UNIVERSITÉ DE NANTES
INSTITUT DE GÉOGRAPHIE ET D'AMÉNAGEMENT RÉGIONAL (IGARUN)

ÉCOLE DOCTORALE "DEGEST"
DROIT, ÉCONOMIE, GESTION, ENVIRONNEMENT, SOCIÉTÉS ET TERRITOIRES
LETG – GÉOLITTOMER – UMR 6554 CNRS

Année 2010

N° attribué par la bibliothèque
|__|__|__|__|__|__|__|__|__|__|

LES FORMES PÉRIGLACIAIRES DANS LES PYRÉNÉES CENTRALES FRANÇAISES : ANALYSE SPATIALE, CHRONOLOGIQUE ET VALORISATION

THÈSE DE DOCTORAT

Discipline : Géographie
Spécialité : Géomorphologie

Présentée

et soutenue publiquement par

Thierry FEUILLET

Le 12 novembre 2010, devant le jury composé de :

Pascal BERTRAN, Ingénieur de recherche, HDR, INRAP Bordeaux	Directeur de thèse
Denis MERCIER, Maître de Conférences, HDR, Université de Nantes	Co-encadrant de thèse
Jean-Pierre PEULVAST, Professeur, Université Paris Sorbonne - Paris IV	Président
Marie-Françoise ANDRÉ, Professeur, Université Blaise Pascal - Clermont II	Rapporteur
Emmanuel REYNARD, Professeur, Université de Lausanne	Rapporteur
Jean-Paul MÉTAILIÉ, Directeur de recherche CNRS, Université Toulouse II	Examinateur

REMERCIEMENTS

Je ne remercierai jamais assez **Pascal Bertran** d'avoir accepté, par pure empathie, de me diriger et de m'avoir ainsi permis d'achever le travail. Son professionnalisme et sa rigueur scientifique lors des relectures du manuscrit et de nos nombreuses discussions m'ont beaucoup appris. Outre l'aspect scientifique, sa modestie et sa sympathie m'inspirent une sincère admiration. Je suis également profondément reconnaissant envers **Denis Mercier**, non seulement pour avoir co-encadré la thèse au quotidien, mais aussi pour ses nombreux et judicieux conseils. Il a toujours fait preuve d'une grande patience et a su m'encourager finement dans les moments de doute. Il n'a pas non plus hésité à m'accompagner sur le terrain, expérience qui me fut particulièrement enrichissante. Je remercie également les membres du jury qui ont accepté de porter un regard critique sur ce travail : **Marie-Françoise André**, **Jean-Pierre Peulvast**, **Emmanuel Reynard** et **Jean-Paul Métailié**.

Le cadre de travail a également joué un grand rôle. Le laboratoire **Géolittomer** (LETG – UMR 6554 – CNRS) a beaucoup contribué à améliorer les conditions de travail, en soutenant financièrement et matériellement ses doctorants. La cave restera un lieu à part par les liens qu'elle aura créés. Je remercie Nora, Julien, Fanny, Nico, Eddy, Aziz et An pour leur amitié, et particulièrement Ion pour les parties de foot salvatrices de la fin de rédaction. La gentillesse est à tous les étages : merci beaucoup à Gile, Laurent et Andrée. Je suis aussi reconnaissant envers l'**IGARUN** de m'avoir accepté comme ATER pour ma quatrième et dernière année de thèse, ce qui m'a assuré une tranquillité financière après trois années de salariat. Depuis 2008, le **parc national des Pyrénées** m'a également soutenu matériellement et financièrement, me permettant de mener à bien les missions de terrain. Merci à Corinne pour son accueil à Gavarnie.

La thèse n'aurait pas non plus abouti sans l'aide et le soutien de nombreuses personnes. J'exprime ma profonde gratitude envers **Sébastien Monnier**, qui a suivi de près l'ensemble de mon parcours et qui m'a, à plusieurs reprises, apporté une aide précieuse.

Je suis très reconnaissant envers **Jean-Pierre Tihay** pour les discussions passionnantes que j'ai eu la chance d'échanger avec lui. Je lui dois aussi, avec la complicité d'**Éric Sourp** et d'**André Etchelecou**, la reconnaissance de mon travail par le parc national des Pyrénées. Les conseils de **Magali Delmas** sur la déglaciation, en fin de rédaction, m'ont également été précieux, de même que ceux de **Didier Galop** sur les tourbières et ceux de **Jean-Pierre Coutard** sur la conductivité thermique des sols. J'ai une pensée particulière pour

Michel Clin qui a eu la gentillesse, lors d'une rencontre à Garin, de me céder les travaux originaux de Pierre Barrère, dont un nombre important de cartes non publiées.

Je n'ai pas hésité, au cours de la thèse, à faire appel à des spécialistes de sciences connexes à la géomorphologie. Je ne le regrette pas, car j'ai toujours rencontré des personnes particulièrement généreuses et enrichissantes. Je remercie ainsi sincèrement **Guy Sénéchal** pour la confiance qu'il m'a accordée quant au projet de manipulation du GPR sur les glaciers rocheux, et pour m'avoir hébergé à plusieurs reprises à Pau. Je suis très reconnaissant à **Jean-Maurice Balay**, du LCPC de Nantes, pour m'avoir prêté et aidé à utiliser le logiciel de simulation des températures dans le sol (Alizé). Je remercie enfin **Frédéric Gottardi** pour ses conseils en climatologie, **Jérôme Pagès** et **Sébastien Candel** pour leur aide en statistiques, **David Penin** pour les identifications d'espèces et **Pierre René** pour ses contributions photographiques sur les glaciers.

Je remercie aussi mes amis, et en particulier **Grégory Dandurand** pour tous nos bons moments à Paris, Saint-Maixent, Luz, Nantes, Melbourne, ou dans ses grottes charentaises. Je suis heureux de constater que notre amitié ne s'est pas desquamée d'une miette depuis le DEA de Paris. D'autres n'ont pas hésité à m'accompagner sur les versants, creusant de leurs mains pour dénicher des thermomètres, tenant des mires pendant des heures (**Guillaume Tanguy**), se perdant dans le brouillard impénétrable des lacs d'Ardiden (**Gwénaël Bulteau**), et j'en passe.

Enfin, je remercie mes parents pour leurs conseils, et particulièrement mon père pour ses relectures qui rendraient jaloux un académicien.

Julie, je te dédie la thèse pour une infinité de raisons. Merci pour ton attention, ta douceur, ton intelligence et ta confiance.

SOMMAIRE

SOMMAIRE **1**

INTRODUCTION GÉNÉRALE **3**

PARTIE 1 CARACTÉRISATION MORPHOCLIMATIQUE DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE PYRÉNÉEN **11**

CHAPITRE I CARACTÉRISATION CLIMATIQUE DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE 15
CHAPITRE II L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE ACTUEL : TYPOLOGIE DE SES MARQUEURS ET ÉTAT DES CONNAISSANCES 57
CHAPITRE III CARACTÉRISATION GÉOMORPHOLOGIQUE DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE ACTUEL 93

PARTIE 2 DISPARITÉS SPATIALES DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE PYRÉNÉEN **145**

CHAPITRE IV LES FORMES PÉRIGLACIAIRES DANS L'ESPACE 149
CHAPITRE V LES FORMES PÉRIGLACIAIRES DANS LE TEMPS 185

PARTIE 3 VALORISATION DES FORMES DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE PYRÉNÉEN **233**

CHAPITRE VI SÉLECTION ET ÉVALUATION DES GÉOMORPHOSITES 239
CHAPITRE VII VULGARISATION DES PAYSAGES PÉRIGLACIAIRES 261

CONCLUSION GÉNÉRALE **285**

BIBLIOGRAPHIE **295**

ANNEXES **325**

TABLE DES MATIÈRES **397**

INTRODUCTION GÉNÉRALE

La notion de périglaciaire a été pour la première fois employée par Lozinski en 1909 pour caractériser la désagrégation des grès dans les Carpates (Gorgany, nord de la Roumanie centrale). Il s'agissait à l'époque de proposer un terme pour désigner des phénomènes attribués aux actions du froid lors des périodes glaciaires, autres que les processus glaciaires (Tricart et Cailleux, 1967). Or, la région se situait en position périphérique par rapport aux inlandsis rissien et würmien. La notion de périglaciaire s'est progressivement élargie à toutes les formes, actuelles et quaternaires, associées aux effets du gel et du dégel. Elles ne se développent donc pas uniquement dans les espaces « périglaciaires » au sens étymologique, mais également dans des domaines n'ayant jamais été, ou n'étant plus, englacés. Afin d'éviter cette ambigüité, la notion de « cryonival » a été proposée par Guillien *et al*. en 1951, puis adoptée par de nombreux autres auteurs jusque dans les années 1970. Ce terme ne fut néanmoins presque uniquement employé que pour décrire le modelé des régions méditerranéennes, particulièrement en Italie et en Afrique du Nord. Tihay (1973) est l'un des rares à en avoir donné une définition précise : le cryonival désigne « l'ensemble des phénomènes liés à l'action du froid et de la neige dans les milieux montagnards méditerranéens ». Il s'agit donc d'un synonyme du périglaciaire, mais restreint géographiquement aux régions non englacées du pourtour méditerranéen. Nous n'utiliserons dans ce travail, malgré son ambigüité étymologique, que la notion mondialement reconnue de « périglaciaire ».

Si la cryosphère englobe l'ensemble des milieux où l'eau est présente à l'état solide, le périglaciaire en est la branche souterraine. Les milieux périglaciaires sont en effet ceux où la glace est présente, temporairement (gélisol) ou en permanence (pergélisol), dans le sol. Le principal intérêt d'étudier les éléments composant la cryosphère repose sur le fait que la glace et le gel répondent de façon particulièrement sensible à l'élévation des températures globales. Les formes périglaciaires sont en effet, comme les glaciers, des marqueurs de l'évolution climatique. Leur sensibilité est en outre maximale dans les milieux de marge, c'est-à-dire là où le dégel est fréquent et où l'équilibre est fragile. Comme on le montrera ci-dessous, les Pyrénées représentent un laboratoire particulièrement riche pour analyser les formes périglaciaires, dans l'espace et dans le temps. Il s'agit en effet d'un massif représentatif des environnements périglaciaires des latitudes moyennes, où tous les types de gel sont présents (du gel saisonnier au pergélisol) et où les formes qui en découlent sont nombreuses et variées.

– Objectif général de la thèse

La géomorphologie périglaciaire actuelle repose sur deux volets complémentaires : le monitoring détaillé des températures et/ou des processus à l'origine des formes, ainsi que les études régionales destinées à comprendre la structure de l'étage périglaciaire actuel et passé à l'échelle des massifs. L'objectif général de ce travail est justement d'apporter une nouvelle contribution locale à l'étude des phénomènes périglaciaires dans un massif de latitude moyenne. Cette contribution consiste à caractériser la répartition, les causes de la répartition et la mobilité des formes associées au gel et au dégel dans les Pyrénées centrales françaises. Nous tenterons donc de répondre aux questions suivantes :

– *Où se localisent actuellement les manifestations du froid* ? (dimension spatiale). Afin de mesurer les effets des modifications climatiques sur la répartition des formes périglaciaires, il est indispensable d'en définir les limites actuelles. Cela implique de caractériser les étagements de formes fonctionnelles dans les Pyrénées, et notamment de déterminer la limite altitudinale inférieure de l'étage périglaciaire actuel.

– *Pourquoi* ? (dimension environnementale). Cette question sous-entend que l'étagement des formes périglaciaires ne dépend pas uniquement des conditions climatiques, mais également d'une série de variables environnementales propres à chaque versant. Il s'agira donc de vérifier cette hypothèse.

– *Où se situaient-elles dans le passé* ? (dimension temporelle). Il est possible d'apprécier l'évolution des dynamiques périglaciaires à l'aide de la reconnaissance des formes héritées. Cette étape permettra de mieux connaître les paléoenvironnements régionaux, et de

mieux appréhender les réponses potentielles de l'étage périglaciaire aux modifications climatiques actuelles et futures.

Dans une approche complémentaire, le second objectif consistera à valoriser, au sein du parc national des Pyrénées et à destination du grand public, les réponses à ces questions. Ce dernier volet s'inscrit dans un domaine de recherche particulièrement étudié par la communauté des géomorphologues depuis quelques années, et contribue à ouvrir cette science à tous par le biais de la patrimonialisation des formes du relief.

Notre choix s'est porté sur les Pyrénées centrales françaises pour deux principales raisons :

- D'une part, les Pyrénées présentent des intérêts particuliers en comparaison des autres massifs européens. L'association d'une disposition méridionale avec des altitudes inférieures à 3 500 m a pour conséquence la présence d'un étage périglaciaire à gel saisonnier particulièrement large et comprenant même, dans sa partie supérieure, un pergélisol. L'aspect méridional limite l'emprise spatiale des glaciers, mais les altitudes sont néanmoins assez hautes pour que le gel puisse s'exprimer sur des domaines étendus. En outre, les deux principaux caractères océaniques du climat (omniprésence du vent et fraîcheur des températures estivales) limitent le développement de la forêt en altitude. La ceinture située entre la limite de la forêt et la limite des glaciers, c'est-à-dire en gros l'étage périglaciaire, est ainsi élargie. Il existe peu d'autres exemples de la sorte en Europe. Les massifs ibériques et britanniques, ainsi que le Massif Central, sont trop bas (en altitude) pour assurer la présence d'un étage à pergélisol, alors que c'est l'inverse dans les massifs scandinaves qui, du fait de leurs hautes latitudes, présentent un étage à pergélisol particulièrement bas (limite inférieure du pergélisol discontinu vers 900 m dans le massif de Okstindan selon Harris (1982), 1 210 m dans le Jotunheimen selon Peulvast (1985) et vers 1 250 m dans les Rondane selon Sellier, 2002). C'est la partie occidentale des Alpes qui présente les caractéristiques les plus proches du massif pyrénéen, bien que la forêt y s'élève généralement davantage en raison du caractère moins océanique du climat et que l'emprise glaciaire y soit plus importante.

- D'autre part, l'étude des phénomènes périglaciaires dans les Pyrénées françaises reste encore limitée. Les thèses de géomorphologie réalisées par Lagasquie (1984) et Calvet (1996) n'en font pas leur objet principal de recherche. Celle de Soutadé (1980), en revanche, a permis d'élargir considérablement la connaissance du périglaciaire pyrénéen, mais n'a concerné que la partie orientale de la chaîne. Dans la partie centrale, la thèse de Höllermann (1967), traitant de l'étage périglaciaire, est une

référence sur laquelle nous nous sommes souvent appuyé au cours de ce travail. Enfin, les travaux de P. Barrère, réalisés entre les années 1950 et les années 1970, sont nombreux, mais concernent davantage les phénomènes glaciaires que les processus périglaciaires, à l'instar des travaux de F. Taillefer plus à l'est. Les autres références, d'auteurs variés, restent ponctuelles. Le présent doctorat permet donc de combler un manque bibliographique. Il est cependant à noter que les études réalisées sur le versant espagnol sont plus fournies.

– Région d'étude

Toutes les études réalisées dans ce travail ont eu lieu au sein du parc national des Pyrénées (PNP), bien qu'elles aient parfois légèrement débordé sur le versant espagnol (parc national d'Ordesa et du Mont Perdu). Si l'on divisait le massif en deux parties, le PNP se situerait dans les Pyrénées occidentales. Nous considérons néanmoins, à l'image de Höllermann (1967), qu'il est plus judicieux de diviser cette chaîne de 430 km de long en trois zones homogènes (fig. 1.1). La disposition du relief et les différentes ambiances climatiques justifient ce choix. La partie occidentale, allant de l'océan Atlantique jusqu'au col du Somport, est caractérisée par des altitudes ne dépassant pas 2 500 m (pic d'Anie) et par un climat océanique très prononcé. La partie centrale, délimitée à l'est par les massifs andorrans, est marquée par la présence de tous les plus hauts sommets pyrénéens, dont le Vignemale en France (3 298 m) et le pic d'Aneto en Espagne (3 404 m). C'est également dans cette zone que subsiste la totalité des glaciers. Une atténuation du caractère océanique du climat se fait déjà sentir et se confirme dans les Pyrénées orientales, davantage marquées par un climat de type méditerranéen. Cette zone ne comprend pas de sommets de plus de 3 000 m d'altitude (2 921 m au Carlit).

Dans cette configuration, notre région d'étude se situe précisément dans la partie occidentale des Pyrénées centrales françaises. Elle comprend les plus hauts sommets français (Vignemale, Taillon, pic Long, pic du Néouvielle, pic du Marboré, etc.) et présente donc, *a priori*, l'étage périglaciaire le plus large des Pyrénées françaises.

– Méthode et plan

La première partie a pour but de déterminer les caractéristiques morphoclimatiques de l'étage périglaciaire pyrénéen actuel. Le climat étant le moteur de la dynamique périglaciaire, il convient de s'intéresser dans un premier temps à ses modalités (**chapitre I**). Cette étape consiste à établir les caractéristiques du couple températures/précipitations au sein de l'étage périglaciaire. Elle repose sur l'analyse descriptive de données issues de sources variées

(Météo France, mesures manuelles), sur différentes échelles de temps (décennales, annuelles, quotidiennes). Nous nous intéresserons particulièrement à la répartition saisonnière et à l'intensité des cycles gel et dégel dans l'air et dans le sol. Ce chapitre sera également l'occasion de présenter les données issues de l'application d'un modèle de pénétration du gel dans le sol, qui complète utilement les données mesurées. L'étape suivante a pour objectif de sélectionner, parmi la multitude des formes périglaciaires existantes, les marqueurs morphologiques que nous considérerons dans l'étude (**chapitre II**). Nous justifierons le choix de ne garder que les formes révélatrices des dynamiques de gel-dégel et d'en écarter d'autres. Ce chapitre est également une synthèse bibliographique. En effet, un état des connaissances sur la répartition actuelle dans les Pyrénées de chacune des formes décrites sera proposé. Le dernier volet de la première partie consiste à définir la situation altitudinale des marqueurs de l'étage actuel (**chapitre III**). Cette reconnaissance concerne huit versants de référence, situés entre 1 600 et 3 150 m, et est principalement fondée sur des observations de terrain. La question de la délimitation altitudinale du pergélisol sera également traitée à l'aide de méthodes géophysiques. Ces trois chapitres nous permettront, dans la conclusion de la première partie, de proposer un schéma des étagements morphoclimatiques dans les Pyrénées centrales françaises.

La deuxième partie concerne les disparités spatiales et la mobilité des formes périglaciaires. Selon l'hypothèse exposée *supra*, la répartition des formes périglaciaires ne dépend pas uniquement des conditions climatiques régionales, mais aussi d'une série d'autres paramètres environnementaux, tels que la topographie, l'humidité, la lithologie et la végétation. Le **chapitre IV** a ainsi pour but d'apporter des réflexions sur le rôle de chacun de ces paramètres dans la répartition disparate des formes périglaciaires. Dans un premier temps, l'influence de chaque paramètre sur la localisation des modelés est appréhendée séparément, à l'aide d'observations de terrain et de la photo-interprétation. Dans un second temps, nous utiliserons les statistiques (analyses multivariées) afin de hiérarchiser les facteurs à l'échelle d'un des massifs étudiés dans le chapitre III. Le **chapitre V** a enfin pour but d'étudier les formes périglaciaires héritées, afin d'estimer leur mobilité depuis le Pléistocène supérieur en fonction des chronologies paléoclimatiques reconnues mondialement. Trois échelles temporelles sont considérées : le Tardiglaciaire, l'Holocène pré-PAG et la période post-PAG. Des datations au carbone 14 étayent l'étude. Pour les temps les plus récents (depuis 1850), outre les observations de terrain, nous avons eu recours au dépouillement d'archives composées d'environ 8000 clichés anciens de haute montagne (fonds G. Ledormeur) au musée pyrénéen de Lourdes.

Les résultats obtenus lors des deux premières parties constituent de nouvelles connaissances sur les paysages périglaciaires pyrénéens. La gestion des espaces étudiés dans la thèse est assurée, depuis 1967, par le parc national des Pyrénées. Or, cette structure publique a pour priorité d'améliorer la connaissance de son patrimoine naturel et de le transmettre aux générations futures. La troisième et dernière partie a ainsi pour but de proposer aux gestionnaires du parc national les outils nécessaires à une valorisation efficace de leur patrimoine géomorphologique. Ce processus comprend deux étapes. La première consiste à évaluer les principaux sites d'intérêt géomorphologique particulier (géomorpho-sites), au sein de l'étage périglaciaire, en s'appuyant sur une série de critères de nature variée (**chapitre VI**). Cette évaluation numérique a pour but d'établir une classification des géomorphosites en termes de priorité, afin de faciliter leur gestion et leur valorisation. Le **chapitre VII** se fonde logiquement sur les résultats de cette évaluation pour proposer des exemples de vulgarisation des géomorphosites à l'aide de panneaux didactiques. La dernière partie du chapitre consiste à mettre en valeur un moyen supplémentaire utilisé dans le processus de valorisation du patrimoine : le site web « Géopyrénées ».

L'ensemble du plan et des méthodes utilisées dans cette thèse est illustré ci-dessous, dans la figure 1.2.

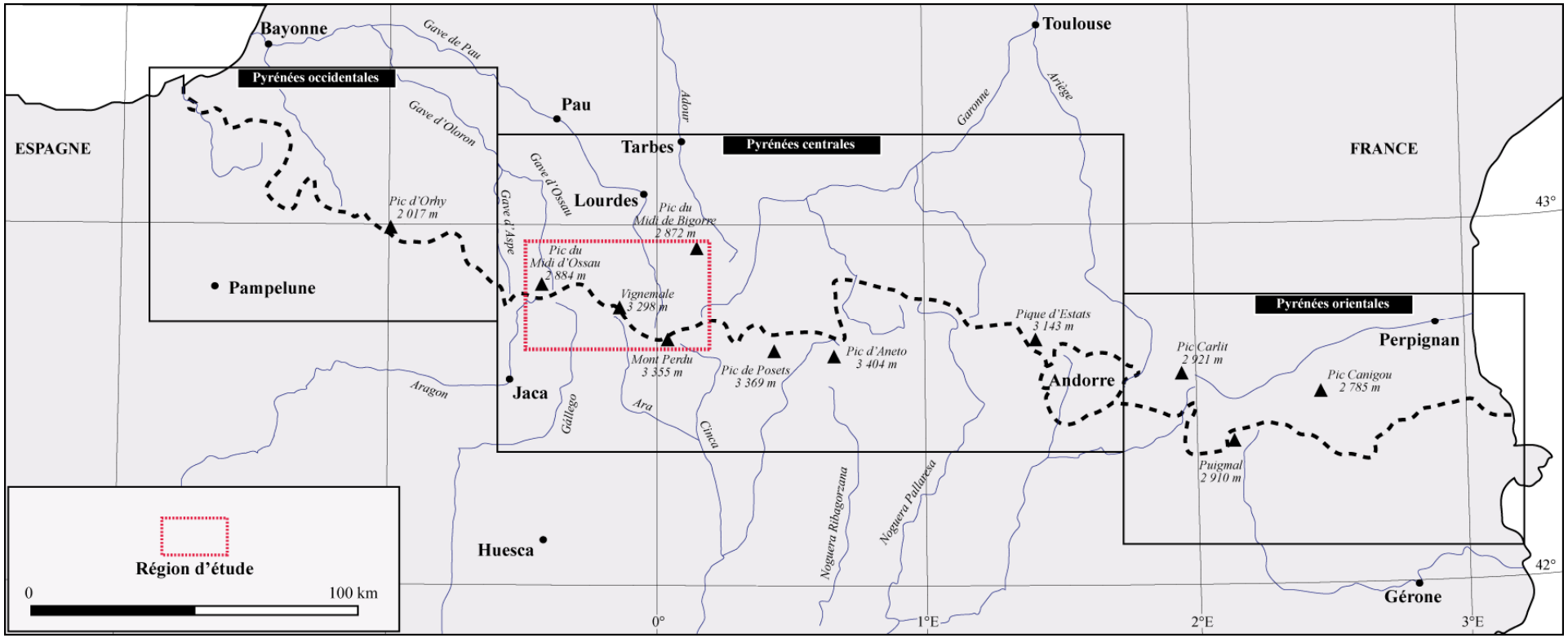


Figure 1.1
Localisation de la région d'étude.

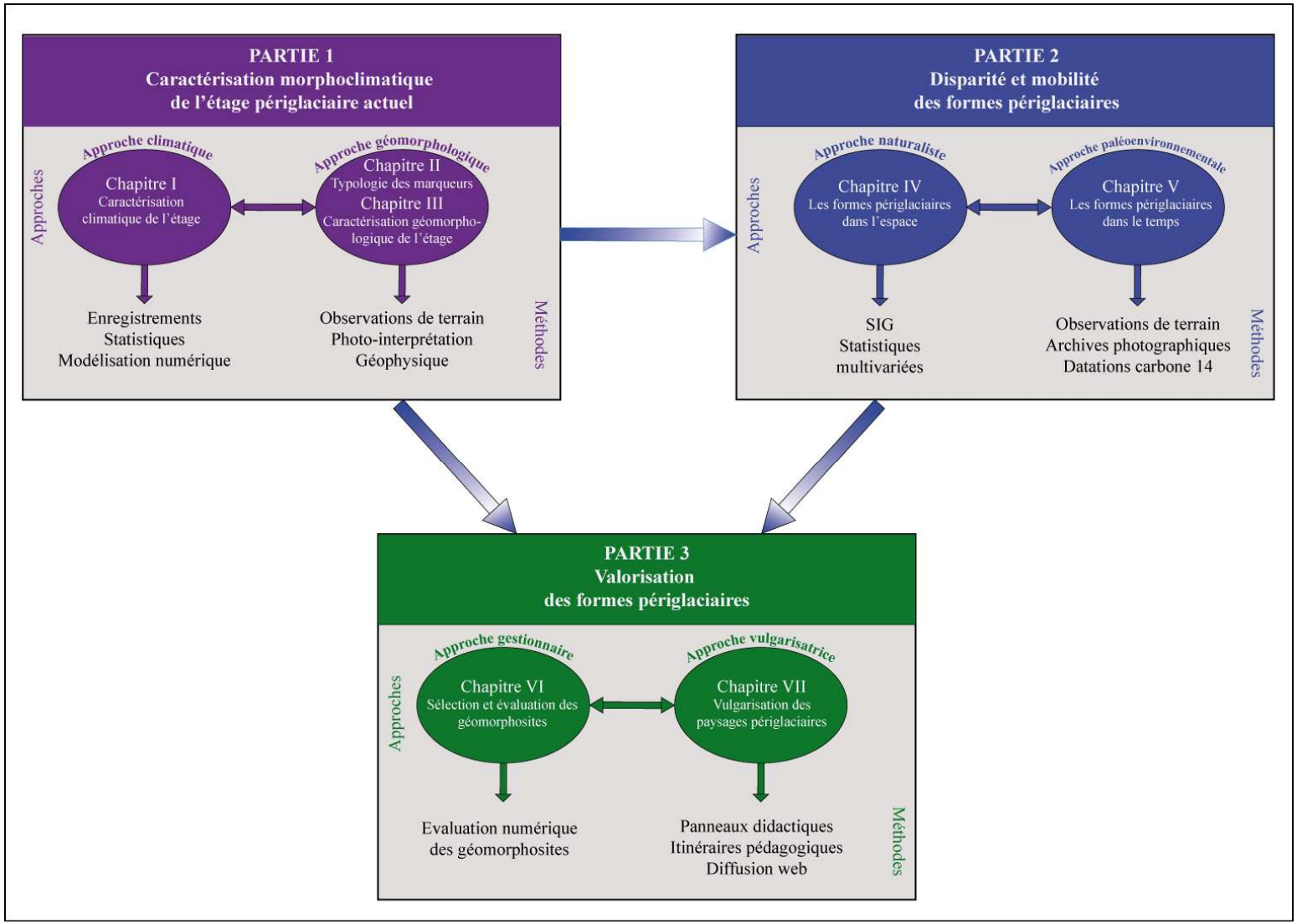


Figure 1.2
Structure générale de la thèse.

PARTIE 1

CARACTÉRISATION MORPHOCLIMATIQUE DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE PYRÉNÉEN

INTRODUCTION

La caractérisation de l'étage périglaciaire actuel dans les Pyrénées centrales françaises repose sur trois étapes complémentaires.

Il s'agit tout d'abord de caractériser les limites climatiques régionales (**chapitre I**). Ces caractéristiques climatiques concernent le régime thermique de l'air et du sol, tel que les isothermes moyennes et les cycles gel-dégel, ainsi que les caractéristiques des précipitations et particulièrement de la couche nivale. Ces analyses reposent sur des séries de données concernant des échelles temporelles variées, provenant à la fois des stations climatiques de Météo France et de nos propres enregistrements.

La deuxième étape consiste à définir les marqueurs morphologiques qui le caractérisent (**chapitre II**). Nous avons ainsi sélectionné, parmi la large gamme de modelés dus au gel et à la neige, les formes les mieux à même de représenter l'extension actuelle de l'étage périglaciaire dans les Pyrénées centrales. Cette typologie est associée à une recension des travaux déjà réalisés sur la localisation de ces formes sur les deux versants de la chaîne et constitue ainsi le point de départ de nos propres observations.

Enfin, la dernière étape consiste à définir les limites altitudinales de développement de ces marqueurs (**chapitre III**) et en particulier leur limite inférieure. L'objectif est d'établir un canevas régional de la distribution altitudinale des formes actives en fonction de leur nature, de leur dimension et des particularités de leur site de développement, telles que l'exposition et la lithologie. Ces observations, essentiellement réalisées sur le terrain, ont concerné huit versan3ts de référence situés en Bigorre et en Haute-Bigorre.

Ces caractérisations climatique, morphologique et altitudinale de l'étage périglaciaire sont les éléments nécessaires à la comparaison avec d'autres régions périglaciaires dans le monde. Nous proposerons ainsi en conclusion de cette première partie une mise en perspective de ces résultats en resituant l'étage périglaciaire pyrénéen au sein des autres principaux systèmes périglaciaires alpins et arctiques.

CHAPITRE I

CARACTÉRISATION CLIMATIQUE DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE

La station météorologique du pic du Midi de Bigorre (2 880 m), vu du glacier rocheux des quatre Termes. Cl. 02/2009.

Le climat est une combinaison des états de l'atmosphère (températures, précipitations, ensoleillement, vent, etc.) en un lieu donné et sur une période définie (Beltrando et Chémery, 1995). Parmi ces états, quels sont ceux les mieux à même de représenter les particularités du climat de l'étage périglaciaire ? La dynamique périglaciaire est commandée par les cycles gel-dégel dans le sol. Or, ces cycles sont principalement conditionnés par deux variables : les températures de l'air et la durée et l'épaisseur de la couche nivale (Goodrich, 1982). Caractériser le climat sous lequel se développent les formes périglaciaires dans les Pyrénées

centrales nécessite donc logiquement de considérer prioritairement ces deux aspects, à des altitudes et des échelles de temps variées. En effet, définir le régime thermique de l'air en fonction de la présence de la neige revient à établir un calendrier de l'activité des dynamiques périglaciaires.

Dans ce dessein, nous sommes confrontés à un obstacle récurrent dans toute étude s'appuyant sur des variables climatiques : la rareté des données dans l'espace et leur disparité dans le temps. Les stations d'altitude dont dispose Météo France sont relativement rares et les données sont parfois incomparables entre elles, du fait du décalage temporel des enregistrements. Par exemple, trois stations régionales sont situées à plus de 2 000 m. La station du pic du Midi de Bigorre (2 880 m) fonctionne depuis la fin du XIX^{e} siècle, mais comprend une importante lacune entre 1984 et 1994. La station des lacs d'Ardiden (2 450 m) a débuté ses enregistrements en 1995, mais ils ne sont continus que depuis juin 2006 (2005 est lacunaire). Enfin, la station du Soum Couy (2 150 m) enregistre depuis 1997, mais présente également d'importantes lacunes qui rendent vaine toute élaboration de moyennes. Les autres stations sont situées au-dessous de 1 400 m : Gavarnie (1 380 m), Barèges (1 250 m), Artigues (1 200 m), Cauterets (920 m), Saint-Lary (830 m) et certaines, comme Barèges, sont arrêtées depuis 2003.

Néanmoins, avec toute la prudence qu'imposent ces obstacles, ces données nous ont été utiles pour tenter d'appréhender la réalité climatique de l'étage périglaciaire. Dans la première partie, nous nous intéresserons aux températures de l'air à différentes échelles de temps (multidécennale, décennale, annuelle, quotidienne). L'échelle multidécennale permet l'estimation de gradients régionaux, qui sont eux-mêmes à l'origine de l'évaluation d'isothermes moyennes. Ces isothermes nous informent, par extrapolation, des moyennes thermiques à différentes altitudes et sont précieuses pour les comparaisons avec d'autres régions périglaciaires. L'échelle temporelle plus courte permet, pour sa part, la caractérisation précise et absolue du régime thermique de l'air en un point de l'étage. La deuxième partie est consacrée à l'étude des précipitations, et particulièrement aux caractéristiques (apparition et disparition, durée, épaisseur) de la couche de neige. Cette analyse s'appuiera sur les données des dix dernières années, à différentes altitudes. Dans la troisième partie, nous proposons un aperçu du comportement thermique du sol, moteur du périglaciaire et résultat des deux premiers aspects. Nous nous appuyons pour cela sur nos propres enregistrements, ainsi que sur des simulations numériques pour estimer les profondeurs d'engel maximales qui n'ont pas pu être mesurées directement.

1.1. CARACTÉRISATION DES TEMPÉRATURES DE L'AIR

En guise d'introduction, nous proposons ici succinctement une synthèse bibliographique des principales limites climatiques pyrénéennes théoriques. L'isotherme annuelle 0°C est située selon Del Barrio *et al.* (1990) vers 2 750 m en moyenne dans l'ensemble de la chaîne. Chueca (1992) l'évalue à 3 000 m sur le seul versant espagnol. Cette altitude est proche de celle qui est définie par Serrat (1979) comme limite inférieure des neiges persistantes (2 900-3 000 m). L'isotherme 10°C du mois le plus chaud, considérée comme représentative de la limite inférieure de l'étage périglaciaire, est située selon Del Barrio *et al*. (1990) vers 2 450 m en moyenne. Enfin, l'isotherme 0°C hivernale, limite inférieure des accumulations de neige en saison froide, fluctue entre 1 500 et 1 700 m selon les versants (Garcia-Ruiz *et al*., 1985 ; Del Barrio *et al*., 1990).

L'objectif de la partie suivante est d'affiner cette synthèse dans le temps et dans l'espace, à l'aide de données récentes.

1.1.1. TEMPÉRATURES MENSUELLES MOYENNES (1959-1988)

a) Les moyennes à basses altitudes

La température moyenne annuelle de l'air (TAMA) sur le piémont à Tarbes est, pour la période de référence 1959-1988, de 11,8°C (tab. 1.1). Elle décroît selon un gradient annuel d'environ 0,35°C/100 m jusqu'à l'altitude de 1 250 m (8,5°C à Barèges). À 1 250 m, le mois le plus froid est encore positif (2,3°C), et quatre mois sont supérieurs à 10°C.

Stations	Altitude	Exposition	Période	TAMA	Moyenne mois le plus chaud	Moyenne mois le plus froid
Tarbes	300	Piémont	1959-1988	**11,8°**	19,2°	5,2°
Luz	600	Fond d'auge	1959-1988	**10,5°**	17,6°	4,2°
St-Lary	830	Fond d'auge	1959-1988	**9,7°**	17,1°	2,7°
Cauterets	920	Fond d'auge	1959-1988	**9,2°**	16,2°	3,2°
Barèges	1250	Fond d'auge	1959-1988	**8,5°**	15,1°	2,3°

Tableau 1.1.
Températures moyennes annuelles et mensuelles de l'air dans cinq stations entre 1959 et 1988.

b) Gradients et isothermes dans l'étage périglaciaire

– Préambule

Nous avons la chance de bénéficier de données thermiques sur un même laps de temps, au pic du Midi de Bigorre et à Barèges, suffisamment long pour établir des normes significatives (de 1959 – début des enregistrements à Barèges – à 1984, arrêt temporaire des mesures au pic). Ces deux stations présentent surtout l'intérêt, pour les calculs de gradients, d'une grande proximité (la ville de Barèges est située au pied du pic). Ainsi, ces gradients seront utilisés pour toutes les généralisations qui suivront.

Les gradients sont exprimés en °C par 100 m. Le gradient annuel (G_a) est la moyenne des gradients mensuels (G_m) :

$$G_a = \frac{1}{12}\sum_{m=1}^{12} G_m$$

Le gradient mensuel (G_m) est la moyenne de la somme des différences de températures mensuelles entre les deux stations :

$$G_m = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(\frac{T_{xi} - T_{yi}}{Z_{yi} - Z_{xi}} \times 100\right)$$

où G_m est le gradient mensuel moyen d'un mois de l'année, N le nombre d'années considérées, i une année, T la température moyenne mensuelle, Z l'altitude, x la station basse (Barèges), et y la station haute (pic du Midi).

– Les températures moyennes au pic du Midi de Bigorre entre 1959 et 1984

Au sommet du pic (2 880 m), la moyenne annuelle de l'air est de -1,35°C. Le mois le plus froid est février (-7.51°C) et le mois le plus chaud est juillet (6,91°C). Sept mois de l'année sont inférieurs à 0°C, en réalité presque huit puisque la moyenne du mois d'octobre est de 0,27°C.

