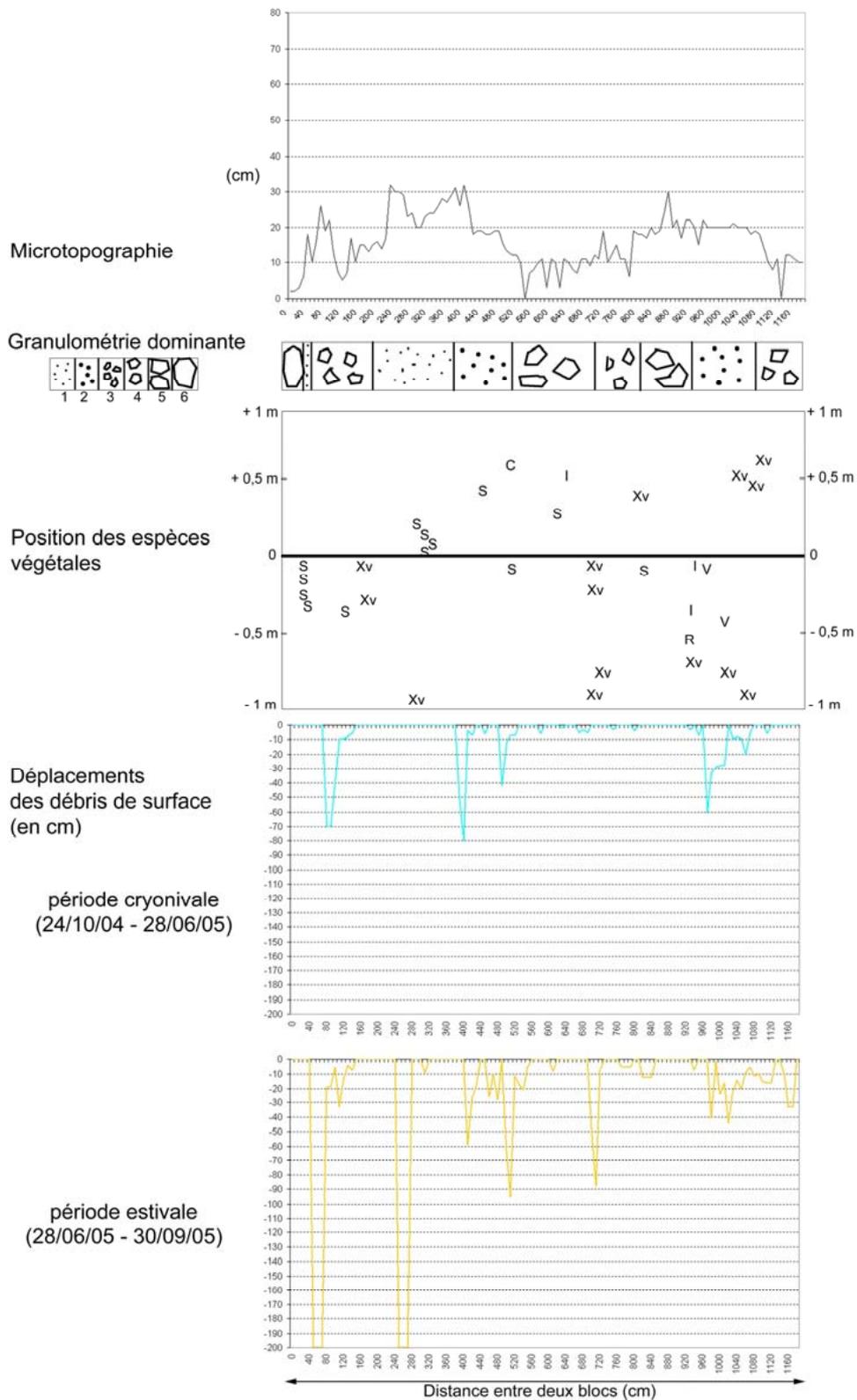
Annexe 4.43 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 1) de l'éboulis Err 1 durant la période 2005/2006.

Annexe 4.44 - Err 1 - Bande peinte n°1 - Période 2006/2007



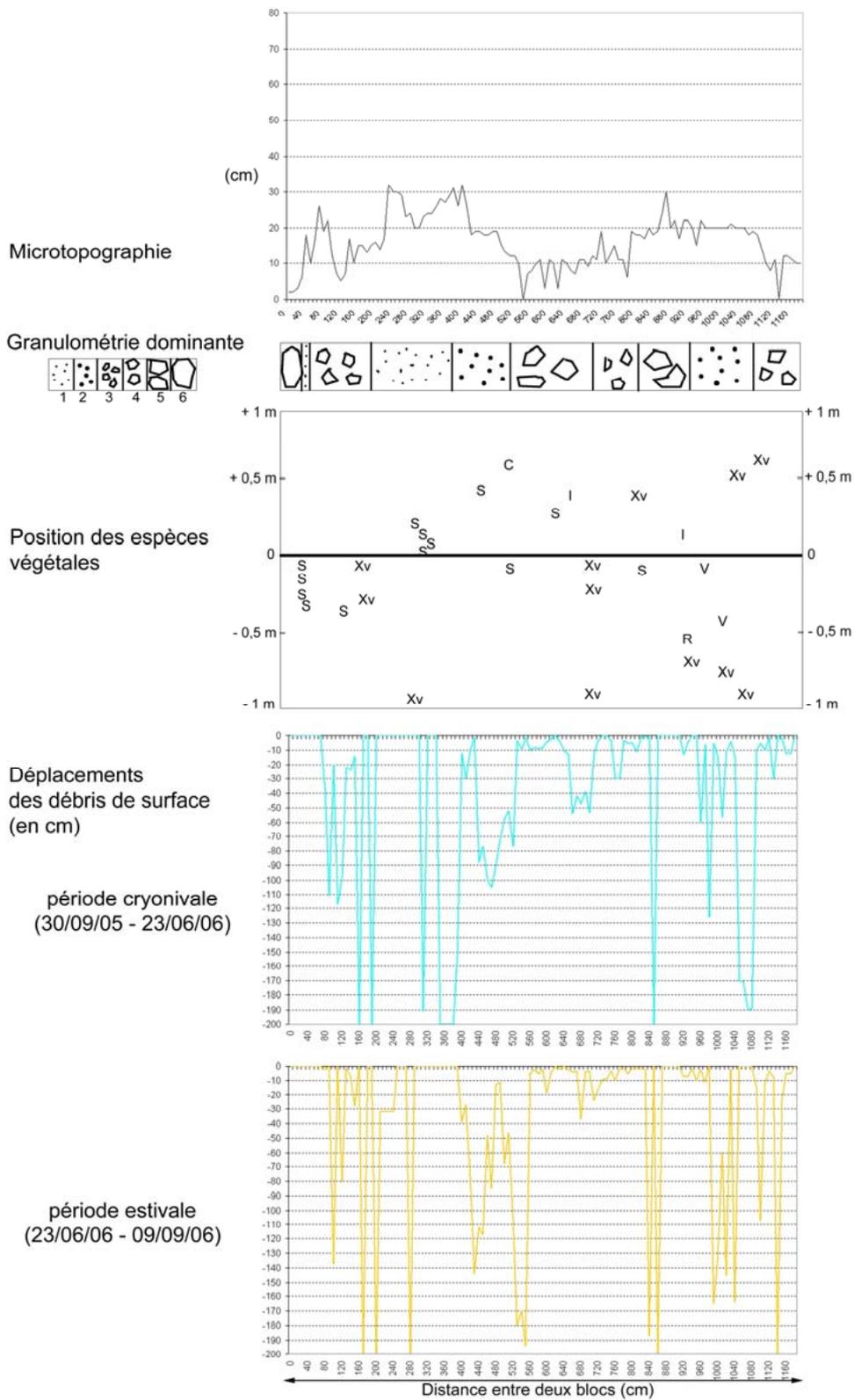
Annexe 4.44 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 1) de l'éboulis Err 1 durant la période 2006/2007.

Annexe 4.45 - Err 1 - Bande peinte n°2 - Période 2004/2005



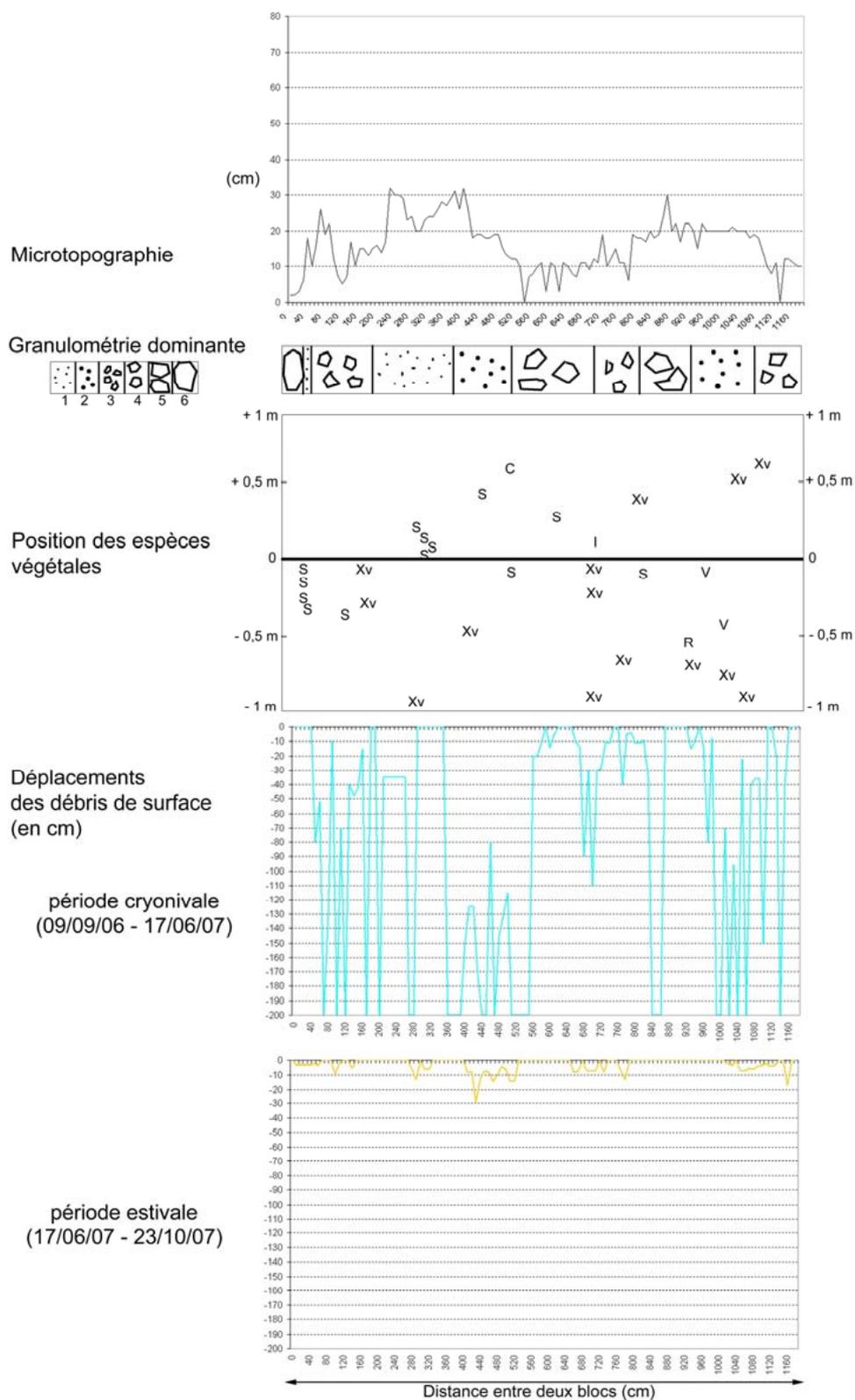
Annexe 4.45 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 2) de l'éboulis Err 1 durant la période 2004/2005.

Annexe 4.46 - Err 1 - Bande peinte n°2 - Période 2005/2006



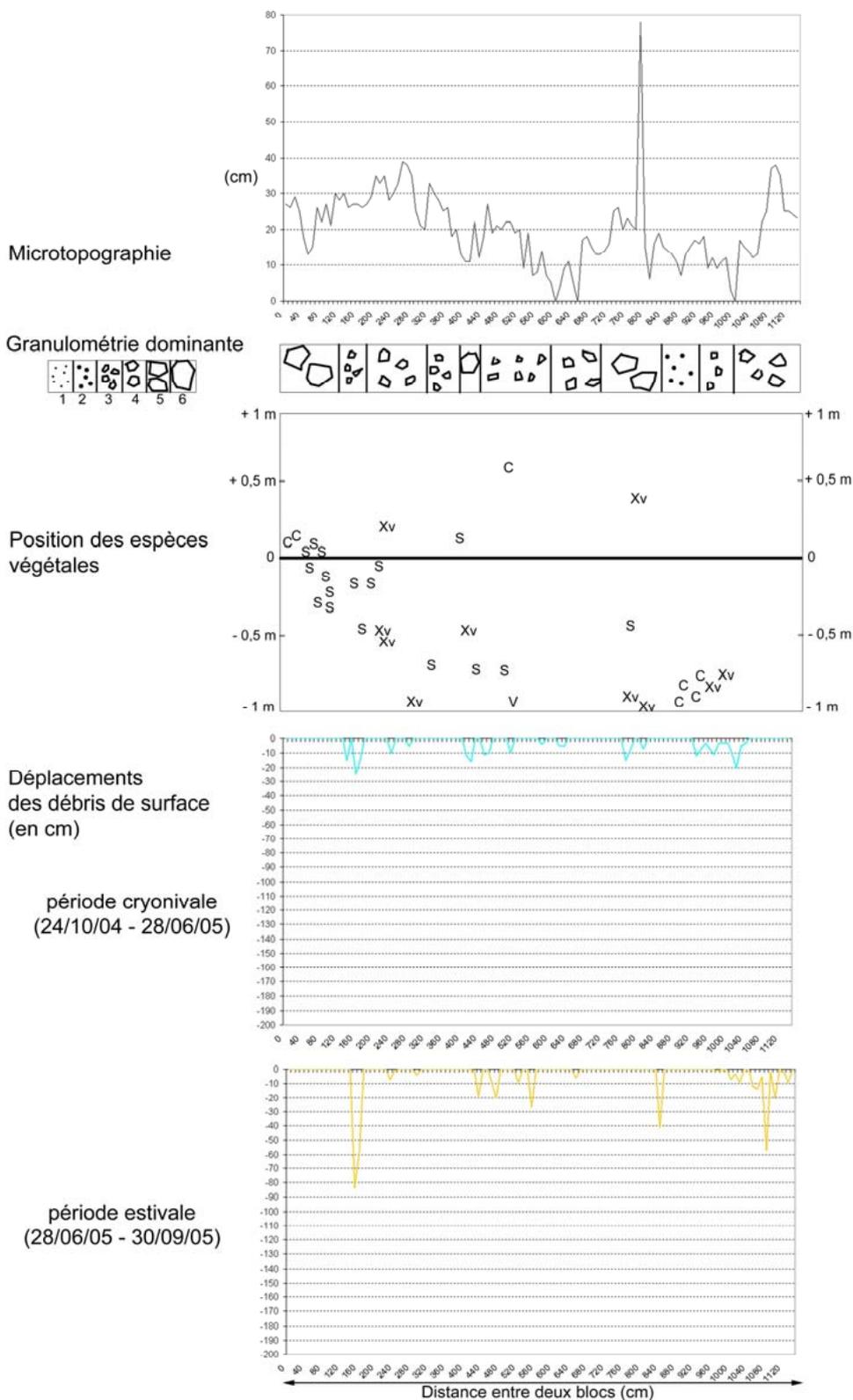
Annexe 4.46 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 2) de l'éboulis Err 1 durant la période 2005/2006.

Annexe 4.47 - Err 1 - Bande peinte n°2 - Période 2006/2007



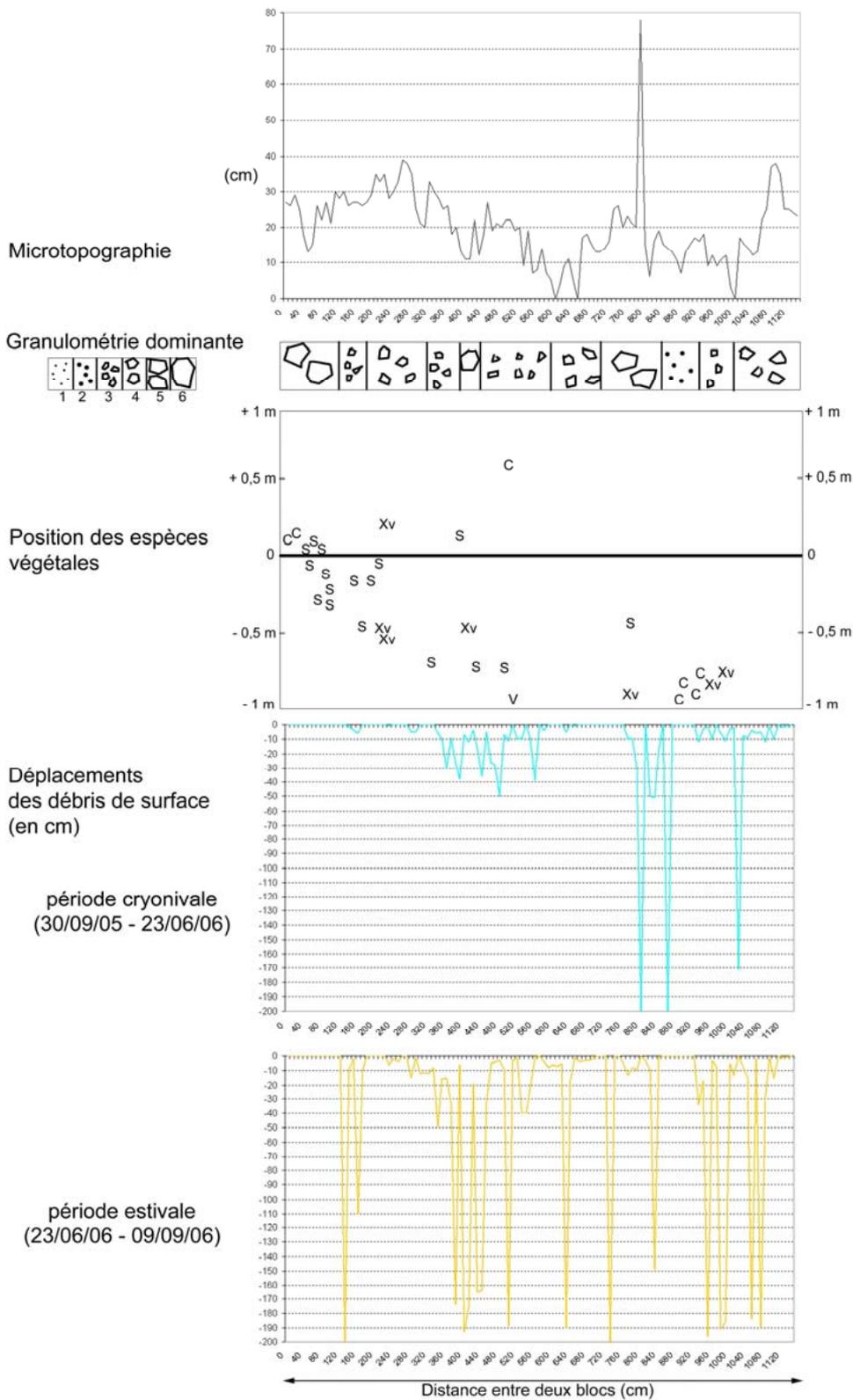
Annexe 4.47 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 2) de l'éboulis Err 1 durant la période 2006/2007.

Annexe 4.48 - Err 1 - Bande peinte n°3 - Période 2004/2005



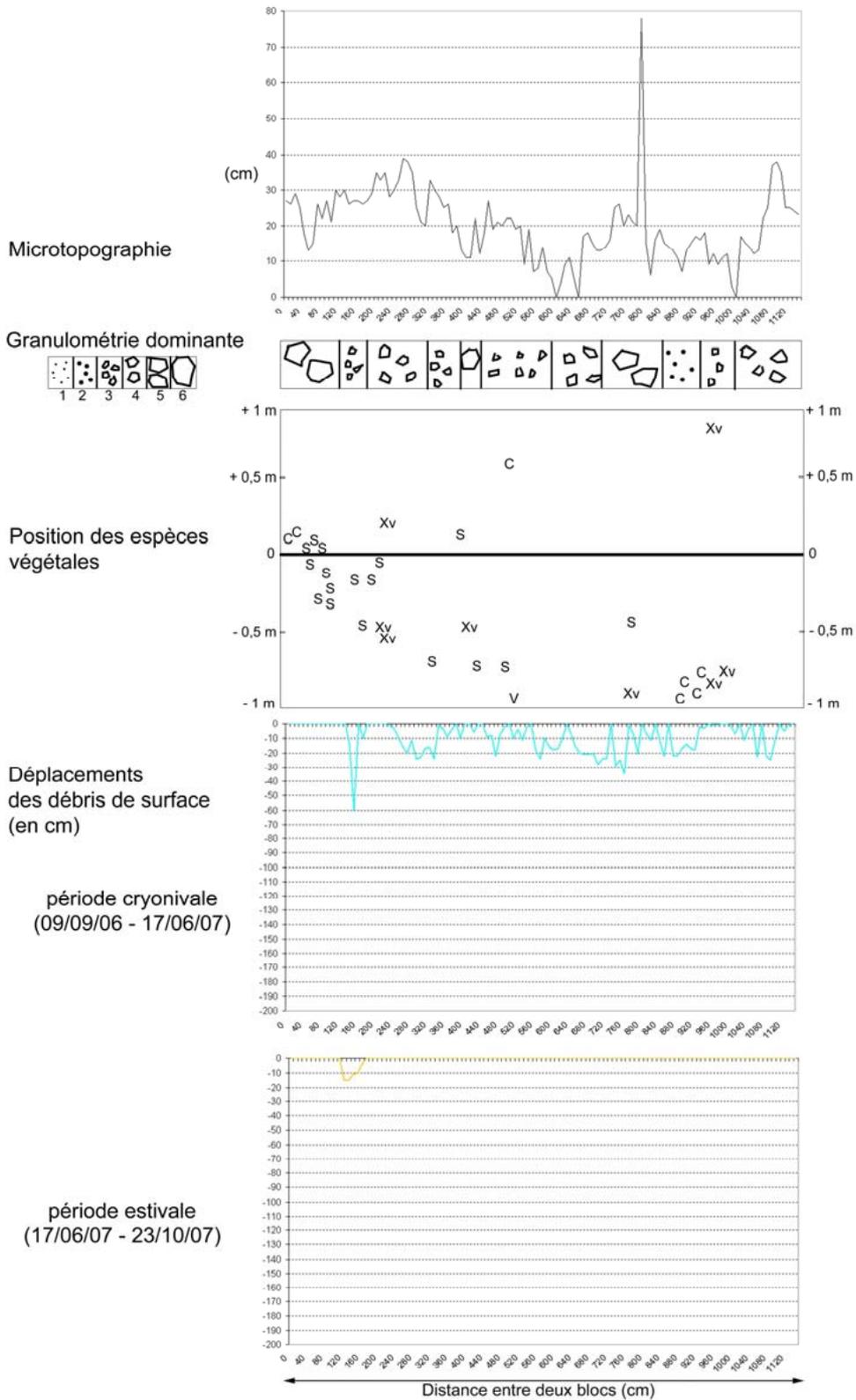
Annexe 4.48 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 3) de l'éboulis Err 1 durant la période 2004/2005.

Annexe 4.49 - Err 1 - Bande peinte n°3 - Période 2005/2006



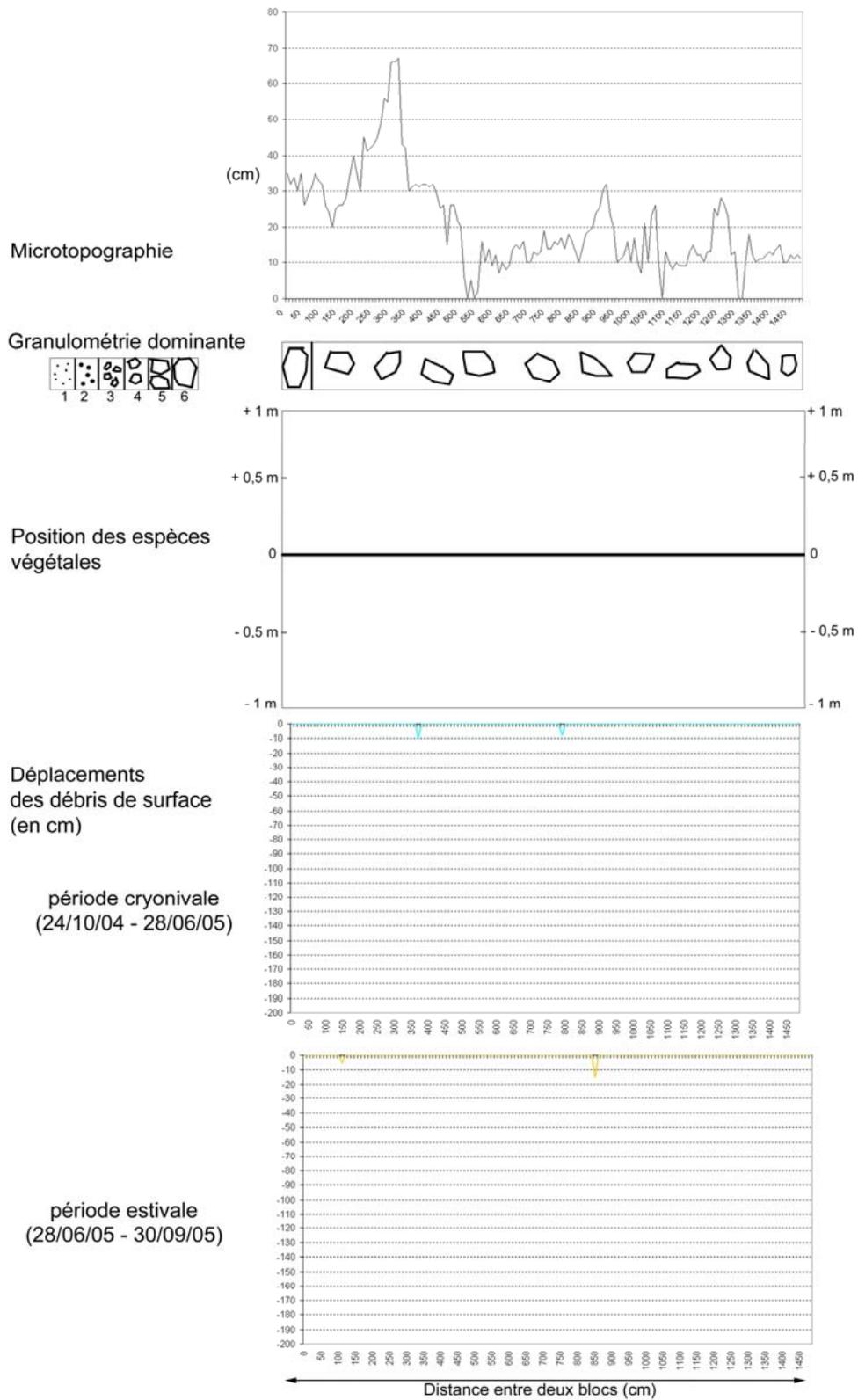
Annexe 4.49 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 3) de l'éboulis Err 1 durant la période 2005/2006.

Annexe 4.50 - Err 1 - Bande peinte n°3 - Période 2006/2007



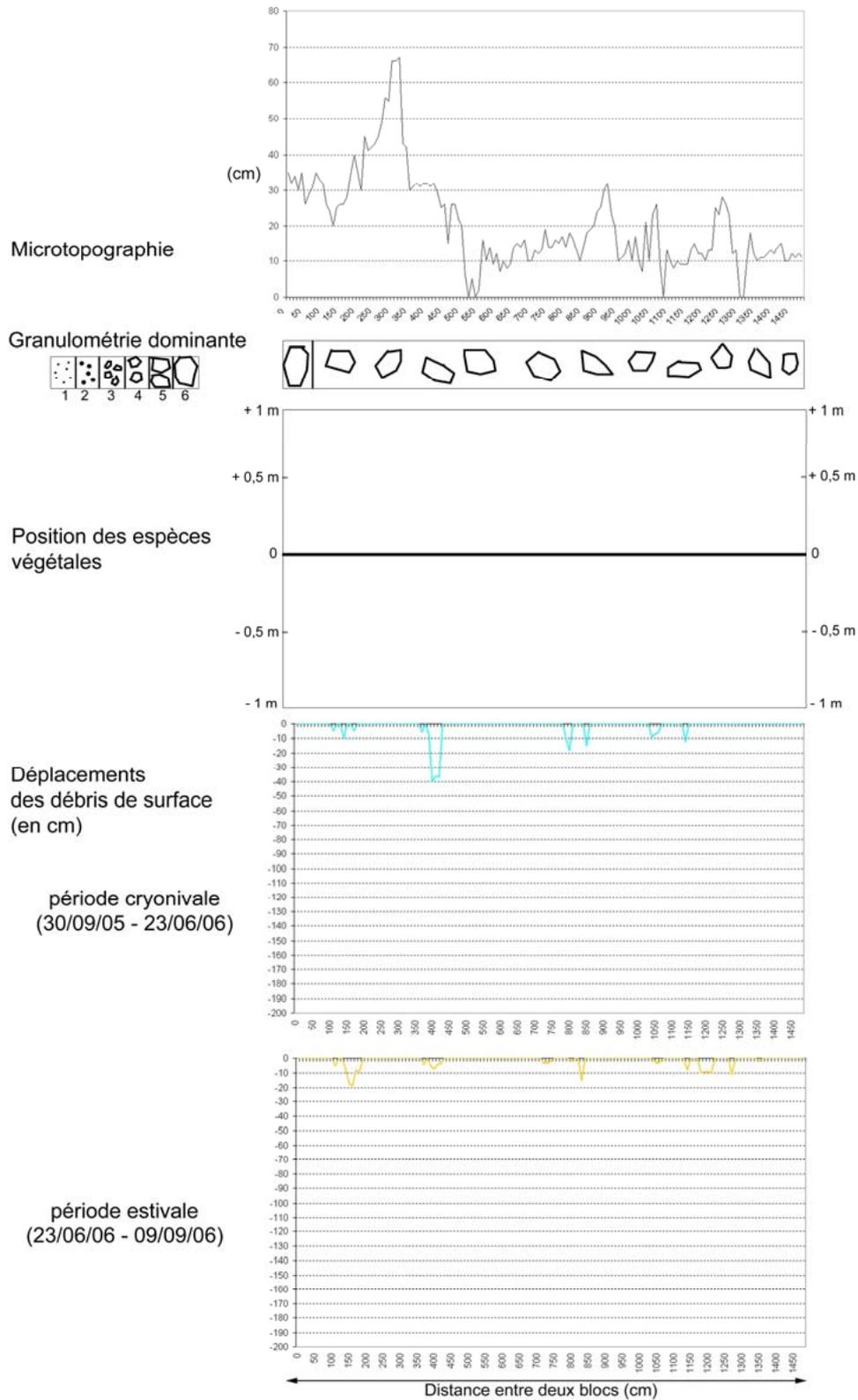
Annexe 4.50 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 3) de l'éboulis Err 1 durant la période 2006/2007.

Annexe 4.51 - Err 1 - Bande peinte n°4 - Période 2004/2005



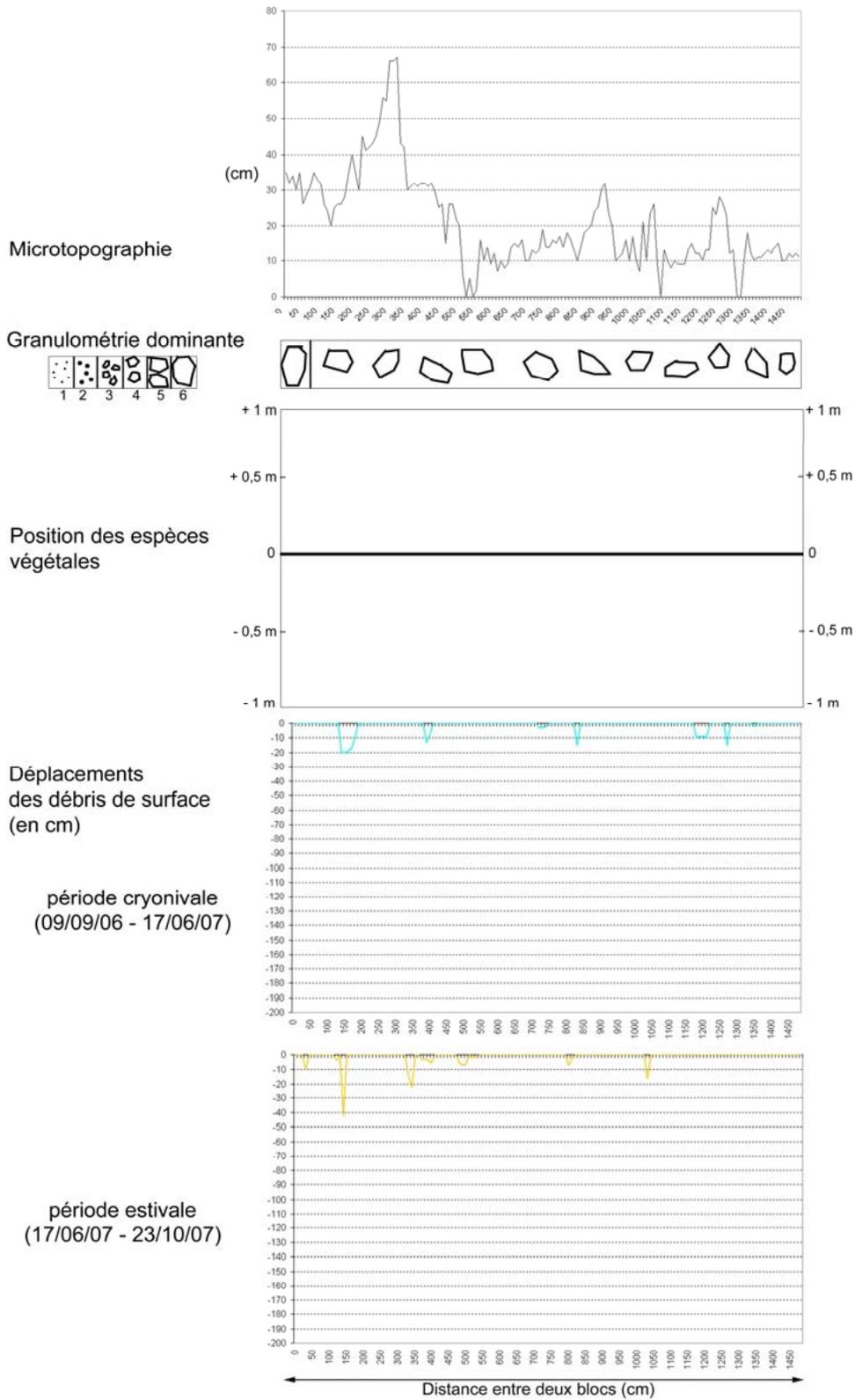
Annexe 4.51 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 4) de l'éboulis Err 1 durant la période 2004/2005.