– L'estimation des gradients mensuels et des isothermes

Les résultats de calcul des gradients figurent dans le tableau 1.2. On constate que le gradient annuel est de 0,59°C/100 m, ce qui est proche des valeurs déterminées par ailleurs dans les Pyrénées : 0,6°C dans le haut Aragon (García-Ruiz *et al.*, 1985), 0,62°C dans les Pyrénées andorranes (Llobet, 1947), 0,5°C sur le versant méridional (Julián et Chueca, 1998 ; Del Barrio, 1990). On constate également que ce gradient varie au cours de l'année. Il est faible en été (0,49°C en juillet/août) et fort en fin d'hiver et au printemps (0,74°C en avril)

alors qu'il se situe dans la moyenne en automne et en début d'hiver. Cela est en partie dû au fait qu'il diffère selon les types de circulations atmosphériques. Notons enfin que le gradient n'est pas le même pour les températures minimales (TN) et les températures maximales (TX). Gottardi (2009) a estimé, à partir de 82 stations pyrénéennes sur la période 1975-2005, un gradient variant de 0,5 à 0,6°C en moyenne pour les TN, contre 0,6 à 0,7°C en moyenne pour les TX.

Mois	T°C Barèges	T°C Pic Midi	Gradients (°C/100 m)
Janvier	2,55	-6,54	*0,56*
Février	3,35	-7,51	*0,67*
Mars	5,48	-6,55	*0,74*
Avril	7,29	-5,07	*0,76*
Mai	9,48	-1,24	*0,66*
Juin	12,64	3,27	*0,57*
Juillet	14,83	6,91	*0,49*
Août	14,40	6,34	*0,49*
Septembre	12,72	4,19	*0,52*
Octobre	9,24	0,27	*0,55*
Novembre	5,41	-3,99	*0,58*
Décembre	2,54	-6,35	*0,55*
Année	**8,33**	**-1,35**	***0,59***

Tableau 1.2.
Températures moyennes mensuelles au pic du Midi de Bigorre et à Barèges entre 1959 et 1984. Les gradients ont été déduits à partir de ces moyennes.

À partir de ces gradients, les températures moyennes mensuelles ont pu être estimées à différentes altitudes. Elles nous informent sur l'altitude de plusieurs isothermes significatives. L'isotherme annuelle 0°C est ainsi située vers 2 650 m et l'isotherme -1°C (limite inférieure du pergélisol sporadique selon Baize et Girard, 2008) vers 2 800 m. L'isotherme 0°C hivernale, consensuellement associée à la limite inférieure du manteau nival continu, est située vers 1 700 m. L'isotherme estivale 10°C, limite théorique de l'arbre, est estimée à environ 2 200 m. Ces chiffres ne sont valables que pour la partie septentrionale des Pyrénées centrales françaises.

1.1.2. ÉVOLUTION DES TEMPÉRATURES MENSUELLES MOYENNES (1946-2007)

a) Le réchauffement entre 1946 et 2007

L'estimation des isothermes présentée dans la partie précédente concernait la période 1959-1984, en raison de l'arrêt temporaire des enregistrements au pic du Midi en 1984. Afin de caractériser au mieux les températures de l'air actuelles dans l'étage périglaciaire, il nous a

paru intéressant d'estimer de nouvelles valeurs fondées sur des séries plus courtes, mais plus récentes. En effet, d'après le GIEC (2007), les années qui viennent de s'écouler sont, à l'échelle mondiale, parmi les plus chaudes depuis le Petit Âge Glaciaire. Les isothermes moyennes ont donc été susceptibles d'évoluer depuis la période 1959-1984 et notre objectif est alors de les affiner.

Nous avons d'abord estimé l'évolution de la température régionale à l'échelle semi-séculaire (1946-2007) à partir des stations de piémont ou de fond de vallée, seules séries complètes de la région. Il s'agit des stations de Pau, Tarbes, Laruns, Nestier et Lourdes. Nous avons appliqué pour chaque station deux tests de rupture de tendance : le *test de Pettitt* et le *test de Buishand*, dont la puissance et la robustesse ont été démontrées par des simulations de Monte Carlo (Lubès-Niel *et al*., 1998). Ces dates, lorsqu'elles sont détectées par les tests, sont interprétées comme des charnières entre deux séries aux tendances inverses. Cette méthode a déjà été testée avec succès sur les températures de l'air à Nantes (Feuillet, 2009). Les résultats, qui figurent dans le tableau 1.3, montrent pour les cinq stations, sur les séries annuelles, des dates de rupture situées dans les années 1980 (de 1980 à 1987). Dans tous les cas, ces ruptures délimitent une tendance à la baisse entre 1946 et le milieu des années 1980 (tendance faible, inférieure à -0.02°C par décennie) et une tendance à une forte hausse jusqu'à 2007 (fig. 1.1), atteignant par exemple +0.1°C par décennie à Nestier. On constate également que ces évolutions diffèrent selon les saisons. Les dates de rupture sont plus précoces en hiver (milieu des années 1970) et plus tardives au printemps (fin des années 1980). Cela signifie que les températures hivernales ont tendance à augmenter depuis plus longtemps que les autres saisons.

Période 1946-2007	**Tarbes**		**Laruns**		**Nestier**		**Lourdes**		**Pau**	
	Pettitt	*Buishand*	*Pettitt*	*Buishand*	*Pettitt*	*Buishand*	*Pettitt*	*Buishand*	*Pettitt*	*Buishand*
Année	**1980*** **	**1980*** **	**1986*** **	**1986*** **	**1980*** **	**1986*** **	**1980*** **	**1987*** **	**1980*** **	**1980*** **
DJF	1973**	1973***	1986***	1986***	PR	1973**	1976***	1976***	1973**	1973***
MAM	1986***	1986***	1988***	1988***	1986***	1986***	1986***	1987***	1987***	1988***
JJA	1981***	1981***	1981***	1988***	1981***	1986***	1988***	1988***	1981***	1981***
SON	1980***	1980***	1982***	1988***	PR	1980*	1976***	1976***	1978***	1980***

Tableau 1.3.
Détermination des dates de rupture dans les séries thermiques de cinq stations de piémont entre 1946 et 2007 à l'aide des tests de Pettitt et de Buishand. Seuil de 99% (***), 95% (**), 90% (*).
PR = pas de rupture.

b) Comparaison des isothermes 1959-1984 et 1994-2007 au pic

Ces calculs confirment ainsi l'idée que les moyennes thermiques déterminées pour la période 1959-1984 à partir des stations du pic du Midi et de Barèges sont certainement inférieures à celles des dernières années. Malheureusement, il est délicat d'extrapoler à partir des stations de piémont, car le gradient n'est pas le même à basse altitude. En revanche, il est possible d'appréhender la réalité thermique récente de la haute montagne à partir des séries de températures mensuelles au pic du Midi entre 1994 et 2007 (lacune importante en 2008). Toutes proportions gardées (la série ne court que sur 14 années contre 26 entre 1959 et 1984), la température moyenne annuelle au pic est de -0,13°C, soit une élévation de 1,3°C (tab. 1.4). Ce sont les mois de mars, de mai et de juin qui montrent les hausses les plus fortes (jusqu'à +2,32°C en juin), alors que les mois de printemps et d'hiver ont peu évolué. Selon ces chiffres récents, l'isotherme annuelle 0°C se situerait vers 2 850 m, soit 200 m plus haut que pour la période 1959-1984. Ces forts écarts s'expliquent par le fait que les années 1960 et 1970 ont été les plus froides depuis 1940, alors que les années 1990 et 2000 ont été les plus chaudes. Nous considèrerons que les valeurs les plus représentatives des ambiances thermiques régionales de l'air des dernières décennies sont les moyennes entre les deux périodes (tab. 1.5 et 1.6).

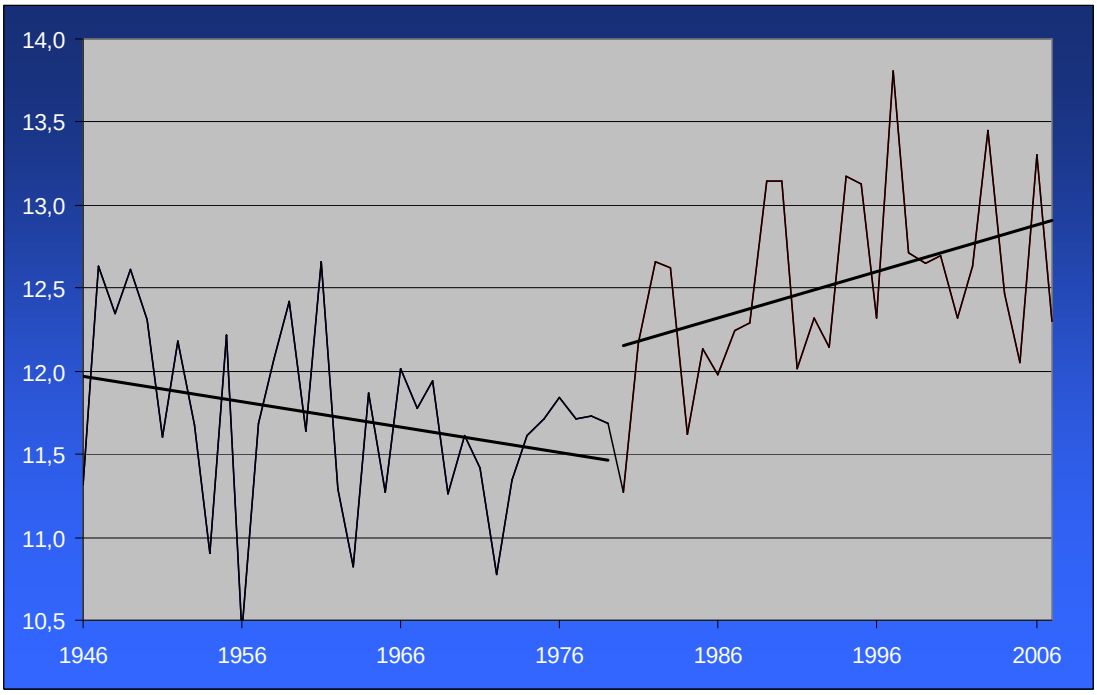


Figure 1.1.
Évolution des températures moyennes annuelles à Tarbes entre 1946 et 2007. Date de rupture en 1980. Données Météo France.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy
Pic 59-84	-6,54	-7,51	-6,55	-5,07	-1,24	3,27	6,91	6,34	4,19	0,27	-3,99	-6,35	**-1,35**
Pic 94-07	-6,23	-6,63	-4,40	-3,54	1,08	5,59	8,12	7,68	4,29	1,42	-3,45	-5,46	**-0,13**
Évolution	*+0,31*	*+0,88*	*+2,15*	*+1,53*	*+2,31*	*+2,32*	*+1,21*	*+1,34*	*+0,10*	*+1,15*	*+0,54*	*+0,88*	***+1,23***

Tableau 1.4.
Comparaison des températures moyennes mensuelles au pic du Midi entre les périodes 1959-1984 et 1994-2007.

Altitude	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	*An*
1300	2,43	3,46	6,18	7,67	10,30	13,51	15,19	14,83	12,51	9,54	5,39	2,71	*8,64*
1400	1,87	2,79	5,44	6,92	9,65	12,94	14,70	14,33	11,98	8,99	4,81	2,17	*8,05*
1500	1,31	2,12	4,71	6,16	8,99	12,37	14,22	13,84	11,46	8,44	4,24	1,62	*7,46*
1600	0,75	1,46	3,97	5,40	8,33	11,79	13,73	13,34	10,94	7,89	3,66	1,07	*6,86*
1700	**0,20**	0,79	3,23	4,64	7,67	11,22	13,25	12,85	10,41	7,34	3,08	0,53	*6,27*
1800	-0,36	0,13	2,49	3,88	7,02	10,64	12,76	12,35	9,89	6,79	2,51	-0,02	*5,67*
1900	-0,92	-0,54	1,75	3,13	6,36	10,07	12,27	11,86	9,37	6,24	1,93	-0,56	*5,08*
2000	-1,48	-1,21	1,02	2,37	5,70	9,49	11,79	11,36	8,84	5,69	1,36	-1,11	*4,49*
2100	-2,03	-1,87	0,28	1,61	5,05	8,92	11,30	10,87	8,32	5,14	0,78	-1,65	*3,89*
2200	-2,59	-2,54	-0,46	0,85	4,39	8,34	10,82	10,37	7,80	4,59	0,20	-2,20	*3,30*
2300	-3,15	-3,20	-1,20	0,09	3,73	7,77	**10,33**	9,88	7,27	4,04	-0,37	-2,74	*2,70*
2400	-3,71	-3,87	-1,94	-0,67	3,07	7,19	9,84	9,38	6,75	3,49	-0,95	-3,29	*2,11*
2500	-4,26	-4,54	-2,67	-1,42	2,42	6,62	9,36	8,89	6,23	2,94	-1,53	-3,83	*1,52*
2600	-4,82	-5,20	-3,41	-2,18	1,76	6,04	8,87	8,39	5,71	2,39	-2,10	-4,38	*0,92*
2700	-5,38	-5,87	-4,15	-2,94	1,10	5,47	8,39	7,90	5,18	1,84	-2,68	-4,92	***0,33***
2800	-5,94	-6,53	-4,89	-3,70	0,45	4,89	7,90	7,40	4,66	1,29	-3,26	-5,47	*-0,27*
2900	-6,50	-7,20	-5,63	-4,46	-0,21	4,32	7,42	6,91	4,14	0,74	-3,83	-6,01	*-0,86*
3000	-7,05	-7,87	-6,36	-5,21	-0,87	3,74	6,93	6,42	3,61	0,19	-4,41	-6,56	*-1,45*
3100	-7,61	-8,53	-7,10	-5,97	-1,53	3,17	6,44	5,92	3,09	-0,36	-4,98	-7,10	*-2,05*
3200	-8,17	-9,20	-7,84	-6,73	-2,18	2,59	5,96	5,43	2,57	-0,91	-5,56	-7,65	*-2,64*
3300	-8,73	-9,86	-8,58	-7,49	-2,84	2,02	5,47	4,93	2,04	-1,46	-6,14	-8,20	*-3,24*

Tableau 1.5.
Estimation des températures mensuelles moyennes en Bigorre à différentes altitudes à partir des gradients du tableau 3.4 (moyenne des périodes 1959-1984 et 1994-2007).

	1959-1984	1994-2007	**Moyenne**
Iso 0°C annuelle	2 650	2 850	**2 750**
Iso 10°C estivale	2 200	2 500	**2 350**
Iso 0°C hivernale	1 700	1 900	**1 800**

Tableau 1.6.
Comparaison des isothermes caractéristiques en Bigorre entre les périodes 1959-1984 et 1994-2007.

1.1.3. TEMPÉRATURES QUOTIDIENNES (2007-2009)

Nous avons choisi le parti de caractériser les températures quotidiennes sur un laps de temps court (deux années). L'inconvénient est que les moyennes en résultant ne sont que peu représentatives d'un point de vue temporel, mais le net avantage est un gain important de précision dans l'espace. En effet, le nombre de séries complètes en Bigorre est plus grand dans les années qui viennent de s'écouler que lors des dernières décennies. Cela nous assure ainsi une caractérisation des températures quotidiennes à différentes altitudes et nous permet par la même occasion d'estimer des gradients régionaux précis des températures maximales et minimales.

a) Lacs d'Ardiden

Figure 1.2.
Station d'enregistrement des lacs d'Ardiden, installée par Météo France en 1995.
Cl. vers le sud-ouest, 07/2008.

– Statistiques descriptives

Nous disposons d'une série complète de températures quotidiennes moyennes aux lacs d'Ardiden (2 450 m, fig. 1.2) durant deux saisons, entre le 27 juin 2007 et le 27 juin 2009 (fig. 1.3). Nous proposons d'y décrire en détail les caractéristiques, dans la mesure où il s'agit

de la seule série complète située au sein de l'étage périglaciaire actuel, les autres étant situées plus bas.

La moyenne annuelle est de 1,8°C et la médiane de 1,3°C. Cette médiane proche de 0°C signifie que cette altitude est proche de celle où les cycles gel-dégel dans l'air sont maximaux. Les températures quotidiennes moyennes varient de -16°C (le 7 janvier 2009, avec une température minimale extrême de -20,4°C) à 19,2°C (le 5 août 2007, température maximale de 21,7°C). On notera qu'environ 87% des journées sont comprises entre -8°C et 12°C, et 43% entre -4°C et 4°C (fig. 1.4). Le nombre de jours dont la température moyenne est négative est de 154 par an en moyenne, et le nombre de jours sans dégel (TX<0°C) est de 97 par an. La période maximale de jours négatifs consécutifs est de 33 jours. Des périodes de 10 à 15 jours négatifs consécutifs ne sont pas rares. Les premières journées négatives apparaissent dans la seconde moitié du mois de septembre, et disparaissent fin mai (en 2008) ou début juin (en 2007).

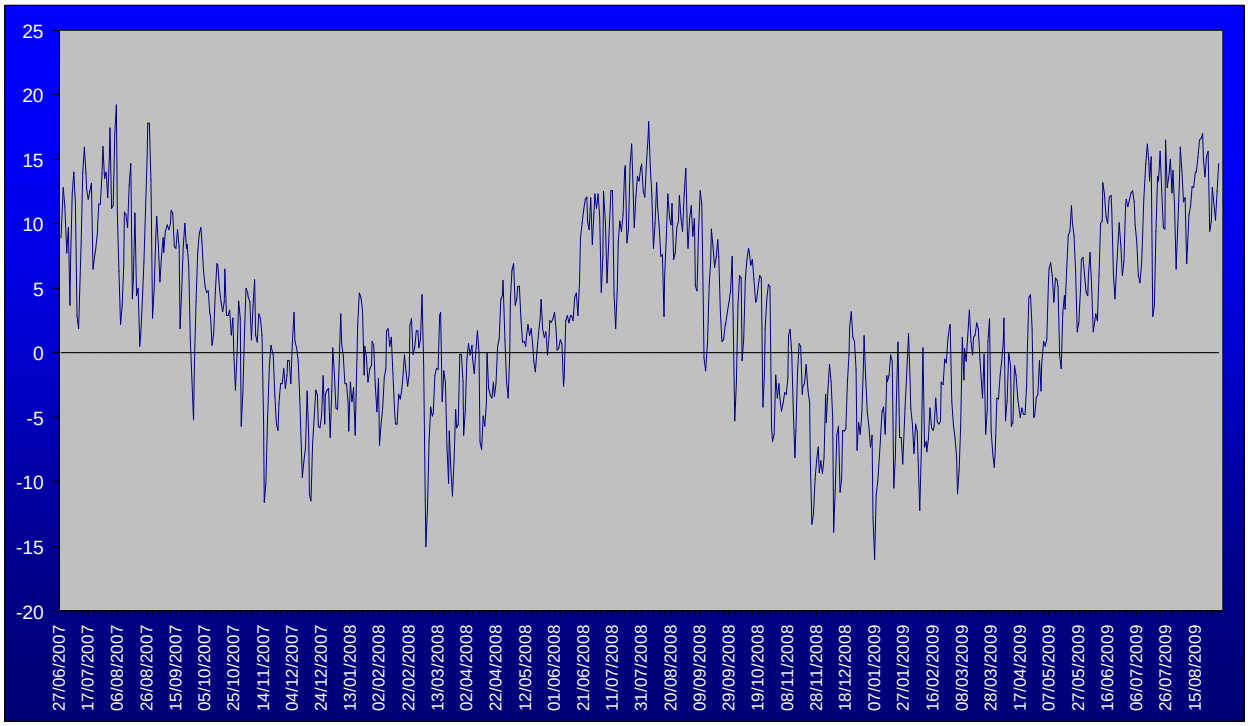


Figure 1.3.
Évolution des températures moyennes quotidiennes aux lacs d'Ardiden (2 450 m) entre le 27 juin 2007 et le 27 juin 2009. Données Météo France.

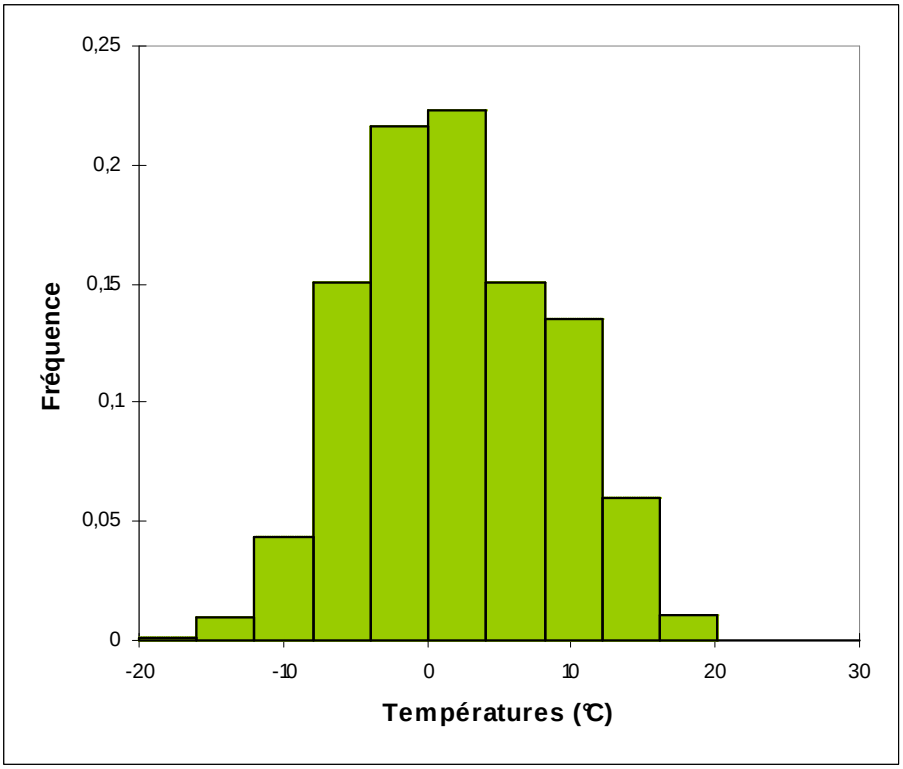


Figure 1.4.
Histogramme des températures quotidiennes moyennes aux lacs d'Ardiden entre le 27 juin 2007 et le 27 juin 2009. La grande majorité des journées sont comprises entre -8°C et 12°C.
Données Météo France.

– *Cycles gel-dégel*

Les températures de l'air connaissent en moyenne 111 cycles gel-dégel par an : 130 en 2007-2008 et 92 en 2008-2009, ce qui dénote une variation interannuelle relativement forte. Le nombre de cycles à -1°C est 95 par an (respectivement 106 et 84). C'est l'année la plus chaude (2007-2008) qui inclut le plus grand nombre de cycles (tab. 1.7). La grande majorité de ces cycles a lieu entre novembre et mai (fig. 1.5), c'est-à-dire pendant la période nivale. Cette relation entre les températures de l'air et la couverture nivale sera traitée dans la partie suivante. Les cycles ayant lieu entre juin et octobre (4 en moyenne) sont variés. Il convient de distinguer les gels estivaux (juillet et août), toujours rares et très faibles (de l'ordre de -1°C), des cycles de juin et de septembre-octobre, marqués par des gels plus sévères (jusqu'à -7 à -8°C). Il faut retenir de ces chiffres qu'à cette altitude de 2 450 m, le gel est possible à n'importe quel moment de l'année.

	2007-2008	2008-2009	Moyennes
Moyenne	2,0	1,6	**1,8**
Médiane	1,3	1,2	**1,3**
Moyenne des TN	-0,7	-1,2	**-1,0**
Moyenne des TX	4,8	4,5	**4,7**
TN extrême	-17,4	-20,4	**-18,9**
TX extrême	21,7	20,4	**21,1**
Jours (TX+TN)/2 < 0°C	143	165	**154**
Jours TX < 0°C	79	116	**98**
Jours TX < -10°C	2	6	**4**
Jours TN < 0°C	209	208	**209**
Jours TN < -10°C	23	41	**32**
Cycles gel-dégel 0°C	130	92	**111**
Cycles gel-dégel -1°C	106	84	**95**
Degrés-jours gel	547	806	**677**
Degrés-jours dégel	1297	1410	**1353**

Tableau 1.7. Statistiques descriptives des températures quotidiennes aux lacs d'Ardiden (2 450 m) entre 2007 et 2009.

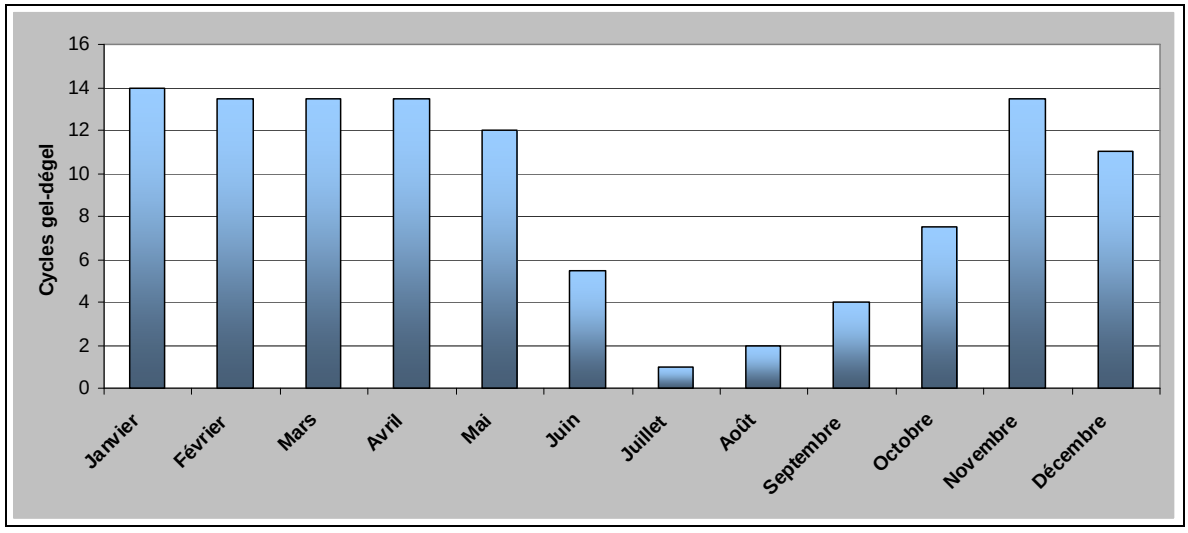


Figure 1.5.
Répartition annuelle moyenne des cycles gel-dégel dans l'air aux lacs d'Ardiden (2007-2009) : concentration durant la période nivale. Données Météo France.

b) Estimation des cycles gel-dégel en fonction de l'altitude

– Choix des stations et méthode

L'objectif est d'estimer le nombre de cycles gel-dégel dans l'air tous les 100 mètres d'altitude. Nous disposons pour cela des températures minimales et maximales quotidiennes de cinq stations climatiques étagées, entre juin 2007 et 2009 : Bagnères (555 m), Luz-Saint-

Sauveur (890 m), Gèdre (1 210 m), la Mongie (1 745 m) et les lacs d'Ardiden (2 450 m)[1]. Ces sites sont exposés en fond de vallée (Bagnères, Luz et Gèdre), en ubac (la Mongie) et à l'est (Ardiden). Il convient donc de préciser que les résultats suivants ne peuvent pas être appliqués à toutes les expositions, notamment à l'adret, et ne concernent que la région de Bigorre. Le choix limité des stations ne permettait pas de représenter toutes les conditions topographiques. Néanmoins, leur proximité (trois dans la vallée du gave de Pau, deux dans la vallée voisine) permet l'extrapolation de gradients quotidiens pour les TN et le TX, selon l'expression suivante (Gottardi, 2009) :

$$\begin{cases} TN_x = TN_{ref} + G_{TN}(Z_x - Z_{ref}) \\ TX_x = TX_{ref} + G_{TX}(Z_x - Z_{ref}) \end{cases}$$

où TN_x est la température minimale quotidienne d'un jour donné à l'altitude recherchée Z_x, TN_{ref} est la température minimale de référence dont l'altitude est Z_{ref} et G_{TN} est le gradient des températures minimales pour le jour donné.

Nous aurions pu, pour chaque journée, établir la moyenne de tous les gradients quotidiens et l'appliquer à partir d'une seule station de référence pour obtenir les TX et les TN à toutes les altitudes. Néanmoins, cette démarche n'aurait pas respecté les inversions thermiques, relativement fréquentes. Nous avons ainsi préféré appliquer un gradient établi à partir des deux stations les plus proches en altitude pour la tranche altitudinale concernée. Par exemple, l'estimation des températures quotidiennes entre 1 750 et 2 450 m repose sur l'utilisation des gradients quotidiens calculés entre la Mongie et les lacs d'Ardiden, alors que les températures entre 600 et 900 m sont estimées grâce aux gradients quotidiens calculés entre Bagnères et Luz. Les inversions sont alors respectées et l'estimation des températures à tous les étages est optimale. Cette démarche a été effectivement réalisée pour l'année 2008-2009. En revanche, l'année 2007-2008 est l'objet de lacunes à Luz et à la Mongie. Dans ce cas, les gradients estimés lors de ces lacunes l'ont été à partir des trois stations restantes (555 m, 1 210 m et 2 450 m), dont le large étagement altitudinal nous a semblé suffisamment représentatif.

– Résultats

Pour l'année 2008-2009, les gradients sont en moyenne plus élevés en hiver qu'en été, comme ceux qui ont été établis à partir des moyennes mensuelles. Il apparaît également que le gradient des températures minimales (0.56°C) est plus faible que celui des températures

[1] Nous n'avons pas retenu la station de Gavarnie (1 380 m) en raison d'un grand nombre de valeurs aberrantes.

maximales (0.61°C), ce qui corrobore les estimations de Gottardi (2009) sur l'échelle de 30 ans (tab. 1.8, fig. 1.6).

	555-890		890-1210		1210-1745		1745-2450		Moyennes	
MOIS	**TN**	**TX**	**TN**	**TX**	**TN**	**TX**	**TN**	**TX**	**TN**	**TX**
Janvier	0,15	0,24	1,30	1,02	0,48	0,86	0,60	0,61	**0,63**	**0,68**
Février	0,26	0,00	1,32	1,28	0,50	0,91	0,46	0,62	**0,63**	**0,70**
Mars	0,15	-0,22	1,40	0,78	0,59	1,09	0,58	0,64	**0,68**	**0,58**
Avril	0,52	0,27	1,01	0,65	0,54	0,96	0,59	0,75	**0,66**	**0,66**
Mai	0,08	-0,23	0,82	0,57	0,42	1,09	0,52	0,84	**0,46**	**0,57**
Juin	0,34	0,45	0,49	-0,16	0,46	1,00	0,39	0,70	**0,42**	**0,50**
Juillet	0,61	0,23	0,96	0,40	0,41	1,04	0,16	0,53	**0,54**	**0,55**
Août	0,49	0,33	0,77	0,32	0,38	1,13	0,16	0,46	**0,45**	**0,56**
Septembre	0,33	0,09	0,73	0,58	0,48	1,25	0,31	0,59	**0,46**	**0,63**
Octobre	0,33	0,30	0,76	0,53	0,46	1,01	0,44	0,64	**0,50**	**0,62**
Novembre	0,71	0,35	0,86	0,64	0,34	0,83	0,60	0,59	**0,63**	**0,60**
Décembre	0,24	0,32	1,18	1,01	0,45	0,80	0,58	0,65	**0,61**	**0,70**
Moyennes	**0,35**	**0,18**	**0,97**	**0,63**	**0,46**	**1,00**	**0,45**	**0,63**	0,56	0,61

Tableau 1.8.
Gradients entre les cinq stations étudiées pour l'année 2008-2009.

Les températures quotidiennes minimales et maximales ont été estimées à partir de ces gradients à toutes les altitudes comprises entre 600 m et 3 200 m, ce qui nous a permis d'évaluer le nombre de cycles gel-dégel. Ces résultats sous-estiment légèrement la réalité, dans la mesure il peut se produire plusieurs cycles dans la même journée. Néanmoins, il s'agit alors de gels faibles et très ponctuels.

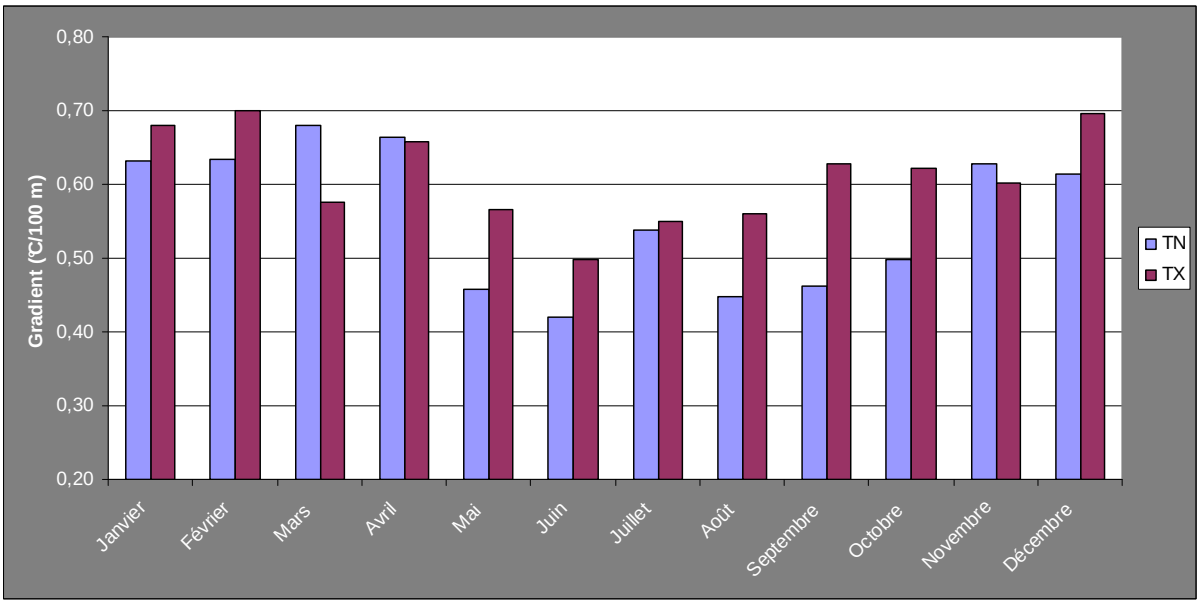


Figure 1.6.
Répartition mensuelle des gradients des températures quotidiennes minimales et maximales en Bigorre pour la période 2008-2009. Données Météo France.

La courbe de ces cycles en fonction de l'altitude prend une allure parabolique (fig. 1.7), avec une valeur maximale vers 1 900 m (133 cycles). Cette relation s'explique par le fait que les températures minimales négatives sont de plus en plus rares à basse altitude (48 cycles à 600 m), alors que ce sont les journées sans dégel qui augmentent vers les sommets (seulement 61 cycles à 3 200 m, tab. 1.9). Notons que le pic observé vers 1 200 m (fig. 1.7) est lié aux inversions thermiques. Le tableau 1.9 montre en effet que ces inversions concernent très majoritairement des altitudes inférieures à 1 200 m (57 jours en moyenne). Cela signifie que lors des jours d'inversion, les températures ont d'abord tendance à augmenter jusqu'à une certaine altitude, puis à diminuer. Ces inversions ont en outre principalement lieu en hiver pour les températures minimales, et en été pour les températures maximales.

Altitude	Cycles par an	Jours TX<0°C	TN min	TX min
600	48,5	1	-8,9	-4,4
700	54	1	-8,8	-3,1
800	57	2,5	-9,1	-1,7
900	71	2	-10,1	-1,5
1000	88,5	2,5	-11,2	-2,6
1100	99	4	-12,3	-3,7
1200	113	5	-13,4	-4,9
1300	120,5	5,5	-11,9	-5,7
1400	151	9	-12,3	-6,4
1500	144	11,5	-12,7	-7,2
1600	141	14	-13,2	-8
1700	134	20	-13,6	-8,7
1800	132,5	26,5	-14,3	-9,5
1900	133	33,5	-15,3	-10,2
2000	126	44,5	-16,2	-11
2100	123,5	54,5	-17,1	-11,7
2200	118,5	67,5	-18,1	-12,5
2300	116,5	79	-19	-13,3
2400	108,5	91,5	-19,9	-14
2500	110,5	101,5	-20,9	-14,8
2600	104,5	115,5	-21,8	-15,5
2700	103,5	127	-22,7	-16,3
2800	95	142,5	-23,7	-17,1
2900	86	158,5	-24,6	-17,8
3000	78,5	170	-25,5	-18,6
3100	72	187	-26,5	-19,3
3200	61,5	200,5	-27,4	-20,1

Tableau 1.9.
Estimation des cycles gel-dégel journaliers et des températures quotidiennes en Bigorre pour la période 2007-2009.