Annexe 4.52 - Err 1 - Bande peinte n°4 - Période 2005/2006



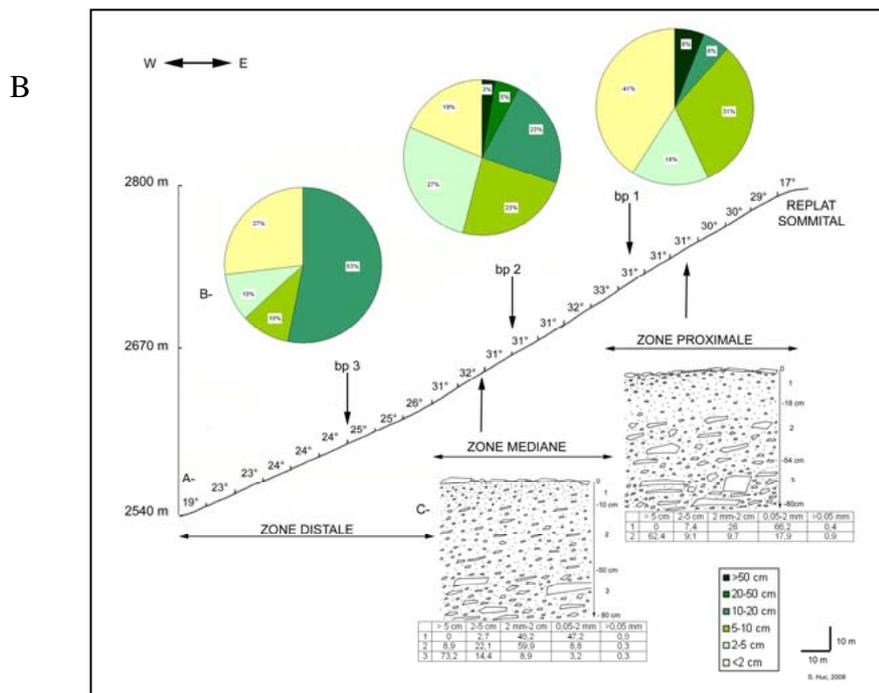
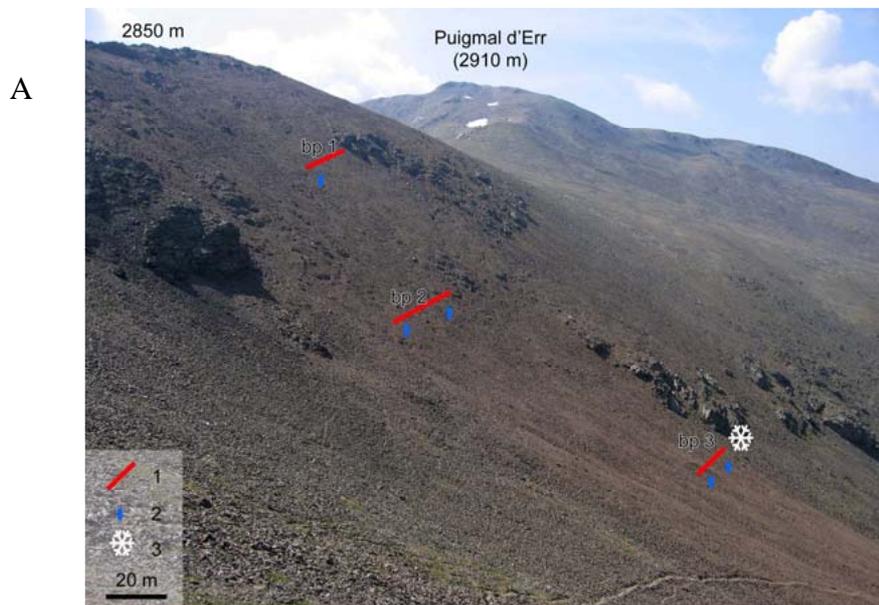
Annexe 4.52 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 4) de l'éboulis Err 1 durant la période 2005/2006.

Annexe 4.53 - Err 1 - Bande peinte n°4 - Période 2006/2007



Annexe 4.53 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 4) de l'éboulis Err 1 durant la période 2006/2007.

Err 2 – Annexes 4.54 à 4.59

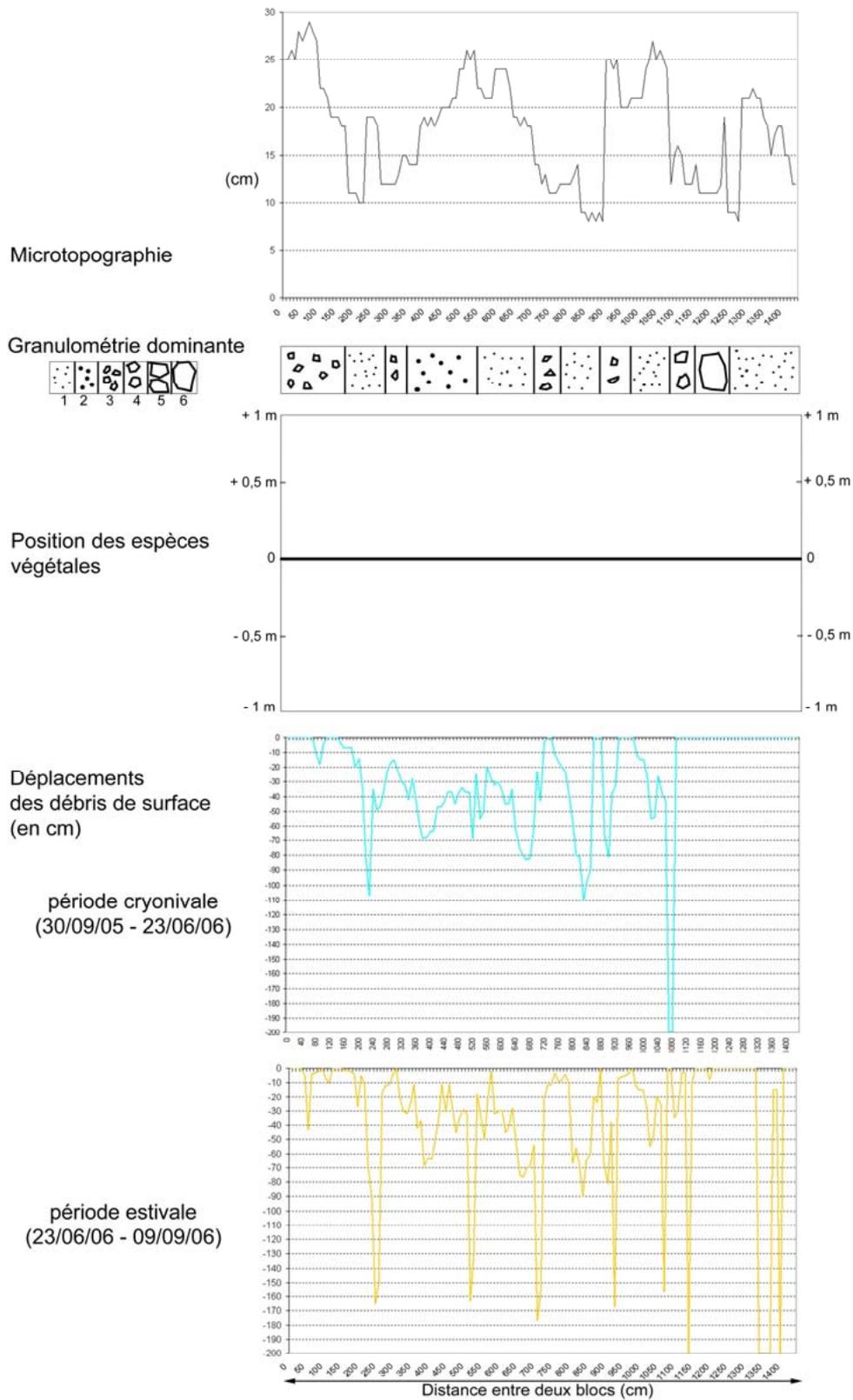


C

Code des transects	Zone de l'éboulis	Altitude (en m)	Longueur (en m)	Nombre de mesures sur 3 ans	Déplacements des matériaux de surface (en cm)				Vitesse annuelle moyenne par zone (en cm.an ⁻¹)
					Saison cryonivale 2005/2006	Saison estivale 2006	Saison cryonivale 2006/2007	Saison estivale 2007	
bp1	proximale	2750	14,4	576	36	22,5	31,2	30,5	60,1
bp2	médiane	2700	17,8	712	15,9	25	24,4	9,9	37,6
bp3	distale	2630	13,0	520	11,9	20,1	21,6	30,9	42,3

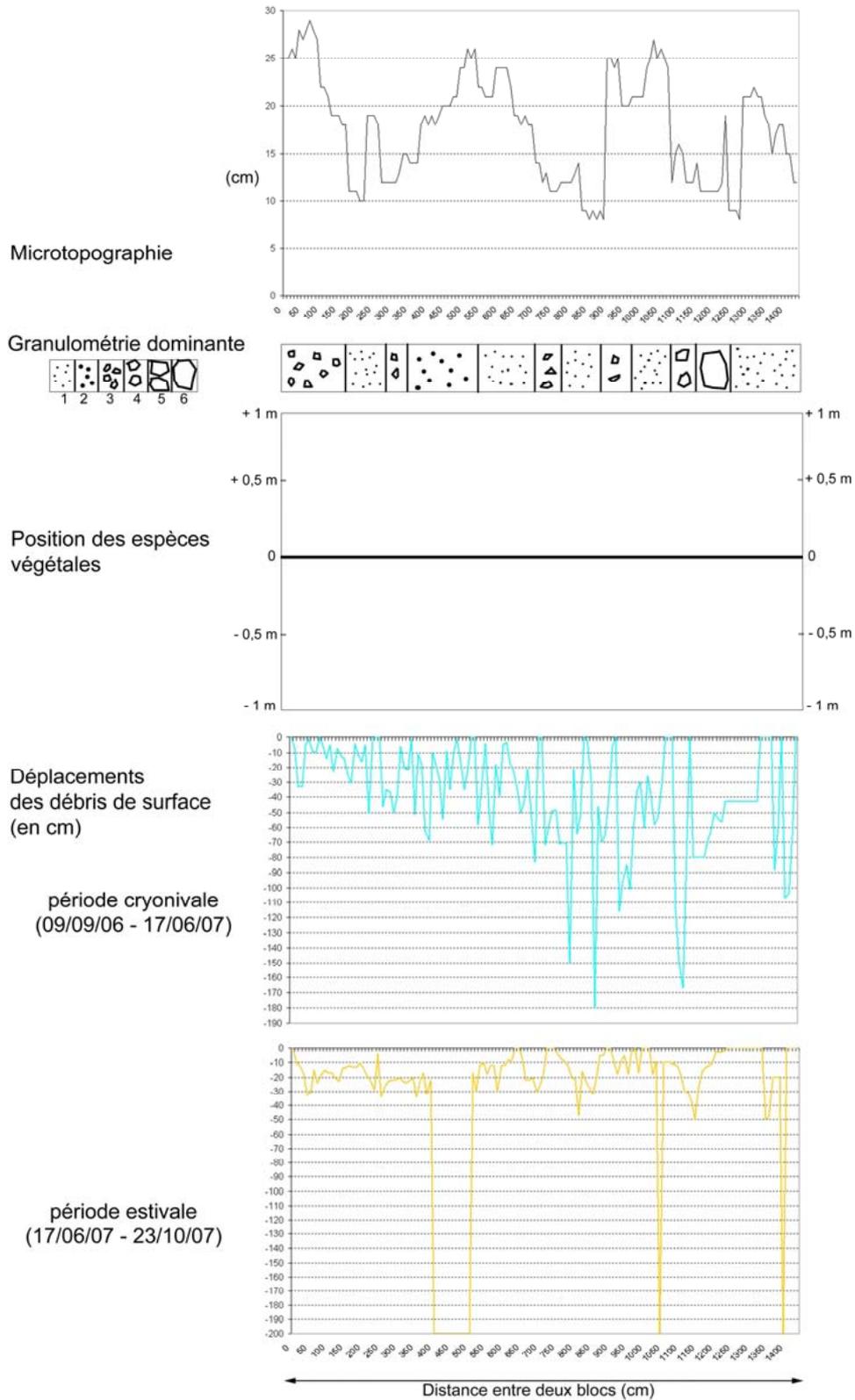
Caractéristiques de l'éboulis Err 2. A : éboulis instrumenté avec bandes peintes (1), tubes PVC (2) et enregistreur de température (3) ; B : profil longitudinal avec granulométrie de surface et de subsurface ; C : vitesse de déplacements des matériaux dans chaque zone.

Annexe 4.54 - Err 2 - Bande peinte n°1 - Période 005/2006



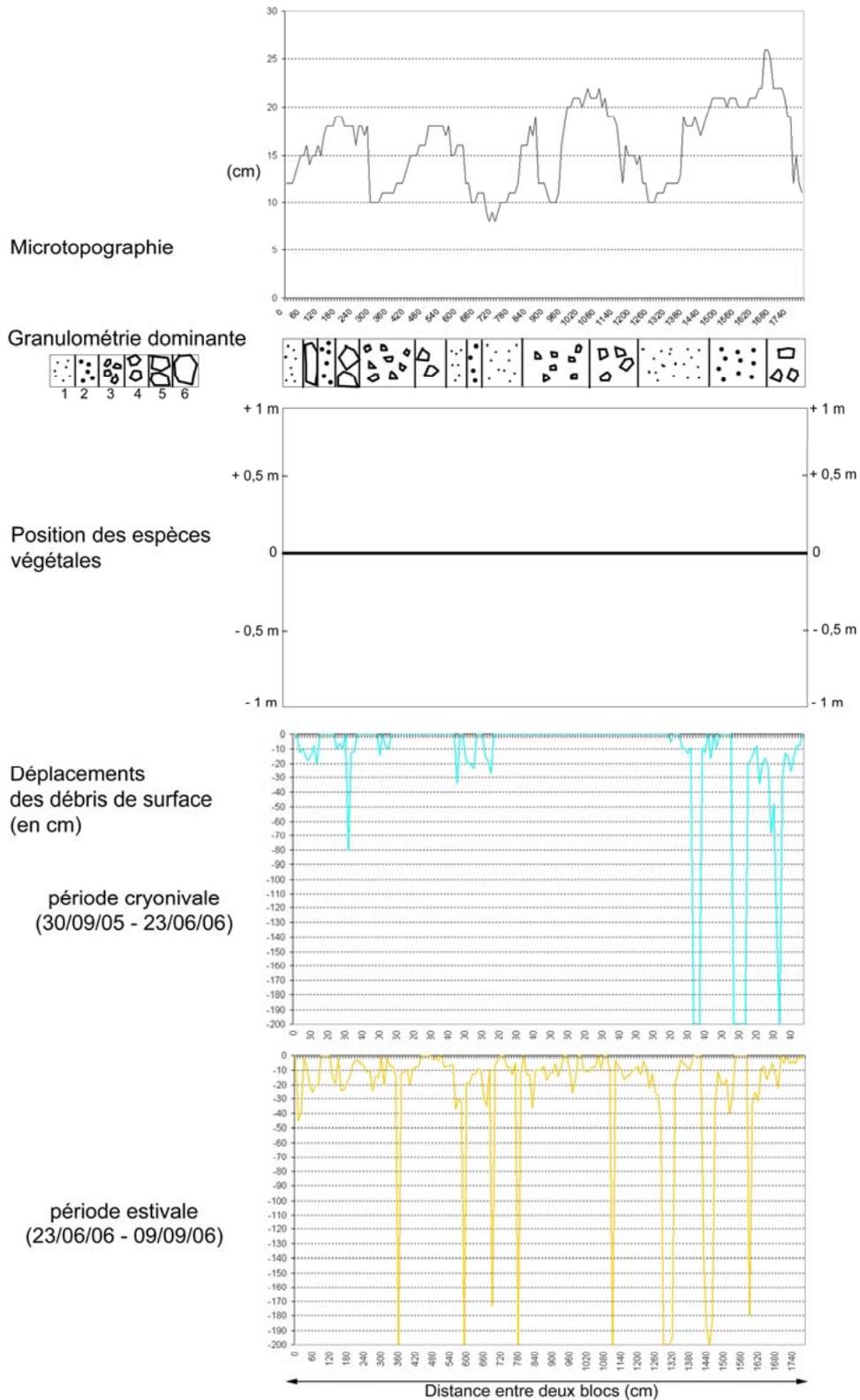
Annexe 4.54 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 1) de l'éboulis Err 2 durant la période 2005/2006.

Annexe 4.55 - Err 2 - Bande peinte n°1 - Période 2006/2007



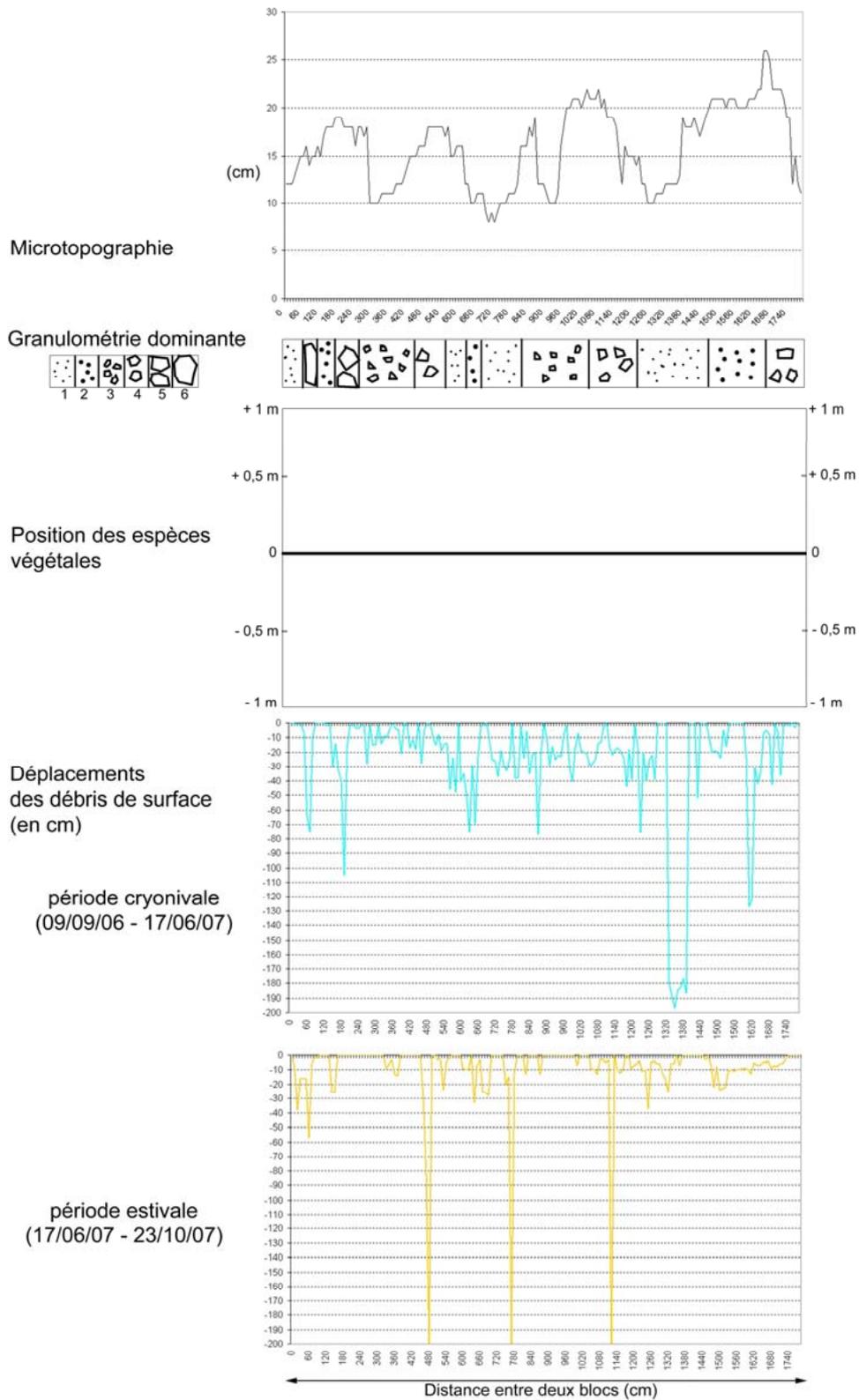
Annexe 4.55 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 1) de l'éboulis Err 2 durant la période 2006/2007.