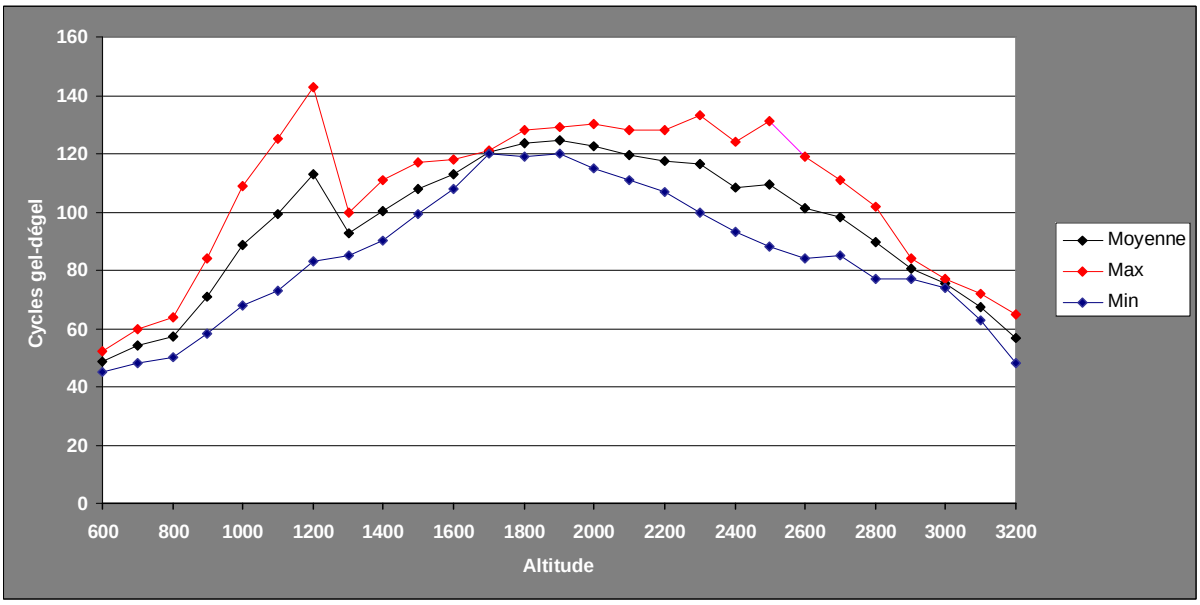


Figure 1.7.
Nombre de cycles gel-dégel de l'air par an en fonction de l'altitude (période 2007-2009).
Le nombre maximal moyen de cycles a lieu à 1 900 m.

	Inversion 555-1210		Inversions 1210-2450		Inversions 555-2450	
	TN	TX	TN	TX	TN	TX
Janvier	9,5	6	0,5	0	1	0
Février	6	3	0	0	0	0
Mars	4	3	0	0	0	0
Avril	3,5	4	0	0	0	0
Mai	5,5	5,5	0	0	0	0
Juin	2	5,5	1	0	0,5	0
Juillet	5	7,5	4	0	0,5	0
Août	1	5,5	2,5	0	1,5	0
Septembre	3,5	4,5	3	0	0,5	0
Octobre	4	3,5	1,5	0	0,5	0
Novembre	3	4,5	3,5	0	2,5	0
Décembre	9,5	4	0	0	0,5	0
Total	**57**	**57**	**16**	**0**	**8**	**0**

Tableau 1.10.
Répartition spatio-temporelle des inversions thermiques quotidiennes pour la période 2007-2009.

La figure 1.8 présente la répartition saisonnière des cycles en fonction de l'altitude. À basse altitude, les cycles ont lieu principalement en hiver. Aux altitudes moyennes (1 400 à 2 400 m), ils ont lieu en hiver et lors des saisons intermédiaires. Aux altitudes supérieures (au-dessus de 2 400 m), ils se produisent tout au long de l'année, même en été. Les cycles estivaux apparaissent très ponctuellement à partir de 1 800 m.

Au terme de cette analyse des températures quotidiennes sur le temps court, nous avons pu tirer différentes conclusions sur la fréquence et la saisonnalité des cycles gel-dégel

dans l'air, à différentes altitudes. Mais ces cycles ne sont d'une utilité en géomorphologie périglaciaire que s'ils sont associés aux périodes de neige au sol, puisque ce sont elles qui déterminent la part des cycles atteignant la surface du sol. La partie suivante est donc consacrée à l'analyse des précipitations.

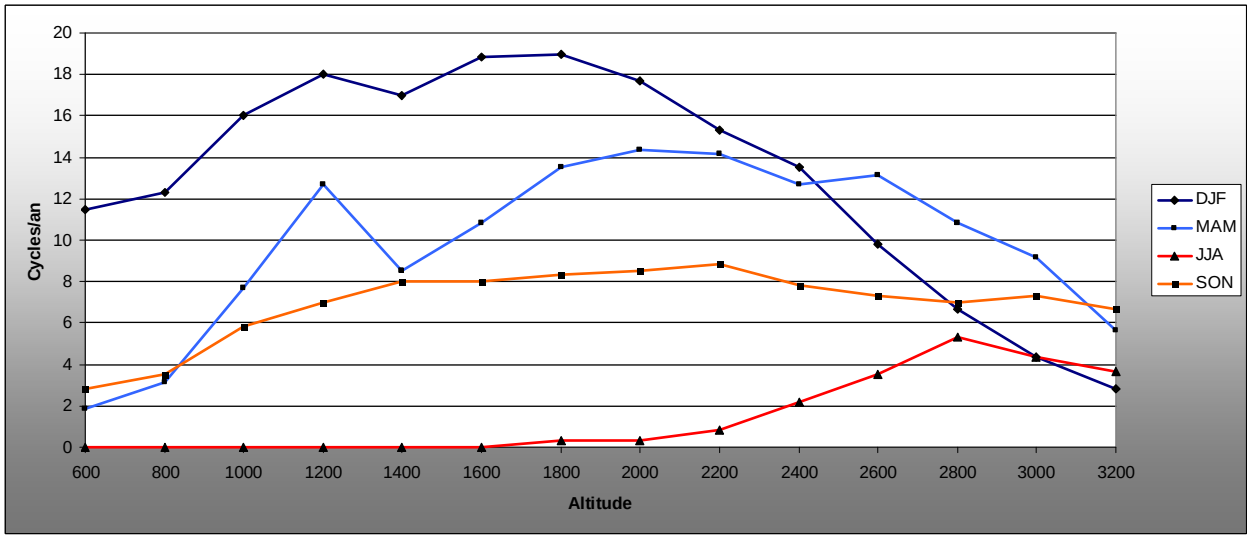


Figure 1.8.
Répartition saisonnière des cycles gel-dégel en fonction de l'altitude (période 2007-2009).
DJA (décembre-janvier-février), MAM (mars-avril-mai),
JJA (juin-juillet-août), SON (septembre-octobre-novembre).

1.2. CARACTÉRISTIQUES DES PRÉCIPITATIONS

1.2.1. TOTAUX DE PRÉCIPITATIONS ET SAISONNALITÉ

a) Totaux annuels moyens

Les Pyrénées centrales françaises marquent une légère atténuation du caractère océanique du climat en comparaison de la région basco-béarnaise, bien que la distance à l'océan soit inférieure à 180 km. L'amplitude thermique est légèrement plus élevée et les précipitations plus faibles. Les totaux de précipitations varient entre 900 et 2 000 mm en fonction de l'altitude et de la situation topographique. Les totaux annuels sont ainsi, pour la période 1959-1988, de 950 mm à Saint-Lary, 1 100 mm à Luz-Saint-Sauveur, 1 250 mm à Barèges, 1 300 mm à Cauterets ou encore 1 540 mm au Chiroulet (versant sud du pic du Midi). Étrangement, le total annuel n'est que de 925 mm au pic du Midi de Bigorre pour la période 1951-1980 (Bücher et Dessens, 1991), ce qui peut être expliqué par sa position septentrionale, qui l'exclut de l'influence d'une partie des perturbations de sud-ouest. Les

totaux annuels sont surtout commandés par la position des stations par rapport aux trajectoires des perturbations d'ouest. Ils sont logiquement élevés sur le piémont exposé au nord ou à l'ouest et plus faibles dans les vallées intérieures comme à Saint-Lary. En termes de comparaison, le point le plus arrosé des Pyrénées est le pic d'Anie (2 500 mm), et les lieux les plus secs sont situés dans les Pyrénées orientales (540 mm dans la vallée du Têt par exemple).

Ces variations sont confirmées par les cartes des isohyètes (fig. 1.9), tirées des estimations de Gottardi (2009) pour la période 1957-1973 (par interpolation des stations de mesure par pixel de 1 km). Ces cartes confirment l'anisotropie de la chaîne : le contraste est/ouest est flagrant, alors que les crêtes centrales sont de façon générale plus arrosées. Ce dernier aspect ressort davantage sur la figure 1.9B, qui tient compte de l'apport des mesures d'enneigement sur l'estimation des précipitations. Cette prise en compte a pour conséquence une augmentation des précipitations de plusieurs centaines de millimètres par endroits, notamment sur les crêtes centrales.

b) Saisonnalité pluviométrique

Les précipitations ont lieu tous les mois de l'année, mais une certaine saisonnalité apparaît. En effet, quelle que soit la situation géographique, les précipitations ont tendance à être plus importantes entre les mois d'octobre et de mai, et juillet est de façon récurrente le mois le plus sec. 60% du total annuel concerne la période octobre-avril au pic du Midi par exemple. Cela signifie qu'au-delà d'une certaine altitude, la majorité des précipitations tombe sous forme solide.

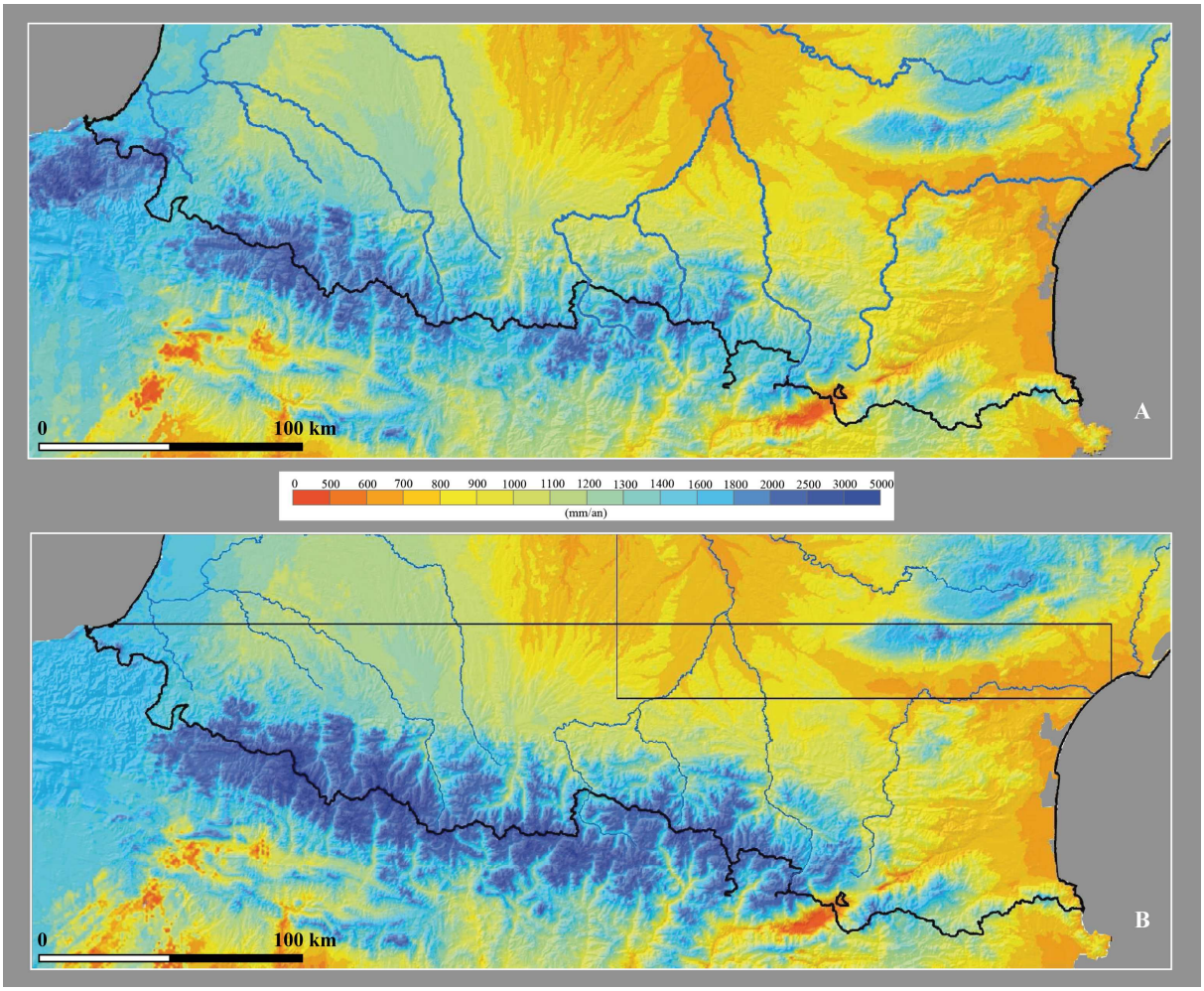


Figure 1.9.
Cartes des isohyètes annuelles (1957-1973). A. Sans la prise en compte de la neige. B. Avec la prise en compte de la neige. Extrait de Gottardi (2009).

1.2.2. CARACTÉRISTIQUES DE LA COUCHE NIVALE

Une des principales caractéristiques du climat de la haute montagne pyrénéenne centrale est l'importance du manteau neigeux. La combinaison d'un climat océanique et d'une saisonnalité marquant des précipitations élevées en hiver a pour conséquence le développement d'un manteau nival épais et durable au-dessus de 2 000 m. Les conséquences en termes de dynamiques périglaciaires sont importantes : protection thermique du sol, apport d'humidité prolongé à la fonte printanière ou estivale, limitation de la saison végétative et donc du couvert végétal. Ce paramètre nival est essentiel et nous proposons ici d'en décrire les principales caractéristiques, aux échelles annuelle et mensuelle.

a) Hauteur et durée d'enneigement quotidien aux lacs d'Ardiden entre 1995 et 2009

Les séries de hauteurs de neige présentent, comme pour les températures, des lacunes. Néanmoins, elles ont pu être comblées sans risque, en calculant la moyenne des jours précédant et suivant la lacune. On estime par exemple que si la hauteur de neige était de 178 cm le 10 janvier et 174 cm le 12 janvier, celle du 11 janvier était de 176 cm. Nous avons ainsi pu reconstituer les hauteurs de neige quotidiennes moyennes aux lacs d'Ardiden.

La durée moyenne de la période nivale (manteau neigeux continu) est de 221 jours, soit presque deux jours sur trois (tab. 1.11, fig. 1.10). Le manteau hivernal apparaît entre fin octobre et fin novembre, mais cela n'empêche pas des chutes ponctuelles de neige dès le mois de septembre. Le manteau disparaît en général dans le courant du mois de juin, mais peut subsister jusqu'au début du mois de juillet, comme en 2008 et en 2010, en général à cause de fortes chutes de neige au mois de mai. Les hauteurs de neige atteignent en moyenne 260 cm au début du printemps (mars-avril), époque où les accumulations sont maximales. Une hauteur extrême de 391 cm a été relevée le 5 février 2003. De telles valeurs sont à mettre en relation avec la situation topographique favorable de la station météorologique, en fond de cirque exposé à l'est. Cette disposition protégée des flux d'ouest empêche un remaniement conséquent de la couche nivale par le vent.

	Apparition de la couche de neige hivernale	**Disparition de la couche de neige hivernale**	**Durée période nivale (jours)**	**Hauteur maximale (cm)**
1995-1996	19 nov	30 juin	215	306
1996-1997	05 nov	27 mai	204	215
1997-1998	07 nov	20 juin	226	248
1998-1999	10 nov	09 juin	212	216
1999-2000	07 nov	04 juin	211	202
2000-2001	31 oct	17 juin	230	239
2001-2002	08 nov	16 juin	221	177
2002-2003	15 nov	18 juin	203	391
2003-2004	23 oct	29 juin	251	282
2004-2005	26 oct	25 juin	243	331
2005-2006	09 nov	21 mai	194	200
2006-2007	22 nov	14 juin	205	228
2007-2008	21 nov	02 juill	225	253
2008-2009	28 oct	20 juin	236	345
2009-2010	05 nov	01 juill	239	240
Moyenne	/	/	**221**	**258**

Tableau 1.11.
Caractéristiques du manteau nival aux lacs d'Ardiden entre 1995 et 2010.

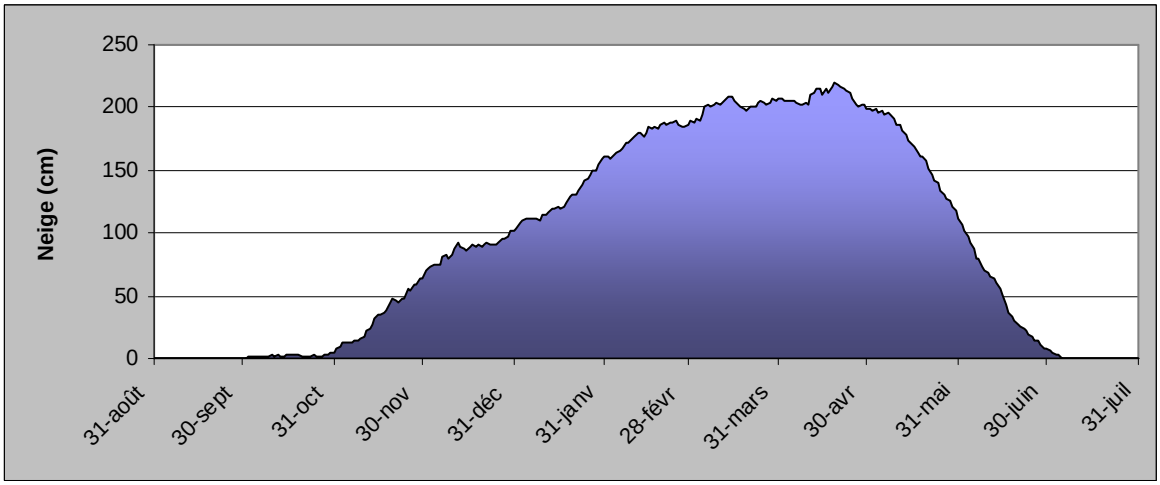


Figure 1.10.
Hauteurs moyennes quotidiennes de la couche nivale aux lacs d'Ardiden (2 450 m) entre 1995 et 2010. Données Météo France.

b) Cycles gel-dégel hors période nivale (2007-2009)

Entre 2007 et 2009 aux lacs d'Ardiden, l'observation des températures quotidiennes minimales et maximales ont fait apparaître une moyenne de 111 cycles gel-dégel par an. Parmi ces 111 cycles, seuls 18 ont eu lieu en dehors de la période nivale (fig. 1.11). Cela signifie que seulement 16% des cycles gel-dégel de l'air concernent le sol directement et sont donc susceptibles d'être à l'origine de processus périglaciaires *stricto sensu*. Comme nous le verrons dans la partie suivante, ces cycles peuvent être qualifiés de « morphogènes », à l'inverse des cycles ayant lieu durant la période nivale, qui n'ont pas (ou peu selon l'épaisseur de la neige) d'effet sur le sol. Si l'on divise la période non nivale en deux temps – période estivale (fin juin-juillet-août) et période automnale (septembre-octobre-début novembre) – on constate que les « cycles morphogènes » ont lieu très majoritairement en automne (15 cycles contre 3 seulement en été, fig. 1.12). Il est probable que ces cycles sont plus nombreux en été aux plus hautes altitudes, mais l'absence de données sur des stations plus élevées a empêché cette vérification.

Comme les températures de l'air et la couche nivale ont été caractérisées, la partie suivante est consacrée à la résultante de ces deux phénomènes : les températures du sol.

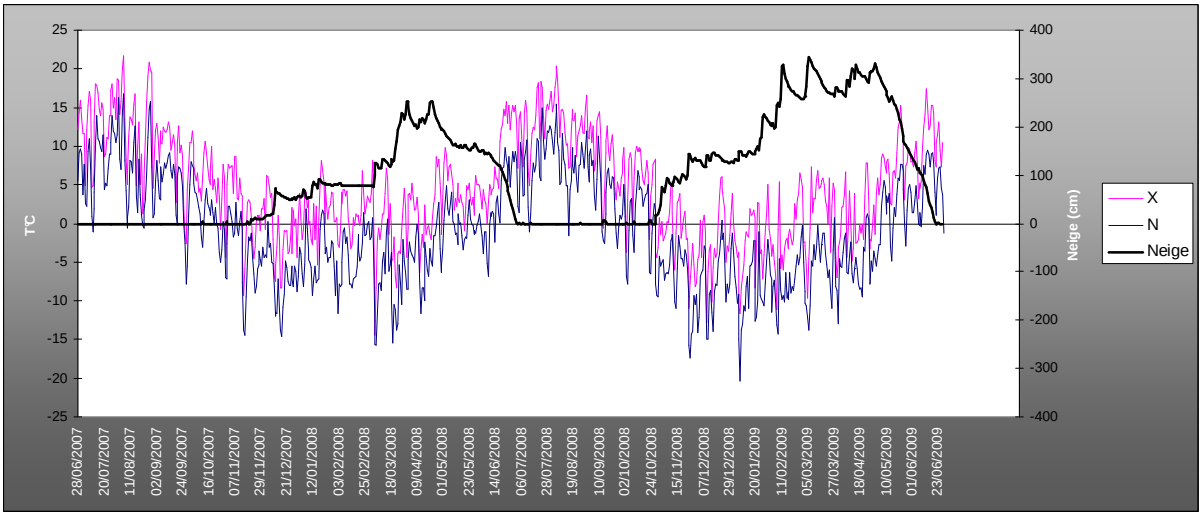


Figure 1.11.
Relation entre les températures quotidiennes minimales et maximales et la couche de neige aux lacs d'Ardiden entre juin 2007 et juin 2009. Données Météo France.

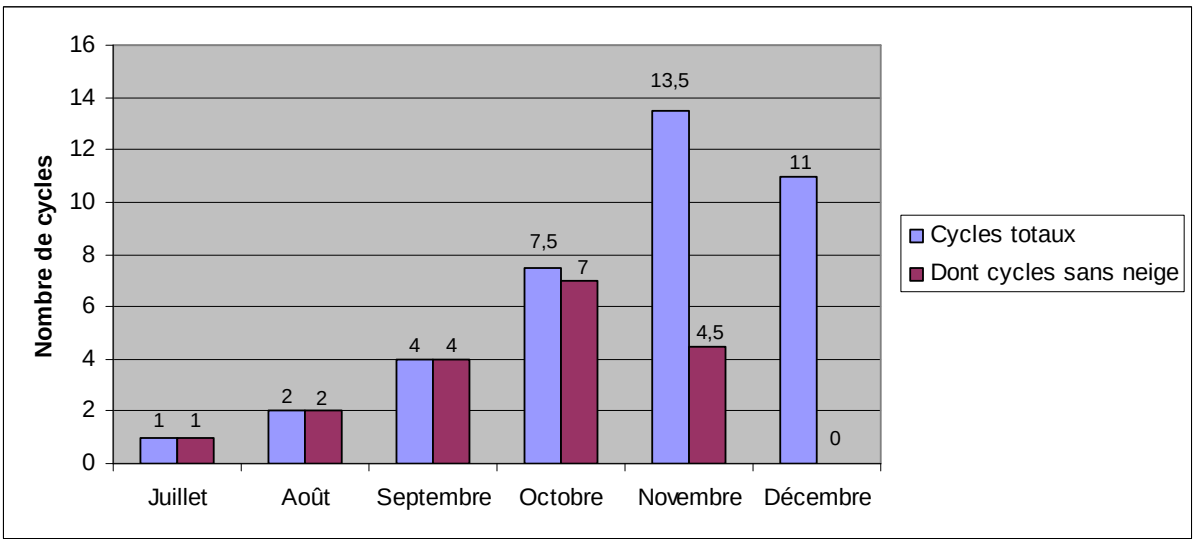


Figure 1.12.
Part des cycles gel-dégel de l'air ayant lieu sans couvert nival (« cycles morphogènes ») aux lacs d'Ardiden entre juillet et décembre 2007 et juillet et décembre 2008.
Données Météo France.

1.3. RÉGIME THERMIQUE DU SOL

1.3.1. APPROCHE THÉORIQUE DE LA TEMPÉRATURE DU SOL

Si la température de l'air est utile pour caractériser l'étage périglaciaire, c'est le régime thermique du sol qui est, *in fine*, le caractère climatique le plus représentatif de la dynamique périglaciaire. La température du sol dépend de six principaux facteurs (French, 2007) :

– la température de l'air
– le couvert végétal
– le couvert nival
– l'humidité et la présence d'eau non gelée
– les propriétés du sol
– la radiation solaire

Cette donnée est d'autant plus complexe à modéliser que ces facteurs sont très variables (notamment le couvert nival) et qu'elle est nettement plus difficile à obtenir que les températures de l'air. Cependant, on admet consensuellement la simplification selon laquelle la température du sol connaît deux périodes annuelles bien distinctes[2] : la saison du dégel (hors période nivale), qui dépend principalement des températures de l'air, et la saison du gel (période nivale) qui dépend surtout de l'épaisseur de la neige. La température moyenne annuelle à la surface du sol (*TMASS*) est ainsi habituellement modélisée, pour les sols à gel saisonnier, selon l'expression suivante (Juliussen et Humlum, 2007) :

$$TMASS = \frac{DJD_s - DJG_s}{P}$$

où DJD_s sont les degré-jours de dégel à la surface, DJG_s sont les degré-jours de gel à la surface et P est la période en jours.. Nous rappelons que les degrés-jours de gel sont la somme en valeur absolue des températures moyennes quotidiennes négatives et les degrés-jours de dégel la somme des températures moyennes quotidiennes positives. Le nombre de degré-jours de gel et de dégel à la surface est calculé par le produit des degré-jours de gel et de dégel de l'air par les facteurs N saisonniers :

$$DJD_s = nd \times DJD_a$$
$$DJG_s = ng \times DJG_a$$

où DJD_a sont les degré-jours de dégel de l'air, DJG_a sont les degré-jours de gel de l'air, nd est le facteur N en saison de dégel et ng est le facteur N en saison de gel. Les facteurs N paramètrent les relations entre les températures de l'air et du sol (Lunardini, 1978) :

$$nd = \frac{DJD_s}{DJD_a} = \frac{\int_0^{\theta_{ds}} (T_s - T_g).dt}{\int_0^{\theta_{da}} (T_a - T_g).dt}$$

[2] Cette affirmation ne concerne pas les hautes montagnes des basses latitudes.

$$ng = \frac{DJG_s}{DJG_a} = \frac{\int_0^{\theta_{gs}} \left(|T_s| - T_g\right).dt}{\int_0^{\theta_{ga}} \left(|T_a| - T_g\right).dt}$$

Où θ_{ds} est la période de la saison de dégel à la surface en jours, θ_{da} la période de la saison de dégel de l'air, θ_{gs} la période de la saison de gel à la surface, θ_{ga} la période de la saison de gel de l'air, T_s la température de la surface, T_a la température de l'air et T_g la température du gel (0°C). Le facteur N en saison de dégel est généralement compris entre 0,7 et 1,1 et est fréquemment inférieur à 0,5 en saison de gel (Karunaratne et Burn, 2004 : Kade *et al*., 2006). Cela confirme que la relation entre les températures de l'air et du sol est plus forte quand il n'y a pas de neige. En outre, plus la hauteur de neige augmente, plus le facteur N diminue. Par exemple, pour une TAMA de 2°C et une épaisseur de neige supérieure à un mètre, le facteur N est inférieur à 0,1 (Smith et Riseborough, 2002). Il faut néanmoins remarquer que ces relations varient selon les types de sols et le degré de couverture végétale.

Cette approche théorique a permis de montrer le rôle important de la neige sur les températures des sols de montagne. L'analyse des données suivantes confirme ce fait.

1.3.2. DONNÉES OBSERVÉES

a) Conditions de mesure

Les données de températures du sol étudiées ici proviennent des résultats du programme régional « Gavarnie », dirigé par Pascal Bertran entre 2003 et 2008. Lors de ce programme, quatre stations de mesure thermique ont été installées sur le versant sud du Taillon, à 2 750 m d'altitude, dans un périmètre d'une vingtaine de mètres (fig. 1.13). Chaque station dispose d'un enregistreur thermique (modèle DL 400 E) à quatre sondes. Ces sondes ont été réparties de la façon suivante :

– une sonde dans la paroi située à environ 1,5 m au-dessus du sol (sonde à 5 cm de profondeur dans la paroi)

– une sonde à la surface (environ -1 cm)

– une sonde à -10 cm

– une sonde à -30 cm

Les stations sont situées dans des conditions topographiques variées. La première est placée dans l'entrée intérieure d'une grotte, mais ne sera pas traitée ici, car le régime thermique des entrées de grotte est très particulier. La deuxième est située à l'extérieur de

cette même grotte, en exposition est. La troisième est installée sur le versant sud de la butte dominant la grotte. Enfin, la dernière est située sur le versant ouest de cette même butte. Les enregistrements ont eu lieu toutes les huit heures. Nous retiendrons comme période d'étude les saisons 2005-2006 et 2006-2007, dans la mesure où c'est le seul laps de temps pour lequel nous disposons des enregistrements dans les trois stations qui nous importent (grotte extérieure, versant sud et versant ouest). Ce choix autorise les comparaisons directes entre les sites. Ces comparaisons sont particulièrement intéressantes, car elles vont permettre d'appréhender le rôle de la durée de la période nivale sur le régime thermique du sol.

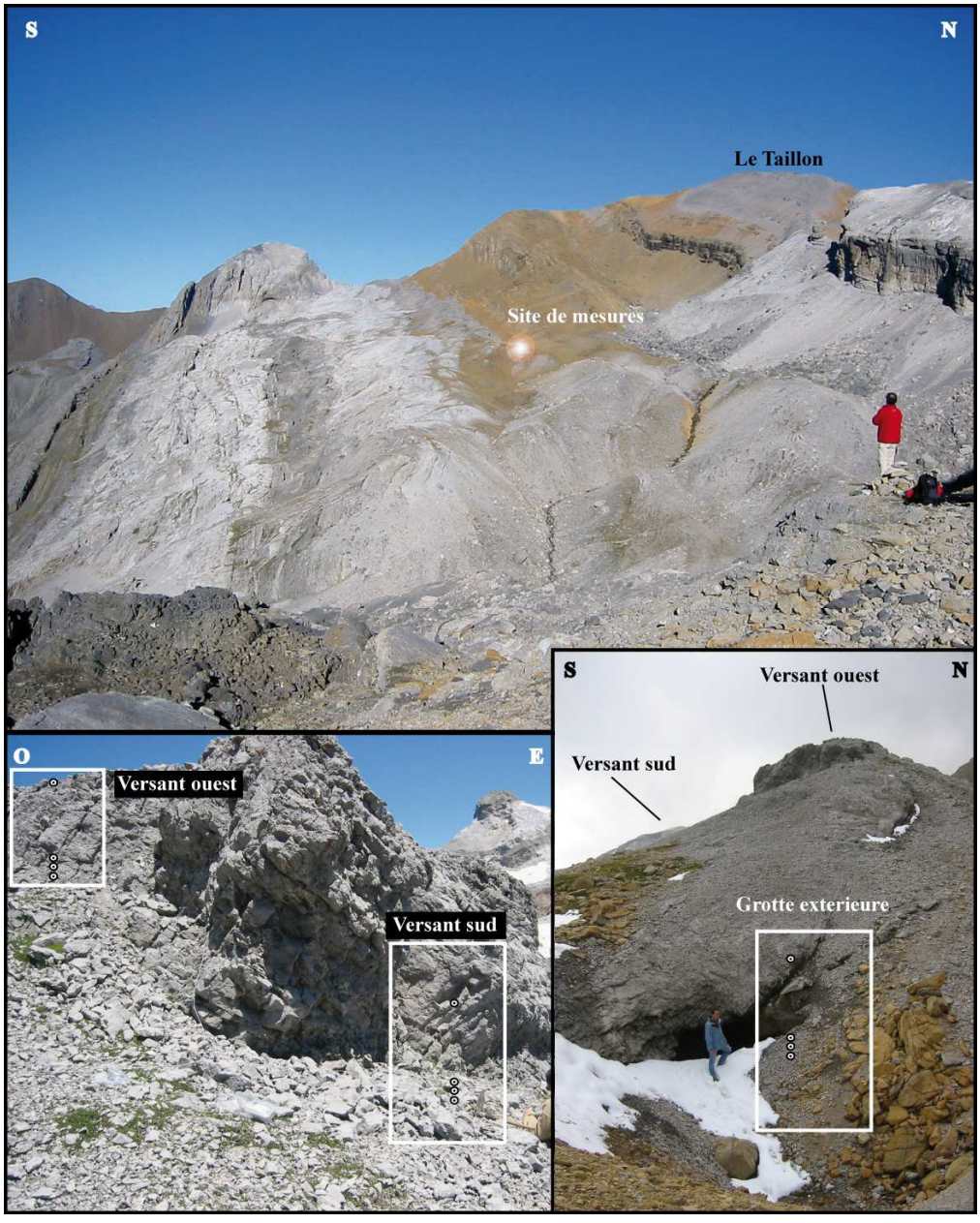


Figure 1.13.
Emplacement des sites de mesure thermique sur le versant sud du Taillon (2 750 m).
Cl. P. Bertran (2003-2005).

b) Moyennes thermiques

Le bilan des données sur les trois stations (période 2005-2007) figure dans le tableau 1.12. Au niveau de la paroi, le versant ouest connaît les moyennes annuelles les plus basses (2°C). Cette moyenne est deux fois plus élevée sur le versant sud (4,2°C). En revanche, les moyennes annuelles les plus basses dans le sol, à toutes les profondeurs mesurées, sont relevées sur le site de la grotte extérieure (respectivement 1,8°C, 1,7°C et 1,9°C, alors qu'elles sont toujours supérieures à 2,5°C sur les autres sites, fig. 1.14). La moyenne à -30 cm sur le versant ouest est particulièrement élevée, avec 4,7°C.

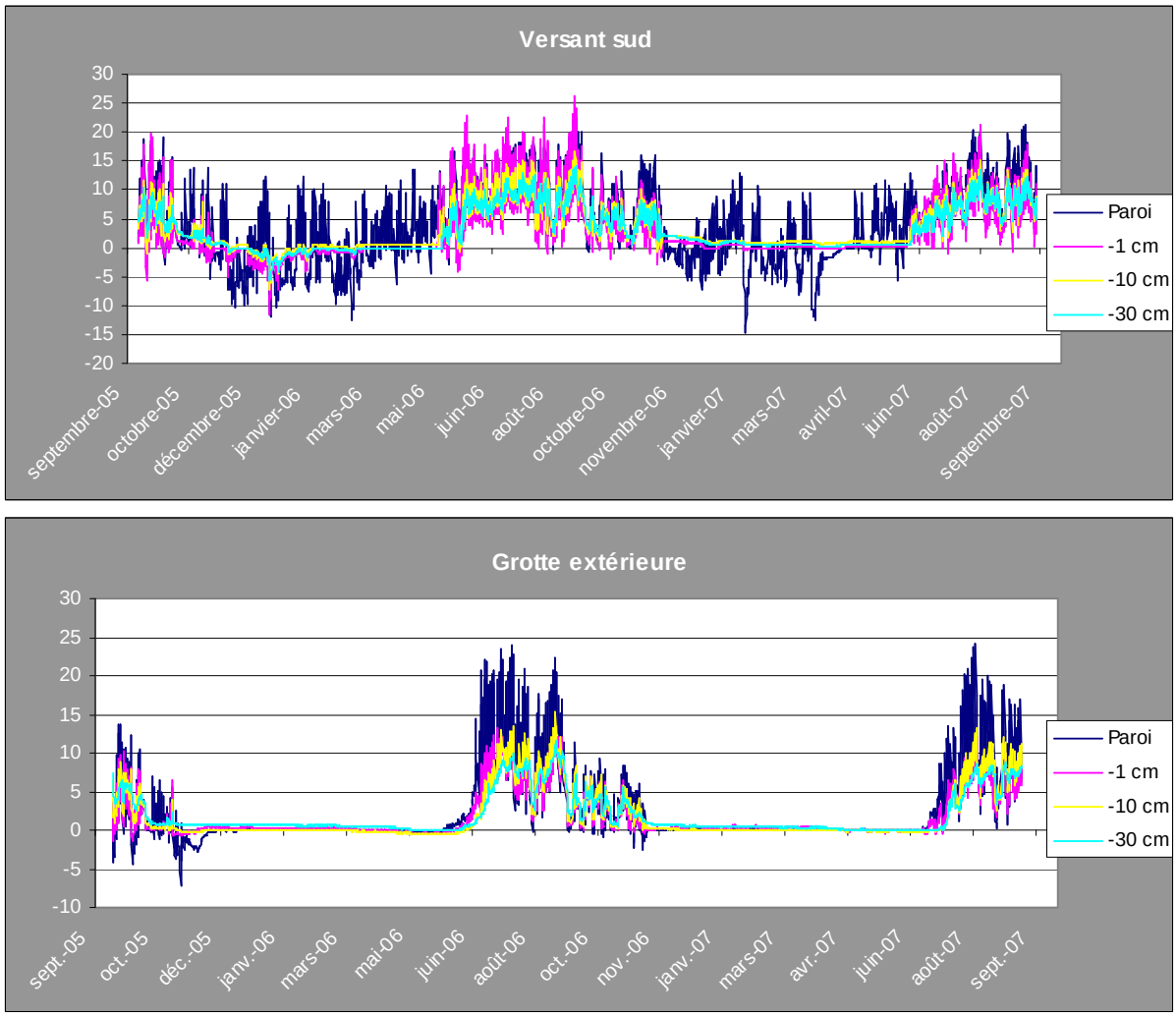


Figure 1.14.
Évolution des températures sur le versant sud de Gavarnie (versants ouest et sud) entre septembre 2005 et septembre 2007.