Annexe 4.56 - Err 2 - Bande peinte n°2 - Période 2005/2006



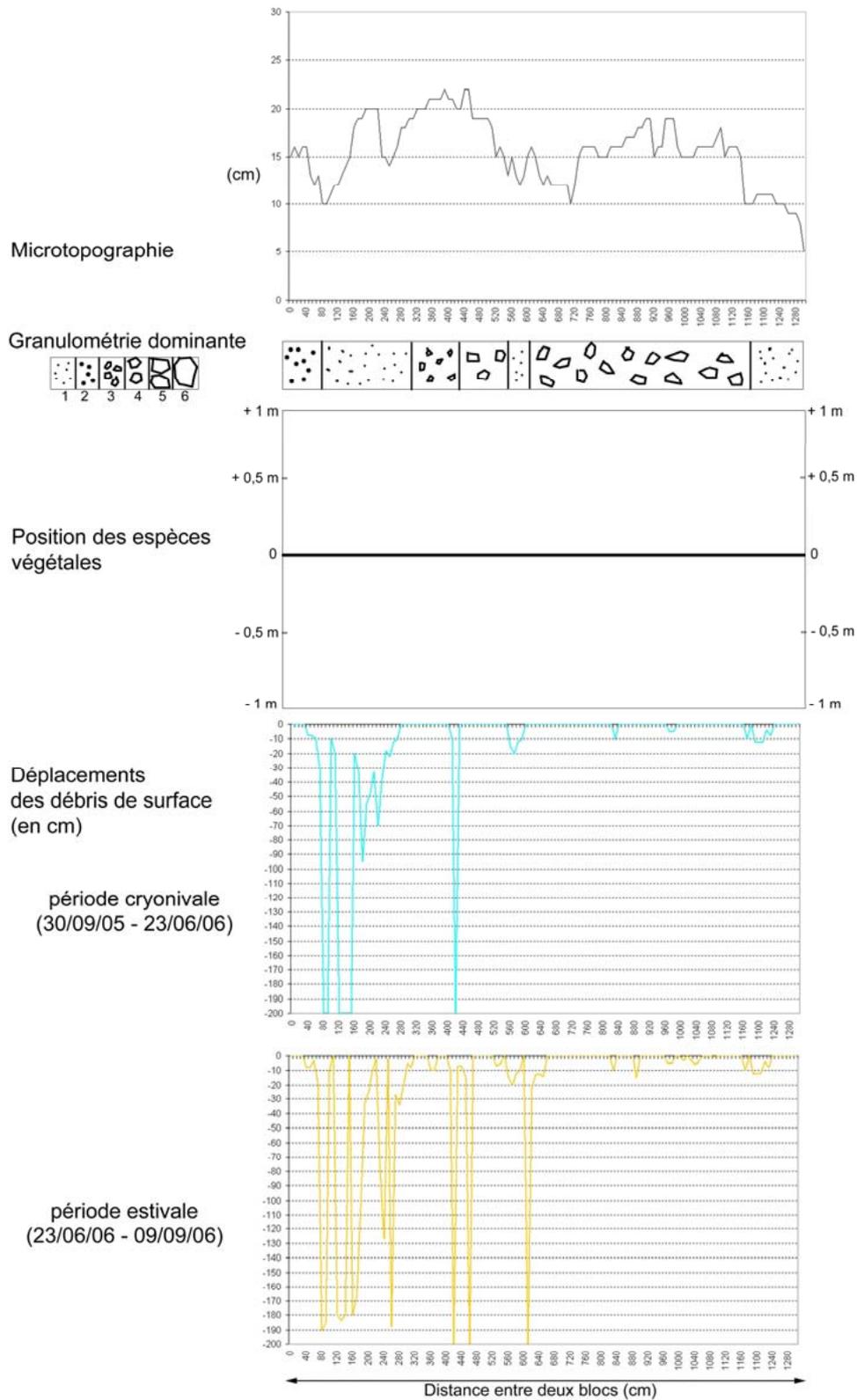
Annexe 4.56 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 2) de l'éboulis Err 2 durant la période 2005/2006.

Annexe 4.57 - Err 2 - Bande peinte n°2 - Période 2006/2007



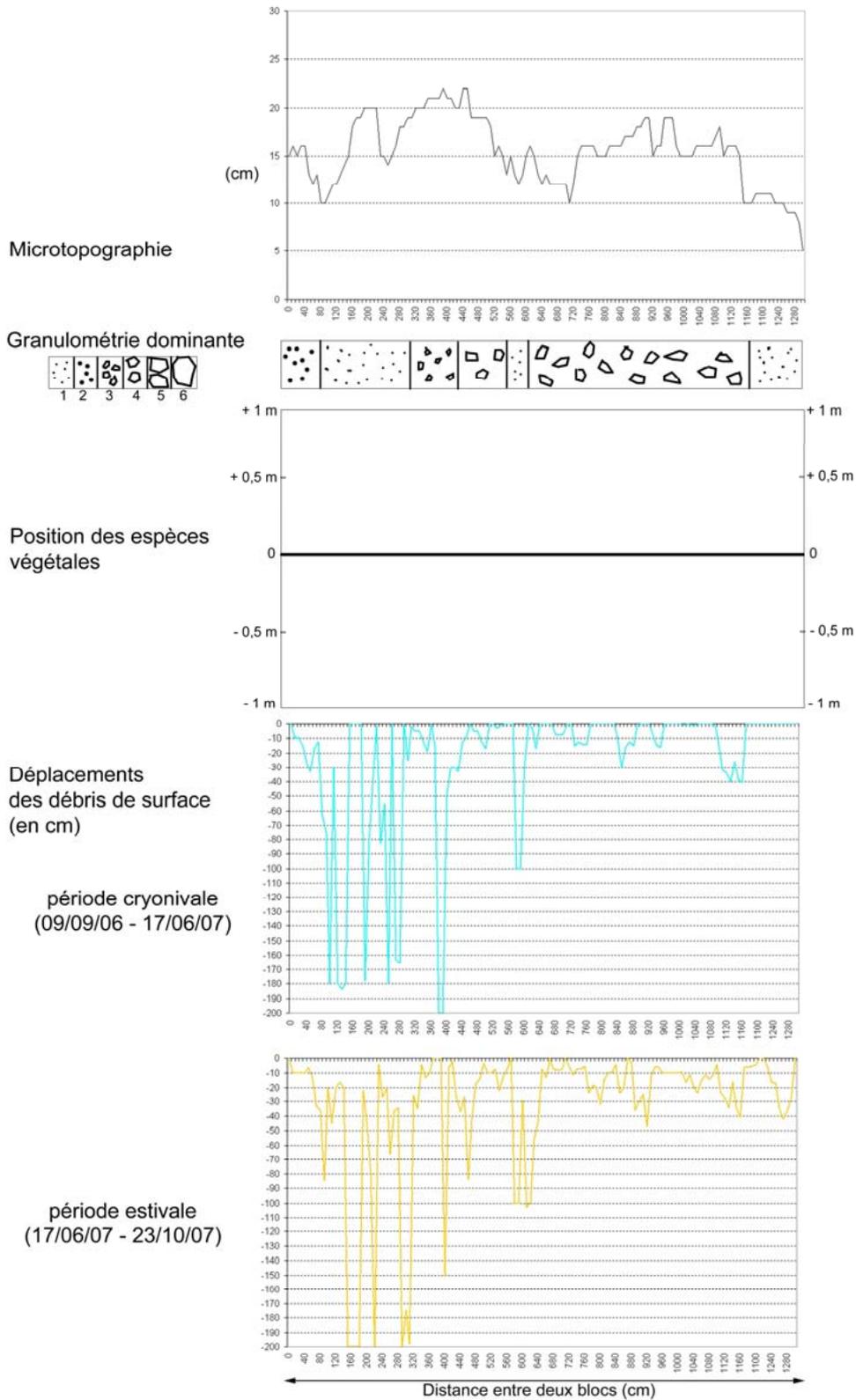
Annexe 4.57 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 2) de l'éboulis Err 2 durant la période 2006/2007.

Annexe 4.58 - Err 2 - Bande peinte n°3 - Période 2005/2006



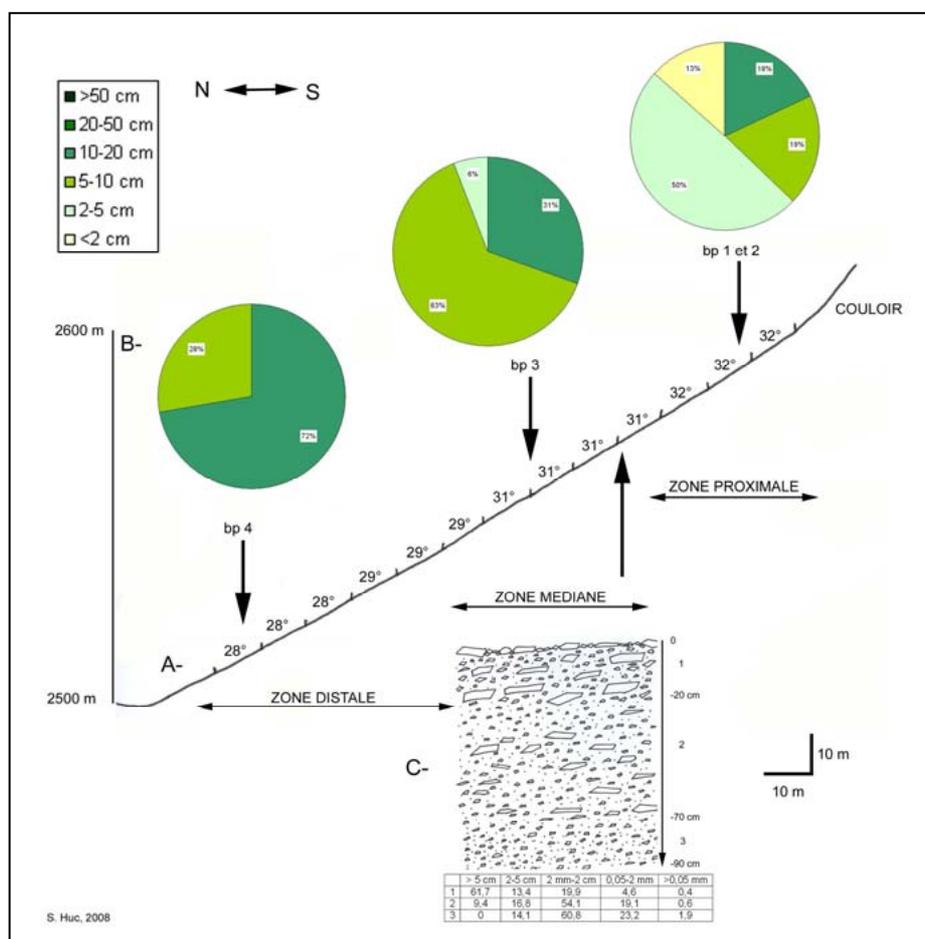
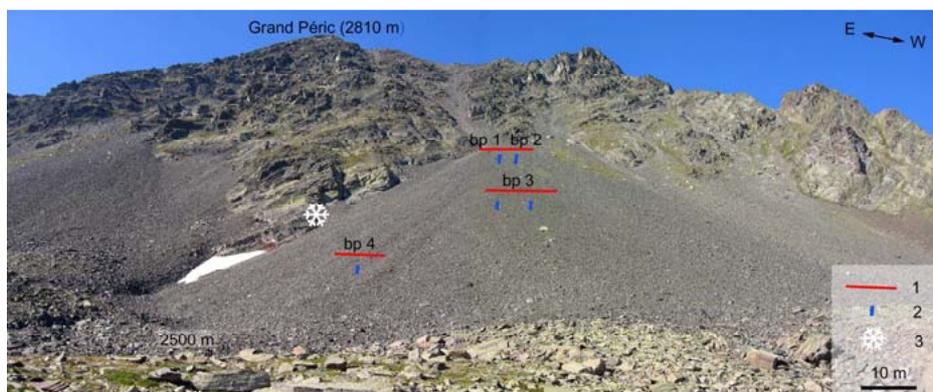
Annexe 4.58 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 3) de l'éboulis Err 2 durant la période 2005/2006.

Annexe 4.59 - Err 2 - Bande peinte n°3 - Période 2006/2007



Annexe 4.59 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 3) de l'éboulis Err 2 durant la période 2006/2007.

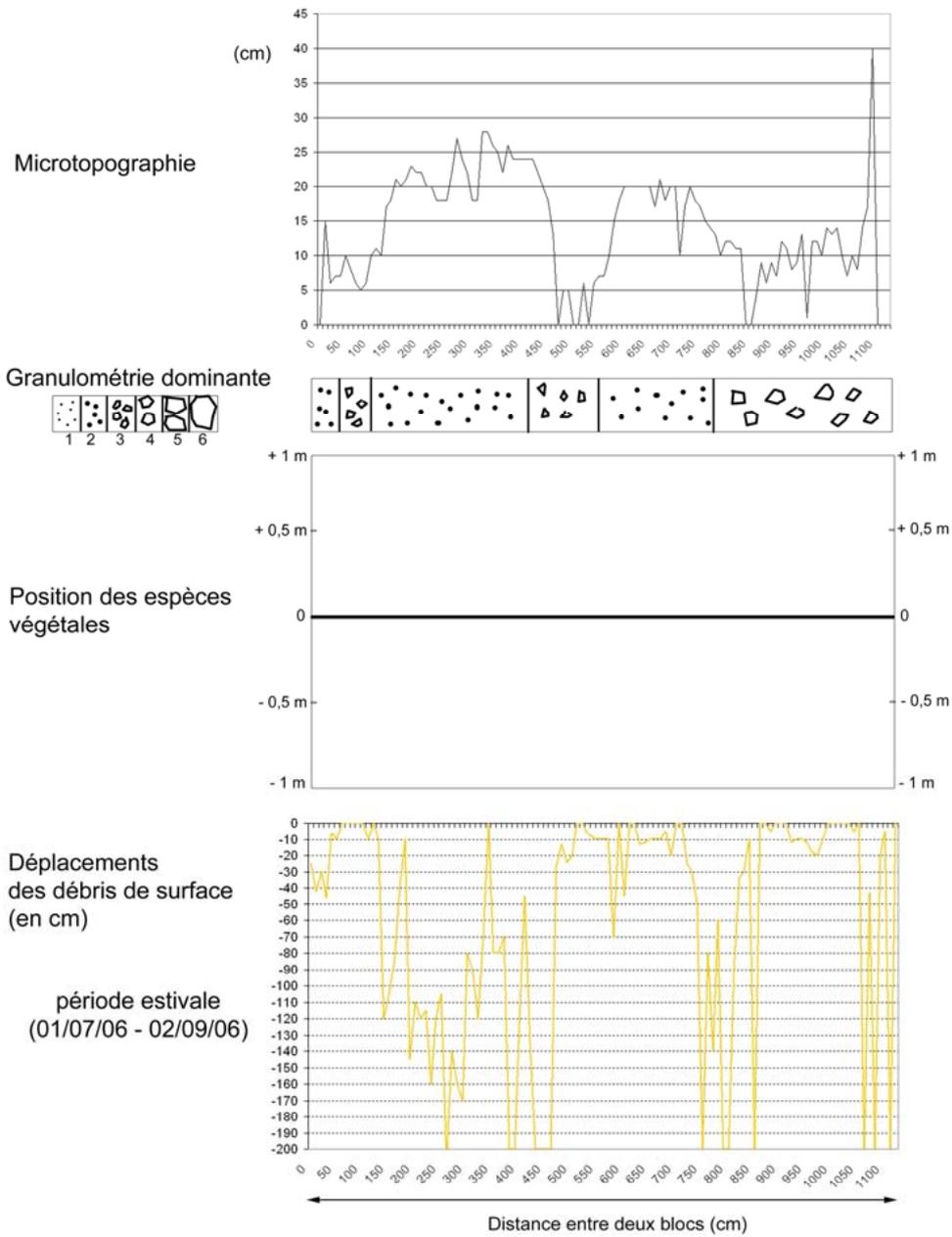
Péric – Annexes 4.60 à 4.67



Code des transects	Zone de l'éboulis	Altitude (en m)	Longueur (en m)	Nombre de mesures sur 1,5 ans	Déplacements des matériaux de surface (en cm)				
					Saison estivale 2006	Saison cryonivale 2006/2007	Saison estivale 2007	Vitesse annuelle moyenne par bande peinte (en cm an ⁻¹)	Vitesse annuelle moyenne par zone (en cm an ⁻¹)
bp1	proximale	2595	11,2	336	58,6	131	19,4	139,3	128,9
bp2	proximale	2595	8,9	267	33,3	105,3	39,2	118,5	
bp3	médiane	2565	22,2	666	8,9	61,9	11,6	54,9	
bp4	distale	2515	10,8	324	22,2	22,9	9,2	36,2	