Ces variations entre les trois sites, parfois fortes malgré leur proximité, s'expliquent par des périodes nivales distinctes. L'entrée de la grotte est située dans une dépression

relativement profonde, sous le vent, et par conséquent comblée par une suraccumulation de neige apparaissant entre octobre et novembre et subsistant très tard dans la saison (parfois jusqu'en août). Au contraire, le versant sud est beaucoup moins longtemps enneigé (de fin novembre à mai-juin), mais peut surtout être déneigé lors des radoucissements hivernaux, comme ce fut le cas en décembre 2005 - janvier 2006. Cette particularité est fondamentale, car elle a des conséquences importantes sur les températures du sol, particulièrement sur la durée de l'effet *zero curtain*. Ce phénomène désigne la période durant laquelle la température est très proche de 0°C (Outcalt *et al*., 1990). Cet effet est dû au dégagement de chaleur latente provoqué par le gel de l'eau dans les matériaux fins. Celle-là ne peut pas dépasser 0°C à cause de la couverture nivale qui bloque la déperdition radiative, ce qui explique sa stagnation.

c) Cycles gel-dégel

Les cycles gel-dégel à la surface du sol sont maximaux sur le versant ouest (47) et sont au nombre de 20 à 25 sur les autres sites. Ils sont encore relativement nombreux en versant ouest et sud à 10 cm (respectivement 14 et 12), alors qu'ils s'atténuent nettement au niveau de la grotte (4,5). Enfin, à 30 cm, on ne les observe qu'à la grotte (6), à l'exception d'un cycle ayant eu lieu sur le versant sud lors d'un déneigement hivernal. Sur la paroi, les cycles sont nettement plus élevés sur le versant sud qu'ailleurs, ce qui s'explique par le fait qu'en versant ouest, cette paroi reste gelée continuellement durant plus longtemps, alors qu'à l'entrée de la grotte, elle reste protégée des variations de températures extérieures à cause de la neige.

À la surface du sol, les cycles ont principalement lieu en automne (près de la moitié des cycles totaux sur le versant ouest), juste avant l'arrivée du manteau nival continu, lorsque de petites chutes de neige fondent rapidement. Sous la neige, les cycles existent également, mais sont toujours caractérisés par des gels faibles. La température stagne en effet autour de 0°C en raison de la très faible conductivité thermique de la neige et de la chaleur latente dégagée lors de l'engel (Goodrich, 1982 ; Beltrami, 2001). Ils se produisent plutôt en fin de période nivale. Leur rôle morphogénique est méconnu, mais est probablement faible ou inexistant. Enfin, les cycles printaniers, qui représentent environ un quart des cycles totaux sur le versant ouest, ont lieu surtout au mois de juin, mais sont concernés par des gels faibles. Cela s'explique par le fait la couverture nivale isole le sol des températures encore très basses des mois d'avril-mai, alors que la fonte totale du manteau ne se produit que quand ces températures deviennent relativement clémentes. Plus cette fonte est tardive, comme au niveau de la grotte, plus les cycles printaniers sont rares.

Si les cycles sont principalement superficiels quelle que soit l'exposition, ils diffèrent par nature selon les sites. Ainsi, sur les sites longtemps enneigés du versant ouest et de la grotte, les gels restent toujours faibles (températures minimales à la surface du sol variant entre -0,5 et -2,4°C et restant très proches de 0°C au-delà) et le cycle annuel ne dépasse guère 10 cm et 30 cm, respectivement. Ces cycles annuels à -30 cm à l'entrée de la grotte ont lieu exclusivement en fin de période nivale, car la pénétration de l'onde de gel sous la neige est très lente. Par exemple, en 2005-2006, la neige est apparue le 13 octobre. Il faisait alors 1,8°C à -30 cm, et le premier cycle ne s'est produit que le 5 mai. Il a donc fallu sept mois pour que la température diminue progressivement de 1,8 à 0°C. Il en est tout autrement du cycle annuel observé en décembre 2005 sur le versant sud. Le manteau nival en ce début d'hiver a été particulièrement discontinu. Pendant plusieurs semaines, le sol était déneigé alors que les températures de l'air étaient particulièrement froides. Il en a résulté, le 28 décembre, un engel profond et puissant du sol : -11,6°C à la surface, -7,4°C à 10 cm et -5,8°C à 30 cm.

1.3.3. MODÉLISATION DE LA PROFONDEUR MAXIMALE DU GEL

La profondeur maximale atteinte par l'onde de gel fin décembre 2005 en versant sud est une information digne d'intérêt pour caractériser les conditions limites des dynamiques périglaciaires dans cette région pyrénéenne. Malheureusement, elle n'a pas pu être mesurée faute d'implantation d'une sonde à une profondeur assez importante. Nous avons donc eu recours à la modélisation numérique afin de l'estimer.

a) Méthode : logiciel Alizé-lcpc

ALIZÉ-LCPC est un logiciel de simulation des températures dans le sol développé par le Laboratoire Central des Ponts et Chaussées de Nantes. Son module Gel a été conçu pour vérifier les structures de chaussées au gel-dégel, mais peut être utilisé pour tout type de matériau. Il permet de modéliser le front de gel en tout point d'un milieu continu, homogène ou non. Il nous a grâcieusement été prêté, au titre de la recherche, par son développeur Jean-Maurice Balay, directeur de recherche au LCPC de Nantes. Son utilisation dans un contexte géomorphologique (modélisation de la profondeur du pergélisol en France) a déjà été réalisée avec succès (Lebret *et al.*, 1994, 1996) à l'aide du logiciel appelé alors « Gelsol » (LCPC) et qui est devenu par la suite le module gel-dégel d'ALIZE-LCPC.

GROTTE EXTERIEURE					VERSANT OUEST					VERSANT SUD				
	Variables	**2005-2006**	**2006-2007**	**Moyennes**		**Variables**	**2005-2006**	**2006-2007**	**Moyennes**		**Variables**	**2005-2006**	**2006-2007**	**Moyennes**
Paroi	TM	2,5	2,2	**2,4**	**Paroi**	TM	2,1	1,9	**2**	**Paroi**	TM	4,3	4,0	**4,2**
	TX	24	24,3	**24,2**		TX	19,6	35	**27,3**		TX	23	21,4	**22,2**
	TN	-7,2	-2,5	**-4,9**		TN	-11,8	-14	**-12,9**		TN	-12,4	-14,6	**-13,5**
	Jours de gel	231	96	**163,5**		Jours de gel	196	206	**201**		Jours de gel	171	164	**167,5**
	Cycles	**54**	**26**	**40**		**Cycles**	**64**	**44**	**54**		**Cycles**	**101**	**75**	**88,0**
-1 cm	TM	1,9	1,6	**1,8**	**-1 cm**	TM	2,9	2,2	**2,55**	**-1 cm**	TM	2,8	3,0	**2,9**
	TX	14,4	12,1	**13,3**		TX	22	22,6	**22,3**		TX	26,2	21,2	**23,7**
	TN	-1,4	-0,5	**-1,0**		TN	-2,4	-1,4	**-1,9**		TN	-11,6	-2,8	**-7,2**
	Jours de gel	135	80	**107,5**		Jours de gel	243	226	**234,5**		Jours de gel	221	42	**131,5**
	Cycles	**27**	**14**	**20,5**		**Cycles**	**52**	**42**	**47**		**Cycles**	**31**	**19**	**25,0**
-10 cm	TM	1,8	1,7	**1,75**	**-10 cm**	TM	3	2,5	**2,75**	**-10 cm**	TM	3,3	3,4	**3,4**
	TX	15,4	13,3	**14,4**		TX	15	19,2	**17,1**		TX	16,6	15,2	**15,9**
	TN	-0,4	-0,3	**-0,4**		TN	0	0	**0**		TN	-7,4	-0,6	**-4,0**
	Jours de gel	235	82	**158,5**		Jours de gel	23	80	**51,5**		Jours de gel	81	2	**41,5**
	Cycles	**4**	**5**	**4,5**		**Cycles**	**15**	**13**	**14**		**Cycles**	**22**	**2**	**12,0**
-30 cm	TM	2,1	1,7	**1,9**	**-30 cm**	TM	5	4,5	**4,75**	**-30 cm**	TM	2,9	3,0	**3,0**
	TX	11,6	8,9	**10,3**		TX	15,4	16,2	**15,8**		TX	14,2	13,4	**13,8**
	TN	0	-0,1	**-0,1**		TN	1,8	1,8	**1,8**		TN	-5,8	0,2	**-2,8**
	Jours de gel	46	61	**53,5**		Jours de gel	0	0	**0**		Jours de gel	176	0	**88,0**
	Cycles	**5**	**7**	**6,0**		**Cycles**	**0**	**0**	**0**		**Cycles**	**1**	**0**	**0,5**

Tableau 1.12.
Caractéristiques des températures du sol sur le versant sud de Gavarnie (2 750 m) entre 2005 et 2007.

Les simulations sont fondées sur l'équation de la chaleur de Fourier, selon laquelle la température varie en fonction du temps et de la diffusivité thermique :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{k}{\rho c} \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2}$$

où θ est la température, t le temps et $\frac{k}{\rho c}$ la diffusivité thermique. La diffusivité (en m²/s) est donc égale à la conductivité thermique k en [W.m^{-1}.K^{-1}] sur le produit de la masse volumique ρ en [kg.m^{-3}] et de la capacité thermique c en [J.kg^{-1}.K^{-1}].

Les simulations nécessitent de connaître la température à l'instant initial aux limites du domaine et à une profondeur choisie, ainsi que l'évolution de la température à la limite supérieure du domaine (à la surface du sol). Nous fixons la base du profil à -40 m et la base du profil étudié à -120 cm. On sait que la température du sol est constante au-delà de 4,50 m (en l'absence de pergélisol), avec une valeur de 11,66°C. Nous avons choisi la température observée à -30 cm comme référence intermédiaire. La dernière étape avant la modélisation consiste à déterminer les paramètres k, ρ et w (la teneur en eau du sol exprimée en %). Ces paramètres n'ont pas pu être mesurés directement. Nous avons donc choisi des valeurs moyennes de départ, que nous avons ajustées empiriquement, de manière itérative, de telle sorte que les températures observées et estimées à -30 cm soient très proches. Nous avons en outre posé l'hypothèse que le sol est constitué de deux couches aux propriétés thermiques distinctes. Les dix premiers centimètres sont constitués d'un pavage en raison de la cryoexpulsion très active. Ce pavage repose sur une matrice silto-sableuse, théoriquement plus dense que la couche de surface, donc concernée par une conductivité thermique plus élevée. Nous considérons par ailleurs, à l'instar de Schmidt *et al*. (2001), que les conditions sont homogènes sur toute la base du profil, entre 10 et 120 cm.

b) Résultats

– Paramètres retenus

Les paramètres retenus à la suite de l'ajustement du modèle figurent dans le tableau 1.13. Il apparaît que les valeurs de conductivité thermique, dans le matériau gelé et non gelé, sont élevées (entre 1,9 et 2,8 W.m^{-1}.K^{-1} pour le matériau gelé). Schmidt *et al*. (2001) estiment ainsi des valeurs comprises entre 0,6 et 1,3 seulement dans un sol de plaine à Fargo (Dakota du Nord). Dans les Alpes, des valeurs de 2,2 W.m^{-1}.K^{-1} pour le sol gelé ont été

communément adoptées (Coutard, comm. pers.), ou encore 2,19 $W.m^{-1}.K^{-1}$ dans un sol caillouteux canadien (Goodrich, 1982). Néanmoins, trois raisons peuvent expliquer des valeurs si élevées. D'une part, les sols de montagne ont en général une densité apparente plus importante qu'ailleurs (Oelke *et al*., 2003), ce qui contribue à augmenter la conductivité. D'autre part, notre sol ne contient que très peu de matière organique. Or, la conductivité est plus élevée dans les sols minéraux (Karunarate et Burn, 2004). Enfin, la conductivité tend également à s'élever avec la baisse des températures, associée à la hausse de la teneur en eau et particulièrement en glace (Penner, 1970 ; Schmidt *et al*., 2001). Riseborough (2002) estime par exemple que, dans un sol limono-argileux, la conductivité est de l'ordre de 1,7 $W.m^{-1}.K^{-1}$ à 0°C et de 2,5 $W.m^{-1}.K^{-1}$ à -8°C. Cela s'explique par le fait que de l'eau liquide subsiste sous des températures de -3 ou -4°C, alors qu'une température de -8°C nous assure de la présence exclusive de glace. Or, la glace a une conductivité plus élevée que l'eau. Lors de l'engel de l'hiver 2005-2006 que nous souhaitons simuler, les températures minimales étaient de -11,4°C à la surface et de -5,8°C à 30 cm, ce qui est suffisamment bas pour confirmer une conductivité élevée. Il est donc aussi logique que la conductivité de la couche inférieure soit plus élevée que la couche supérieure, dans la mesure où la teneur en eau l'est aussi. Enfin, nous considérons que la masse volumique de la couche supérieure est légèrement plus faible que la couche inférieure, car le pavage est plus aéré que la matrice.

	ρ ($kg.m^3$)	w (%)	kng ($W.m^{-1}.K^{-1}$)	kg ($W.m^{-1}.K^{-1}$)
Couche 0-10 cm	1 200	5	1,2	1,9
Couche 10-120 cm	1 300	9	2,0	2,8

Tableau 1.13.
Paramètres retenus après l'ajustement du modèle. ρ est la masse volumique, w est la teneur en eau, kng est la conductivité thermique dans le matériau non gelé et kg est la conductivité thermique dans le matériau gelé.

– Comparaison entre les températures observées et estimées

Si les valeurs estimées de la conductivité thermique sont élevées, la comparaison entre les températures estimées et les températures observées à -30 cm entre le 6 décembre 2005 et le 24 janvier 2006 est concluante (fig. 1.15). La moyenne des écarts en valeur absolue (toutes les huit heures) sur cette période est de 0,19°C. On constate lors de la période précédant

l'engel profond de la fin du mois de décembre que les estimations se superposent très bien aux observations. En revanche, l'engel profond est légèrement sous-estimé.

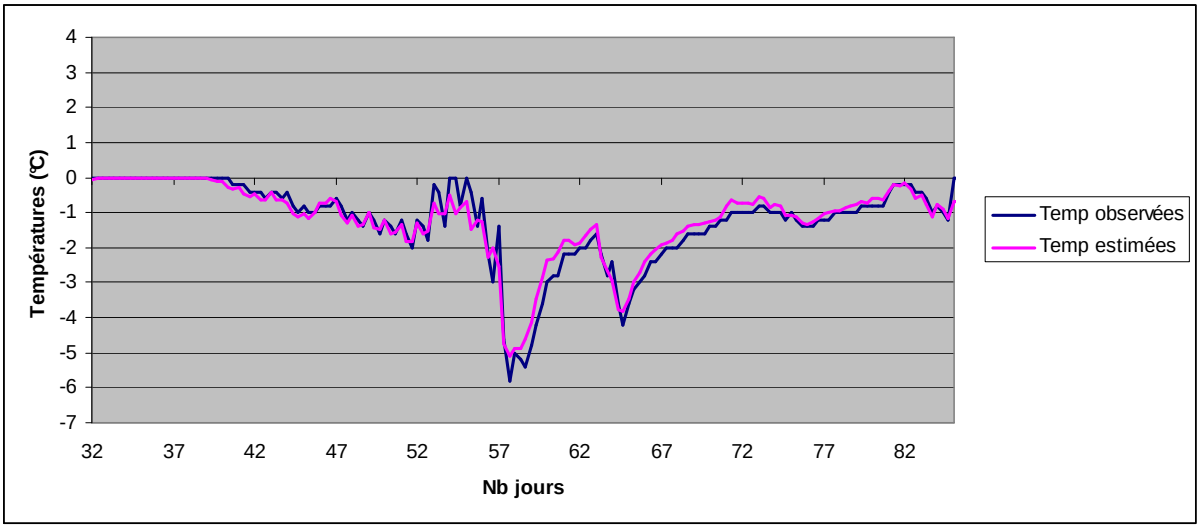


Figure 1.15.
Comparaison des températures estimées et observées à -30 cm entre le 06/12/2005 et le 24/01/2006. La moyenne des écarts en valeur absolue est de 0,2°C.

– Estimation de la profondeur maximale de l'engel

En gardant les paramètres définis dans le tableau 1.13, nous avons simulé les températures du sol entre le 1er novembre 2005 et le 31 mars 2006 tous les 20 centimètres entre 0 et 120 cm, toutes les huit heures (fig. 1.16). Il apparaît que les estimations des températures minimales en profondeur sont basses : -3,95°C à 40 cm, -1,92°C à 60 cm, -0,66°C à 80 cm, alors que le front de gel atteindrait tout juste 100 cm. Ces températures minimales seraient décalées dans le temps. Ainsi, la température à -100 cm n'atteint son minimum qu'à la fin du mois de janvier 2006, soit un mois après la température minimale de la surface du sol. Le front de gel aurait mis 69 jours pour aller progressivement de 0 à 100 cm (fig. 1.17), soit une vitesse moyenne d'environ 0,6 mm/h. Il est également intéressant de noter que la remontée des températures à -100 cm ne s'effectuerait qu'au moment où les températures à toutes les autres profondeurs seraient déjà proches de 0°C. Il en résulte, à une date précise, une « subisothermie » autour de 0°C sur toute la profondeur du profil.

– Engel maximal à Estaubé (1 850 m) en 2007-2008

Nous disposons des mêmes types de données dans le cirque d'Estaubé (1 850 m), lors de l'automne 2007 et l'hiver 2008 uniquement. Nous avons réappliqué la même méthode à partir de ces données afin d'estimer la profondeur atteinte par le gel durant cette période.

Les enregistrements montrent à cette période des températures minimales de -3,8°C à la surface du sol et de -1,8°C à -30 cm (le 1er janvier 2008). Il est à nouveau très probable que ces températures nettement inférieures à 0°C à la surface du sol sont associées à une fonte ponctuelle du manteau neigeux, car on observe par ailleurs des périodes de plusieurs semaines où la température se stabilise autour de -0,5°C.

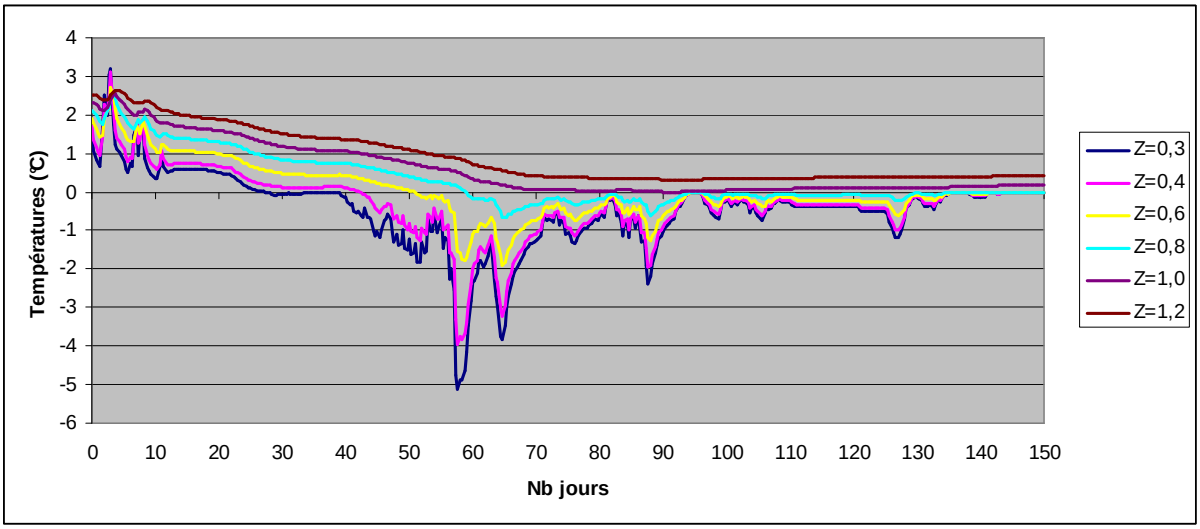


Figure 1.16.
Estimation des températures à différentes profondeurs du 01/11/2005 au 31/03/2006.

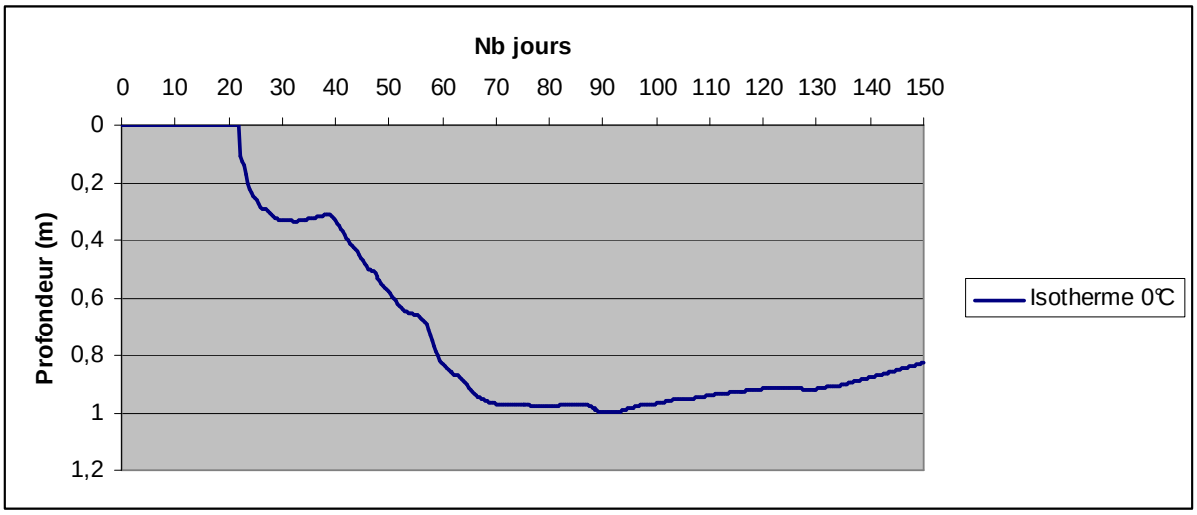


Figure 1.17.
Estimation de la pénétration maximale du front de gel (01/11/2005 au 31/03/2006) : 100 cm.

L'ajustement manuel visant à superposer les températures observées et estimées à -30 cm aboutit à des valeurs de propriétés du sol proches de celles obtenues pour Gavarnie, à la différence que nous considérons ici que l'ensemble du profil est homogène. Les valeurs obtenues sont les suivantes (tab. 1.14) :

	ρ (kg.m^3)	w (%)	kng (W.m^{-1}.K^{-1})	kg (W.m^{-1}.K^{-1})
Ensemble du profil	1 300	10	1,9	2,5

Tableau 1.14.
Paramètres retenus après l'ajustement du modèle à Estaubé (légende dans le tableau 1.13).

La légère variation des paramètres provient certainement des différences de caractéristiques entre les sols des deux sites. Il n'existe en effet pas de pavage à Estaubé, et la part de matière organique est plus importante.

La superposition des températures observées et estimées est très satisfaisante (fig. 1.18). La différence moyenne des écarts en valeur absolue est de 0,14°C, donc encore meilleure que pour les simulations de Gavarnie. La simulation des températures à différentes profondeurs nous indique une profondeur maximale de gel atteignant 77 cm (fig. 1.19).

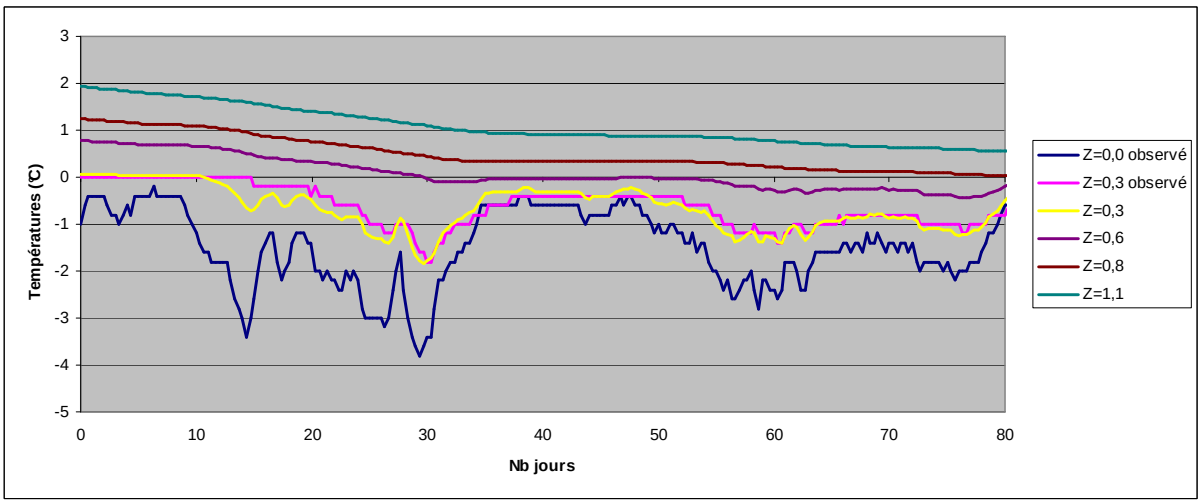


Figure 1.18.
Températures observées et estimées à différentes profondeurs entre le 2 décembre 2007 et le 24 février 2008 dans le cirque d'Estaubé (1 850 m).

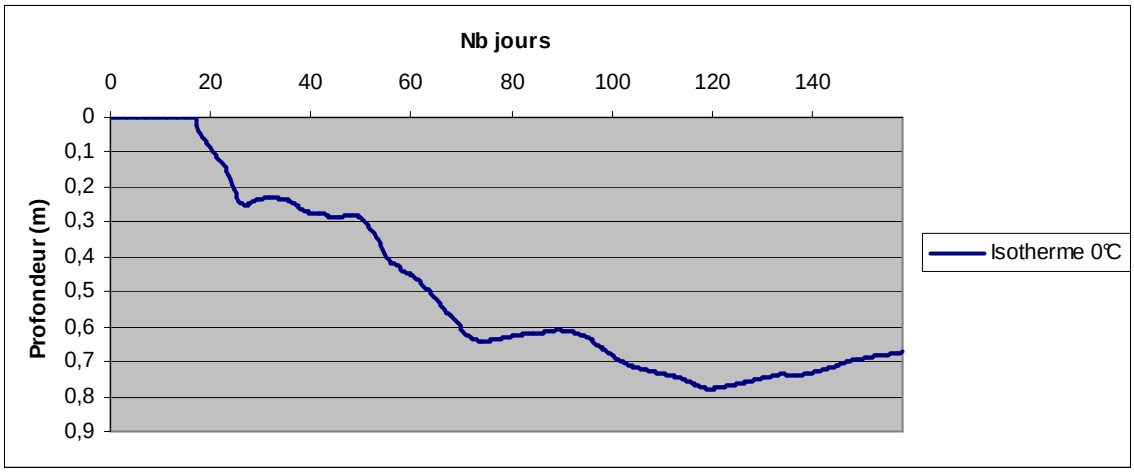


Figure 1.19.
Estimation de la pénétration maximale du front de gel à Estaubé (déc. 2007 – avr. 2008) : 77 cm.

1.3.4. LE VENT, UN FACTEUR DE REMOBILISATION DU MANTEAU NIVAL

Nous avons insisté, au cours de ce chapitre, sur l'importance du manteau nival sur les températures du sol et, par conséquent, sur la morphogenèse périglaciaire. Or, la distribution de ce manteau nival est hétérogène. Ces irrégularités dépendent d'un certain nombre de facteurs : l'altitude, l'exposition et l'ensoleillement, l'albédo, la topographie ou encore la végétation. Dans de nombreux cas, un facteur climatique particulièrement présent dans les milieux de montagne joue un rôle important quelles que soient les conditions de site : le vent.

Le vent mobilise directement les particules de neige. Selon Mellor (1965), la redistribution des particules de neige par le vent se produit de trois façons : par fluage sur la surface de la neige, par saltation et par diffusion turbulente (mouvements verticaux des particules). Il en résulte que les surfaces soumises au vent sont moins enneigées que les surfaces protégées du vent, souvent caractérisées par la présence de névés. L'identification des degrés d'exposition au vent des surfaces et des conséquences que cela a sur la répartition de la neige varie selon l'échelle spatiale considérée.

a) À l'échelle du massif

Les effets du vent sur la distribution de la neige à l'échelle du massif dépendent principalement de l'exposition des versants aux vents dominants. Enquist a montré, dès 1916, que les glaciers et les névés de l'hémisphère nord sont fréquemment situés sous les vents dominants. Cela s'explique simplement par le fait que les lignes de crêtes représentent des obstacles qui provoquent une réduction de la vitesse du vent et donc un dépôt des particules

de neige sur le côté protégé. Föhn (1980) a montré que le vent est maximal un à quatre mètres avant le sommet des crêtes (fig. 1.20). Par conséquent, la zone située au vent est particulièrement déneigée, d'autant plus qu'il s'agit souvent de surfaces raides proches des sommets qui ne favorisent pas la tenue de la neige.

Nous avons cherché à connaître les vents dominants à l'échelle du massif pyrénéen afin de caractériser les versants au vent et sous le vent. Nous avons pour cela utilisé les types de temps quotidiens en France entre 1955 et 2005, aimablement prêté par Frédéric Gottardi. Ces types de temps, plus précisément de champs barométriques, sont au nombre de huit, suivant la classification d'EDF : onde atlantique, flux atlantique stationnaire, circulation de sud-ouest, circulation de sud, flux de nord-est, retour d'est, dépression centrale et circulation anticyclonique. Nous avons extrait de ces données quotidiennes tous les jours de la période nivale de chaque année (du 1er novembre au 30 juin), afin de connaître les vents dominants lorsque la neige est théoriquement présente au sol au-dessus de 2 000 m. La figure 1.21 présente les résultats. Il apparaît que 58% des types de temps entre 1955 et 2005 concernent des flux d'ouest, de sud-ouest et de sud, alors que 25% des temps sont anticycloniques, c'est-à-dire sans direction dominante des vents. Les flux d'est ou de nord-est sont donc rares en période froide.

Cela signifie que les versants exposés à l'est, au nord-est et au nord sont majoritairement sous le vent et qu'ils sont donc concernés par des neiges tardives ou des névés, d'autant plus qu'il s'agit des versants les moins ensoleillés.

Fig. 13.2 Mean real snow-cover water equivalent in the upper part of Gaudergrat ridge, Swiss Alps, on two consecutive days. Redrawn from Föhn (1980: Fig. 7).

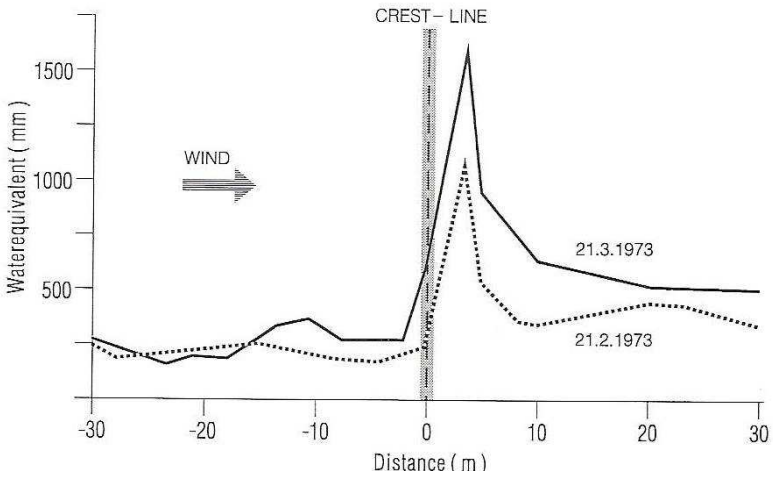


Figure 1.20.
Équivalent en eau de la couche de neige de part et d'autre d'une ligne de crête lors de deux journées en Suisse (Föhn, 1980).

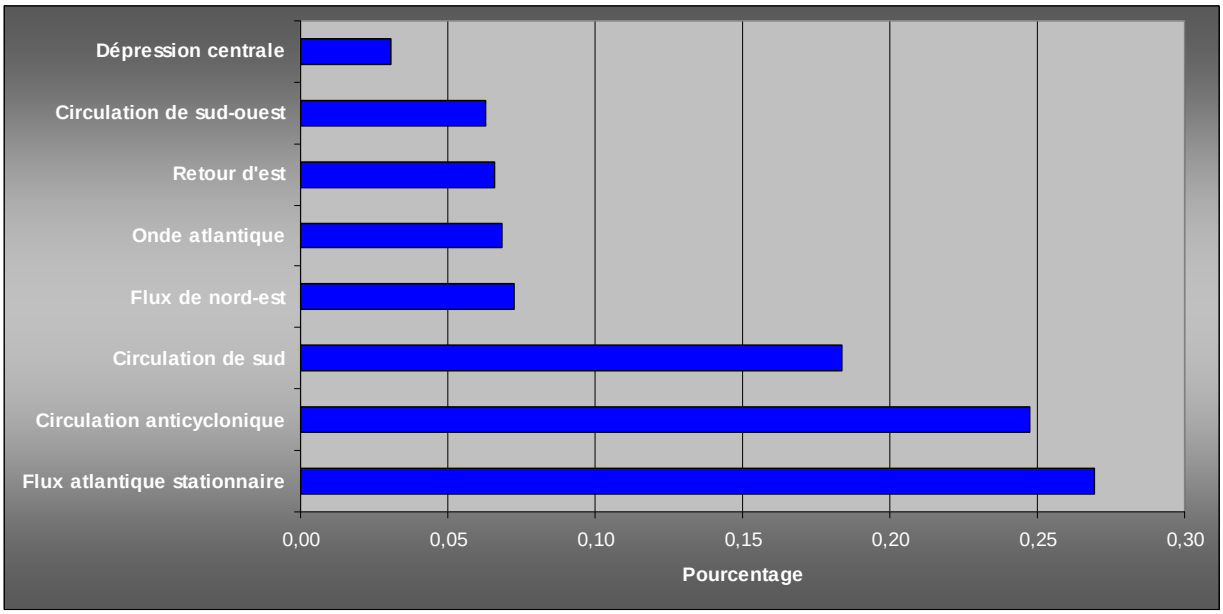


Figure 1.21.
Pourcentage des types de temps en France entre 1955 et 2005 durant la période nivale (novembre-juin).

b) À l'échelle locale

Les effets du vent sur la distribution de la neige à l'échelle locale sont principalement commandés par la microtopographie. Le vent tend à lisser la surface de la couverture nivale, même si la topographie est irrégulière (Seppälä, 2004). Il en résulte une suraccumulation de neige dans les dépressions et une déflation favorisée sur les surfaces sommitales. Les conséquences sur les températures du sol sont très importantes, car les surfaces soumises à la déflation peuvent être déneigées en hiver, alors que les surfaces déprimées ou protégées connaissent une période nivale continue et longue. C'est précisément ce qui a été observé sur les enregistrements sur le versant sud du Taillon. Le site de l'entrée de grotte, exposé à l'est, protégé des vents dominants, connaît une période nivale plus longue que le versant exposé à l'ouest, pourtant très peu éloigné. Le nombre de cycles gel-dégel s'en trouvent augmenté sur le versant exposé. La figure 1.22 illustre un exemple de répartition inégale de la neige en fin de période estivale sur le versant sud du Taillon.