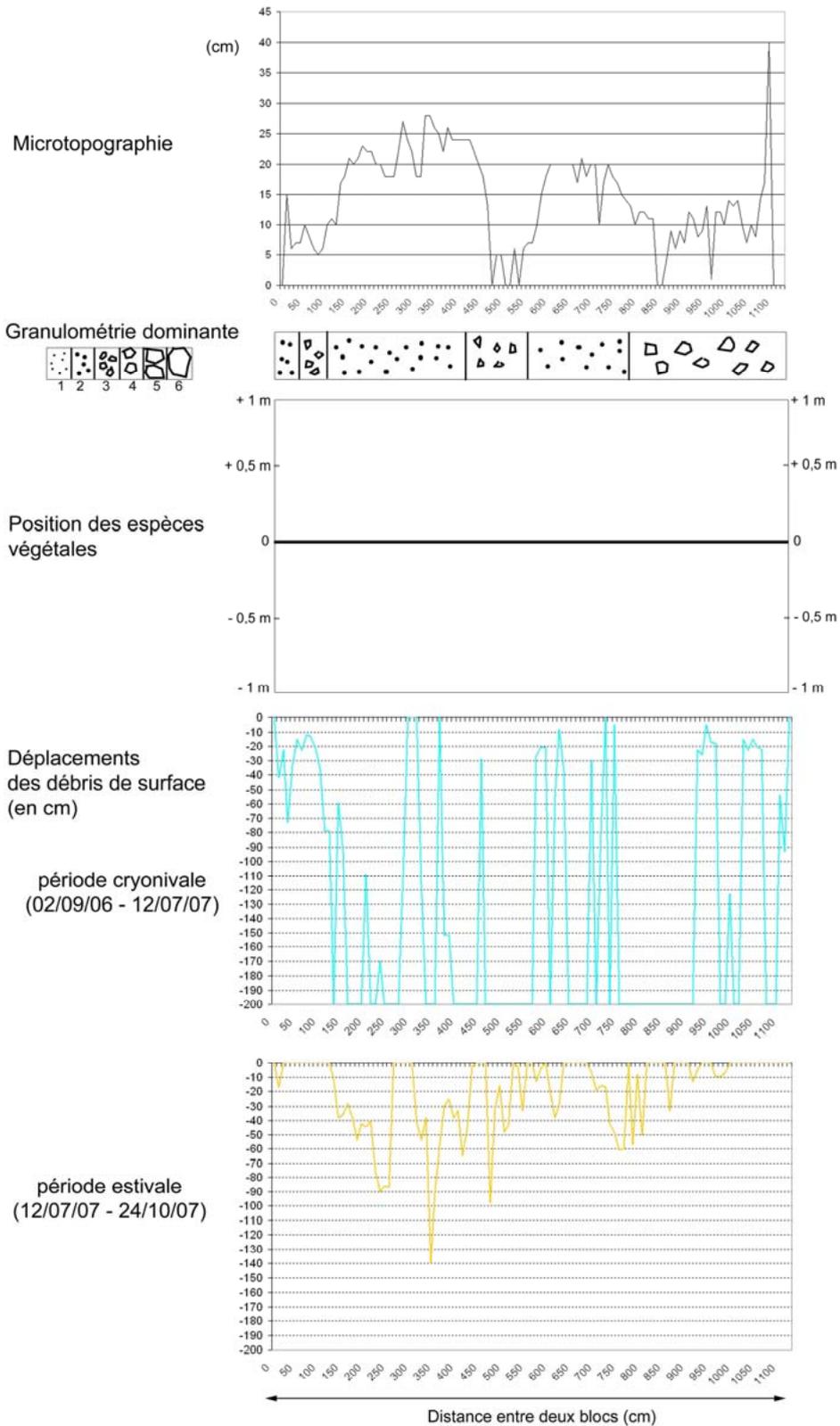
Caractéristiques de l'éboulis Péric. A : éboulis instrumenté avec bandes peintes (1), tubes PVC (2) et enregistreur de température (3) ; B : profil longitudinal avec granulométrie de surface et de subsurface ; C : vitesse de déplacements des matériaux dans chaque zone.

Annexe 4.60 - Péric - Bande peinte n°1 - Période estivale 2006



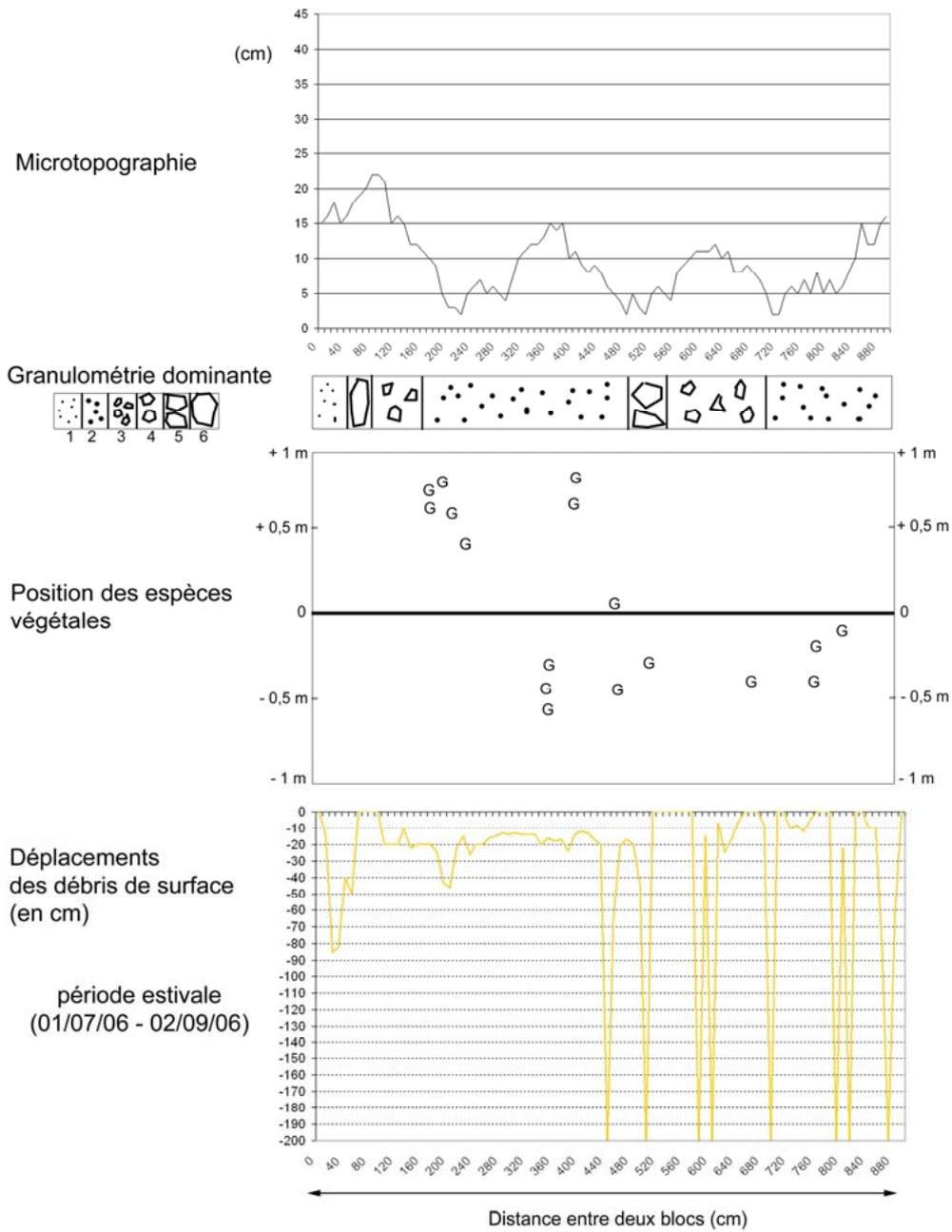
Annexe 4.60 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 1) de l'éboulis Péric durant la saison estivale 2006.

Annexe 4.61 - Péric - Bande peinte n°1 - Période 2006/2007



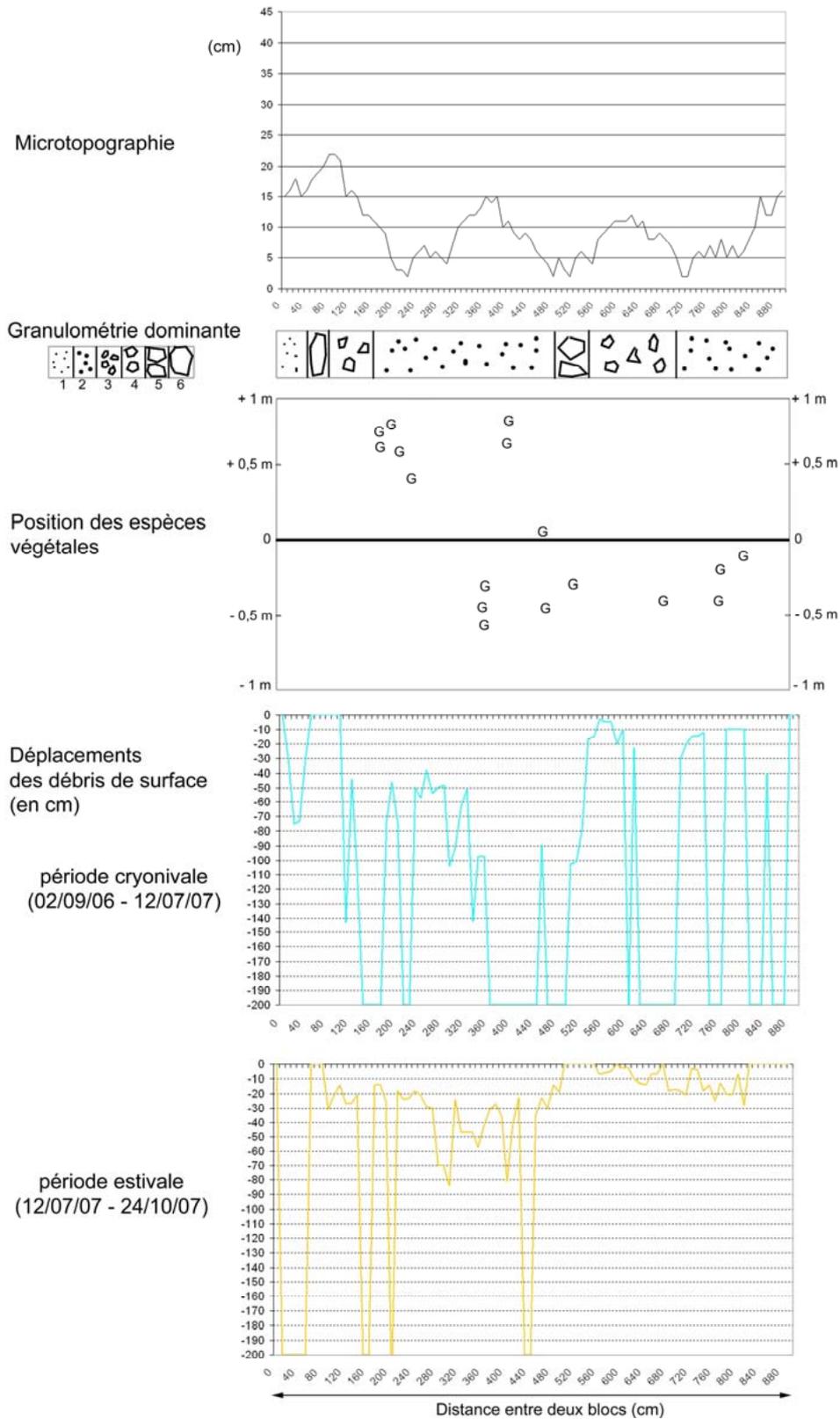
Annexe 4.61 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 1) de l'éboulis Péric durant la période 2006/2007.

Annexe 4.62 - Péric - Bande peinte n°2 - Période estivale 2006



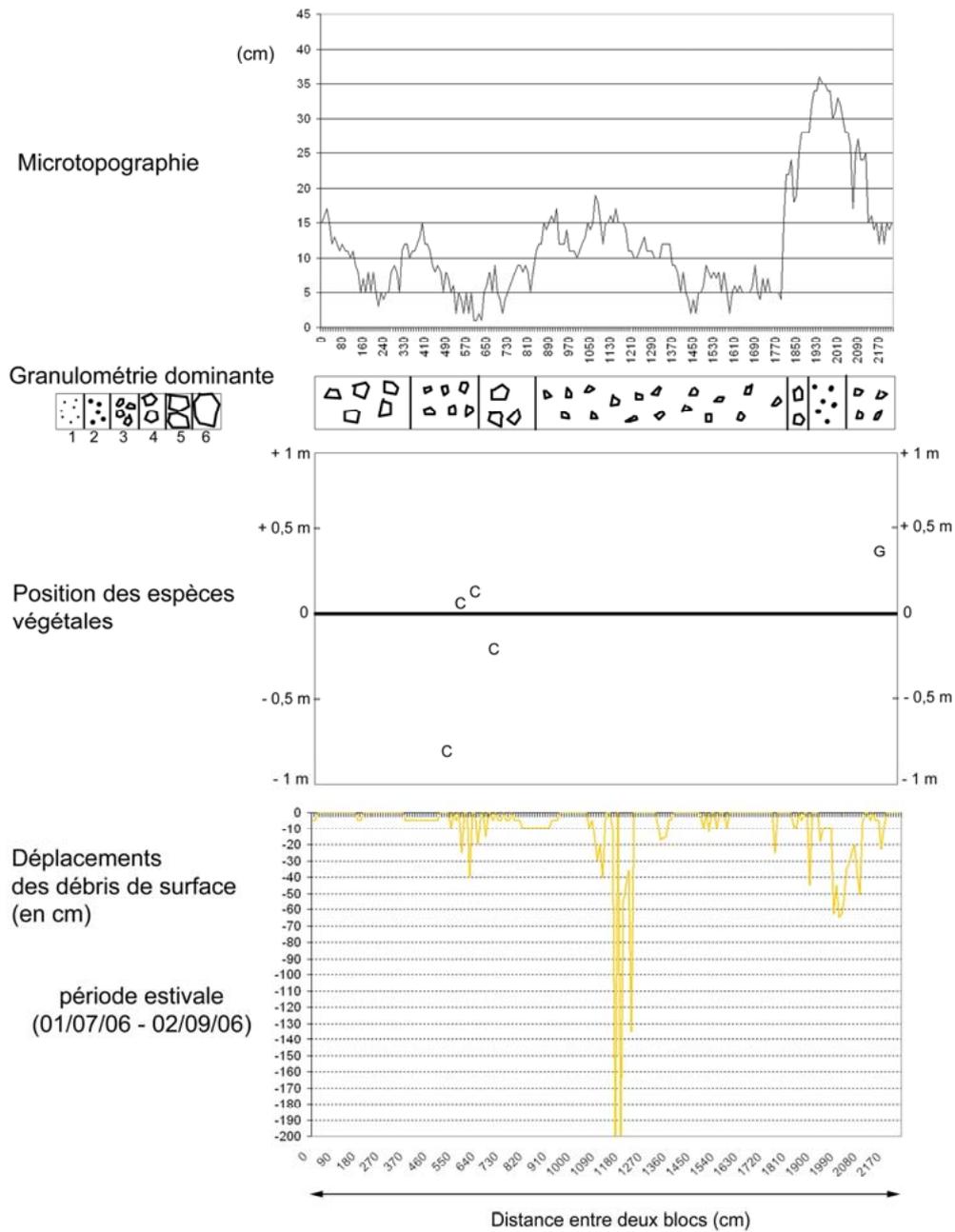
Annexe 4.62 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 2) de l'éboulis Péric durant la saison estivale 2006.

Annexe 4.63 - Péric - Bande peinte n°2 - Période 2006/2007



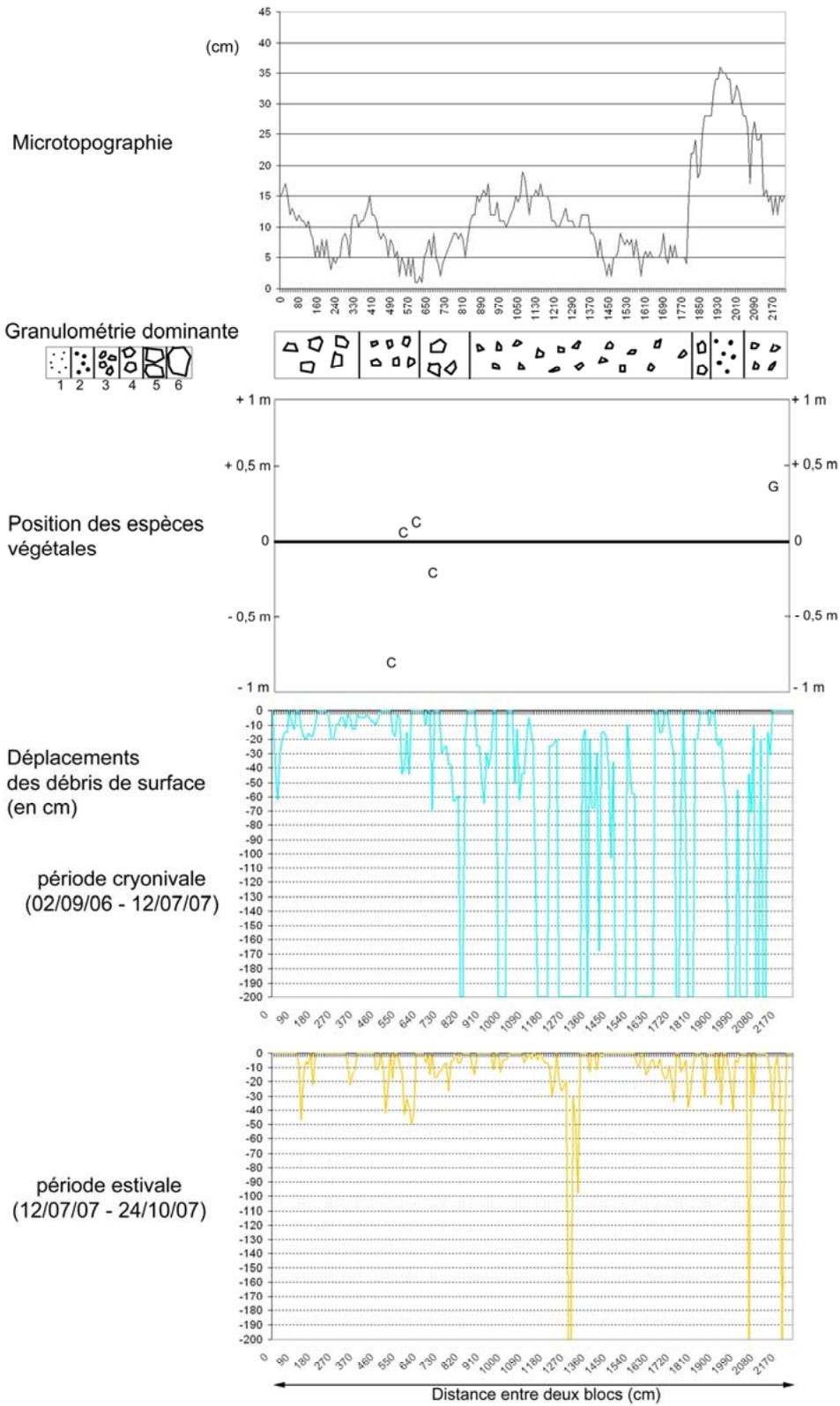
Annexe 4.63 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 2) de l'éboulis Péric durant la période 2006/2007.