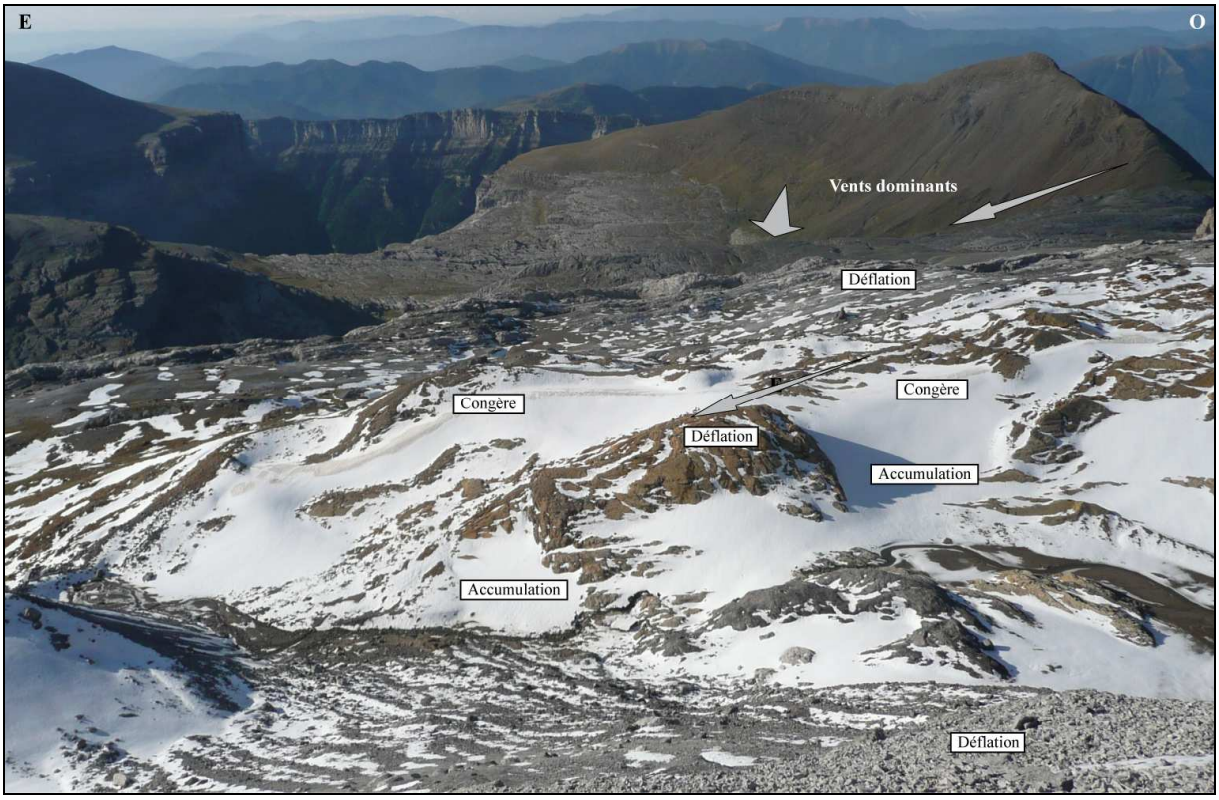


Figure 1.22.
Vent et topographie : deux facteurs de répartition inégale du couvert nival. Exemple sur le versant sud du Taillon (2 700 - 2 800 m). *Cl. 09/2008.*

Ce phénomène est bien présent même à l'échelle du modelé. Seppälä (1994) a ainsi montré que les températures du sol varient fortement au sein même d'une palse, selon que l'on place la sonde thermique au sommet du modelé (zone soumise à la déflation) ou à son pied (période nivale rallongée). Les cycles gel-dégel sont nettement plus nombreux au sommet de la palse, directement influencé par les températures de l'air, même en hiver (fig. 1.23). Monnier (2006) a également montré les variations de températures dans le sol entre les sillons et les bourrelets de glaciers rocheux alpins. L'auteur a distingué ces variations selon la période considérée. Durant les phases de transition (automne et printemps), les décalages de températures entre les sillons et le sommet des bourrelets sont de courte durée, mais peuvent être considérables (une quinzaine de degrés). En hiver, les contrastes thermiques sont constants : les sillons sont protégés par le manteau nival isolant et l'effet *zero curtain* est prolongé, alors que les bourrelets, zones les plus froides, sont directement concernés par les fluctuations des températures de l'air. Thorn *et al.* (2008) sont arrivés aux mêmes conclusions dans une zone proglaciaire du Jotunheimen en Norvège : les températures à -10 cm et à -50 cm différent selon que l'on se situe sur la crête des moraines ou à leur pied. En hiver, les températures sont plus basses sur la crête, mais la relation s'inverse en été. L'isothermie est

également plus courte sur la crête, tandis que les cycles gel-dégel sont plus nombreux. Les auteurs expliquent ces contrastes par la répartition et la durée variables de la couche de neige.

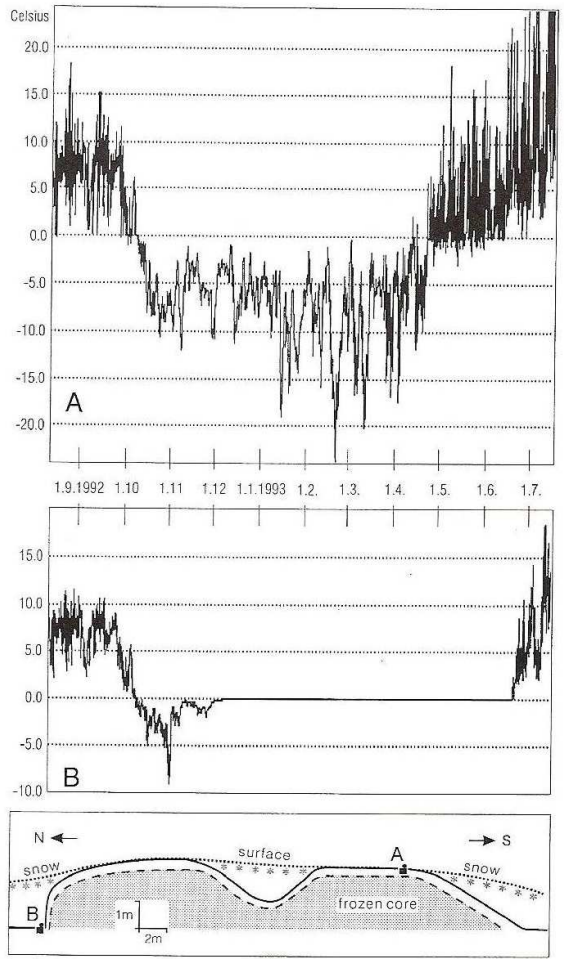


Figure 1.23. Influence de la microtopographie sur la répartition du manteau nival et sur les températures du sol. Contexte : palse en Laponie finlandaise. Extrait de Seppälä (1994).

Il est malheureusement très difficile de mesurer précisément, à l'échelle d'un versant, ces hétérogénéités dans le couvert nival et ses conséquences sur le régime thermique du sol. Cela nécessiterait l'implantation d'un nombre important de thermosondes, ainsi que la mesure des épaisseurs de neige à différents moments de la période hivernale. Cela représente néanmoins une perspective intéressante pour des travaux futurs.

Conclusion

Le principal bilan de ce chapitre est que les températures du sol, moteur de la dynamique périglaciaire, sont principalement commandées par les températures de l'air et la durée et l'épaisseur de la couche de neige. Sur les versants très enneigés comme aux lacs d'Ardiden, seule une très faible part des cycles gel-dégel de l'air atteint le sol en raison de l'effet isolant joué par la couche de neige. La profondeur maximale de l'engel varie aussi fortement selon l'enneigement local, fruit de la combinaison des effets du vent et de la microtopographie. Les simulations des températures en profondeur montrent que le cycle annuel, qui a lieu lors de radoucissements hivernaux provoquant un déneigement ponctuel, peut atteindre des profondeurs de l'ordre du mètre, car le sol subit alors de plein fouet les fortes variations des températures de l'air. Cela signifie que même des structures ancrées

telles que de grands sols polygonaux peuvent continuer d'être entretenues sous les conditions climatiques actuelles. Ce phénomène ne semble néanmoins possible qu'en adret ou sur des topographies convexes, là où les conditions d'ensoleillement ou d'exposition au vent (déflation) permettent un déneigement au cours de l'hiver. Nous avons par exemple noté qu'à une vingtaine de mètres seulement du versant sud du site de Gavarnie, à l'entrée de la grotte où la période nivale est très longue, le gel n'atteint qu'une trentaine de centimètres. À Estaubé, pourtant sous des températures de l'air nécessairement plus élevées qu'à Gavarnie (900 mètres de différence altitudinale, mais une exposition plus favorable), l'engel peut encore atteindre plus de 75 cm de profondeur. Il existe ainsi une forte variabilité spatio-temporelle des engels maximaux. Dans l'espace, la variabilité de profondeur d'engel dépend de la topographie, de l'exposition et très certainement du type de sols, même si ces mesures ont été réalisées sur des sites relativement homogènes. Dans le temps, il est certain que la variabilité interannuelle est forte (tab. 1.15), mais également la variabilité mensuelle, en relation avec la variabilité du couvert nival et de sa fonte temporaire éventuelle.

Période	Gavarnie VS	Gavarnie VO	Gavarnie GE	Estaubé
2004-2005	*ND*	*ND*	30 cm	*ND*
2005-2006	100 cm*	10 cm	30 cm	*ND*
2006-2007	~30 cm	10 cm	~30 cm	*ND*
2007-2008	*ND*	*ND*	*ND*	75 cm*

Tableau 1.15.
Variabilité spatio-temporelle de la pénétration maximale du front de gel (0°C) lors du cycle annuel. VS = versant sud ; VO = versant ouest ; GE = grotte extérieure. * Données estimées par simulations numériques. ND = pas de données.

Paradoxalement, les sites susceptibles de connaître des cycles profonds peuvent aussi être les plus secs (meilleur drainage, dessèchement éolien, durée de la fonte nivale raccourcie), et sont en cela moins favorables au développement des formes périglaciaires. Nous reviendrons sur la hiérarchisation de ces paramètres, grâce à des observations comparées, dans le chapitre IV. On sait déjà, comme l'a montré la caractérisation climatique de l'étage périglaciaire développée dans ce chapitre, que la neige joue un rôle primordial sur le développement des formes périglaciaires, à différents niveaux (nombre de cycles gel-dégel dans le sol, profondeur des cycles annuels, apport d'humidité).

Si ces estimations apportent des éléments nouveaux et des perspectives intéressantes, il convient de rester prudent. Les paramètres retenus, même s'ils doivent être relativement proches de la réalité comme l'atteste la bonne superposition des températures estimées et observées à -30 cm, restent soumis aux hypothèses suivantes :

– À Gavarnie, la limite d'horizon se situe à -10 cm et les conditions sont homogènes au-delà de 10 cm.

– À Estaubé, le sol est homogène sur tout le profil vertical.

Seule l'implantation de sondes au-delà de 30 cm permettrait de valider complètement les modèles. En outre, aucune coupe n'a été réalisée en profondeur, si bien qu'on ignore la profondeur du niveau supérieur de la roche mère.

CHAPITRE II

L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE ACTUEL : TYPOLOGIE DE SES MARQUEURS ET ÉTAT DES CONNAISSANCES

Les sols polygonaux du lac de Tuquerouye (sud du Mont Perdu, 2 600 m), décrits dès 1936 par Gómez de Llarena. Cl. 08/2008.

Objectifs

Afin de caractériser l'étage périglaciaire actuel d'un point de vue géomorphologique, il convient dans un premier temps d'en sélectionner les marqueurs parmi la large gamme des formes existantes. Nous ne nous intéresserons ici qu'à l'étage fonctionnel, c'est-à-dire aux marqueurs actifs. Nous dresserons tout d'abord un bilan sur leur genèse et leurs caractéristiques morphologiques, avant de définir leurs limites altitudinales dans les Pyrénées à partir de la bibliographie existante à ce jour. L'objectif n'est pas de réaliser une revue

exhaustive de la littérature, mais de donner un aperçu global des principales limites altitudinales dans l'ensemble de la chaîne. Cette synthèse s'appuie sur celles qui ont été réalisées par différents auteurs. Les travaux de Höllermann (1967) constituent encore aujourd'hui une véritable référence sur l'ensemble du versant français par son aspect global et complet. Les marqueurs morphologiques qu'il a observés sont en majorité les mêmes que les nôtres, même si la terminologie a évolué en 40 ans (notamment à propos des formes solifluées sous couvert végétal). Pour le versant espagnol, les synthèses complémentaires de Gonzales Martin (1986) et de Garcia-Ruiz *et al*. (1990) nous ont été utiles. Des études plus ponctuelles mais nombreuses, viendront appuyer ces observations générales.

La multitude des marqueurs morphologiques, la variété des terminologies employées dans différentes langues (dont une synthèse figure dans le tab. 2.1) et l'étendue de la chaine peuvent rendre cette synthèse bibliographique délicate. Pour plus de clarté, nous avons décidé, à l'image des synthèses de Höllermann (1967, 1985) dans les Pyrénées et les Alpes, de Brosche (1978) en péninsule ibérique ou encore de Ballantyne et Harris (1994) en Grande-Bretagne, de distinguer les formes de solifluxion sous pelouse d'une part, des sols structurés d'autre part. Cette distinction respecte une certaine cohérence altitudinale. En effet, l'étage périglaciaire inférieur est caractérisé par la rareté ou l'absence de sols structurés, alors que l'étage supérieur associe les sols structurés aux formes solifluidales. Le troisième point sera consacré aux formes liées au pergélisol, et notamment les glaciers rocheux. Le quatrième point englobera les autres formes n'entrant pas dans ces trois grandes familles.

Français	Anglais	Allemand
Bloc freineur	Stable boulder	Bremsblock
Bloc laboureur	Ploughing boulder	Wanderblock
Aiguille de glace	Needle ice	Kammeis
Bourrelet de névé	Protalus rampart	Schneehaldenmoräne
Cercle de pierres	Circle	Steinring
Coulée de solifluxion à front pierreux	Stone-banked solifluction lobe	Schuttlobe
Coulée de solifluxion lobée sous pelouse	Turf-banked solifluction lobe	Gebundene Solifluktion
Cryoreptation	Frost creep	Bodenkriechen
Cryoturbation	Cryoturbation	Kryoturbation
Dallage nival	Snow pavement	Pflasterböden
Éboulis	Scree, talus slope	Schutt
Éboulis fluant	Talus-derived rockglacier, protalus rockglacier	Talus-Blockgletscher
Gélifluxion	Gelifluction	Gelifluktion
Glace de ségrégation	Segregation ice	Segregationeis
Glacier rocheux	Rock glacier	Blockgletscher
Gonflement cryogénique	Frost heave	Frosthub
Gradin	Step	Stufe
Hummock	Hummock	Presseishügel
Niche de nivation	Nivation hollow	Nivationsnische
Nubbins (micromonticules de terre)	Nubbins	Erdknospen
Réseau trié	Sorted net	Steinnetz
Rose de pierres	Stone circle	Steinrosette
Sol strié trié	Sorted stripe	Steinstreifen
Sol strié non trié	Nonsorted stripe	Erdstreifen
Sol structuré	Patterned ground	Strukturboden, Frostmusterstrukturen
Sol en guirlande	Stone wreath ground	Girlanden
Sol polygonal	Polygon	Polygonboden
Solifluxion	Solifluction	Solifluktion
Talus d'éboulis	Talus slope	Schutthalde
Terrasse de cryoplanation	Cryoplanation terrace	Kryoplanationterrasse
Terrassette	Terracette	Terrassette
Thufur	Thufur	Bültenboden

Tableau 2.1. Vocabulaire trilingue des termes le plus fréquemment employés. Les termes allemands sont principalement utilisés par Höllermann (1967).

2.1. LES FORMES DE SOLIFLUXION SOUS PELOUSE

2.1.1. DES TERRASSETTES AUX NAPPES : DES FORMES VARIÉES

La solifluxion est un « déplacement lent de formations détritiques meubles sur une pente sous l'effet des cycles gel-dégel, sans zone de rupture distincte » (Bertran et Coutard, 2004). Elle peut fonctionner à partir d'une inclinaison-seuil de 2 à 3°. La solifluxion est composée de trois processus : la cryoreptation (*frost creep*), la reptation due aux aiguilles de

glace et la gélifluxion (*gelifluction*) (French, 2007). La cryoreptation correspond au soulèvement orthogonal à la surface, associé au gonflement cryogénique, puis à son affaissement vertical lors du dégel (Van Vliet-Lanoë, 2005). La gélifluxion correspond au fluage du sol saturé en eau lors du dégel. La part de la composante « gélifluxion » dans le mouvement total du sol est souvent difficile à déterminer (Matsuoka, 2001). Les vitesses de déplacement sont variables selon les régimes thermiques et hydriques du sol. Elles sont comprises entre quelques millimètres et 2 mètres par an (notamment dans les hautes montagnes des basses latitudes, Francou et Bertran, 1997), mais sont généralement inférieures à 10 $cm.an^{-1}$ (tab. 2.2). Les travaux réalisés sur les coulées de solifluxion montrent qu'en coupe, les vitesses diminuent de la surface vers la profondeur. En plan, elles sont élevées au centre et décroissent vers les bords et le front. L'humidité des sols est un facteur important pour la solifluxion, au même titre que le nombre de cycles gel-dégel (Benedict, 1970 ; Matsuoka, 2001 ; Jaesche *et al.*, 2003). Contrairement à ce que l'on pourrait croire, la pente est généralement corrélée négativement avec la vitesse dans la mesure où l'amélioration du drainage limite la formation de glace (Smith, 1992, Bertran et Coutard, 2004). Bertran et Coutard (2004) notent que les vitesses moyennes tendent en revanche à augmenter avec le nombre annuel de cycles gel-dégel. Or, ces cycles sont principalement diurnes et donc souvent nombreux dans les montagnes des moyennes et basses latitudes. Au Pérou par exemple, ces cycles ont lieu pendant 8-9 mois dans l'année dès 4 000 mètres (Francou, 1989). Même si ces cycles sont particulièrement nombreux dans les environnements secs (rayonnement nocturne), les Pyrénées sont *a priori* un terrain favorable à l'expression marquée de la solifluxion.

Les formes de la solifluxion sont diverses. Cette grande variété d'expressions est due à la multitude des conditions locales : pente, granulométrie, gélivité, humidité, couvert végétal. Un des points communs à toutes ces formes est l'orientation des cailloux dans le sens de la pente. Nous proposons ici de les regrouper par taille plutôt que par morphologie afin de garder une certaine concordance avec leur distribution altitudinale. Nous distinguerons ainsi les formes miniatures des grandes formes.

a) Les formes miniatures

– Terrassettes

Les terrassettes de solifluxion se rencontrent sur les versants présentant une inclinaison de 5 à 15° et sont caractéristiques d'une solifluxion superficielle (fig. 2.1). Elles sont généralement groupées et comportent une marche inclinée de quelques décimètres de

largeur et une contre-marche oblique en coupe, souvent arquée en plan et végétalisée. Elles sont à juste titre considérées comme les marqueurs de la limite inférieure de l'étage périglaciaire (Sellier, 2002), localisées en aval de la limite supérieure de la pelouse alpine.

Figure 2.1.
Terrassettes de solifluxion dans le calcaire. 2 500 m, versant sud du Taillon. Les marches sont inclinées dans le sens de la pente et les contremarches sont arquées en plan et végétalisées. *Cl. 08/2009.*

Figure 2.2.
Bloc laboureur sur le versant nord du Soum des Salettes, à 2 400 m. Pente ~ 8°. Le bloc, d'environ 1,50 m de grand axe, a creusé un sillon de plus de 10 mètres de long. *Cl. 08/2008.*

	Localisation	TAMA (alt.)	Pente	Période de suivi	Vitesse (cm/an)	Méthode de mesure	Modelés	Auteurs
ALPES	Alpes suisses	-3 (2600 ?)	7	4	**3,4***	Tubes, sondes	Coulées front pierreux	Matsuoka (2001)
	Alpes du sud (Mortice)	-2,9 (3075)	8-14	5	**1,8-3,6***	Blocs peints	Coulées front pierreux	Todisco *et al*. (2000)
	Alpes françaises (Vanoise)	2800	15-20	4	**14-26***	Inclinomètre	Lobe	Kaiser (1987)
	Alpes autrichiennes (Groβglockner)	-2 (2660)	11-15	3	**21,5* (4,5-59)**	*Solifluction meter*	Lobes partiellement végétalisés	Jaesche *et al.* (2003)
	Alpes suisses	-0,8	25	4	**4,1***	Tubes	Lobes végétalisés	Gamper (1981, 1983)
	Alpes du sud (Chambeyron)	2620	19-29	8	**4,1***	Tubes	Lobes végétalisés	Coutard *et al.* (1988)
	Alpes du sud (Chambeyron)	2500	30	10	**0,4-1***	Tubes	Lobes végétalisés	Coutard *et al.* (1988)
	Alpes françaises (Vanoise)	2560	15	3	**3,4* (1,1-4)**	Inclinomètre	Lobe	Kaiser (1987)
	Alpes françaises (Vanoise)	2500	15-20	6	**1,8* (1,3-3,2)**	Inclinomètre	Lobe	Kaiser (1987)
	Alpes françaises	~0	2-34	16-32	**0,5-16**	Blocs peints	?	Pissart (1993)
	Alpes du sud (plateau de Bure)	~0 (2600)	15	6	**1-3,4***	Blocs peints et tubes	Coulées front pierreux	Pech (1996)
	Alpes du sud (plateau de Bure)	~0 (2600)	18	6	**3,4-4,8***	Blocs peints	Coulées front pierreux	Pech (1996)
	Alpes françaises (Vanoise)	2340	12	6	**0,7* (0-1,1)**	Inclinomètre	Lobe	Kaiser (1987)
PYRÉNÉES	Pyrénées centrales nord	~ 5 ? (1840)	5-30	2	**1.5-4.5***	Blocs peints	Coulées végétalisées	Bertran *et al*. (2006)
	Pyrénéens centrales sud	~ 1.5 ? (2750)	?	4	**4.2* (2.4-10.4)**	Blocs peints	Coulées front pierreux	Bertran *et al*. (2007)
	Pyrénées occidentales sud	~5,5 ? (1800)	?	?	**4***	?	Lobes végétalisés	Creus et Garcia-Ruiz (1977)
	Pyrénées centrales sud	3,5 (2250)	35-40	3	**3,1* (2,1-4,4)**	Tubes	Variés	Chueca et Julian (1995)
	Pyrénées centrales sud	4,2 (2050)	7-10	3	**2,6* (1,5-3,5)**	Tubes	Variés	Chueca et Julian (1995)
	Pyrénées centrales sud	5 (1905)	30-35	3	**2,1* (0,8-4,3)**	Tubes	Variés	Chueca et Julián (1995)
	Pyrénées centrales sud	5,9 (1730)	12-15	3	**1,5* (0,3-4,4)**	Tubes	Variés	Chueca et Julián (1995)

Tableau 2.2. Vitesse moyenne de la solifluxion dans l'étage du gel saisonnier des Alpes et des Pyrénées.

– Blocs laboureurs

Lorsque les formations meubles sont spécialement hétérogènes et comportent des blocs, ceux-ci s'orientent dans le sens de la pente et subissent des déplacements vers l'aval. Ces blocs laboureurs ont été de nombreuses fois décrits, notamment par Poser (1954), Tufnell (1972), Washburn (1979), Gorbunov (1991), Ballantyne et Harris (1994), Berthling *et al*. (2001) et Ballantyne (2001). Ces formes de solifluxion apparaissent lorsque la vitesse du bloc (de quelques millimètres à plusieurs centimètres par an selon la taille du bloc et la pente) est plus élevée que les débris sur lesquels il repose. Ils se caractérisent par un sillon en amont (qui peut atteindre 20 mètres comme c'est le cas dans le massif du Taillon) et un bourrelet de matériaux fins en aval (fig. 2.2). Les blocs sont de tailles variées, de 20 cm jusqu'à parfois

plus de 5 m de long pour 36 tonnes (Reid et Nesje, 1988). Les bourrelets sont végétalisés (strates cryptogamique et/ou herbacée) ou non. Ballantyne (2001) émet l'hypothèse que la dynamique de ces blocs est liée à la présence de lentilles de glace à leur base lors des gels saisonniers. Au dégel, ces lentilles fondent plus rapidement que le sol environnant à cause de la conductivité différentielle du bloc et provoquent une sursaturation favorable au mouvement. Ces formes sont, comme les terrassettes, des marqueurs de la limite inférieure de l'étage périglaciaire, pouvant apparaître juste au-dessus de la limite de la forêt, voire dans les clairières.

– Blocs freineurs

Les blocs freineurs apparaissent lorsque les blocs fluent plus lentement que les débris sur lesquels ils reposent. Ils se caractérisent alors par un bourrelet en amont et une légère cicatrice en aval (fig. 2.3 et 2.4). La relative immobilité du bloc par rapport au sol environnant est associée à l'ancrage de la base du bloc dans le sol gelé tandis que la surface est dégelée (Van Vliet-Lanoë, 2005). Dans les Pyrénées, nous n'avons observé ces formes que dans des milieux très peu végétalisés.

Une manifestation supplémentaire de la solifluxion, proche de ces blocs freineurs en termes de genèse, apparaît lorsque le sol fluant rencontre des éléments de roches en place. Le sol contourne alors la roche en place dans le sens de la pente en formant un arc de cercle. Dans certains cas, les éléments les plus grossiers du sol, accumulés à l'amont du bloc, peuvent apparaitre en position redressée. Ces formes sont la preuve d'une solifluxion active.

b) Les grandes formes

– Nappes, terrasses et lobes

À une échelle plus large, la solifluxion se traduit en surface par différents types de modelés, sur des pentes allant de 2 à 35°. Par ordre croissant de pente apparaissent des nappes, des terrasses et des lobes. Ces formes « peuvent être assimilées à des plis de la couverture superficielle, liés à une répartition hétérogène des vitesses de déplacement sur le versant, […] sans cicatrice de départ, dont l'épaisseur varie entre une quinzaine de centimètres et plus de 3 mètres de haut » (Bertran et Coutard, 2004). Les nappes et les terrasses sont plus larges que longues, contrairement aux coulées lobées. Si la végétation joue un rôle dans leur morphologie, elle n'empêche pas leur activité (Benedict, 1976). Certains lobes recouvrent ainsi la pelouse à la manière d'une chenille (fig. 2.5).

Figure 2.3.
Bloc freineur. Lithologie calcaire, 2 850 m, montagne de Cap de Long. Pente ~ 4°. La dépression en aval du bloc, ainsi que l'accumulation des débris en amont, sont bien visibles. *Cl. 08/2009.*

Figure 2.4.
Micro bloc freineur gréseux dans un environnement de schistes, 2 400 m, plateau de Millaris. Les éléments en amont du bloc fluent plus rapidement que le bloc lui-même et s'entassent en se redressant, avant de le contourner progressivement. Cette forme est une preuve de solifluxion active. *Cl. 08/2009.*

Figure 2.5.
Coulée de solifluxion sous pelouse, à front lobé. Versant bord du Taillon, 2 300 m. Pente ~ 12°, hauteur du front d'environ 50 cm. *Cl. 08/2009.*

2.1.2. DES FORMES FRÉQUENTES DANS LES PYRÉNÉES

La limite inférieure de la solifluxion active est fondamentale, car elle représente la limite inférieure de l'étage périglaciaire (Höllermann, 1967). Elle est matérialisée par le développement de petits modelés (terrassettes, lobes, blocs laboureurs) et se situe 50 à 200 m au-dessus de la limite actuelle de la forêt (Höllermann, 1985).

a) Pyrénées occidentales et centrales

– *Versant français*

Frödin (1924) est le premier à avoir décrit une répartition altitudinale de formes cryonivales dans les Pyrénées. Il note la présence de gradins près du lac d'Oncet (pic du Midi de Bigorre) à 2 150 m qui, d'après sa description, s'apparenteraient à des terrassettes et non aux gradins définis par Washburn (1979). Entre 2 000 et 2 600 m, il note le développement des terrassettes à *Festuca eskia* (gispetières). Toujours dans le massif du pic du Midi, il définit l'altitude de 2 600 m comme un seuil à partir duquel les terrassettes s'allongent nettement dans le sens de la pente. Ce seuil correspond également à la disparition de *Festuca eskia* au profit d'associations à *Potentilla nivalis*.

Höllermann (1967) a observé les premières formes de solifluxion (terrassettes, petites langues, bocs laboureurs) de 1 750 à 1 950 m du pic d'Orhy au Somport. Dans le massif du Vignemale, il a noté une généralisation de ces formes vers 2 150 m. Un peu plus à l'est, dans le secteur de Gavarnie, il a observé un champ de blocs laboureurs à 2 000 m (vallée des Pouey Aspé) et une forte occurrence de solifluxion sous pelouse vers 2 150 m au nord-ouest de pic Rouge. Dans les cirques d'Estaubé et de Troumouse, il retient des limites inférieures situées respectivement à 2 200 m et 2 100 m, en précisant que des terrassettes peuvent très ponctuellement apparaitre dès 1 750 m. Dans les massifs granitiques du Néouvielle, la limite inférieure s'élève à 2 200 m, voire à 2 400 m sur certains versants.

– *Versant espagnol*

Sur le versant espagnol, à l'ouest des Pyrénées aragonaises, Chueca et Julián (1995) ont prouvé l'activité de lobes à 1 730 m seulement (TAMA d'environ 6°C, cf. tab. 2.2), tout comme Creus et Garcia-Ruiz (1977) à 1 800 m dans la vallée supérieure du Gallego, plus à l'ouest. Dans le massif du Mont Perdu, cette limite s'élève à 2 200-2 250 m (Höllermann, 1967), proche de l'altitude supérieure de la pelouse continue (2 300 m).

b) Pyrénées orientales

Dans les Pyrénées orientales, la plupart des auteurs fixent la limite inférieure de la solifluxion active vers 2 300-2 400 m (Höllermann, 1967 ; Soutadé, 1976 ; Gauquelin, 1982 ; Garcia-Ruiz *et al*., 1990). Selon Soutadé (1973), les loupes et macro-banquettes toujours entretenues aujourd'hui dans le massif du Puigmal à 2 200 m seulement cèdent leur place à des nappes à partir de 2 350 m. Sole Sugrañes (1973) place cette limite légèrement plus bas, à 2 100-2 200 m.

Dans les Pyrénées catalanes (Val d'Aran, Port de la Bonaigua), Masachs et Monturiol (1961) localisent des terrassettes à partir de 1 900 m et des grandes langues dès 2 000 m.

2.2. LES SOLS STRUCTURÉS

2.2.1. DÉFINITION ET TYPOLOGIE

Les sols structurés sont des formes plus ou moins symétriques se développant dans des régolites soumises au gel (Washburn, 1956, 1979 ; Goldthwait, 1976). Ils regroupent les cercles, les polygones, les réseaux (*nets*[3]), les sols à buttes (hummocks), les gradins (*steps*[2]), les sols striés et les coulées à front pierreux. Dans la plupart des exemples alpins, ces formes sont « flottantes » et ne concernent que quelques centimètres ou décimètres du sol (Bertran *et al.*, 2010). Ils peuvent être triés ou non. Ces sols structurés proviennent d'un gonflement cryogénique différentiel dû à une granulométrie variée, c'est-à-dire à la présence de matériaux de gélivité différente (Matsuoka *et al*., 2003, Van Vliet-Lanoë, 2005, Bertran *et al*., 2010). Ce phénomène s'accompagne souvent d'autres processus dus aux cycles gel-dégel : la cryodessiccation (qui est la condition *sine qua non* de la formation des réseaux et des polygones), la cryoexpulsion, la cryoreptation sur pente et l'action des pipekrakes (qui est particulièrement importante dans les régions à cycles gel-dégel nombreux et superficiels). Ces formes sont spécifiques d'un milieu périglaciaire et peuvent commencer à se développer sous l'effet d'un très petit nombre de cycles quand les conditions sont très favorables (absence de végétation et composition adéquate du sol). Ballantyne (1996) a ainsi vu se former un réseau trié miniature après seulement 8 cycles gel-dégel au niveau de la mer en Écosse. Il l'explique principalement par l'action des pipekrakes. Il est à noter que certains auteurs ont néanmoins attribué des formes similaires à des processus non liés au froid (Kelletat, 1985 ; Van Vliet-Lanoë, 1991 ; Ahnert, 1994). La grande variété morphologique des sols structurés est commandée par la pente, la granulométrie, le gradient de gélivité et le drainage. Washburn (1979) en a proposé une classification en fonction de la pente, du tri et de la structuration (fig. 2.6). Ces formes ne se développent qu'en milieu peu ou pas végétalisé.

a) Les formes sur terrain plat

Il est utile de distinguer les sols structurés selon leur dimension. Le diamètre critique séparant les petites des grandes formes varient selon les auteurs et les régions considérées. Nous proposons ici de définir comme formes miniatures celles ayant un diamètre inférieur à

[3] Traductions tirées de Hamelin et Clibbon (1962).

20 cm, ce qui est proche du seuil de 10-25 cm défini par Troll (1944). Les très grandes formes sont celles dont le diamètre dépasse le mètre (Washburn, 1979), mais elles sont rares à l'état actif dans les Pyrénées. Nous regrouperons donc sous l'expression « plus grandes formes » celles qui sont supérieures à 20 cm.

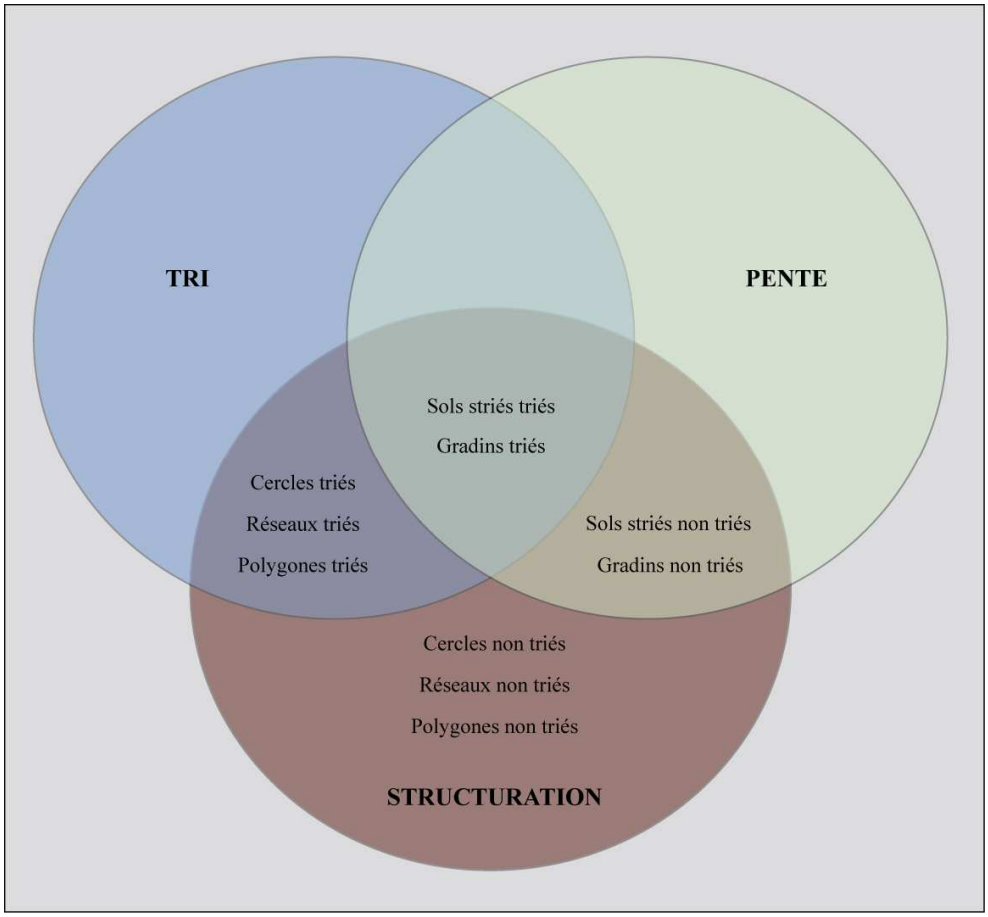


Figure 2.6.
Classification des sols structurés en fonction du tri, de la pente et de la structuration, selon Washburn (1979).

– Les formes miniatures (< 20 cm)

Les formes miniatures sont celles dont le diamètre ne dépasse pas 20 cm. Elles sont corrélatives d'un gel saisonnier et superficiel des sols. Dans les Pyrénées, il s'agit le plus souvent de petits cercles isolés ou non, triés ou non. Lorsqu'ils sont triés, ils présentent des bords caillouteux de quelques centimètres de profondeur (fig. 2.7) et un centre de fines légèrement bombé et souvent humide. Lorsqu'ils sont non triés, on parle d'ostioles (ou flaques de terre). Selon Van Vliet-Lanoë (1988), ces ostioles se développent lorsque le gradient de gélivité est négatif, c'est-à-dire quand le matériel gélif est situé en profondeur. Les polygones, toujours groupés, se forment selon les mêmes principes, tout comme les réseaux

qui se caractérisent par une géométrie plus diffuse de leur maille (Washburn, 1979). Il est parfois difficile de distinguer ces formes, surtout quand leurs dimensions sont si modestes. Il convient d'ajouter à ces sols structurés miniatures les bourgeons de terre, s'assimilant à de petits agrégats de matériaux fins parfois recouverts d'une croûte cryptogamique sombre (fig. 2.8), et dont les dimensions sont comprises entre 1 et 10 cm (Höllermann, 1967). Il semble s'agir des *nubbins* décrits par Washburn (1969) : « A nubbin is a small round-to-elongate earth lump ». Selon l'auteur, l'action de la glace d'exsudation (pipekrakes) est la cause de leur formation (voir aussi Pérez, 1997). Auriol *et al*. (1972) les ont décrits de façon moins engageante comme « des pustules liés à des vomissements de boue ». Ces formes discrètes ont une importance fondamentale, car elles sont les premiers sols structurés actifs à apparaître sur les versants. Néanmoins, toutes ces petites formes ne sont pas spécifiques des gels superficiels et peuvent se développer à toutes les altitudes, en se combinant parfois aux formes de plus grandes dimensions.

Figure 2.7.
Sol structuré miniature. Montagne de Cap de Long, 2 800 m. Injection de fines au centre et bords caillouteux au granoclassement croissant vers l'extérieur. *Cl. 08/2009.*

Figure 2.8.
Bourgeons de terre recouverts d'une croûte cryptogamique (*nubbins*). Enclave calcaire aux bords du lac grand d'Ardiden (2 450 m). *Cl. 08/2008.*

– Les plus grandes formes (> 20 cm)

Les cercles, polygones et réseaux actifs peuvent atteindre dans les Pyrénées des diamètres supérieurs à 1 mètre (fig. 2.9 et 2.10). Certaines formes héritées présentent des dimensions de plusieurs mètres. Plus la forme est grande, plus elle est ancrée dans le sol et corrélative d'un gel profond. Ces formes se rencontrent toujours au-dessus de la limite supérieure de la pelouse. Il arrive que de grandes formes commandées par les cycles annuels profonds accueillent en leur centre des formes plus modestes commandées cette fois par des cycles diurnes superficiels.