Annexe 4.64 - Péric - Bande peinte n°3 - Période estivale 2006



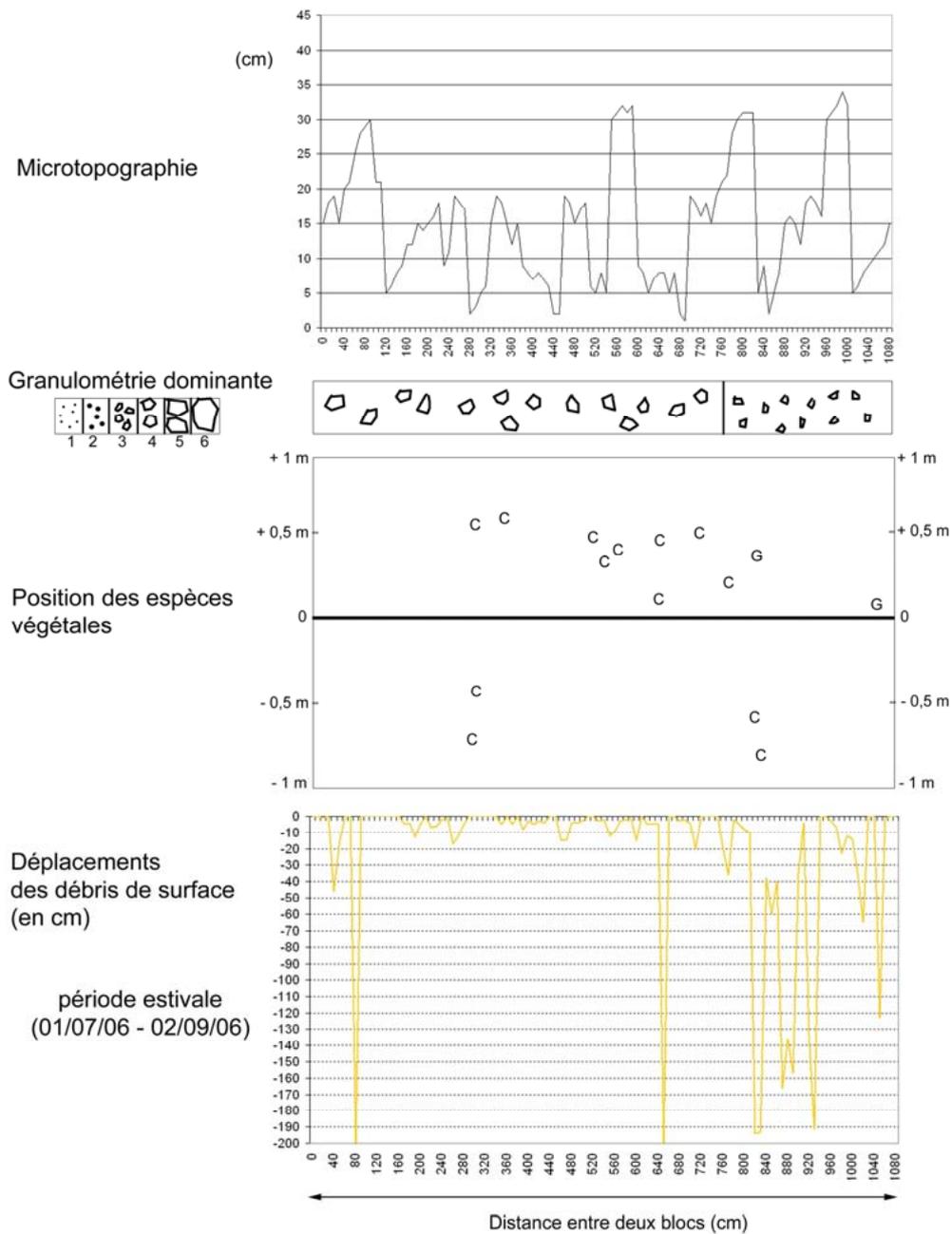
Annexe 4.64 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 3) de l'éboulis Péric durant la saison estivale 2006.

Annexe 4.65 - Péric - Bande peinte n°3 - Période 2006/2007



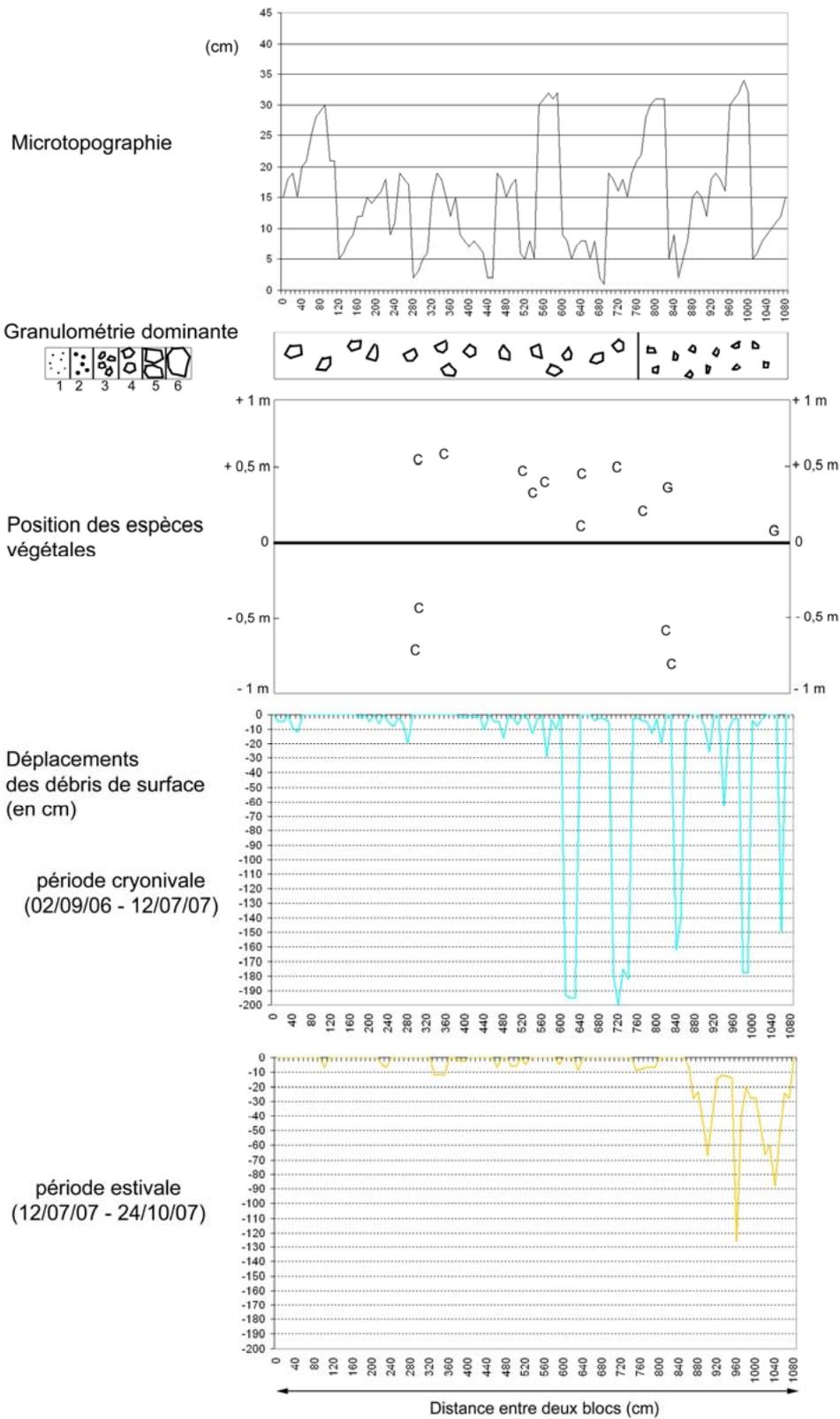
Annexe 4.65 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 3) de l'éboulis Péric durant la période 2006/2007.

Annexe 4.66 - Péric - Bande peinte n°4 - Période estivale 2006



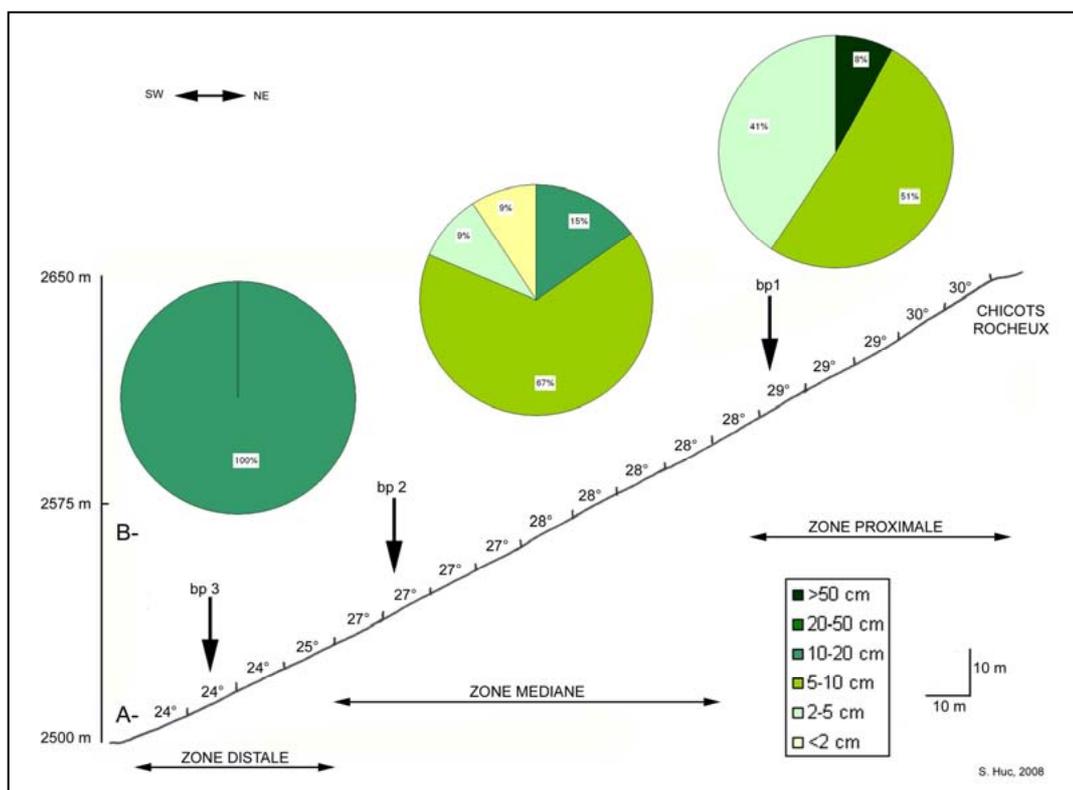
Annexe 4.66 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 4) de l'éboulis Péric durant la saison estivale 2006.

Annexe 4.67 - Péric - Bande peinte n°4 - Période 2006/2007



Annexe 4.67 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 4) de l'éboulis Péric durant la période 2006/2007.

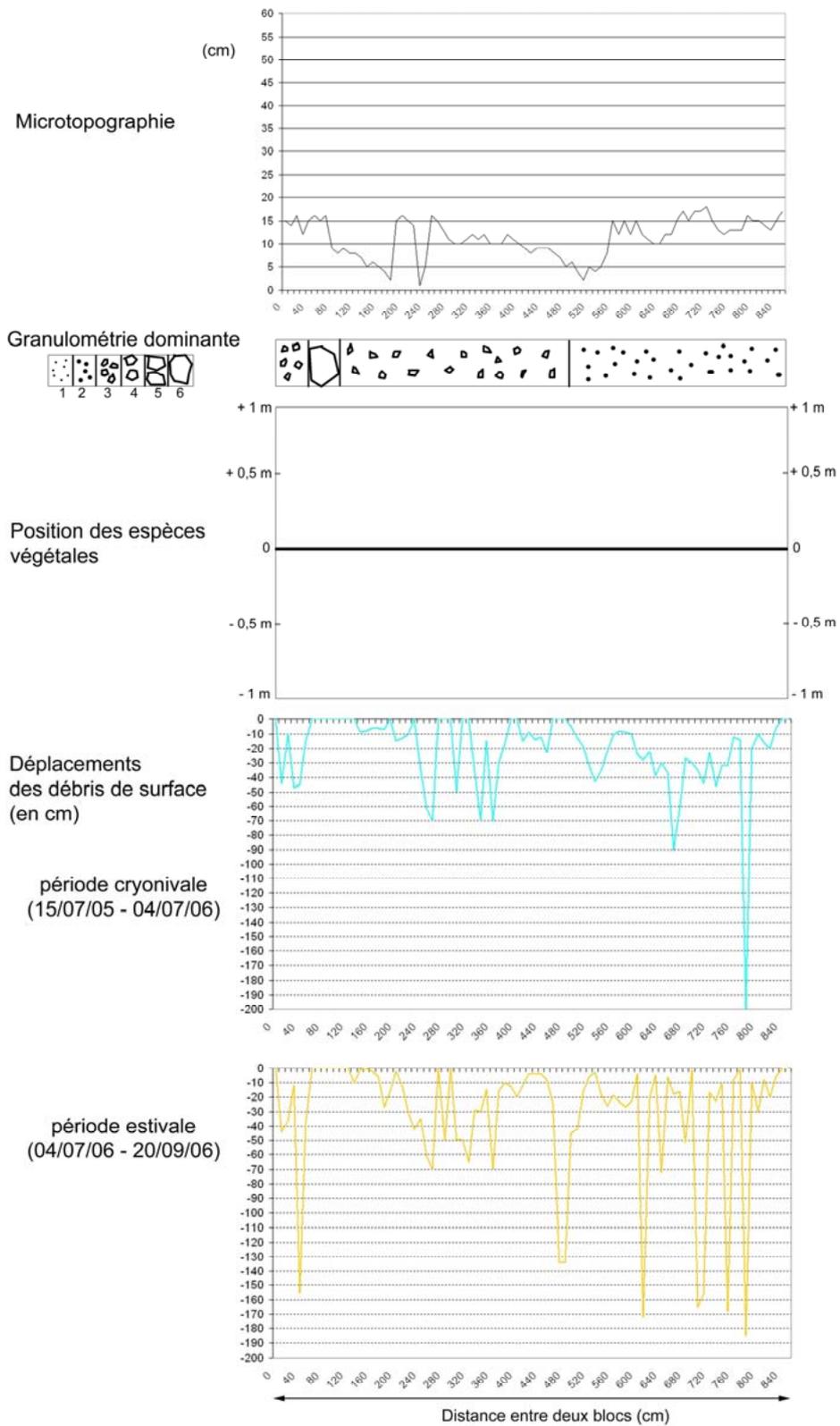
Eyne – Annexes 4.68 à 4.73



Code des transects	Zone de l'éboulis	Altitude (en m)	Longueur (en m)	Nombre de mesures sur 3 ans	Déplacements des matériaux de surface (en cm)				Vitesse annuelle moyenne par zone (en cm.an ⁻¹)
					Saison cryonivale 2005/2006	Saison estivale 2006	Saison cryonivale 2006/2007	Saison estivale 2007	
bp1	proximale	2600	8,6	344	21,7	32,2	48	7,4	54,7
bp2	médiane	2550	15	600	35,3	13,8	18,4	48,4	58
bp3	distale	2520	16,4	656	1,1	4,6	3,6	1,8	5,6

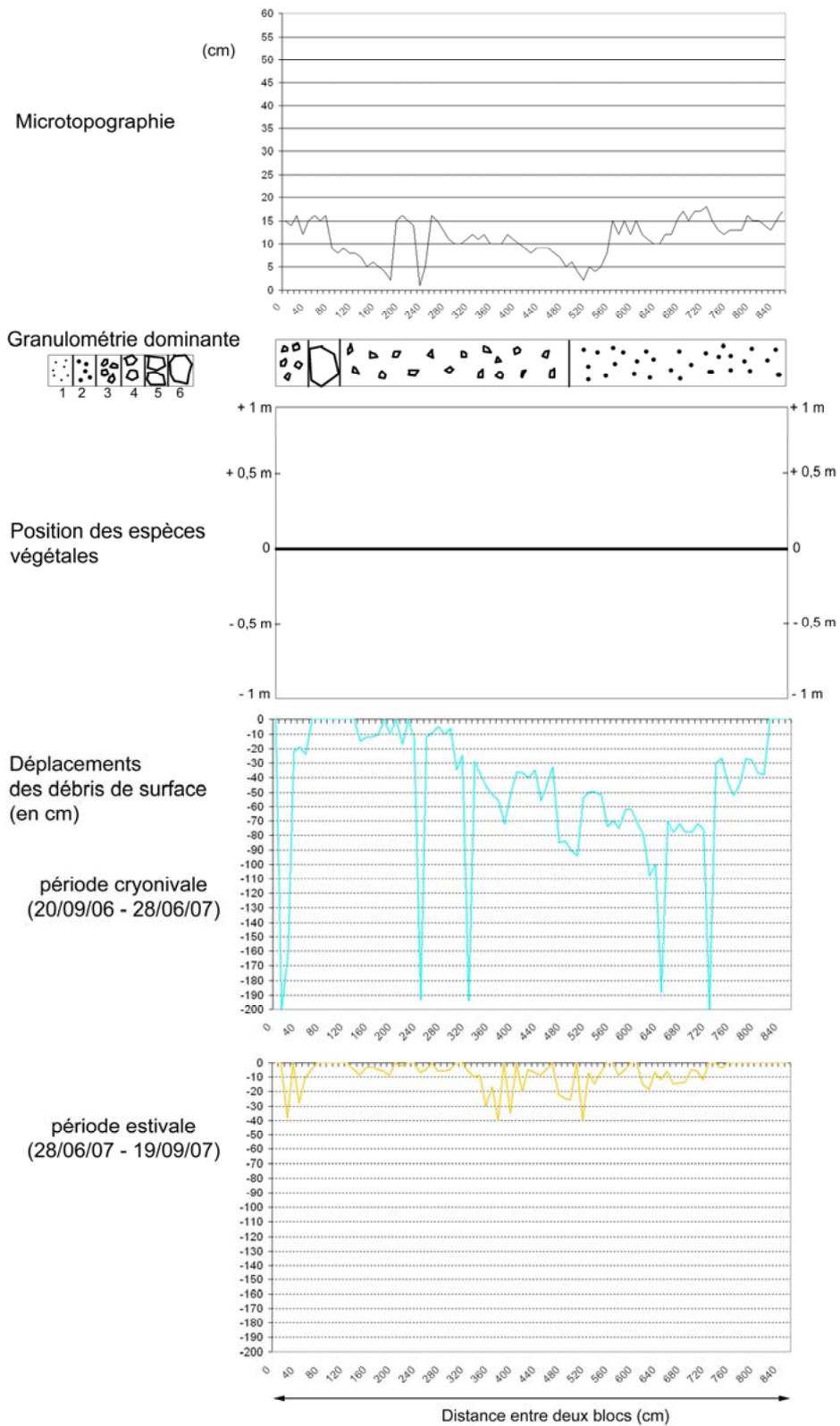
Caractéristiques de l'éboulis Eyne. A : éboulis instrumenté avec bandes peintes (1) et tubes PVC (2) ; B : profil longitudinal avec granulométrie de surface et de subsurface ; C : vitesse de déplacements des matériaux dans chaque zone.

Annexe 4.68 - Eyne - Bande peinte n°1 - Période 2005/2006



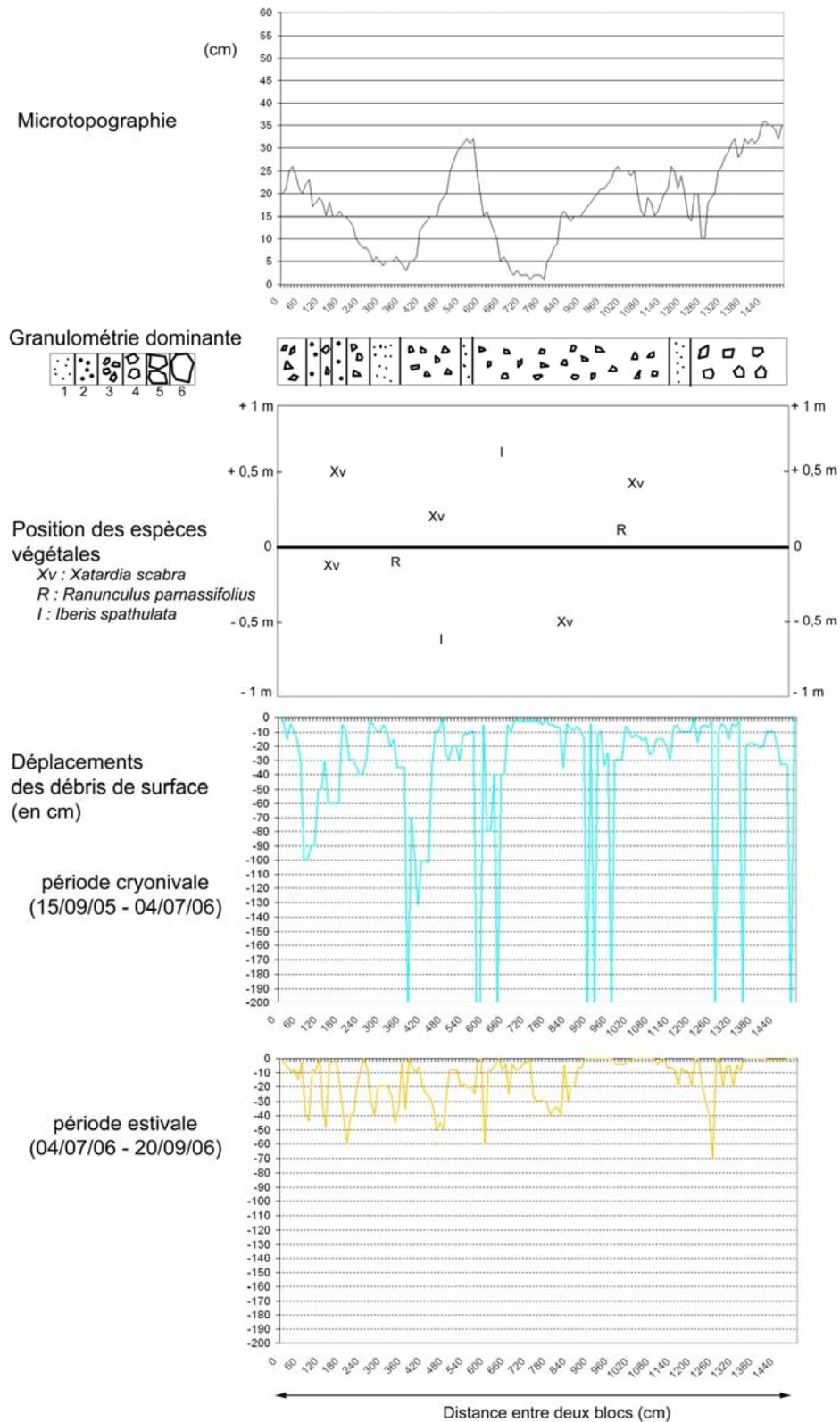
Annexe 4.68 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 1) de l'éboulis Eyne durant la période 2005/2006.

Annexe 4.69 - Eyne - Bande peinte n°1 - Période 2006/2007



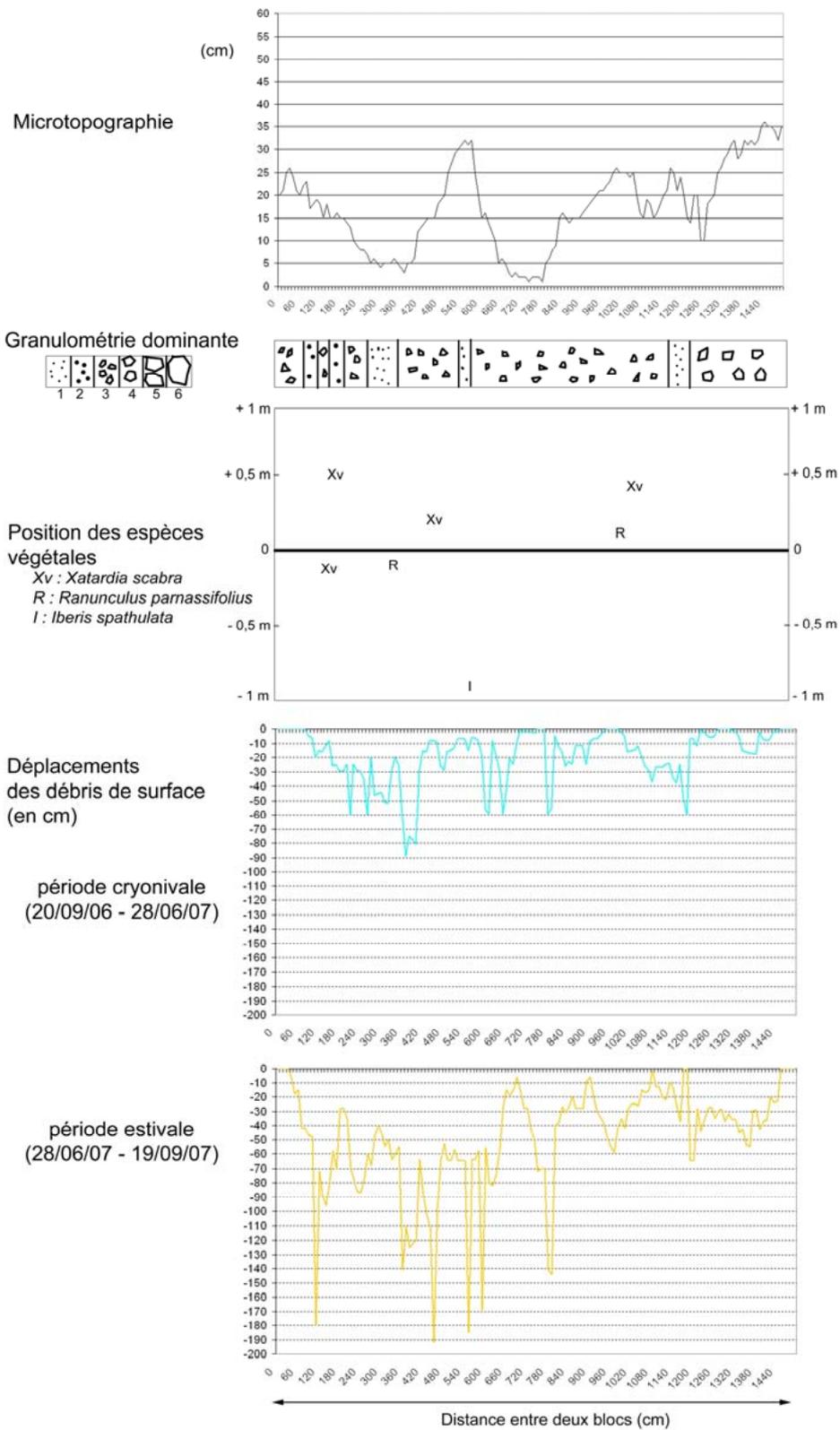
Annexe 4.69 – Transect réalisé dans la zone proximale (bp 1) de l'éboulis Eyne durant la période 2006/2007.

Annexe 4.70 - Eyne - Bande peinte n°2 - Période 2005/2006



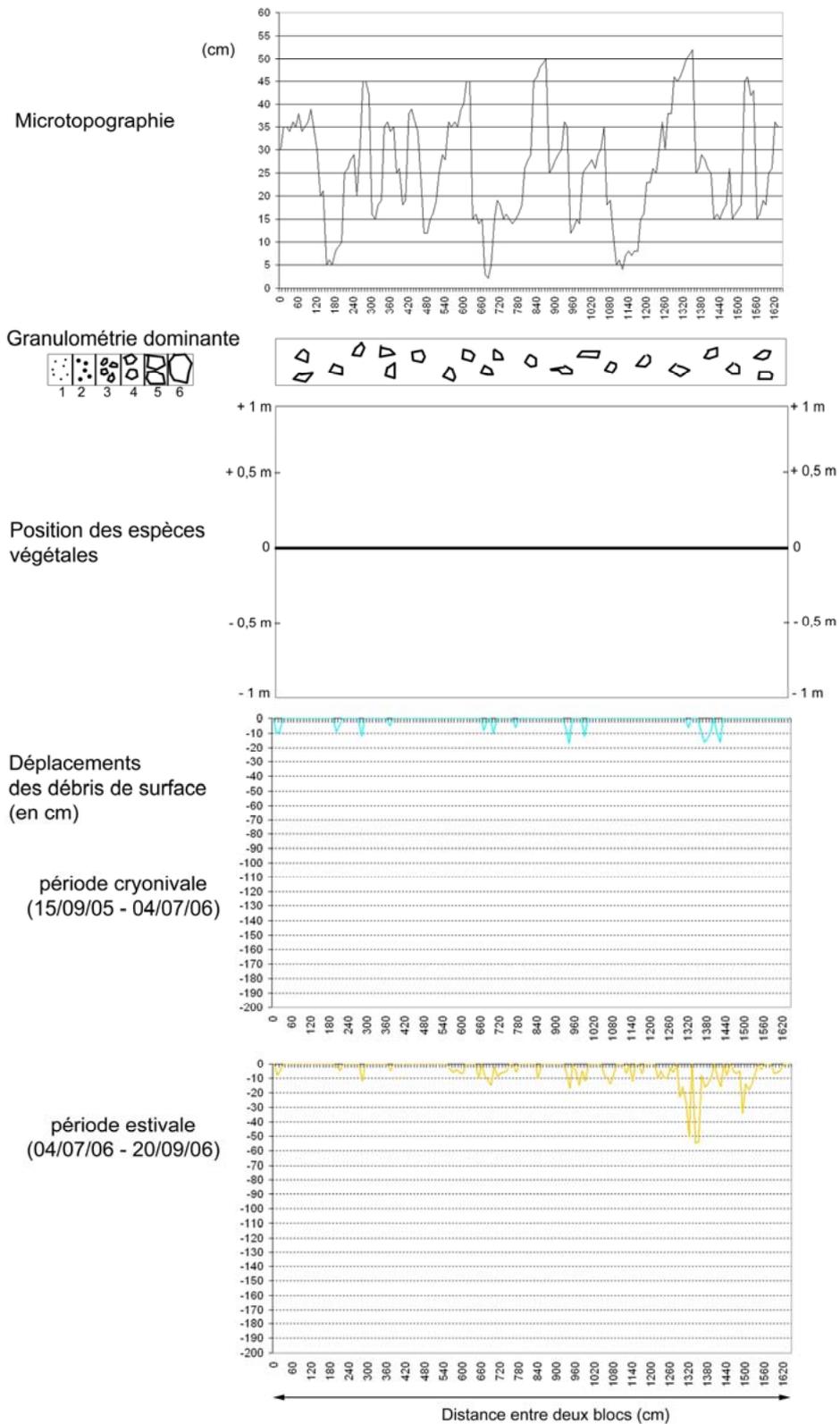
Annexe 4.70 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 2) de l'éboulis Eyne durant la période 2005/2006.

Annexe 4.71 - Eyne - Bande peinte n°2 - Période 2006/2007



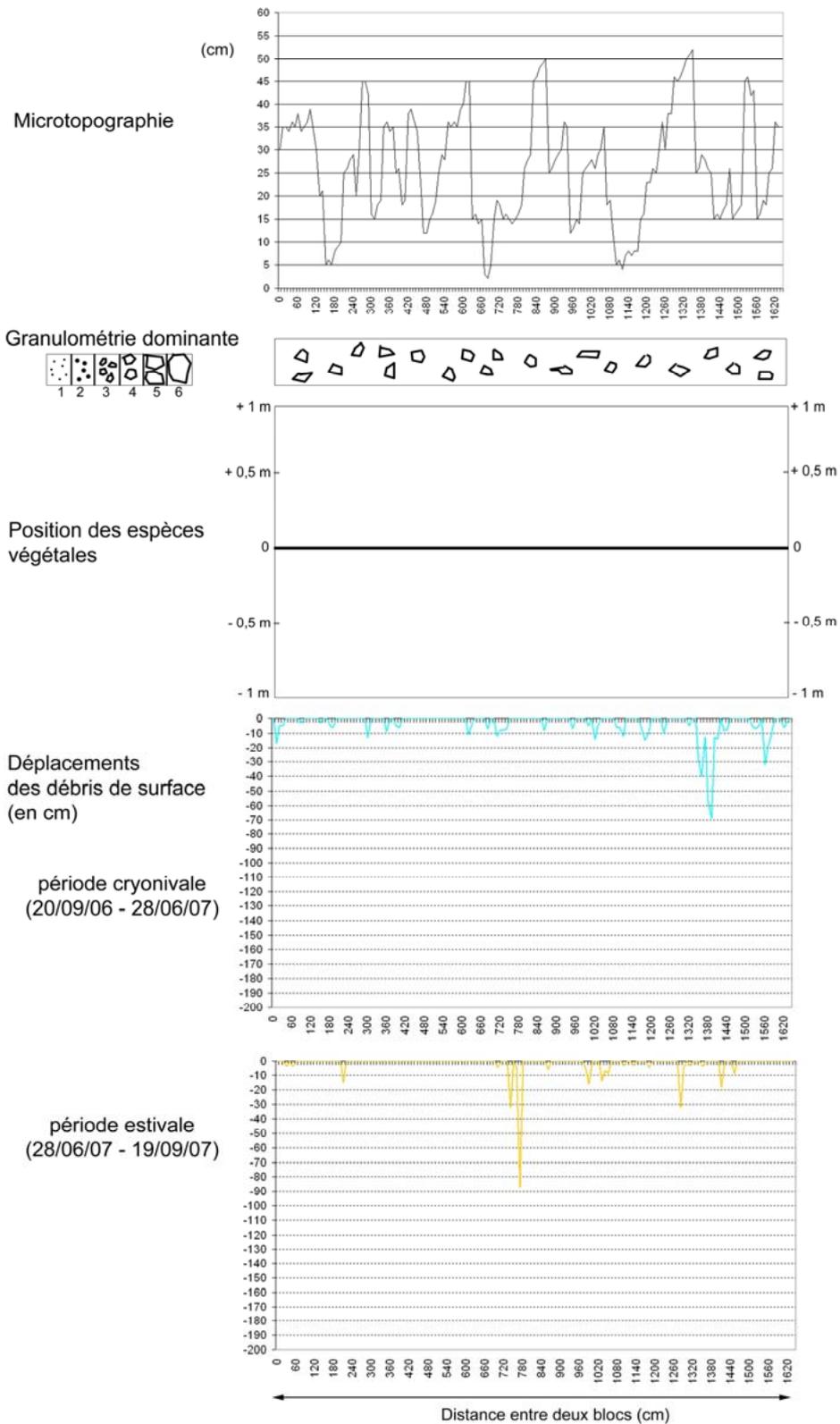
Annexe 4.71 – Transect réalisé dans la zone médiane (bp 2) de l'éboulis Eyne durant la période 2006/2007.

Annexe 4.72 - Eyne - Bande peinte n°3 - Période 2005/2006



Annexe 4.72 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 3) de l'éboulis Eyne durant la période 2005/2006.