Figure 2.9.
Cercle trié de dimension moyenne (environ 50 cm de diamètre) au centre très bombé. Zone proglaciaire du glacier du Taillon (2 550 m), lithologie calcaro-gréseuse. *Cl. 08/2009.*

Figure 2.10.
Cercles triés métriques. Gourg de Cap de Long, 2 850 m. *Cl. 08/2009.*

b) Les formes sur pente : sols structurés soliflués

À partir d'une pente de 2 à 3°, les sols structurés subissent une déformation due à la solifluxion. Ces formes en pente sont donc dérivées des sols structurés sur terrain plat, mais cela n'exclut pas que les processus qui les ont engendrées (cryoturbation, cryoexpulsion) continuent de les entretenir. Les expériences alpines de Pissart (1987) ont ainsi montré que des sols striés détruits se reconstituent naturellement au bout de quelques saisons. Les composantes « cryoreptation » et « gélifluxion » s'y ajoutent simplement du seul fait de la pente.

– Sols striés

Les sols striés dérivent des sols polygonaux ou des réseaux. Ils se caractérisent par des alternances de bandes de matériaux grossiers dans les cloisons et de bandes de matériaux fins légèrement bombées, orientées dans le sens de la pente (fig. 2.11). Ils se développent sur des inclinaisons allant de 2 à plus de 30° (Washburn, 1979). Sur les modelés observés dans les Pyrénées, la distance entre les bandes subparallèles varient de quelques centimètres à plus d'1 mètre 50. Selon l'étude de Francou *et al.* (2001) en Bolivie, cet espacement est principalement expliqué par la pente et la morphologie du haut de versant (c'est-à-dire la quantité de produits clastiques parvenant au sol strié).

– Coulées à front pierreux

Les coulées à front pierreux apparaissent sur des pentes allant de 2 à 35° dépourvues de végétation (fig. 2.12). Elles dérivent des cercles, des polygones ou des réseaux et sont très proches des sols striés en termes de processus (Bertran *et al*., 1995 ; Francou et Bertran, 1997, Bertran *et al*., 2010). Elles se caractérisent par une superposition de litages en coupe témoignant de la stratification de ce dépôt. Les éléments grossiers se regroupent sur les bords et les fronts du fait de l'action combinée de la cryoexpulsion et du gonflement cryogénique. L'épaisseur de la couche matricielle est subéquivalente à la profondeur atteinte par le gel, comme l'ont noté Bertran *et al*. (1995) en Bolivie. La hauteur du front peut dépasser 1 mètre 50 (Harrison et Macklin, 1991), mais est le plus couramment inférieure à 1 mètre. Grab (2000) démontre que la hauteur des fronts est davantage contrôlée par la vitesse et la quantité de débris que par la taille des formes.

Toutes les formes de transition existent selon l'inclinaison de la pente. Les cercles et les polygones s'allongent progressivement lorsque la pente dépasse 3°, avant d'évoluer en gradins et en sols striés ou en coulées. Lorsque la pente devient plus forte, l'allongement des coulées tend à décroître et elles évoluent alors en banquettes à front pierreux, plus larges que longues (Bertran, comm. pers.).

Figure 2.11.
Sols striés à période décimétrique. Montagne de Cap de Long, 2 800 m. *Cl. 08/2009.*

Figure 2.12.
Coulées de solifluxion à front pierreux. Versant sud du Taillon, 2 700 m, lithologie calcaro-gréseuse.
Cl. 09/2008.

2.2.2. LIMITES PYRÉNÉENNES ACTUELLES : DES FORMES PLUS PONCTUELLES

a) Pyrénées centrales

– Versant français

Avant Höllermann en 1967, les observations sur la répartition des sols structurés furent très ponctuelles. Aucune forme n'a jamais été relevée dans la partie occidentale de la chaîne, moins haute, et dont la couverture neigeuse hivernale est plus importante.

Frödin (1924) est à nouveau le premier à révéler l'existence de sols structurés dans les Pyrénées. Sur un replat non végétalisé situé à 2 600 m sur le versant sud du pic du Midi de Bigorre, l'auteur note la présence de sols polygonaux (« flaques d'argile […] au sein d'une mer de blocs »). Il précise également que le sol est gelé à 2 à 5 décimètres de profondeur.

Il a fallu attendre 25 ans pour découvrir de nouvelles observations sur les sols structurés pyrénéens (Cailleux et Hupé, 1947). Les auteurs ont alors décrit des sols polygonaux et striés sur le versant nord du pic de Campbieil, entre 2 600 et 3 000 m. Visionnaires, ils précisent alors déjà « qu'on trouvera encore d'autres gisements de sols structuraux dans les Pyrénées ; on les recherchera au-dessus de 2 600 m, au voisinage de pics dépassant 2 900 à 3 000 m, sur pentes de moins de 30°, de préférence exposées au Nord, là où le sol n'est pas exclusivement rocheux ». Ces premières observations détaillées ont inspiré Philbert (1961, 1964) à en faire de même. L'auteur découvre un nouveau « gisement » au nord-ouest du pic d'Aubert et confirme l'absence de modelé au-dessous de 2 600 m. Cette affirmation provoque alors une réponse immédiate de Hupé (1961) intitulée « À propos des

sols striés et polygonaux des Pyrénées » où l'auteur annonce « qu'il semble que la liste aussi bien que les chiffres donnés par Philbert soient un peu trop restrictifs ». Selon ses observations non publiées, des sols polygonaux et striés se développent à partir d'une altitude de 1 900 m (dans le ravin d'Aigue-Cluse) et il décrit rapidement cinq observations de modelés actifs entre 2 200 et 2 500 m. Malheureusement, cette note est très brève et rend délicate la confirmation sur le terrain de ses observations.

Dans le massif du Vignemale, Höllermann (1967) note le développement de sols triés miniatures (ostioles et sols striés) entre 2 640 m et 2 950 m (sur le versant nord du Petit Vignemale). Les conclusions du même auteur dans le massif du Néouvielle confirment celles de Philbert (apparition des formes vers 2 600 m dans la montagne de Cap de Long), mais précisent leur existence jusqu'à une altitude de 3 150 m sur un replat situé à 20 m du pic de Campbieil.

– *Versant espagnol*

Sur le versant espagnol, la première référence à des sols structurés est faite par Gómez de Llarena en 1936. Il y décrit les sols polygonaux du versant sud du Marboré (lac de Tuquerouye, 2 550 m). Il sera imité par Barrère (1952a), Boyé (1952) qui les étudia en détail, Höllermann (1967) puis, plus récemment, Nicolás Martinez (1981). Höllermann a observé d'autres sols structurés entre 2 800 et 2 900 m sur les versants espagnols compris entre le Taillon et le Mont Perdu (notamment au col de la Cascade) et jusqu'à 3 300 m au nord du sommet du Mont Perdu, soit aux plus hautes altitudes de la chaîne. Des sols striés et polygonaux sur le versant sud du Taillon, au-dessus de 2 800 m, ont également été décrits par Garcia-Ruiz et Marti Bono (2001). Enfin, dans le massif des Posets, Serrano *et al*. (2001) décrivent rapidement la présence de sols structurés miniatures entre 2 950 et 3 000 m (face est du pic des Posets).

b) Pyrénées orientales

En Andorre, Messerli (1965), cité par Gonzales Martin (1986), note la présence de cercles de pierres à 2 400-2 500 m. Cependant, Llobet (1978-79) précise qu'il ne les a pas trouvés. Dans la partie orientale du massif du Carlit, Auriol *et al*. (1972) définissent la limite inférieure de la micro-figuration (microsols polygonaux et striés de 10 à 20 cm) vers 2 100 m, au contact direct de la *treeline*, puis une macrofiguation sur les surfaces sommitales (> 2 800 m), notamment au Touzal Colomé et au Tossa Arago (Soutadé, 1980). Ces grandes

formes datent, selon l'auteur, du Pléniglaciaire, mais leur centre est actuellement remanié par des modelés plus modestes : « L'ensemble forme un dessin réticulé emboité dans le polygone, mais le tracé initial de ce dernier n'est nullement modifié ». Plus à l'est, dans les massifs du Campcardos et du Puigmal, Gómez-Ortiz et Serrat (1977) localisent des microformes géométriques fonctionnelles au-dessus de 2 700 m et précisent qu'elles commencent à se manifester dès 2 250 m. Au Pla de Gorra Blanc (massif du Puigmal), Soutadé (1973, 1980) note la présence à 2 400 m d'ostioles limoneux actifs de dimension décimétrique au centre de cercles hérités, et de cercles de pierres à 2 370 m au Pla Guillem (massif du Canigou). Llobet et Gómez-Ortiz (1979) affinent ces observations en notant l'existence de cercles de pierres actifs à partir de 2 170 m dans le massif du Campcardos.

Soutadé (1980) affirme même, en conclusion de son ouvrage sur l'ensemble des Pyrénées orientales, que « c'est à toute altitude […], à partir de 1 800-1 900 m, mais non dans n'importe quel type de milieu, que se rencontrent de petits cercles de pierres et des sols striés parfaitement fonctionnels ». L'auteur n'a pas fait une priorité de la limite inférieure de ces microformes et aucune description géographique n'en est faite dans le texte. Cette information, surprenante en comparaison des observations faites plus à l'ouest et de l'absence d'autres références régionales, ne peut donc malheureusement pas être vérifiée.

2.3. LES FORMES ASSOCIÉES AU PERGÉLISOL

Le pergélisol désigne tout terrain ayant en permanence une température négative durant au moins un an, même s'il s'agit de roche compacte non fissurée, ou d'un sol parfaitement sec et non cohérent (Lliboutry, 1965). Il s'agit donc théoriquement d'un phénomène purement thermique. Selon le Référentiel pédologique français (2008), le pergélisol sporadique affecte moins de 30 % de la surface (TAMA < -1°C), le pergélisol discontinu entre 30 et 80 % (TAMA entre -1°C et -5°C) et le pergélisol continu plus de 80 % (TAMA < -5°C). Dans les formations superficielles des milieux alpins, sa présence est souvent révélée par le fluage de la glace souterraine, qui a pour conséquence la naissance de formes caractéristiques : les glaciers rocheux et les éboulis fluants. Ces formes, quand elles sont fonctionnelles, sont donc considérées comme des marqueurs de pergélisol. Il convient de préciser que d'autres formes décrites précédemment, comme les coulées à front pierreux ou les grands sols structurés (dimension supérieure à 2 mètres selon Washburn, 1985), peuvent aussi parfois être associés à la présence de pergélisol. Néanmoins, des sols structurés plus petits peuvent se développer dans des zones de pergélisol, alors qu'au contraire, des formes

plus grandes ont été notées dans des zones à gel saisonnier, où les conditions édaphiques et hydrologiques sont favorables. Ballantyne et Matthews (1982) ont ainsi montré des formes de 3,5 m de diamètre dans des zones proglaciaires libres de pergélisol. Il apparaît en réalité que les différences entre processus de couche active et processus de gel saisonnier sont souvent difficiles à distinguer (Ballantyne et Harris, 1994).

2.3.1. LES GLACIERS ROCHEUX

a) Définition

Les glaciers rocheux, modelés emblématiques des paysages de haute montagne, sont des langues de débris rocheux souvent plurihectométriques qui se déplacent sous l'influence d'une glace interne (Potter, 1972 ; Barsch, 1996). Les conditions et la durée de leur genèse sont encore relativement méconnues, car leur structure interne est d'approche difficile et leur datation est délicate (Monnier, 2006). Néanmoins, les investigations géophysiques se sont multipliées durant les dernières années et apportent aujourd'hui des précisions considérables.

D'un point de vue morphologique, les glaciers rocheux se caractérisent par des bords et un front raides, ainsi que par une multitude de bourrelets transversaux et longitudinaux. Ils se distinguent ainsi des glaciers noirs, dont les limites et la topographie de surface sont moins bien organisées. La géométrie des glaciers rocheux est variée. Ils peuvent être plus longs que larges (en langue), plus larges que longs (lobé, Wahrhaftig et Cox, 1959), ou encore en forme de spatule (Humlum, 1982). Ces différences sont liées aux conditions topographiques (glaciers rocheux de vallée ou de versant).

D'un point de vue génétique, l'origine et les conditions de mise en place des glaciers rocheux restent aujourd'hui discutées. Un glacier rocheux est l'association de deux éléments : de la glace et des débris. Or, l'origine de ces deux éléments fait encore débat. Pour certains, les glaciers rocheux sont glaciaires et formés par enterrement et déformation de la glace de glacier (exception faite, bien entendu, des glaciers rocheux des milieux n'ayant jamais été englacés). Pour d'autres, ils sont périglaciaires. La glace apparaît alors sous forme interstitielle, de lentilles ou de veines. La seconde division dans les débats concerne l'origine des dépôts (éboulis, éboulements, matériaux morainiques).

D'un point de vue dynamique, trois modèles de formation des glaciers rocheux ont été proposés : périglaciaire, glaciaire et paraglaciaire (Whalley et Martin, 1992).

– *Le modèle périglaciaire* explique la formation des glaciers rocheux par déformation et fluage du pergélisol au sein d'une masse de débris (Barsch, 1988, 1992 ; Haeberli *et al.*, 1988 ; Haeberli et Vonder Mühll, 1996).

– *Le modèle glaciaire* dénie le fait que le pergélisol soit nécessaire à la formation, bien qu'il puisse être présent. Le recouvrement d'un glacier par des couches de débris est suffisant pour expliquer la mise en place d'un glacier rocheux (Whalley, 1974 ; Clark *et al.*, 1998 ; Potter *et al.*, 1998).

– *Le modèle paraglaciaire* repose sur l'hypothèse que certains glaciers rocheux ont pu trouver leur origine dans des éboulements, voire par un seul événement (Johnson, 1984 ; Wilson, 2004 ; Mercier, 2010). Le mouvement peut alors provenir du fluage de la glace interstitielle ou de la pression hydrostatique de la masse de débris.

Il est probable que la réalité est une combinaison des trois modèles, surtout des deux premiers si l'on en croit Washburn (1979) pour qui la glace de glacier enterrée fait partie du pergélisol. Il est en tout cas difficile de croire qu'un seul de ces modèles puisse expliquer la totalité des glaciers rocheux. Monnier (2006) a observé 157 glaciers rocheux en Vanoise et arrive à la conclusion, à l'aide de nombreuses observations de terrain, d'analyses statistiques et d'investigations géophysiques, que les glaciers rocheux sont des formes polyphasées et polygéniques, exprimant des relais entre les processus glaciaires et les processus périglaciaires. Dans les milieux alpins européens, les glaciers rocheux se situent toujours dans les cirques ou les auges, ce qui définit nécessairement une mise en place postglaciaire (Cossart *et al.*, 2010). Les altitudes contribuent alors à déterminer si l'âge est pléniglaciaire, tardiglaciaire ou holocène. Le désenglacement régional joue un effet double, en libérant la place d'une part, et en étant à l'origine d'un apport important de débris dû à la décompression postglaciaire d'autre part. À la suite du désenglacement, un pergélisol s'installe dans les débris et donne naissance à des glaciers rocheux. Par ailleurs, les récurrences glaciaires (tardiglaciaires ou holocènes selon les cas) contribuent à l'évolution postérieure de la forme, comme le laissent envisager certaines observations : présence de formes morainiques sur la surface et mise en évidence de grands volumes de glace en surface comme en profondeur (Monnier, 2006).

Les glaciers rocheux seront uniquement considérés dans la première partie comme des marqueurs morphoclimatiques au sein de l'étage cryonival. C'est donc plutôt la présence effective de pergélisol qui présente un intérêt, que la glace soit d'origine glaciaire ou périglaciaire. Les glaciers rocheux sont ainsi classés comme étant actifs, inactifs ou fossiles

selon leur état dynamique. Les formes actives contiennent de la glace et avancent. Les formes inactives contiennent encore de la glace, mais ont cessé d'avancer. Enfin, les glaciers rocheux fossiles ne contiennent plus de glace. Théoriquement, seules des mesures de déplacement permettent d'affirmer l'activité de la forme. En pratique, des critères physionomiques et morphologiques sont utilisés, notamment l'absence de végétation et la raideur du front. Les glaciers rocheux inactifs sont en revanche plus délicats à distinguer. Même quand la forme est végétalisée et basse en altitude, de la glace peut subsister pendant une longue période grâce à des conditions d'exposition favorables. Seuls des forages apportent la certitude de la présence de pergélisol en profondeur. Les méthodes géophysiques ne sont que des interprétations de la réalité, mais sont néanmoins utiles. Dans des situations de doute, nous avons réalisé des mesures de température des eaux de source, méthode indirecte, mais efficace. Quand cette température est proche de 0°C en l'absence de névé, on peut considérer la présence de glace comme une hypothèse valable (Van Vliet-Lanoë, 2005).

b) Les glaciers rocheux pyrénéens

Les glaciers rocheux sont nombreux dans les Pyrénées. Chueca (1992) en compte 170 dans les seules Pyrénées centrales méridionales. Le compte n'a jamais été réalisé pour le versant septentrional.

La première référence à la notion de glaciers rocheux dans les Pyrénées semble être due à Taillefer (1964), suivi d'Angély (1967). Taillefer les décrit comme des « immenses versants de « caillasse » formés par l'entassement de blocs instables, sans aucun élément fin dans leur interstice ». En réalité, Barrère (1952b) les avait déjà mentionnés, mais sans les nommer. Il en parlait alors comme des « glacis » ou des moraines ordonnées : « L'éperon de Bastampe[4] est un glacis large de 400 mètres, descendant régulièrement de 2 600 à 2 400 m vers la vallée du Gave de Pau », ou encore « cette masse de gros éléments anguleux est très poreuse ; l'eau s'y infiltre sans agir, du moins en surface, et les formes d'accumulation restent d'une fraîcheur extrême ». À partir des années 1980, les études sur les glaciers rocheux se multiplient. Serrat (1979) en propose une description dans les Pyrénées orientales. Cazenave-Piarrot et Tihay (1983, 1986) en observent dans les Pyrénées centrales françaises, tandis qu'une série d'auteurs pour la plupart espagnols se concentrent sur des massifs du versant sud riches en glaciers rocheux actifs : l'Argualas[5] (Serrano et Rubio, 1989 ; Serrano *et al.*,

[4] Glacier rocheux situé dans l'Ardiden, par la suite étudié en détail par Cazenave-Piarrot et Tihay (1983).
[5] Ce massif, situé au nord-ouest des Pyrénées aragonaises, abrite le glacier rocheux actif de Las Argualas.

1995 ; Fabre *et al*., 1995 ; Serrano et Agudo, 2004 ; Serrano *et al*., 2006) ; le massif des Posets (Hamilton, 1988 ; Agudo *et al*., 1989 ; Serrano *et al*., 2002 ; Lugon *et al*., 2004) ou encore en Catalogne (massif de Besiberri : Serrano *et al*., 1991 ; Chueca *et al*. 1992 ; Chueca et Julián, 2005 ; val d'Aran : Gutierrez Elorza et Peña Monne, 1981).

Néanmoins, les individus actifs ou inactifs, c'est-à-dire révélateurs de la présence de pergélisol, sont nettement plus isolés. Selon Serrano *et al*. (1999), il n'existerait que 13 glaciers rocheux actifs dans les Pyrénées (5 en France et 8 Espagne), dans huit massifs différents : Cambalès-Grande Fache (3 005 m), Infierno-Argualas (3 172 m), Ardiden (2 987 m), Culfreda-Bachimala (3 120 m), Posets (3 375 m), Gourgs Blancs-Perdiguero (3 222 m), La Maladeta (3 404 m) et Besiberri (3 030 m). Comme nous le verrons dans le § 3.1.4, ce chiffre est manifestement sous-estimé. Néanmoins, il est certain que les glaciers rocheux actifs sont relativement rares, par exemple en comparaison des Alpes où Monnier (2006) en compte plus de 70 dans le seul massif de la Vanoise. Le nombre de glaciers rocheux inactifs est probablement plus important, mais il est inconnu pour le moment. En effet, ces formes marginales sont plus difficilement interprétables et sont oubliées dans les publications récentes au profit des individus actifs. Leur structure interne et leur distribution altitudinale sont ainsi méconnues, ce qui rend la délimitation inférieure du pergélisol sporadique encore mystérieuse. Seul Chueca (1992) a réalisé une étude spatiale à petite échelle sur le versant espagnol, mais en tenant compte de l'ensemble des glaciers rocheux, même des formes fossiles. Il arrive à la conclusion que leur distribution est principalement commandée par le facteur lithologique et le degré de fracturation de la roche.

2.3.2. LES ÉBOULIS FLUANTS (*PROTALUS ROCK GLACIERS*[6])

Les éboulis fluants (fig. 2.13) sont un type particulier d'éboulis[7] présentant un bourrelet de fluage en aval dont le front extérieur est raide (39-42°), contrairement aux bourrelets de névé (Francou et Hétu, 1989). La déformation du matériau est due à la reptation d'une glace interne ou de sédiments gelés. Cette glace vient principalement de l'ensevelissement de névés saisonniers ou de culots d'avalanches sous les chutes de pierres (Francou et Hétu, 1989), mais peut également provenir de la congélation d'eau de pluie ou de fonte (Hétu, 2004). Francou et Hétu (1989) précisent que « même si la neige intervient directement dans le stockage de la glace dans l'éboulis, le fluage et les formes qu'il crée peuvent être considérés

[6] Selon la définition donnée par Ballantyne et Harris (1994).
[7] Se reporter au § 2.4.3 pour la définition des éboulis.

comme une manifestation de la présence d'un pergélisol ». Ce phénomène peut toucher d'autres formes (cônes d'avalanches, moraines, terrasses fluvio-glaciaires).

Les éboulis fluants peuvent être la première étape d'une évolution en glacier rocheux (Barsch, 1996) ou une forme de relais vers les glaciers rocheux (Pancza, 1998). S'ils n'ont jamais été décrits dans les Pyrénées, ils sont pourtant des marqueurs de pergélisol plus précis que les glaciers rocheux. En effet, leur dimension relativement modeste permet de définir très précisément la localisation (donc l'altitude) du pergélisol et leur fossilisation éventuelle est dans le même temps plus rapide. Ils réagissent ainsi plus rapidement aux fluctuations climatiques que les véritables glaciers rocheux et sont *de facto* très utiles dans la caractérisation d'une partie de l'étage périglaciaire actuel.

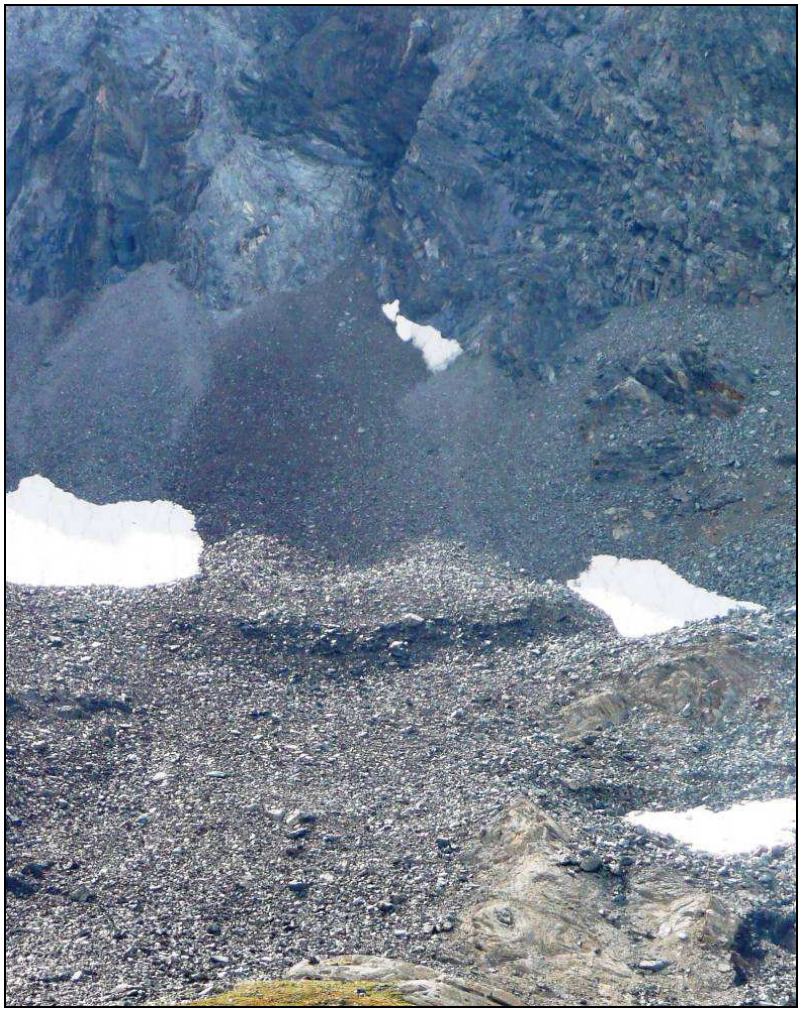


Figure 2.13.
Éboulis fluants à front basal. Versant est du pic Long, 2 950 m, lithologie calcaire. *Cl. 08/2009.*

2.3.3. BILAN SUR LE PERGÉLISOL PYRÉNÉEN

La distribution du pergélisol est communément divisée en trois catégories dans les milieux alpins : pergélisol sporadique, discontinu et continu. Il existe des méthodes directes et indirectes pour estimer son occurrence (synthèse dans King *et al*., 1992).

– Les méthodes directes regroupent toutes les observations effectives de glace ou de modelés caractéristiques de la présence de glace (formes de *creep*, forages, etc.). L'altitude minimale des glaciers rocheux actifs est considérée comme la limite inférieure du pergélisol discontinu (Barsch, 1978).

– Les méthodes indirectes sont plus variées et consistent à déterminer soit des caractéristiques physiques, soit des caractéristiques thermiques (Bodin, 2007). Elles comprennent les méthodes géophysiques (GPR, géoélectrique, sismique), les mesures de températures à la base de la couverture neigeuse hivernale (méthode BTS), ainsi que dans le sol (enregistreurs thermiques) ou dans l'air (association théorique avec des isothermes moyennes). La méthode BTS (*Basal Temperature of winter Snow cover*), développée par Haeberli (1973), repose sur le principe qu'une température du sol nettement négative (< -3°C) au terme de la période nivale témoigne forcément de la présence de glace enterrée, alors qu'un sol non gelé sera proche de 0°C.

À partir de la seule observation des glaciers rocheux actifs dans l'ensemble des Pyrénées, Serrano *et al*. (1999) fixe la limite inférieure du pergélisol discontinu vers 2 700 m, ce qui laisse présager l'existence de pergélisol sporadique à plus basse altitude. Cela correspond sensiblement à l'altitude de l'isotherme annuelle 0°C définie par Del Barrio *et al*. (1990) sur l'ensemble de la chaine. Des observations directes de glace massive ont été faites par Chueca et Julián (2005) à la même altitude sur le glacier rocheux de Besiberri (massif éponyme, Catalogne).

Par ailleurs, d'autres auteurs ont utilisé des méthodes indirectes apportant de nouvelles hypothèses. Dans le massif des Posets, Serrano *et al*. (2001) estiment, à l'aide de mesures BTS et d'observations de formes périglaciaires, que le pergélisol sporadique se développe entre 2 700 et 2 800 m en ubac (2 850- 3 000 m en adret), le pergélisol discontinu entre 2 800 et 2 900 m (2 950-3 050 m en adret) et le pergélisol continu au-dessus de 2 900 m (3 050 m en adret). Dans la Sierra de Telera, Chueca et Julián (2004) et Julián et Chueca (2007) révèlent,

également à l'aide de mesures BTS, l'occurrence de pergélisol sporadique entre 1 900 et 2 400 m, principalement en aval de couloirs d'avalanches et en exposition nord.

Ces quelques travaux révèlent ainsi la présence d'un étage à pergélisol dans les Pyrénées. Il existe de façon continu sur les parties supérieures des plus hauts massifs, au-dessus de 2 900 à 3 000 m. Il concerne principalement les parois ou les parties amont des glaciers rocheux actifs. Le pergélisol discontinu apparaît à des altitudes comprises entre 2 650 et 2 900 m, c'est-à-dire à l'étage des glaciers rocheux actifs. Cela correspond également à la ceinture altitudinale des sols structurés décrits précédemment. Enfin, le pergélisol sporadique peut descendre sous 2 000 m, mais semble beaucoup plus localisé et associé à des conditions locales très favorables (par exemple des couloirs d'avalanches).

2.4. LES AUTRES FORMES DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE

2.4.1. LES FORMES NIVALES

La neige a un rôle fondamental dans la morphogenèse des montagnes humides. Ses effets sur les modelés et les sols sont directs (humidification, ruissellement, tassement) ou indirects (protection thermique, modification du comportement végétal, apport d'humidité favorisant certains processus). L'observation de ses manifestations a été régulière au cours de notre étude, et c'est pourquoi nous présentons ici les principales formes rencontrées sur les versants pyrénéens.

a) Formes de tassement

– Dallages nivaux

Au-dessus de 2 500 m, le manteau neigeux atteint régulièrement plusieurs mètres d'épaisseur au début du printemps dans des conditions d'exposition favorables. Ce poids provoque un tassement à la surface du sol, dont les effets sont visibles à la fonte. C'est le cas des *dallages nivaux*[8]. Ces dallages représentent une mise à plat des éléments grossiers du sol, préalablement expulsés à la surface par le gel. Selon les observations de Pissart et Francou (1992) dans les Alpes françaises à 2 800 m, le soulèvement des blocs a lieu en automne lors

[8] Expression définie par Demangeot (1941).

de la formation de la glace de ségrégation, alors que leur enfoncement se produit plutôt sous la neige au printemps, lorsque la température du sol est de 0°C. Il est probable que l'enfoncement se poursuit après la disparition de la neige sous le propre poids du bloc, lorsque la surface est boueuse. Les dallages se développent souvent sur des terrains légèrement concaves où les névés fournissent une humidité importante par leur fonte lente et continue. Ils ont notamment été décrits par Höllermann (1967) dans le massif du Vignemale au-dessus de 2 600 m.

– *Blocs plongeants*

Lorsque les éléments grossiers sont ponctuels, le tassement se produit également, mais on parlera alors de *blocs plongeants*. Ces blocs aplatis, enfoncés, sont entourés d'un léger bourrelet de matériaux fins (fig. 2.14). Ce phénomène a pu être observé sur des blocs d'une quinzaine de centimètres seulement.

Figure 2.14.
Bloc granitique plongeant (environ 20 cm de grand axe). Pente nulle. Cette forme est caractérisée par un bourrelet continu de fines tout autour du bloc. *Cl. 08/2009.*

b) Formes d'accumulation : bourrelets de névé

Les bourrelets de névé (*protalus ramparts*) résultent de l'accumulation de blocs ayant glissé sur la neige[9] (fig. 2.15). Ils sont généralement situées en pied de paroi et s'organisent en un croissant à front intérieur raide en aval du névé et ne comportent pas de fines, contrairement aux moraines. Elles sont des marqueurs utiles surtout lors d'étés caniculaires, en révélant la présence habituelle de grands névés disparus récemment. Les géomorphologues anglo-saxons englobent également dans le terme de *protalus ramparts* les moraines de petits glaciers. Whalley (2009) utilise même un exemple pyrénéen pour l'illustrer : les croissants de la paroi nord du Taillon.

Certaines formes apparaissent cependant plus complexes. Les fines sont parfois présentes et révèlent alors une mise en place polygénique, où le rôle des avalanches et des coulées de débris est mis en avant (Ballantyne et Harris, 1994).

c) Formes d'ablation : niches de nivation

La nivation désigne tous les aspects de la météorisation qui se trouvent accélérés ou intensifiés par la présence de neige tardive (Ballantyne et Harris, 1994).

Les petits névés de pied de paroi provoquent une intensification de la gélifraction locale à cause d'un apport important en humidité. Cette intensification a pour conséquence la formation de *niches de nivation* (*nivation hollows*), petites dépressions concaves de dimension variable qui favorisent la subsistance de la neige.

Dans une autre mesure, les *terrasses de cryoplanation* sont également dues à la persistance tardive de névés, mais sur des surfaces plus larges et non plus dans des dépressions. Certains auteurs ont associé ces formes à la présence de pergélisol (Reger et Péwé, 1976). À notre connaissance, aucune référence à ces formes n'existe dans les Pyrénées. La sévérité des conditions de leur genèse rend improbable leur existence sous un état fonctionnel.

Pour conclure ce paragraphe, nous préciserons que le rôle de la nivation en tant que processus morphogénique opérant en milieu froid a été discuté par plusieurs auteurs (Thorn, 1988 ; André, 1999, 2003 : French, 2007). Selon ces études, la position de ce phénomène dans la hiérarchie des processus périglaciaires semble avoir été surestimée. André (1999) affirme que « les niches de nivation n'en sont pas, la neige se bornant à occuper des creux

[9] Si l'accumulation est due à un mouvement de poussée du névé, on parlera de *moraines de névé* (Francou et Hétu, 1989).

préexistants sans en accroître les dimensions ». French (2007) recommande également de ne pas utiliser ce terme. Quelle que soit leur origine, ces formes nous intéressent surtout indirectement, car elles donnent naissance, dans leur partie aval, à des zones extrêmement favorables au développement de sols structurés ou de formes de solifluxion. En effet, les fines sont fréquentes et l'humidité est importante.

Figure 2.15.
Bourrelet de névé en situation lacustre. Lac grand d'Ardiden, 2 450 m. Granite. *Cl. 08/2009.*

2.4.2. LES FORMES DE GÉLIVATION

La gélivation, ou gélifraction, désigne la fragmentation de la roche causée par l'expansion de l'eau lors de son passage de l'état liquide à l'état solide. Contrairement aux éboulis, qui présentent certaines ambiguïtés en tant que marqueurs d'étage (cf. § 2.4.3), les formes de gélivation sur terrains plats sont des marques indéniables de l'action du froid et sont donc prises en considération. Il s'agit principalement de blocs décimétriques fragmentés en deux ou plusieurs morceaux (fig. 2.16). Cela peut parfois concerner des blocs métriques dont les plans de faiblesse favorisent l'entrée profonde de l'eau dans les fissures. L'aspect récent du processus est souvent confirmé par l'absence de lichen ou de mousse dans les fissures.

Figure 2.16.
Bloc pulvérisé par la gélifraction, marqueur *in situ* de l'action des cycles gel-dégel. Le bloc mesure 30 cm de côté. Montagne de Cap de Long, 2 850 m. *Cl. 08/2009.*

2.4.3. LES ÉBOULIS : DES MARQUEURS SECONDAIRES

Les éboulis sont des « formations détritiques mises en place progressivement sur un versant par suite du détachement successif et de la chute de fragments rocheux d'une paroi rocheuse ou de toute pente inclinée à plus de 40-45° » (Francou et Hétu, 1989). Le profil en long d'un éboulis est le plus souvent rectiligne, avec des valeurs atteignant 35°. Les variétés d'éboulis sont expliquées d'une part par la nature des processus contrôlant leur alimentation (actions sur la zone de départ) et d'autre part par les processus de remaniement de la forme (transfert de débris).

Selon Hétu (2004), les trois principaux facteurs contrôlant l'alimentation des talus sont la géologie (lithologie, préparation tectonique, impact des séismes), l'éboulisation paraglaciaire (décompression, pression hydrostatique due aux eaux de fonte) et le climat (gel, pluie). Ainsi, selon l'auteur, « les chutes de pierres ont des causes multiples et rien ne permet d'affirmer que le gel tient partout le premier rôle, en particulier sur le long terme ». L'aspect polygénique de cette genèse nous empêche donc de considérer, dans les Pyrénées, les éboulis comme des marqueurs fiables de l'action du gel. Cette complexité génétique s'ajoute au fait

que l'édification d'un talus prend du temps, si bien qu'elle a pu s'effectuer pour l'essentiel sous des conditions différentes des conditions actuelles, même si les chutes de pierres se produisent encore.

Néanmoins, ils sont des hôtes favorisant des processus typiquement périglaciaires à leur surface. Les différentes actions de remaniement des talus ou des cônes (fluage de glace, solifluxion, coulées de débris, avalanches, ruissellement, actions éoliennes) permettent de caractériser les variétés d'éboulis assistés. Lorsque le remaniement est d'origine périglaciaire, la forme devient alors un marqueur dont il faut tenir compte. Pour conclure, nous ne considèrerons que les éboulis remaniés par le gel *lato sensu* (éboulis soliflués, éboulis fluants[10]) et non les éboulis dont la dynamique de chute joue un rôle prépondérant (éboulis gravitaires).