Annexe 4.73 - Eyne - Bande peinte n°3 - Période 2006/2007



Annexe 4.73 – Transect réalisé dans la zone distale (bp 3) de l'éboulis Eyne durant la période 2006/2007.

Annexe 4.74 – Tableaux des significativités par case (résultats des analyses bivariées).

Croisement exposition / déplacement											
Khi ² (valeur observée) = 41,7252											
	Effectifs observés						Significativité par case				
	d0-10	d11-33	d34-69	d70-139	d140-200	Total	d0-10	d11-33	d34-69	d70-139	d140-200
exp-n	45	15	6	6	19	91	<	<	<	>	>
exp-s	272	108	43	29	20	472	<	>	>	>	<
exp-w	42	10	2	0	4	58	>	<	<	<	<
Total	359	133	51	35	43	621					

Croisement exposition / lithologie							
Khi ² (valeur observée) = 751,9838							
	Effectifs observés				Significativité par case		
	lit-c	lit-g	lit-s	Total	lit-c	lit-g	lit-s
exp-n	22	0	69	91	>	<	<
exp-s	0	0	472	472	<	<	>
exp-w	0	58	0	58	<	>	<
Total	22	58	541	621			

Croisement granulométrie / déplacement											
Khi ² (valeur observée) = 109,8802											
	Effectifs observés						Significativité par case				
	d0-10	d11-33	d34-69	d70-139	d140-200	Total	d0-10	d11-33	d34-69	d70-139	d140-200
g<2	16	1	3	1	1	22	>	<	>	<	<
g2-5	35	17	7	4	13	76	<	>	>	<	>
g5-10	35	34	19	15	17	1220	<	>	>	>	>
g10-20	142	61	16	9	12	240	>	>	<	<	<
g20-50	121	20	6	6	0	153	>	<	<	<	<
g>50	10	0	0	0	0	10	>	<	<	<	<
Total	359	133	51	35	43	621					

Croisement granulométrie / exposition							
Khi ² (valeur observée) = 155,7720							
	Effectifs observés				Significativité par case		
	exp-n	exp-s	exp-w	Total	exp-n	exp-s	exp-w
g<2	1	21	0	22	<	>	<
g2-5	20	52	4	76	>	<	>
g5-10	30	76	14	120	>	<	>
g10-20	36	197	7	240	>	>	<
g20-50	4	126	23	153	<	>	>
g>50	0	0	10	10	<	<	>
Total	91	472	58	621			

Croisement granulométrie / lithologie							
Khi ² (valeur observée) = 139,2948							
	Effectifs observés				Significativité par case		
	lit-c	lit-g	lit-s	Total	lit-c	lit-g	lit-s
g<2	1	0	21	22	>	<	>
g2-5	1	4	71	76	<	<	>
g5-10	12	14	94	120	>	>	<
g10-20	7	7	226	240	<	<	>
g20-50	1	23	129	153	<	>	<
g>50	0	10	0	10	<	>	<
Total	22	58	541	621			

Croisement granulométrie / pente													
Khi ² (valeur observée) = 100,3813													
	Effectifs observés							Significativité par case					
	p26	p27	p27,5	p28	p29,5	p31,5	Total	p26	p27	p27,5	p28	p29,5	p31,5
g<2	0	0	0	21	0	1	22	<	<	<	>	<	>
g2-5	0	0	10	446	19	1	76	<	<	>	<	>	<
g5-10	0	0	5	83	18	14	120	<	<	<	<	>	>
g10-20	2	17	14	171	29	7	240	>	>	>	<	>	<
g20-50	0	5	2	140	3	3	153	<	<	<	>	<	<
g>50	0	0	0	8	0	2	10	<	<	<	>	<	>
Total	2	22	31	469	69	28	621						

Croisement lithologie / déplacement												
Khi ² (valeur observée) = 13,5817												
	Effectifs observés						Significativité par case					
	d0-10	d11-33	d34-69	d70-139	d140-200	Total	d0-10	d11-33	d34-69	d70-139	d140-200	
lit-c	11	4	1	2	4	22	<	<	<	>	>	
lit-g	42	10	2	0	4	58	>	<	<	<	<	
lit-s	306	119	48	33	35	541	<	>	>	>	<	
Total	359	133	51	35	43	621						

Croisement pente / déplacement											
Khi ² (valeur observée) = 45,9395											
	Effectifs observés						Significativité par case				
	d0-10	d11-33	d34-69	d70-139	d140-200	Total	d0-10	d11-33	d34-69	d70-139	d140-200
p26	2	0	0	0	0	2	>	<	<	<	<
p27	13	9	0	0	0	22	>	>	<	<	<
p27,5	23	4	3	0	1	31	>	<	>	<	<
p28	270	105	42	29	23	469	<	>	>	>	<
p29,5	34	11	5	4	15	69	<	<	<	>	>
p31,5	17	4	1	2	4	28	>	<	<	>	>
Total	359	133	51	35	43	621					

Croisement pente / exposition							
K _{hi} ² (valeur observée) = 622,3110							
	Effectifs observés				Significativité par case		
	exp-n	exp-s	exp-w	Total	exp-n	exp-s	exp-w
p26	0	0	2	2	<	<	>
p27	0	22	0	22	<	>	<
p27,5	0	31	0	31	<	>	<
p28	0	419	50	469	<	>	>
p29,5	69	0	0	69	>	<	<
p31,5	22	0	6	28	>	<	>
Total	91	472	58	621			

Croisement pente / lithologie							
K _{hi} ² (valeur observée) = 528,9064							
	Effectifs observés				Significativité par case		
	lit-c	lit-g	lit-s	Total	lit-c	lit-g	lit-s
p26	0	2	0	2	<	>	<
p27	0	0	22	22	<	<	>
p27,5	0	0	31	31	<	<	>
p28	0	50	419	469	<	>	>
p29,5	0	0	69	69	<	<	>
p31,5	22	6	0	28	>	>	<
Total	22	58	541	621			

Croisement pente / exposition							
K _{hi} ² (valeur observée) = 622,3110							
	Effectifs observés				Significativité par case		
	exp-n	exp-s	exp-w	Total	exp-n	exp-s	exp-w
p26	0	0	2	2	<	<	>
p27	0	22	0	22	<	>	<
p27,5	0	31	0	31	<	>	<
p28	0	419	50	469	<	>	>
p29,5	69	0	0	69	>	<	<
p31,5	22	0	6	28	>	<	>
Total	91	472	58	621			

Croisement pente / lithologie							
K _{hi} ² (valeur observée) = 528,9064							
	Effectifs observés				Significativité par case		
	lit-c	lit-g	lit-s	Total	lit-c	lit-g	lit-s
p26	0	2	0	2	<	>	<
p27	0	0	22	22	<	<	>
p27,5	0	0	31	31	<	<	>
p28	0	50	419	469	<	>	>
p29,5	0	0	69	69	<	<	>
p31,5	22	6	0	28	>	>	<
Total	22	58	541	621			

Croisement espèces végétales / déplacement												
K _{hi} ² (valeur observée) = 97,1365												
	Effectifs observés						Significativité par case					
	d0-10	d11-33	d34-69	d70-139	d140-200	Total	d0-10	d11-33	d34-69	d70-139	d140-200	
sp-c	34	24	7	8	7	80	<	>	>	>	>	
sp-d	1	2	0	0	1	4	<	>	<	<	>	
sp-g	10	3	1	1	11	26	<	<	<	<	>	
sp-i	5	0	0	0	0	5	>	<	<	<	<	
sp-r	6	6	0	2	0	14	<	>	<	>	<	
sp-s	135	33	16	12	10	206	>	<	<	>	<	
sp-v	26	20	3	5	4	58	<	>	<	>	<	
sp-x	142	45	24	7	10	228	>	<	>	<	<	
Total	359	133	51	35	43	621						

Croisement espèces végétales / exposition								
K _{hi} ² (valeur observée) = 427,9663								
	Effectifs observés				Significativité par case			
	exp-n	exp-s	exp-w	Total	exp-n	exp-s	exp-w	
sp-c	42	38	0	80	>	<	<	
sp-d	0	0	4	4	<	<	>	
sp-g	26	0	0	26	>	<	<	
sp-i	0	5	0	5	<	>	<	
sp-r	0	14	0	14	<	>	<	
sp-s	1	205	0	206	<	>	<	
sp-v	0	58	0	58	<	>	<	
sp-x	22	152	54	228	<	<	>	
Total	91	472	58	621				

Croisement espèces végétales / granulométrie														
K _{hi} ² (valeur observée) = 161,7787														
	Effectifs observés							Significativité par case						
	g<2	g2-5	g5-10	g10-20	g20-50	g>50	Total	g<2	g2-5	g5-10	g10-20	g20-50	g>50	
sp-c	2	12	21	41	4	0	80	<	>	>	>	<	<	
sp-d	0	0	2	1	1	0	4	<	<	>	<	>	<	
sp-g	0	17	4	2	3	0	26	<	>	<	<	<	<	
sp-i	0	0	1	3	1	0	5	<	<	>	>	<	<	
sp-r	0	0	5	5	4	0	14	<	<	>	<	>	<	
sp-s	16	24	17	83	66	0	206	<	<	<	>	>	<	
sp-v	1	5	19	25	8	0	58	<	<	>	>	<	<	
sp-x	3	18	51	80	66	10	228	<	<	>	<	>	>	
Total	22	76	120	240	153	10	621							

Croisement espèces végétales / lithologie							
K _{hi} ² (valeur observée) = 181,5252							
	Effectifs observés				Significativité par case		
	lit-c	lit-g	lit-s	Total	lit-c	lit-g	lit-s
sp-c	0	0	80	80	<	<	>
sp-d	0	4	0	4	<	>	<
sp-g	0	0	26	26	<	<	>
sp-i	0	0	5	5	<	<	>
sp-r	0	0	14	14	<	<	>
sp-s	0	0	206	206	<	<	>
sp-v	0	0	58	58	<	<	>
sp-x	22	54	152	228	>	>	<
Total	22	58	541	621			

Croisement espèces végétales / pente													
K _{hi} ² (valeur observée) = 472,4713													
	Effectifs observés							Significativité par case					
	p26	p27	p27,5	p28	p29,5	p31,5	Total	p26	p27	p27,5	p28	p29,5	p31,5
sp-c	0	4	5	29	42	0	80	<	>	>	<	>	<
sp-d	0	0	0	4	0	0	4	<	<	<	>	<	<
sp-g	0	0	0	0	26	0	26	<	<	<	<	>	<
sp-i	0	0	0	5	0	0	5	<	<	<	>	<	<
sp-r	0	0	2	12	0	0	14	<	<	>	>	<	<
sp-s	0	12	11	182	1	0	206	<	>	>	>	<	<
sp-v	0	0	3	55	0	0	58	<	<	>	>	<	<
sp-x	2	6	10	182	0	28	228	>	<	<	>	<	>
Total	2	22	31	469	69	28	621						

Annexe 4.75 – Tableau des contributions (résultats de l'A.F.C.M.).

Coordonnées principales (Variables) :			Contributions (Variables) :			Cosinus carrés (Variables) :		
	F1	F2		F1	F2		F1	F2
sp-c	1,206	-0,343	sp-c	0,063	0,005	sp-c	0,215	0,017
sp-d	-0,949	2,997	sp-d	0,002	0,021	sp-d	0,006	0,058
sp-g	2,875	-0,008	sp-g	0,117	0,000	sp-g	0,361	0,000
sp-i	-0,473	-0,477	sp-l	0,001	0,001	sp-i	0,002	0,002
sp-r	-0,375	-0,527	sp-r	0,001	0,002	sp-r	0,003	0,006
sp-s	-0,407	-0,572	sp-s	0,019	0,039	sp-s	0,082	0,162
sp-v	-0,281	-0,521	sp-v	0,002	0,009	sp-v	0,008	0,028
sp-x	-0,262	0,761	sp-x	0,008	0,077	sp-x	0,040	0,336
d0-10	-0,186	0,080	d0-10	0,007	0,001	d0-10	0,047	0,009
d11-33	-0,022	-0,150	d11-33	0,000	0,002	d11-33	0,000	0,006
d140-200	1,390	0,295	d140-200	0,045	0,002	d140-200	0,144	0,006
d34-69	0,010	-0,195	d34-69	0,000	0,001	d34-69	0,000	0,003
d69-139	0,268	-0,331	d69-139	0,001	0,002	d69-139	0,004	0,007
g10-20	0,006	-0,287	g10-20	0,000	0,012	g10-20	0,000	0,052
g2-5	0,741	-0,219	g2-5	0,023	0,002	g2-5	0,077	0,007
g20-50	-0,579	0,105	g20-50	0,028	0,001	g20-50	0,110	0,004
g5-10	0,421	0,370	g5-10	0,012	0,010	g5-10	0,043	0,033
g<2	-0,366	-0,524	g<2	0,002	0,004	g<2	0,005	0,010
g>50	-1,170	3,664	g>50	0,007	0,078	g>50	0,022	0,220
p26	-1,150	3,260	p26	0,001	0,012	p26	0,004	0,034
p27	-0,320	-0,650	p27	0,001	0,005	p27	0,004	0,016
p27,5	-0,110	-0,549	p27,5	0,000	0,005	p27,5	0,001	0,016
p28	-0,405	-0,077	p28	0,042	0,002	p28	0,507	0,018
p29,5	2,349	-0,104	p29,5	0,207	0,000	p29,5	0,690	0,001
p31,5	1,456	2,430	p31,5	0,032	0,096	p31,5	0,100	0,279
exp-n	2,257	0,433	exp-n	0,252	0,010	exp-n	0,874	0,032
exp-s	-0,324	-0,402	exp-s	0,027	0,045	exp-s	0,332	0,512
exp-w	-0,905	2,592	exp-w	0,026	0,227	exp-w	0,084	0,692
lit-c	1,966	2,127	lit-c	0,046	0,058	lit-c	0,142	0,165
lit-g	-0,905	2,592	lit-g	0,026	0,227	lit-g	0,084	0,692
lit-s	0,017	-0,364	lit-s	0,000	0,042	lit-s	0,002	0,897

Annexe 5.1 – Calculs des volumes déplacés, à partir des racines de Xatardia scabra

	Déplacements moyens annuels en sub-surface (m/an)	Profondeurs moyennes d'enracinement (m)	Largeurs de l'éboulis (m)	Volumes déplacés (m ³)
Malaza 2	0,235	0,26	150	9,16
Err 1	0,252	0,29	130	9,5
Err 2	0,377	0,21	270	21,37
Dona	0,195	0,165	30	0,96

ÉBOULIS MOBILES ET MARQUEURS BIOGÉOGRAPHIQUES : LE CAS DE LA HAUTE MONTAGNE DES PYRÉNÉES ORIENTALES

Résumé : Cette étude a pour objectif la compréhension du fonctionnement des géosystèmes d'ébouilisation présents dans l'espace supraforestier de la haute montagne des Pyrénées orientales. Quel est le degré d'activité actuel de ces versants d'ébouilisation et comment évoluent-ils ? Quelles relations existe-t-il entre les espèces végétales lithophiles qui les colonisent et les dynamiques morphogéniques ? La haute montagne oriento-pyrénéenne se prête bien à ce type de recherche en raison de l'omniprésence des versants dans un contexte morphologique propice à l'ébouilisation, de la présence de plantes adaptées aux mouvements des éboulis et des nombreuses études anciennement réalisées dans des disciplines variées. Ce travail de recherche est organisé en quatre axes complémentaires afin de répondre au mieux aux questions précédemment posées. Le premier concerne la géographie des éboulis. Les outils cartographiques et statistiques permettent de mieux comprendre la répartition spatiale de ces versants et de les caractériser. Le deuxième axe traite de l'ambiance climatique d'altitude. Les données climatiques locales et celles recueillies grâce à des enregistreurs de températures mettent en évidence le rôle joué par les paramètres thermiques sur l'efficacité de la gélifraction dans les parois et chicots rocheux, et sur le transit des débris. Le troisième vise à quantifier les dynamiques saisonnières sur les talus d'ébouilis et à expliquer les déplacements de matériaux grâce aux paramètres lithologiques, topographiques, climatiques et biologiques. Le fonctionnement global du géosystème prenant en compte les systèmes amont (parois rocheuses et chicots rocheux) et aval (glaciers rocheux, pelouses...) est traité d'une manière plus sommaire que celui des talus d'ébouilis. Enfin, le dernier axe concerne l'étude phytogéomorphologique. Les espèces végétales lithophiles sont utilisées à la fois comme outils de mesure des déplacements des matériaux en sub-surface et comme marqueurs de morphodynamiques particulières sur les éboulis.

Mots clés : Pyrénées, géosystème d'ébouilisation, dynamiques morphogéniques, quantification, paramètres thermiques, phytogéomorphologie, lithophytes.

PHYTOGEOGRAPHICAL INDICATORS OF TALUS DYNAMICS ON ACTIVE SCREES IN THE HIGH RANGES OF THE EASTERN PYRENEES

Summary:

This work aims to understand the dynamics of slope debris systems located above the treeline in the eastern Pyrenees. The degree of activity and mode of evolution of these talus slopes is investigated by analysing the relationships that exist between lithophile plant species and slope morphodynamics. The elevated ranges of the eastern Pyrenees are well suited to studying these processes due to a large population of scree deposits occurring in settings favourable to clast production, to the presence of plant species that are adapted to talus instability, and because a number of previous studies have been carried out in the area on a range of related subjects. The study is organized in four parts. We first analyse the spatial distribution and characteristic attributes of screes throughout the area using digital mapping tools and statistical analysis. Then we deal with the climatic environment above the treeline. Local climatic records and original data acquired by dataloggers emphasize the contribution of thermal parameters to both frost shattering on rock faces and to debris movement downslope. This is followed by an attempt to quantify seasonal dynamics on talus slopes and to explain debris displacement based on a combination of lithological, topographic, climatic and biological parameters. The integrated cascade of processes involving debris production, storage and transfer from upslope rock faces to downslope accumulation sites such as rock glaciers and alpine meadows remains less well constrained. Finally, the study focuses on the phytogeomorphological aspects of the scree environment. We used lithophile species as measurement tools for studying debris displacements in the sub-surface and as indicators of a restricted range of sediment transfer dynamics on screes.

Key words: *Pyrenees, talus slope geosystem, morphodynamics, quantification, thermal parameters, phytogeomorphology, lithophile species.*