2.4.4. LES FORMES AMBIGÜES

Plusieurs formes proches de la limite inférieure de l'étage cryonival présentent des ambiguïtés quant aux conditions de leur genèse, ce qui est fréquent de manière générale dans les milieux de marge. Nous proposons de dresser une brève liste de celles qui sont le plus fréquemment rencontrées.

a) Les gispetières

Les gispetières sont des terrassettes groupées dont les caractéristiques sont semblables aux terrassettes de solifluxion. Leur contremarche est toujours colonisée par *Festuca eskia* (« gispet », qui a donné le nom à la forme). Elles sont très fréquentes dans les Pyrénées et se développent sur les versants bien drainés d'adret[11], particulièrement dans les schistes comprenant une matrice fine (fig. 2.17). Cette forme est-elle due au bétail ou à la solifluxion ? La réponse est certainement : les deux. Il existe des arguments en faveur de l'une ou l'autre origine, mais cela ne règle pas le problème de la poule et de l'œuf. Il est certain que ces sols sont soumis à la solifluxion, comme le fort étirement des racines de fétuques le laisse présager. Les tubes que nous avons placés à 2 000 m dans une de ces gispetières ont également montré un déplacement de l'ordre de 2 à 3 centimètres en un an seulement. Cependant, le bétail joue également un rôle essentiel en amont et en aval. En amont, son

[10] Se référer au § 2.3.2.
[11] Les gispetières doivent être distinguées des terrassettes à *Festuca gautieri*, qui se développent pour leur part en exposition nord-ouest (Garcia-Ruiz *et al.*, 1990).

passage provoque une ouverture du couvert végétal qui permet aux aiguilles de glace, et donc à la reptation, de fonctionner. En aval, le bétail entretient la forme en « nettoyant » les marches de toutes les espèces dont il raffole, particulièrement *Trifolium alpinum*. En revanche, les fétuques lui sont indigestes, les contremarches restent donc intacts et contribuent à retenir les fines. Cet entretien permet à la solifluxion, ainsi qu'aux pipekrakes sur les marches, de fonctionner. Cette activité reste relativement limitée du fait du fort drainage (Nègre, 1974).

Figure 2.17.
Gispetières dans les schistes de Troumouse (2 200 m). La réglette mesure 50 cm. *Cl. 08/2008.*

Ces formes sont la preuve de la difficulté de reconnaître la limite inférieure de la solifluxion dans les zones à bétail. Pour conclure, nous ne considèrerons ces gispetières, lors des observations sur les étagements, que comme des indices confortant l'observation d'autres formes exclusivement cryonivales. Leur seule présence est jugée insuffisante pour des interprétations générales.

b) La dessiccation non périglaciaire

Il est fréquent, particulièrement dans les mares asséchées, d'observer des réseaux de dessiccation. Il semble impossible de prouver qu'il s'agisse de cryodessiccation si le tri est absent, même à des altitudes élevées et lorsque l'humidité est apparente. C'est par exemple le

cas au lac de Tuquerouye, où Barrère (1952a) décrit le passage de cette dessiccation aux sols polygonaux, uniquement commandé par la granulométrie.

Conclusion

Le bilan de Höllermann (1967) définissait quatre sous-étages dans la classification verticale des formes :

1. Une zone d'apparition de la solifluxion sous forme isolée (en « tache »). Cette zone débute parfois sous la limite de la forêt, notamment dans les clairières, les pentes déforestées ou les espaces à arbres clairsemés. C'est également le domaine d'apparition des blocs laboureurs et des terrassettes.

2. Une zone de développement de la solifluxion sous pelouse, ce que l'auteur appelle « solifluxion liée » et « entravée » et qui comprend les coulées et les terrasses. Cette limite est située 50 à 150 mètres au-dessus de la forêt. Il précise que la solifluxion est fragmentaire et que la netteté des formes est faible.

3. Une zone d'environ 200 m où le couvert végétal se désagrège et où des phénomènes de « solifluxion liée » se mélangent avec des formes de « solifluxion libre » (*id est* sans couvert végétal). Elle correspond à la limite supérieure de la pelouse alpine.

4. Une zone où se développent les sols structurés et où la solifluxion est systématiquement « libre », en moyenne environ 500 mètres au-dessus de la limite des arbres. Cette zone n'a pas de limite supérieure réelle dans certains massifs. C'est par exemple le cas au Mont Perdu, où l'on observe des sols structurés à 3 300 m d'altitude.

Nous résumerons cette synthèse bibliographique sur l'étage périglaciaire pyrénéen par trois principales conclusions :

– *Un étage très large*

L'étage périglaciaire pyrénéen concerne une tranche altitudinale particulièrement importante, supérieure à 1 000 m dans certains massifs (pic de Campbieil, Mont Perdu). Les formes de solifluxion sous pelouse apparaissent sous 2 000 m et se généralisent vers 2 100 m, quelle que soit la lithologie ou l'exposition. En haut, Höllermann a observé des sols structurés jusqu'à l'altitude de 3 300 m au Mont Perdu, ce qui signifie que la limite supérieure théorique

de l'étage dépasse les plus hauts sommets. La présence d'un étage si large est un phénomène rare en Europe, car elle nécessite des conditions de reliefs, de sites et de climat très restrictives. Premièrement, elle exige bien évidemment un relief assez élevé, ce qui n'est pas le cas par exemple des massifs écossais et irlandais, des Monts Cantabriques ou encore des massifs portugais. Deuxièmement, l'étage glaciaire ne doit pas être trop important pour ne pas empêcher le développement de l'étage périglaciaire supérieur, contrairement aux massifs norvégiens, islandais ou à certaines régions alpines. Troisièmement, la limite supérieure de la forêt ne doit pas être trop élevée, ce qui ne s'observe que dans les montagnes directement soumises aux conditions océaniques. Dans certains massifs pyrénéens non cristallins, cette limite est très basse (1 600 m) et se différencie ainsi de bon nombre de versants alpins. Enfin, la latitude ne doit pas être trop basse pour préserver un nombre de cycles gel-dégel suffisant, ce qui rend une partie de la Sierra Nevada marginale. Les Pyrénées se distinguent ainsi, car elles sont un des rares massifs à répondre à tous ces critères.

Cet étage est également morphologiquement riche. Ses marqueurs représentent une gamme de modelés variés, autant en termes de genèse que de dimension. Tous les types de gels du sol sont présents, du gel saisonnier hivernal à basse altitude au pergélisol continu près des sommets. Ce constat est aussi une marque d'originalité en comparaison des autres massifs européens. Dans les hautes montagnes scandinaves par exemple, même si le gel saisonnier des sols est présent, il ne donne pas nécessairement naissance à des formes périglaciaires, car « l'étage forestier semble rattraper l'étage à pergélisol en raison de la chaleur des étés en même temps que du refroidissement des hivers vers l'intérieur » (Sellier, 2006). Dans d'autres massifs, c'est le pergélisol qui fait défaut, faute d'altitudes assez hautes. Il en résulte dans les Pyrénées des associations originales de formes corrélatives d'un gel superficiel (terrassettes) avec des formes témoignant de la présence de pergélisol (glaciers rocheux, éboulis fluants).

Ces deux traits particuliers propres aux Pyrénées rendent l'étude spatiale de son étage périglaciaire plus que justifiée.

– Des limites qui s'abaissent vers l'océan

Les Pyrénées sont le seul grand relief de la façade atlantique européenne à être orienté selon une direction est-ouest. Il en résulte un *gradient de continentalisation*, qui lui-même a pour conséquence un abaissement des limites inférieures de l'étage périglaciaire vers l'océan. Sellier (2006) définit ce phénomène par le fait que « la circulation générale d'ouest assure la pénétration des influences océaniques majeures : régulation des températures, humidité et vents, mais surtout fraîcheur des étés ». Höllermann (1967) insistait déjà sur ces effets, en

notant un abaissement de la limite inférieure de la solifluxion sous pelouse de 2 400 m dans les Pyrénées orientales à 1 750 m dans la région du pic d'Orhy, soit une baisse de plus de 600 mètres. La synthèse bibliographique présentée ici a mis en valeur des contrastes plus limités (de l'ordre de 300 à 400 mètres), mais néanmoins bien présents. Nos propres observations, localisées dans une partie seulement de la chaîne, devront ainsi être resituées dans ce contexte.

– *Une multitude de variations régionales*

Enfin, les variations de limites entre les massifs, ou à l'intérieur d'un même massif, sont mises en évidence. On devine déjà l'importance de la lithologie (les limites semblent plus hautes dans les roches cristallines) et de l'exposition. Höllermann (1967) a également insisté sur le rôle des grandes limites de végétation (forêt et pelouse) ou des névés sur la localisation des formes périglaciaires. Cette localisation est donc dépendante de l'altitude, de la longitude, ainsi que des paramètres géographiques et environnementaux des versants.

CHAPITRE III

CARACTÉRISATION GÉOMORPHOLOGIQUE DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE ACTUEL

Le pic de Campbieil (3 173 m) et son glacier rocheux actif, vu du pic Maubic.
Cl. 08/2009

La caractérisation géomorphologique de l'étage périglaciaire développée dans ce dernier chapitre vient en complément des études présentées dans le deuxième chapitre. L'objectif est d'une part d'apporter un examen détaillé des étagements de formes actives sur un certain nombre de versants lithologiquement variés et, d'autre part, de s'interroger sur l'activité de formes situées à la marge inférieure de l'étage par le biais de mesure de dynamique. Nous clorons ce chapitre par une mise en perspective visant d'une part à associer

les limites climatiques aux limites morphologiques, et d'autre part à comparer les étagements dans les Pyrénées avec ceux des autres massifs européens.

3.1. OBSERVATIONS SUR LES ÉTAGEMENTS ACTUELS

Si le délai de réalisation de la thèse impose un champ géographique d'investigations restreint, il nous est en revanche offert d'observer en détail des versants proches. Or, seule la multiplication des observations à l'échelle locale de formes récentes permet la généralisation au niveau régional, étape elle-même indispensable à la comparaison avec d'autres massifs. Dans le même temps, ce travail de localisation servira de base au chapitre IV, dont l'objet sera d'expliquer les variations altitudinales observées à l'échelle locale en fonction des différentes caractéristiques des sites.

Ce chapitre est donc descriptif. Pour faciliter sa lecture, les étagements observés sur chaque versant ont été synthétisés à l'aide d'une fiche associant les cartes de localisation et les résultats.

3.1.1. DÉLIMITATION DES AIRES D'OBSERVATIONS ET MÉTHODES

a) Critères de sélection des versants

Le premier critère est *d'ordre altitudinal*. Afin d'observer les étagements de formes périglaciaires variées, il convient dans un premier temps de sélectionner des versants dont l'ampleur du commandement permet ce phénomène et dont les altitudes sommitales sont assez élevées pour dépasser la limite supérieure de la pelouse alpine. Ce n'est souvent pas le cas des massifs dont l'altitude est inférieure à 2 500 m. Le meilleur exemple de versant répondant à ce critère altitudinal est certainement le versant de la Montagne de Cap de Long (versant nord du Campbieil), qui présente une multitude de replats étagés de 2 100 à 3 150 m. C'est également le cas, dans une moindre mesure, des versants nord et sud du Taillon.

Le deuxième critère concerne les *expositions* principales des versants, qui doivent être variées pour en mesurer les effets sur les étagements.

Le troisième critère est *d'ordre topographique*. Hormis le cas particulier des éboulis, l'épanouissement des marqueurs périglaciaires nécessite la présence de replats ou de zones peu pentues. Nous n'avons donc pas exploré les versants qui présentent des pentes moyennes

trop élevées ou dont les parois rocheuses sont omniprésentes. Un bon exemple en est le versant sud du massif pic Long-pic de Campbieil.

Le quatrième critère est *d'ordre lithologique*. Dans le but de mesurer l'influence de ce facteur lithologique, les versants choisis devaient concerner plusieurs types de roches.

Enfin, le dernier critère est *d'ordre bibliographique*. Plusieurs auteurs, en particulier Höllermann (1967), ont observé et décrit des versants de cette région des Pyrénées. Notre contribution est double : affiner ces observations sur les mêmes massifs, mais également en décrire de nouveaux. À part quelques exceptions, les versants étudiés par Höllermann font ainsi partie de notre sélection (fig. 3.1).

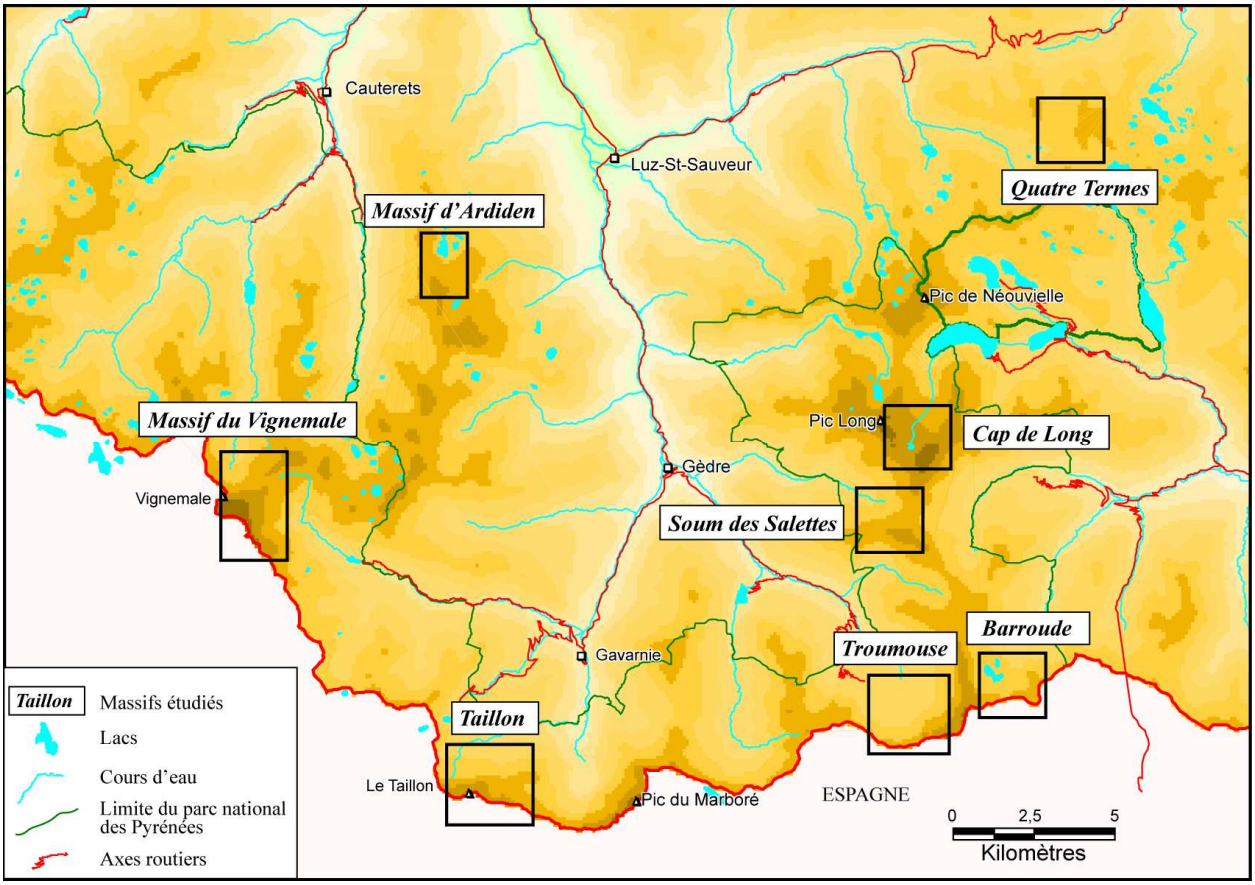


Figure 3.1. Carte de localisation des massifs étudiés.

b) Présentation des sites observés

En fonction de ces quatre critères, huit grands massifs ont été retenus (tab. 3.1). Ils peuvent être regroupés en deux zones géographiques :

– *Les massifs frontaliers* comprennent quatre massifs : le Vignemale (3 298 m), le Taillon (3 144 m), le cirque de Troumouse et le cirque de Barroude, séparés par le pic de Troumouse (3 085 m). Ces massifs sont caractérisés par de hautes altitudes (toujours

supérieures à 3 100 m) et par la prédominance de roches non cristallines (à l'exception d'une partie du versant nord du Vignemale, granitique).

– *Les massifs septentrionaux* comprennent quatre massifs : le pic d'Ardiden (2 988 m), le pic des Quatre Termes (2 724 m), l'ensemble pic Long-pic de Campbieil (3 192 m) et le Soum des Salettes (2 976 m). À l'exception du Soum de Salettes et de la partie supérieure du pic de Campbieil, ces massifs sont cristallins.

Trois précisions doivent être apportées. D'une part, des observations ponctuelles ont eu lieu sur d'autres versants. Elles nous serviront régulièrement de références pour comparer les observations faites sur les neuf massifs principaux. D'autre part, l'occurrence de formes périglaciaires est hétérogène selon les massifs. Nous avons ainsi réalisé des observations plus poussées sur *deux massifs de référence* : le Taillon et le pic Long. Il a fallu sélectionner strictement les versants concernés par ces études détaillées, qui nécessitent beaucoup de temps passé sur le terrain. Or, les versants du Taillon et du pic Long sont très certainement les versants les plus riches de cette région des Pyrénées centrales. Enfin, la localisation et l'étude des glaciers rocheux ont concerné une échelle plus large (ensemble du parc national des Pyrénées). Les glaciers rocheux présentent l'avantage, contrairement aux autres marqueurs considérés, d'être localisés sur photographie aérienne et non sur le terrain. Ce gain de temps considérable a permis d'élargir la zone d'étude.

	Lieux et caractéristiques des versants							
	Sommet	**Type de terrains observés**	**Versants étudiés**	**Altitude sommet**	**Etage glaciaire**	**Alt. min des obs**	**Alt. max des obs**	**Lithologie**
1	*Vignemale (est)*	Auge	Est	3 298	Important	2 100	3 000	Granodiorite, calcaire
	Vignemale (ouest)	Cirque-auge	Nord	3 298	Important	1 800	2 700	Granodiorite, calcaire
2	*Le Taillon (nord)*	Versant d'auge	Nord	3 144	Important	1 900	2 500	Calcaires, grès
	Le Taillon (sud)	Versant	Sud	3 144	Absent	2 400	3 140	Calcaires, grès, schistes
3	*La Munia (cirque de Troumouse)*	Cirque	Nord	3 134	Résiduel	2 100	2 500	Métadiorite, calcaire, grès
4	*Pic de Troumouse (Barroude)*	Auge/cirque et crêtes	Nord	3 085	Résiduel	2 300	2 670	Diorite, ampélites, calcaire
5	*Pic d'Ardiden (est)*	Auge/cirque	Est	2 988	Absent	1 600	2 700	Granite à enclaves calcaires
6	*Pic des Quatre Termes*	Cirque	Nord	2 724	Absent	1 800	2 500	Granodiorite
7	*Pic de Campbieil-pic Long (nord)*	Auge et crêtes	Nord	3 192	Résiduel	2 100	3 170	Granite, schistes, calcaires
8	*Soum des Salettes (nord)*	Auge	Ouest	2 976	Absent	1 800	2 750	Calcaire, schistes

Tableau 3.1.
Caractéristiques générales des huit versants étudiés.

c) Méthode d'observation et d'interprétation

Les observations de terrain ont été réalisées sur une période de quatre ans (de 2006 à 2009), toujours entre juin et septembre.

Sur les versants de référence (Taillon et pic Long), le relevé des formes a été réalisé selon un échantillonnage systématique le long de transects couvrant la majorité de l'espace. Sur les autres versants, nous avons considéré particulièrement les zones de replats topographiques marquées par la présence de régolites. Ces observations, inévitablement lacunaires, sont cependant suffisantes pour répondre à notre objectif de caractérisation de la zonation altitudinale des formes périglaciaires.

Chaque observation a systématiquement donné lieu au remplissage d'une « fiche de terrain » (tab. 3.2). Les informations propres à la sédimentologie ont été déterminées visuellement sur le terrain. Seules quelques analyses granulométriques ont été réalisées en laboratoire. Les pentes ont été évaluées à l'aide d'un clinomètre manuel *Suunto*. Chaque forme a fait l'objet d'un géolocalisation *via* un GPS portable *Garmin* d'une précision métrique. Les coordonnées de ces points ont été directement intégrées dans le logiciel MapInfo et ont permis l'établissement des cartes de localisation.

				Fiche n°	
Site	**Date**	**Heure**	**GPS**	**Temp.**	**Photos**
Forme	**Altitude**	**Exposition**	**Lithologie**	**Humidité**	**Pente**
Dimension	**Lim. Sup. pelouse**		**Environnement**	**Espèces**	
Sédimentologie					
				Gradient neg.	Gradient pos.
Commentaires					

Tableau 3.2.
Modèle de « fiche de terrain » remplie lors de chaque observation de forme.

d) Indices d'activité des formes (végétation, humidité, déformation)

Ce chapitre ne concerne que la distribution des formes actives. Cette activité est parfois mal discernable, notamment en ce qui concerne les formes de solifluxion à la marge de l'étage. D'une manière générale, le *degré de colonisation végétale* est le principal indice de stabilité d'une forme, excepté pour les langues de solifluxion dont les vitesses limitées permettent l'adaptation du système racinaire des espèces. Des mesures de déplacement ont donc parfois été nécessaires et seront traitées dans le § 3.2.

En revanche, l'absence de végétation est une preuve valable d'activité pour les autres formes, particulièrement dans l'étage supérieur. Les sols structurés témoignent de déformations relativement rapides du sol qu'un nombre très limité d'espèces peut supporter. Sur les formes triées actives (sols polygonaux, cercles, sols striés), la colonisation des bords caillouteux n'existe quasiment pas (fig. 3.2). La stabilisation s'accompagne toujours d'un aplatissement des formes (notamment des centres habituellement bombés) et parfois d'un comblement des fentes par de la matière organique (surtout dans les petites formes). Dans ce dernier cas, la végétalisation des formes concerne préférentiellement les bords, ce qui aide parfois au repérage de la forme (fig. 3.3).

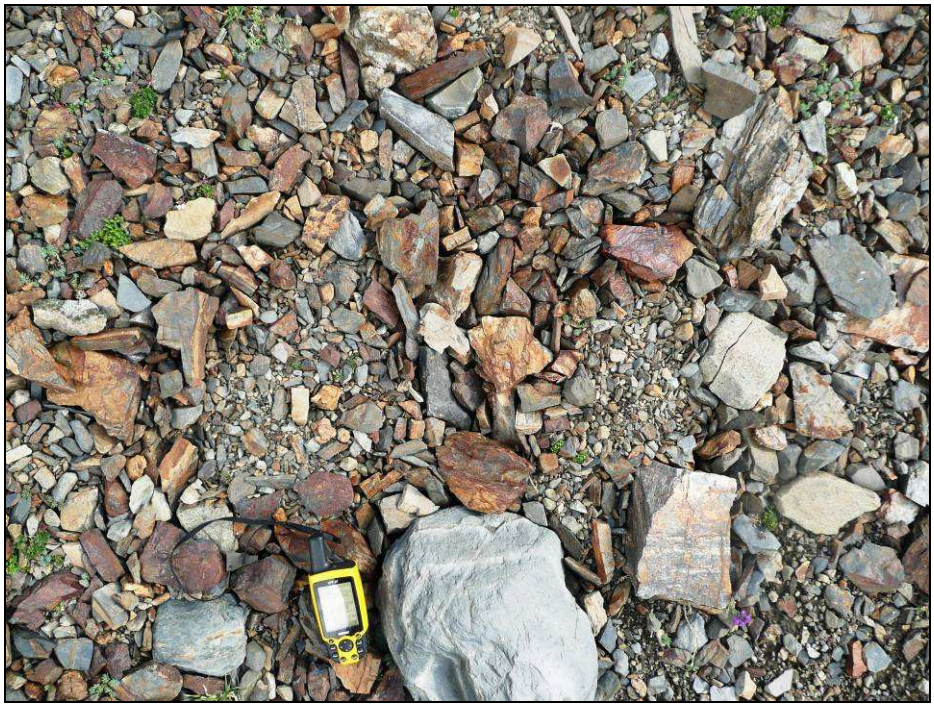


Figure 3.2.
Exemple de cercles de pierres triés actifs. GPS = 20 cm. 2 850 m, montagne de Cap de Long.
Cl. 08/2009.

Les *traces d'humidité* sont aussi une marque d'activité visible. Ces traces peuvent être discrètes (tâches sombres dans les affleurements de fines des cellules géométriques) ou généralisées, comme c'est le cas en contexte de mollisol sursaturé pouvant entraîner des phénomènes de thixotropie.

Le cas des glaciers rocheux est encore particulier. Seule la mesure physique du déplacement est une preuve d'activité ; néanmoins, il existe des indices propres aux caractéristiques physionomiques de la forme. Les glaciers rocheux actifs sont toujours dépourvus de végétation et présentent des formes d'ensemble et de détail bombées et vives, ainsi qu'un front très raide (Monnier, 2006). Les formes inactives sont partiellement végétalisées (variation selon la granulométrie et la lithologie) et les formes fossiles présentent en plus des indices d'affaissement. Comme nous le verrons *infra*, la distinction entre glaciers rocheux actifs et inactifs est la plus délicate.

Figure 3.3.
Exemple de sols polygonaux inactifs au Taillon sud (2 700 m). La stabilité est caractérisée par un aplatissement de la surface, le comblement des cloisons par de la matière organique et leur végétalisation. *Cl. 09/2008.*

3.1.2. LES MASSIFS FRONTALIERS

a) Le massif du Vignemale

– Le massif français le plus englacé

Le point culminant des Pyrénées françaises (3 298 m) est principalement composé de formations sédimentaires du Dévonien inférieur (calcaires). Il est cependant cerné par les complexes plutoniques de Panticosa à l'Ouest et de Cauterets au nord. Au nord, le contact entre les calcaires et la granodiorite est visible à l'extrémité nord-est des Oulettes de Gaube, puis continue vers l'est à la Hourquette d'Ossoue jusqu'au refuge de Baysselance.

Il s'agit du massif le plus englacé des Pyrénées françaises[12]. Trois glaciers occupent encore 61,5 ha sur ses versants nord et est (René, 2008). Le *glacier d'Ossoue*, seul glacier pyrénéen pouvant s'apparenter à un glacier de langue, occupe une surface de 46 ha. Son épaisseur maximale a été estimée à l'aide d'un GPR à 50 m environ (René, 2008). Son retrait est d'un kilomètre depuis 1850. Le *glacier des Oulettes de Gaube* (13.5 ha) est original par

[12] À titre de comparaison, les glaciers du massif de l'Aneto (3 404 m), en Espagne, occupent deux fois plus de surface (125.5 ha).

l'altitude très basse de son front : 2 350 m seulement. Cela n'est pas sans lien avec l'effet de protection qu'offre la paroi subverticale nord, haute de plus de 800 m. Enfin, le *glacier du Petit Vignemale*, perché sous la face nord de l'aiguille du même nom, est moribond (2 ha).

– Observations

Trois zones ont été explorées (juillet 2008 et août 2009) : les lacs du Montferrat, le versant nord-est du Petit Vignemale et le versant nord du Vignemale (fig. 3.4). Les traces de solifluxion à basse altitude sont relativement rares et perturbées par l'omniprésence du bétail. Sur le versant nord de l'auge des Oulettes d'Ossoue, quelques terrassettes mal formées sont visibles dès 1 900 m, même si la lande à éricacées monte parfois jusqu'à 2 100 m. Elle laisse par la suite progressivement place aux gispetières sur les affleurements schisteux. Les premières langues à front lobé sous pelouse apparaissent dans les calcaires vers 2 200 m (pic Rond). Sur le versant nord du Vignemale (lacs d'Arraillé), des coulées similaires se développent sur le granite à partir de 2 500 m.

Les premiers sols structurés observés sont situés à 2 450 m dans le secteur des lacs du Montferrat (versant nord du pic de Pla d'Aube), sur fond de mares asséchées. Il s'agit de cercles triés décimétriques se déversant légèrement dès que la pente le permet (environ 3°). Manifestement, ces formes jouissent de conditions très favorables sur ces replats, car la pelouse à fétuque est encore importante sur les espaces alentours.

Le versant nord-est du Petit Vignemale présente des affleurements granodioritiques dans sa partie aval et des affleurements calcaires en amont. Dans les granodiorites, juste au-dessus du refuge de Baysselance, les replats sont marqués par la présence de dallages nivaux. Les névés sont fréquents sur ce site à l'ensoleillement limité, même au mois d'août. Les actions du gel dans le sol sont à chercher ici dans les modestes affleurements d'arènes. Ainsi, à partir de 2 600 m, de multiples blocs plongeants ont été repérés. La taille de ces blocs est hétérogène. De petits cercles de pierres inférieurs à 10 cm de diamètre se développent également. De façon beaucoup plus ponctuelle, des cercles de pierres pluridécimétriques ont été identifiés dans des lacs temporaires (fig. 3.5). Toutes ces formes présentent d'indiscutables signes d'activité. Au-dessus de 2 700 m, sur le versant du pic de la Sède, les pentes deviennent trop fortes pour accueillir ces modelés. On présume que sur ces affleurements granitiques, ce ne sont pas les conditions climatiques et d'humidité qui limitent la taille des sols structurés, mais la rareté de matériau favorable.

Les conditions changent en se dirigeant vers le Petit Vignemale, dès la zone de contact avec les calcaires passée. Des cercles de pierres plus grands et mieux formés se développent,

particulièrement sur le replat situé sous le sommet (2 900 m). Ces formes sont celles qui sont décrites par Höllermann en 1967. Au-dessus, les régolites sont absentes.

Sur les Oulettes de Gaube, entre 2 150 et 2 300 m, aucun sol structuré actif n'a été relevé, malgré des pentes faibles et une humidité importante. Le remaniement fluviatile issu de la fonte glaciaire semble provoquer une trop forte mobilité du matériau. Ce n'est qu'à partir de 2 500 m, sur les bords des lacs d'Araillé dans la granodiorite, que des cercles de pierres décimétriques apparaissent, et seulement à 2 600 m pour les coulées de solifluxion.

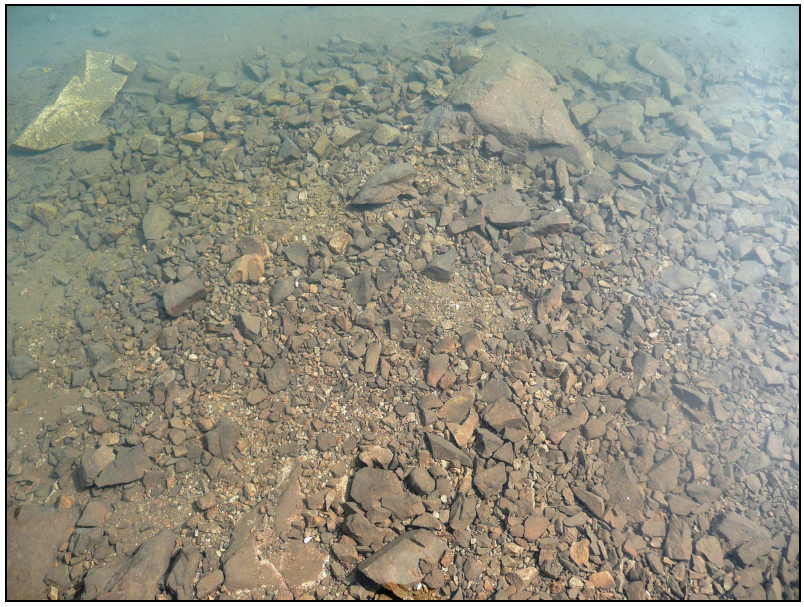


Figure 3.5. Cercles de pierres pluridécimétriques dans un lac temporaire, 2 600 m, granodiorite. *Cl. 08/2009.*

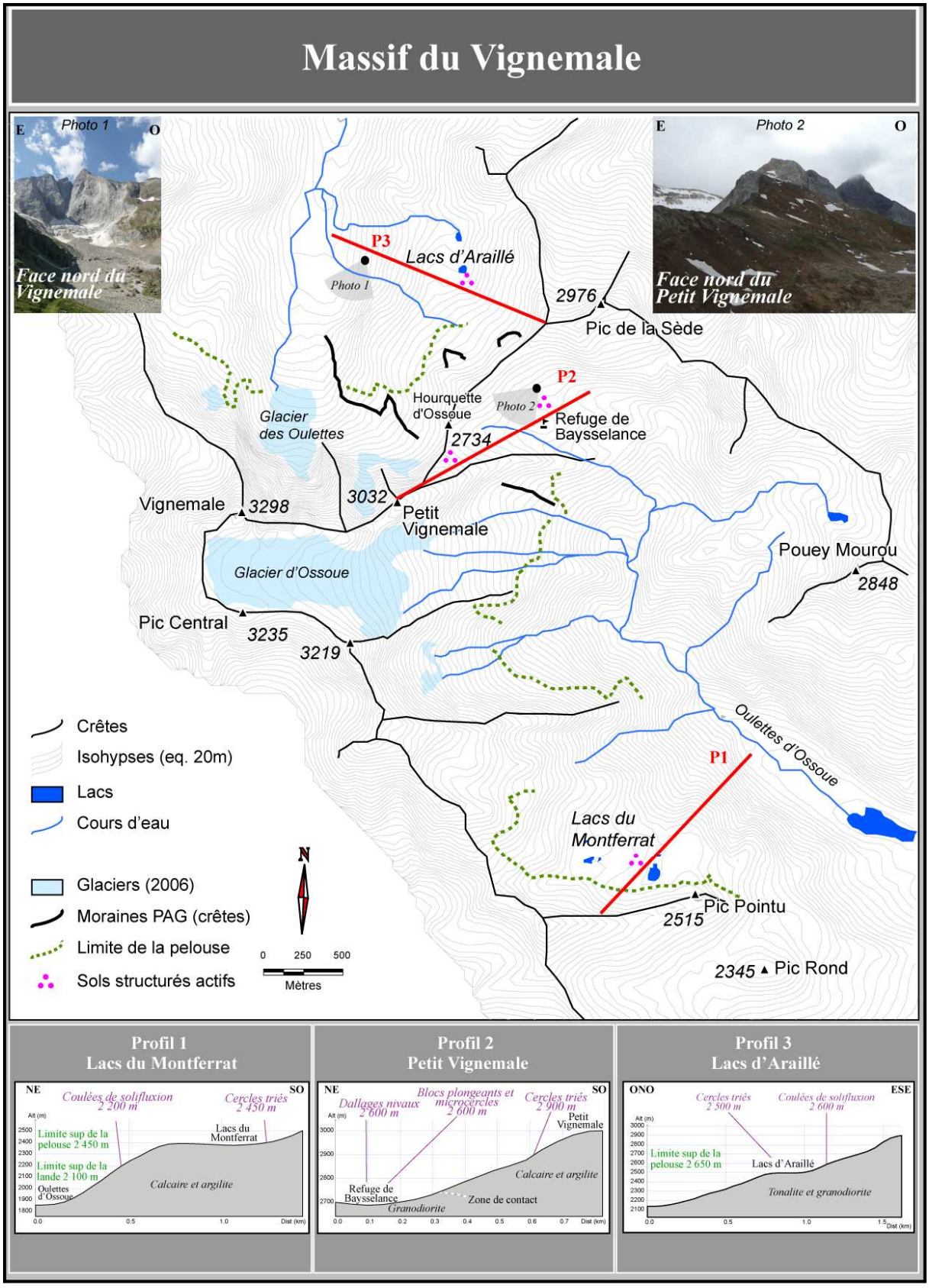


Figure 3.4.
Localisation et observations dans le massif du Vignemale.

b) Le massif du Taillon

– Cadre d'étude

Le massif frontalier du Taillon (3 144 m) est un crêt de pendage sud composé de calcaires, de calcaires gréseux et de grès. Les affleurements sur le versant français sont d'âge secondaire (Cénomanien supérieur au Campano-Maastrichien), alors que le sommet et une partie du versant sud sont couverts de formations tertiaires. Le massif abrite trois glaciers (fig. 3.6). Le plus important est le *glacier du Taillon* (12 ha), exposé au nord-est, dont le front est situé vers 2 560 m. Ses moraines du Petit Âge Glaciaire (PAG), bien visibles, sont situées vers 2 250 m. Entre 2001 et 2007, le front a reculé de plus de 50 m (René, 2008). Le *glacier de Gabiétous* (8 ha) est perché dans un petit cirque de la paroi nord du Taillon (front vers 2 670 m). Enfin, le *glacier de la Brèche*, associé au glacier du Taillon au PAG, ne subsiste que très localement sous les éboulis au nord-ouest de la Brèche de Roland (2 750 m), malgré une superficie atteignant encore 30 ha en 1920 (Tihay, 1992). Trois grands névés sont situés au pied de la paroi nord, entre 2 400 et 2 500 m. Il n'y a plus de glacier sur le versant sud. Le glacier le plus récemment disparu, au cours du XX^{e} siècle, était un petit appareil situé juste en aval de la Fausse Brèche (2 800 m).

– Observations

Sur le versant nord, les premières manifestations périglaciaires apparaissent à 1 900 m à travers un champ de blocs laboureurs déjà observés par Höllermann (1967). Entre 2 150 et 2 400 m, dans les calcaires gréseux, les terrassettes et les coulées à front lobé sont omniprésentes (fig. 3.7). Dans la partie aval de cette ceinture, la pelouse est encore continue. Elle devient discontinue vers 2 300 m, en même temps que la densité des blocs augmente du fait de la proximité de la paroi. Les lobes des coulées deviennent alors moins bombés et les terrassettes remanient la partie superficielle des langues. Les premiers sols structurés apparaissent à 2 300 m sur les « dunes torrentielles » de dépôts fluvio-glaciaires gréseux comblant une doline. Il s'agit de cercles de pierres, parfois coalescents, de diamètre inférieur à 50 cm. La présence de formes similaires augmente à l'approche des névés de la paroi nord, mais les dimensions restent toujours modestes. Elles augmentent très nettement dans le secteur très riche de la zone proglaciaire du glacier du Taillon, pour atteindre ponctuellement 1 mètre de diamètre (entre 2 500 et 2 550 m). Sur ces moraines subactuelles, les centres des cercles sont particulièrement bombés et les éléments grossiers mobilisés sont de plus en plus importants. La cryoturbation jouit manifestement, dans cette zone, de conditions particulièrement favorables. Plus haut, dans la zone récemment occupée par le glacier de la

Brèche (2 750 m), seuls quelques microcercles de pierres ont été observés dans les moraines calcaires.

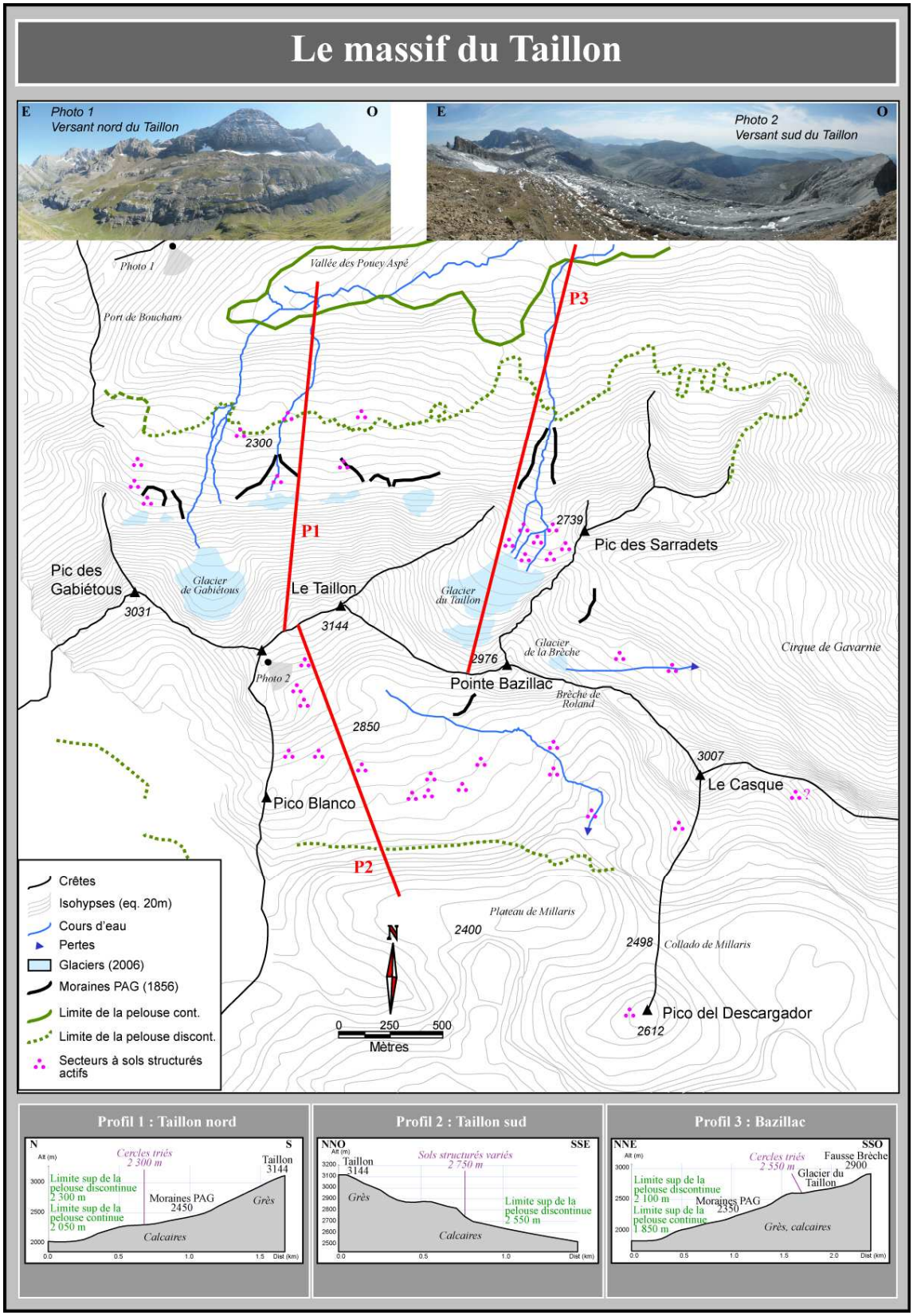


Figure 3.6.
Localisation et observations dans le massif du Taillon.

Sur le versant sud, les observations ont eu lieu de 2 400 m (plateau de Millaris) à 3 140 m (sommet du Taillon). La variété des formes est grande, mais le contraste altitudinal avec le versant nord est important. Les gispetières apparaissent seulement vers 2 440 m sur le versant est du *collado de Millaris*. L'activité de la solifluxion est révélée par la présence de blocs freineurs à partir de 2 530 m dans les calschistes du *pico del Descargador*, ce qui correspond également à l'altitude des coulées et blocs laboureurs observés vers le *collado de la Catuarda* plus à l'ouest. Les premiers sols structurés miniatures (roses de pierres, cercles triés) sont visibles dès 2 560 m sur le versant nord du *pico del Descargador*. Sur le versant sud du Taillon (calcaires), les premières formes de tri arrivent à une altitude similaire (2 550 m) et deviennent prononcées à 2 580 m (cercles triés). À partir de 2 650 m, nous avons noté le développement de sols striés miniatures et de cercles non triés (ostioles). Enfin, à partir de 2 700 m, les sols polygonaux et striés et les coulées à front pierreux sont de plus en plus fréquents et leur dimension augmente, en même temps que les formes inactives sont de plus en plus rares. Le seuil clinal des sols striés et des coulées à front pierreux est de l'ordre de 2 à 3°. Sous le sommet, à 3 000 m, nous avons pu observer dans les grès des sols striés à grande période (110 cm) comprenant des blocs métriques piégés dans les cloisons (pente de 15°).

Figure 3.7.
Blocs laboureurs et coulées de solifluxion sur le versant nord du Taillon, vers 2 250 m. *Cl. 08/2008.*

Le versant du Taillon est très riche et donc particulièrement instructif quant aux étagements de formes périglaciaires. Un total d'une centaine d'observations a été réalisé. Sur le versant nord, les modelés soliflués apparaissent vers 1 900-2 000 m et les sols structurés vers 2 300 m. Il faut ajouter 200 à 400 mètres à ces limites sur le versant sud.

c) Cirque de Troumouse

– Un plancher, des murailles

Le cirque de Troumouse est délimité à l'ouest par le Soum de Port Bieil (2 846 m) et à l'est par le pic de Troumouse (3 085 m). La muraille frontalière, haute d'environ 1 000 m et qui culmine au pic de la Munia (3 133 m), est composée des épaisses séries détritiques du Dévonien. Le plancher du cirque (2 000 - 2 200 m) laisse affleurer le socle (diorites, migmatites et granites). L'étage glaciaire subsiste encore de peu grâce au *glacier de la Munia* (4 ha, front à 2 730 m). Des arcs morainiques frais de pied de paroi témoignent de l'existence de petits appareils au PAG, alors que des moraines tardiglaciaires et holocènes, souvent remaniées en glaciers rocheux, jalonnent le plancher. Les datations réalisées par Gellatly *et al*. (1992) montrent que les glaciers du PAG furent moins développés que ceux contemporains des événements néoglaciaires holocènes (entre 4 950 et 4 650 BP), où les moraines ont atteint 2 250 m (fig. 3.8).

– Observations

Les gispetières s'épanouissent à partir de 2 050 m sur les versants schisteux occidentaux. Sur les replats situés en aval du Tumeu de Boneu, vers 2 160 m, on peut observer une série de blocs laboureurs de dimension métrique. Dans le secteur des lacs des Aires (2 130 m), les modelés les plus présents sont des coulées sous pelouse, à front lobé. Elles sont similaires à celles observées dans le cirque d'Estaubé, à des altitudes encore inférieures (1 850 m).

Malgré l'importance de la solifluxion, nous n'avons observé aucun sol structuré dans le cirque. Cela doit sûrement être mis en relation avec le fait que la limite supérieure de la pelouse atteint les cônes et talus d'éboulis situés en pied de muraille. Ainsi, tous les replats sont végétalisés et empêchent leur développement. Les processus périglaciaires sont donc à chercher du côté des processus de remaniement de ces cônes. En effet, certains de ces éboulis présentent des bourrelets de fluage dans leur partie aval (fig. 3.9), à partir de 2 550 m, et

peuvent donc être considérés comme des éboulis fluants caractérisant la présence de pergélisol.

On notera qu'il existe bien des replats supérieurs susceptibles d'abriter des sols structurés (glacier de la Munia), mais ils n'ont pas été explorés faute d'accessibilité.

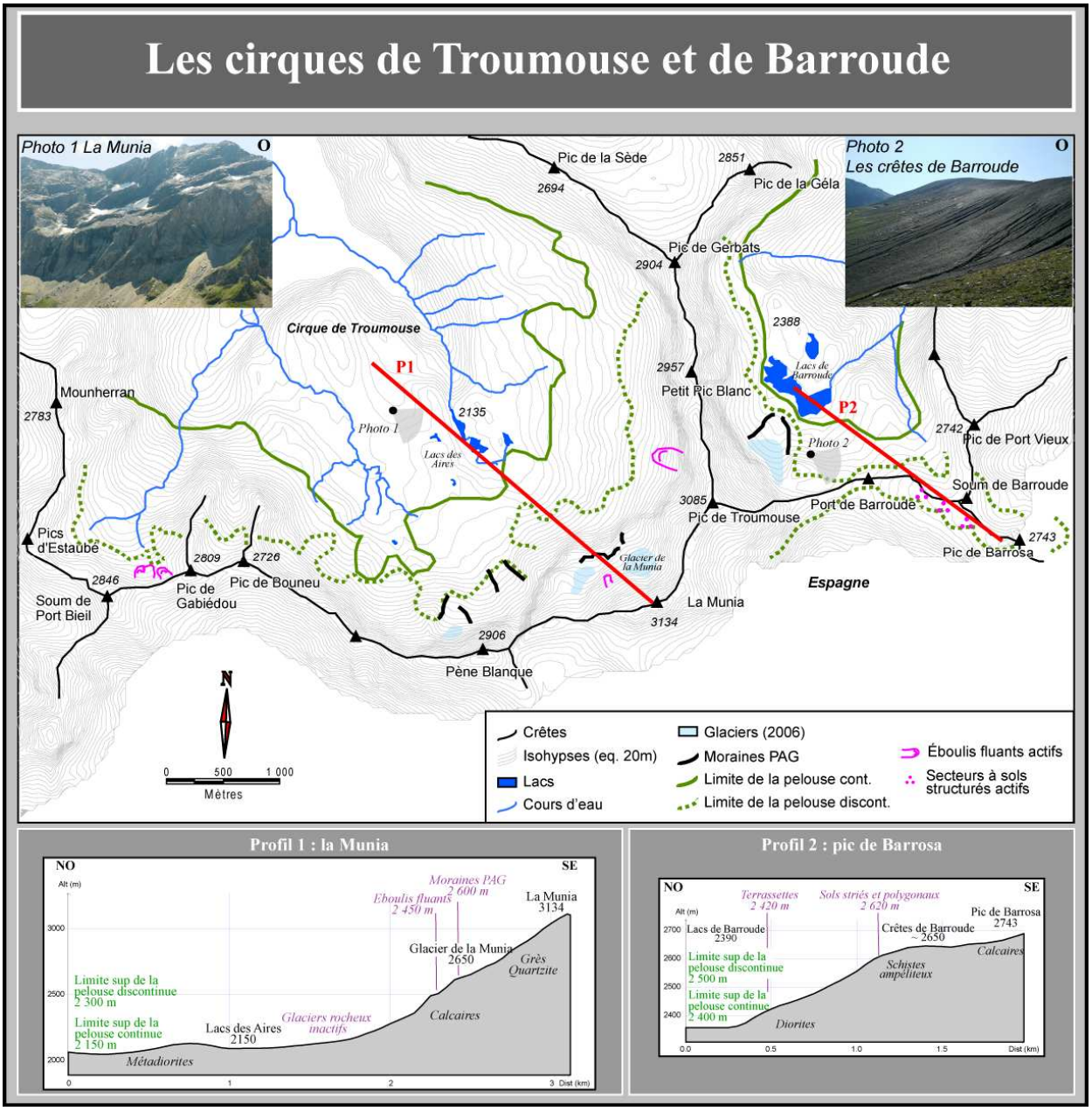


Figure 3.8.
Localisation et observations dans les cirques de Troumouse et de Barroude.

Figure 3.9.
Cône d'éboulis fluant caractérisant la présence de pergélisol, 2 550 m, cirque de Troumouse. *Cl. 08/2009.*

Figure 3.10.
Sols polygonaux évoluant en sols striés (largeur des bandes d'environ 20 cm), 2 620 m, crêtes de Barroude. *Cl. 07/2006.*

d) Barroude

– Cadre d'étude

Le cirque de Barroude, situé directement à l'est de Troumouse, est exposé majoritairement au nord-est. Il est creusé dans des séries détritiques s'étalant du Cambrien au Dévonien, alors que la partie orientale de son plancher est composé d'un petit corps plutonique (diorites-granodiorites). L'étage glaciaire est présent (*glacier de Barroude*, 5 ha, front à 2 420 m). Les moraines PAG de ce glacier, courtes mais puissantes, sont situées vers 2 380 m. Le fond du cirque est situé vers 2 370 m, au niveau de l'ombilic occupé par les lacs de Barroude.

– Observations

Les observations ont débuté plus au nord, sur le versant nord du pic de la Géla (2 851 m). Les terrassettes sont présentes assez bas sur les versants du pic de Piau, mais les véritables coulées de solifluxion, plus ou moins végétalisées, n'ont été observées que vers 2 500 m, au-dessus de la Hourquette de Chermentas. Dans le fond du cirque, excepté les terrassettes et quelques blocs laboureurs sur les moraines pré-PAG du glacier de Barroude, les modelés soliflués sont rares. En revanche, des sols structurés ont été repérés à partir de 2 620 m sur les crêtes de Barroude, dans les ampélites siluriennes très sombres et ravinées. Il s'agit de petits sols polygonaux sur les replats situés entre le Soum de Barroude et le pic de Barrosa, se transformant très nettement en sols striés (bandes fines d'une vingtaine de centimètres, fig. 3.10). Ces formes s'accompagnent, lors de la présence de fines, de flaques de terre subcirculaires décimétriques très humides. On peut d'ailleurs s'étonner de la présence de fines malgré la situation sommitale et la forte déflation éolienne qui l'accompagne. Cependant, c'est également cette forte activité éolienne qui empêche tout développement conséquent de la végétation et permet ainsi à ces microformes de se développer.

3.1.3. LES MASSIFS SEPTENTRIONAUX

a) Le massif d'Ardiden

– Cadre d'étude

Le massif d'Ardiden est situé à l'ouest de Luz-Saint-Sauveur et culmine au pic éponyme, à 2 988 m (fig. 3.11). Il est constitué des granodiorites à enclaves calcaires du pluton oriental de Cauterets. L'étage glaciaire actuel est absent. Néanmoins, comme souvent

dans les affleurements cristallins pyrénéens, le modelé glaciaire est très bien conservé, avec de nombreux systèmes verrou-ombilic et une multitude de cirques perchés. La glaciation würmienne a manifestement épargné les crêtes à l'est des lacs d'Ardiden, situées entre 2 500 et 2 700 m, comme l'atteste leur aspect échancré. Les moraines sont constituées de blocs parfois plurimétriques, agencés en structure *openwork*, et à de maintes reprises remaniés en glaciers rocheux d'âge indéterminé (Cazenave-Piarrot et Tihay, 1983). Un petit arc morainique subactuel, probablement PAG, est présent à 2 650 m en aval du Pourtère de l'Homme.

– *Observations*

Les manifestations périglaciaires actives sont rares dans ce massif, et les roches cristallines montrent là leur pauvreté. Exceptées les formes de *protalus ramparts* témoignant du rôle géomorphologique de la neige (fig. 2.17), ainsi que des formes de gélivation *in situ*, les manifestations du gel ne sont pas marquées. C'est dans les enclaves sédimentaires que l'on trouve les seuls sols structurés observés, dès 2 450 m. Il s'agit de *nubbins* (fig. 2.9) formant des réseaux de microcercles de pierres. Nulle part ailleurs, les conditions ne permettent le développement de ces formes. Soit les fines sont absentes, soit elles sont colonisées par les espèces acidophiles telles que le rhododendron. Les étages de végétation sont particulièrement élevés dans ces lithologies. Des espèces de lande sont relativement fréquentes aux abords des lacs d'Ardiden (2 450 m), les fétuques poussent jusqu'à plus de 2 700 m, et même *pinus uncinata* atteint des altitudes supérieures à 2 500 m (2 700 m dans le Néouvielle). Les seules dynamiques périglaciaires capables de mobiliser les mégablocs de granite omniprésents sont celles des glaciers rocheux. Ils sont nombreux dans ces massifs plutoniques, mais la grande majorité est héritée d'un âge probablement tardiglaciaire, où les conditions climatiques étaient plus sévères (Cazenave-Piarrot et Tihay, 1983). Néanmoins, la langue s'écoulant du pic d'Ardiden vers le lac Grand, dépourvue de toute végétation, semble active. La partie amont de la forme (racine à 2 680 m) présente des bourrelets transversaux, tandis que la partie aval (front à 2 460 m), qui change brusquement de direction, est marquée par une langue étroite sans bourrelet, mais aux rebords et au front très raides (fig. 3.12). On pourrait songer à une simple moraine, mais la similarité de cette forme avec le glacier rocheux actif de Bastampe dans la vallée voisine nous fait pencher pour l'hypothèse d'un véritable glacier rocheux. Il est en tout cas très probable que cette forme, même si elle est inactive, contient encore de la glace. Elle marque alors la présence d'un pergélisol au moins sporadique.

Si la récolte de formes périglaciaires est maigre dans ce secteur, l'observation de microformes dans les enclaves sédimentaires est en revanche très utile dans l'évaluation du rôle du facteur lithologique dans la localisation des sols structurés (ce point sera traité dans le chapitre IV). En outre, la présence d'un glacier rocheux actif nous informe de l'existence d'un pergélisol au moins sporadique au-dessus de 2 500 m.

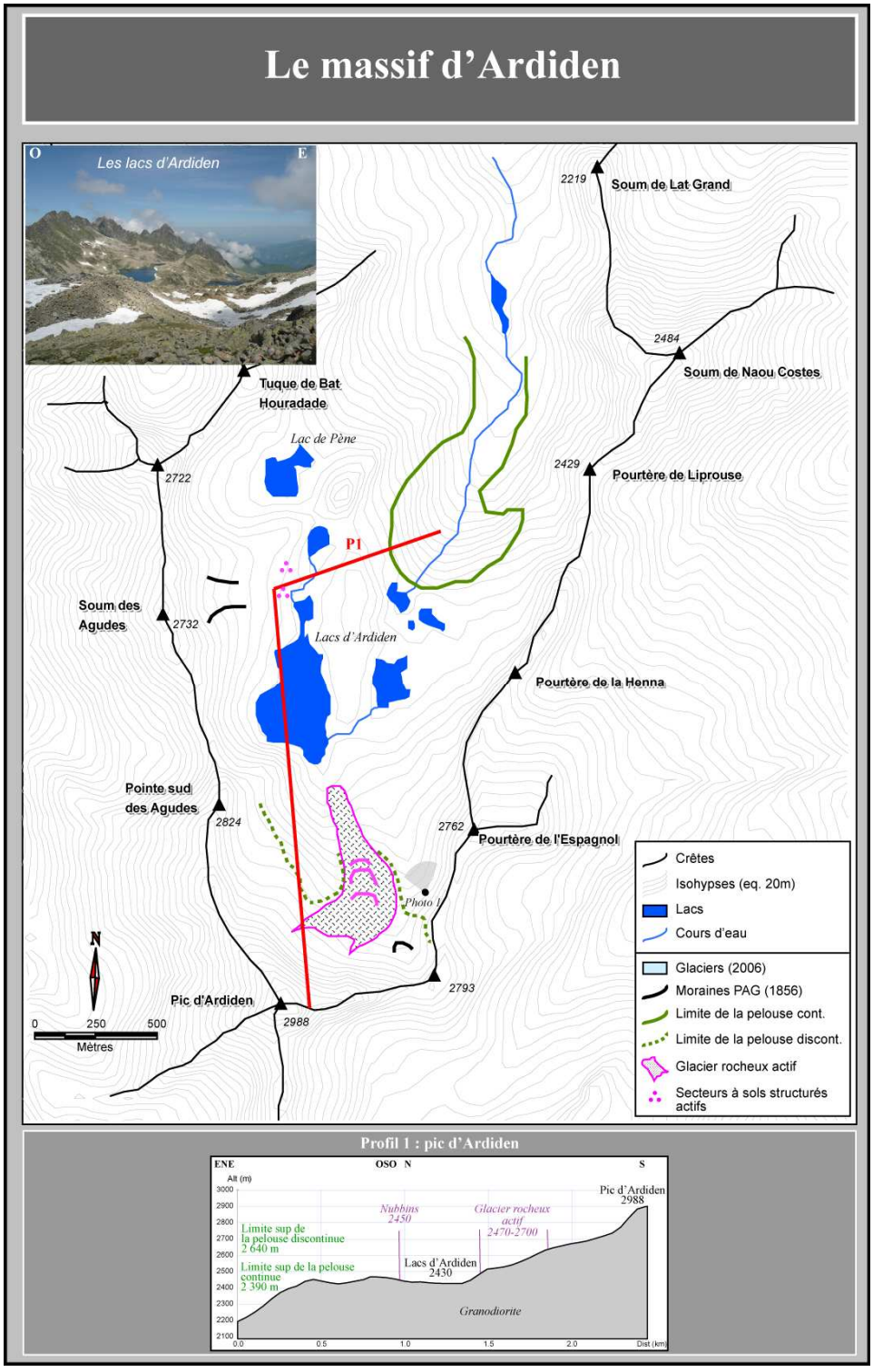


Figure 3.11.
Localisation et observations dans le massif d'Ardiden.

Figure 3.12.
Partie aval du glacier rocheux d'Ardiden (front à 2 460 m). L'absence de végétation, la raideur du front et la présence d'éléments grossiers instables sont des indices d'activité. *Cl. 07/2008.*

b) Le massif des Quatre Termes

– Cadre d'étude

Ce site est localisé dans l'extrême nord du pluton du Néouvielle, au sud de la Mongie. Les observations ont eu lieu dans le cirque-auge encaissé sur le versant nord du pic des Quatre Termes, culminant à 2 724 m (fig. 3.13). Il est actuellement totalement déglacé. Il demeure occupé par une série de petits glaciers rocheux hérités, remaniant des moraines d'âge indéterminé. Le glacier würmien qui occupait ce cirque confluait avec le glacier du Tourmalet, dont le front atteignait lui-même la vallée de Campan (Barrère, 1995). Le pluton du Néouvielle est composé de granodiorite, extrêmement diaclasée et faillée, ce qui explique l'abondance d'amas de blocs *openwork*, hétérométriques et parfois plurimétriques. En revanche, les régolites sont relativement rares en dehors de conditions topographiques particulières (sites déprimés).

– Observations

Les premiers marqueurs actifs ont été relevés à 2 280 m. Il s'agit d'ostioles embryonnaires, de 5 centimètres de diamètre environ, qui présentent un tri du matériel

indéniable en dépit de leur dimension. La présence de blocs fluants actifs à une altitude voisine (2 300 m) confirme cette interprétation.

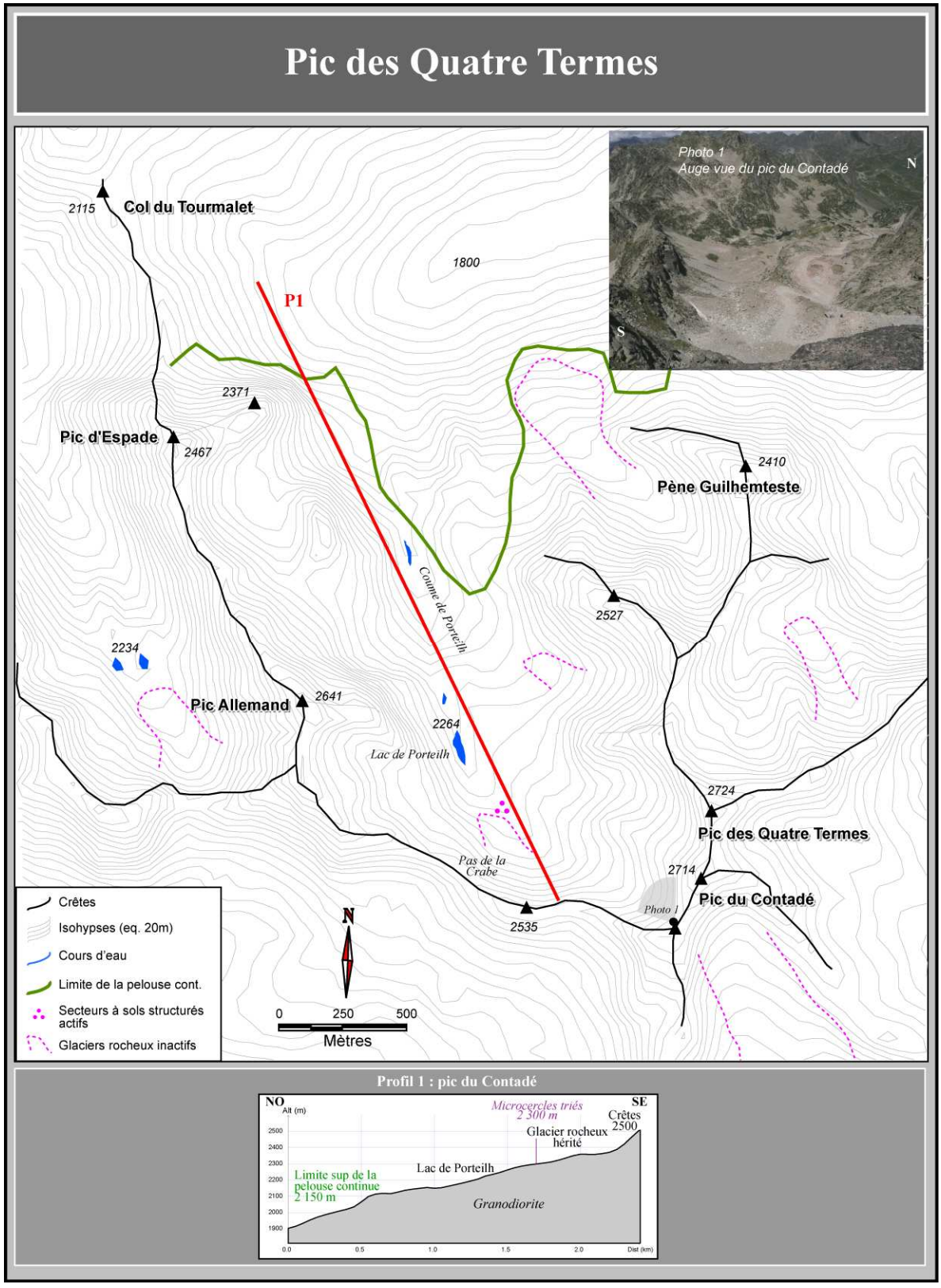


Figure 3.13.
Localisation et observations dans le massif du pic des Quatre Termes.

c) La montagne de Cap de Long (Campbieil - pic Long)

– Un versant idéal pour l'étude des étagements

La montagne de Cap de Long est délimitée au nord par le pic de Néouvielle (3 091 m) et au sud par le pic Long (3 192 m) et le pic de Campbieil (3 173 m). Le versant s'étale sur près de 4 km du lac de Cap de Long (2 160 m) jusqu'à la Hourquette de Cap de Long (2 920 m) et est parsemé de plusieurs replats séparés par des verrous de 100 à 200 m de commandement (fig. 3.14). Le site est séparé en deux zones lithologiques homogènes. La partie ouest du versant, englobant le pic Long, ainsi que les espaces situés au-dessous de 2 600 m, sont constitués des roches de la partie méridionale du pluton de Néouvielle (granites et granodiorites). Le reste du versant est formé par les séries détritiques du Dévonien et du Carbonifère (calcaires, grès, schistes, pélites).

Le pic Long abrite deux glaciers très modestes (moins de 2 ha). Le glacier du lac Tourrat, exposé au nord-ouest, est un glacier pyrénéen typique, perché sur la paroi. Le glacier de Pays Baché est situé sur le flanc oriental, entre le pic Badet et le pic Maubic. Ce glacier est très difficilement délimitable, car il est régulièrement recouvert de neige ou de matériaux parfois grossiers provenant de la paroi. Le front se situe vers 2 900 m. L'évolution post-PAG de ce glacier est bien documenté (Eydoux et Maury, 1907) et nous y reviendrons en détail dans le chapitre V lors de l'étude de la mobilité récente des formes périglaciaires. On sait par témoignage que le glacier atteignait ses moraines en 1856. Il rejoignait alors le glacier Maubic juste au nord, aujourd'hui totalement disparu. Actuellement, la limite de l'arbre est située vers 2 200 m, la pelouse continue vers 2 350 m et la pelouse discontinue vers 2 700 m.

Ce versant est idéal pour l'observation des étagements de formes, car il présente, sur un commandement total de 1 000 m, une série de replats humides caractérisés par la présence de régolites et donc *a priori* favorables au développement de dynamiques cryonivales.

– Observations

En effet, les observations ont été riches. Les formes de solifluxion sont présentes à toutes les altitudes. Néanmoins, les nappes-coulées sous pelouse présentes dès 2 170 m semblent inactives : en témoigne la présence de petits pins (*pinus uncinata*) sur leur surface. Les formes assurément actives, des terrassettes, n'ont pu être localisées qu'à 2 600 m, aussitôt passée la zone de contact entre les roches cristallines et les roches sédimentaires. Cette zone de contact est indiscutablement l'élément clé de l'organisation spatiale des formes sur ce site.

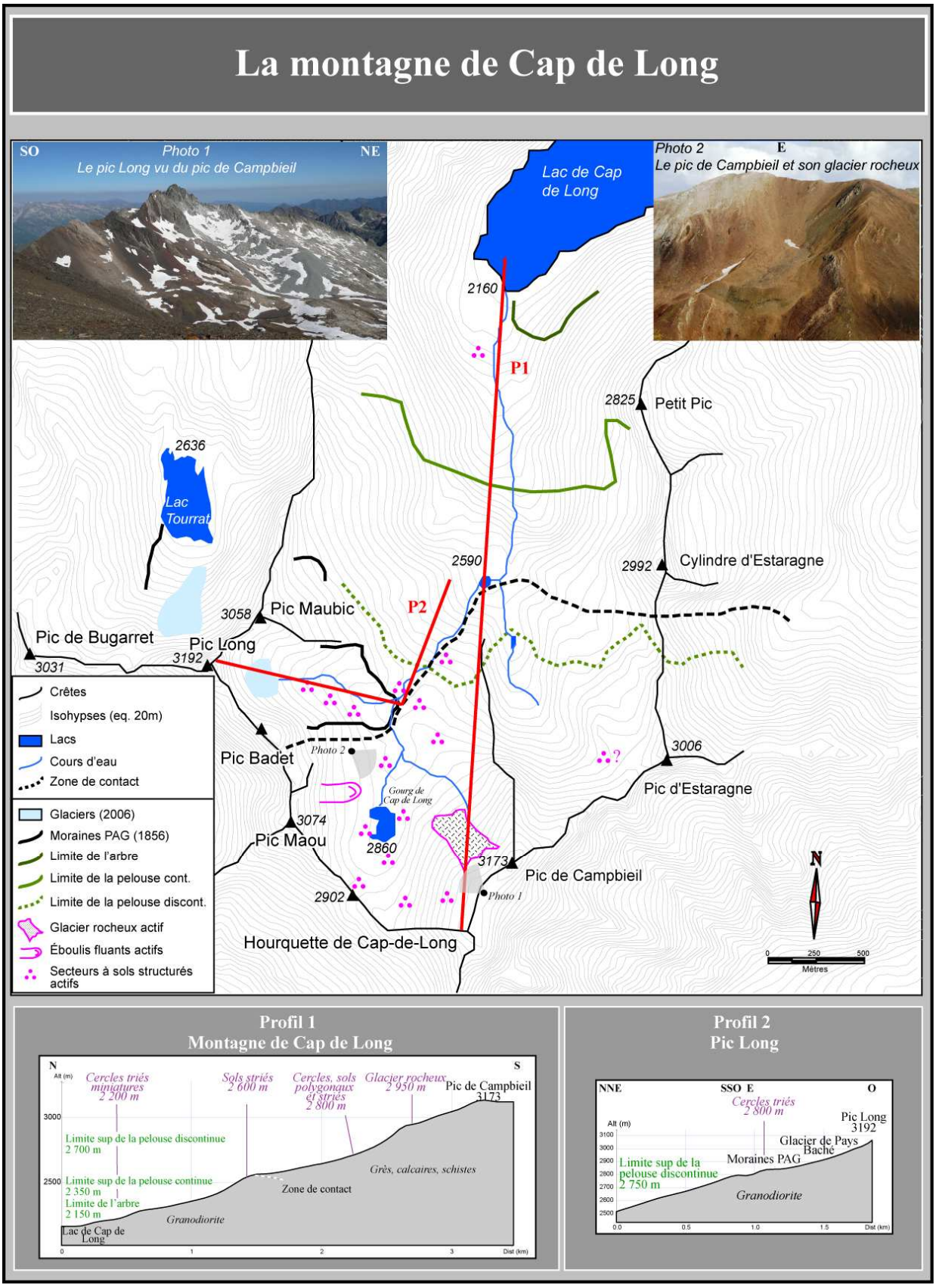


Figure 3.14.
Localisation et observations dans la montagne de Cap de Long.

Les sols structurés se développent presque exclusivement dans les affleurements non cristallins. Nous avons noté deux exceptions :

- à 2 200 m seulement, de petits cercles triés d'une quinzaine de centimètres ont été repérés dans un petit affleurement d'arènes.

- à haute altitude, dans la zone proglaciaire du glacier de Pays Baché.

Dans tous les cas, les sols structurés sur les granites sont toujours très réduits en taille et localisés uniquement dans des petits sites déprimés comblés par les arènes.

Ce n'est pas le cas dans les calcaires et les schistes, qui accueillent au-dessus de 2 600 m une variété et une densité de sols structurés jamais observés sur d'autres versants étudiés ici. Ils ont déjà été en partie décrits par Cailleux et Hupé (1947) et Philbert (1961). Sur le petit verrou (2 800-2 850 m) en aval du gourg de Cap de Long, il s'agit surtout de petits sols striés (période d'environ 10 cm) dans les calcaires clairs. Dans le secteur du gourg (2 850-2 880 m, calcaires sombres), les dimensions deviennent parfois très importantes. Dans la partie saisonnièrement immergée par le lac, des cercles triés contigus atteignent des diamètres supérieurs au mètre. Sur les pentes menant à la Hourquette, des sols striés géants se dessinent. Au-dessus, les éboulis menant au pic de Campbieil sont systématiquement remaniés par des coulées à front pierreux, de même que le versant oriental du pic Maou.

Ces observations nous amènent à penser que ce haut de versant est concerné par un pergélisol. Ce sentiment est confirmé par la présence de modelés caractéristiques du pergélisol. Il existe, sur le versant nord-ouest du pic de Campbieil, un glacier rocheux (front à 2 950 m, racine à 3 020 m). Son activité ne fait aucun doute (absence totale de végétation, front très raide, aucun affaissement en surface). En face, sur le versant est du pic Maou et à des altitudes similaires, des éboulis à bourrelets de fluage (fig. 1.14) renforcent encore cette hypothèse. Selon ces observations, la limite inférieure de cet étage à pergélisol est donc située à 2 950 m. Il est possible que les sols structurés métriques situés à 2 850 m soient déjà concernés par un pergélisol sporadique, mais la seule prise en compte du diamètre des formes est insuffisante pour l'affirmer (Ballantyne et Harris, 1994). Si cette hypothèse se révèle néanmoins exacte, le versant de Cap de Long serait alors exceptionnel dans les Pyrénées françaises. Il s'agirait en effet du seul site connu où des sols structurés sont associés à un pergélisol zonal, et non à un gel saisonnier des sols. Il semble que les seuls versants comparables, associant très hautes altitudes, replats et régolites, soient à chercher du côté espagnol, dans les massifs du Mont Perdu et des Posets.

d) Le Soum des Salettes

– Cadre d'étude

Le Soum de Salettes, qui culmine à près de 3 000 m, est situé au nord-est du cirque de Gavarnie, et au sud du pic du Néouvielle (fig. 3.15). Le cirque-auge à l'intérieur duquel ont porté les observations est exposé au nord-ouest et est délimité par le pic de Campbieil (3 173 m) au nord. Le site est actuellement déglacé, mais accueillait au Würm un glacier affluent de celui du Gave de Pau. Les roches sont constituées de séries détritiques dévoniennes (calcaire, grès, argiles schisteuses) plus ou moins schisteuses.

– Observations

La forêt atteint la partie aval de l'auge suspendue et se développe à une altitude maximale de 1 900 m. La lande à genévriers nains et myrtilliers atteint presque 2 100 m en versant sud, tandis que la limite supérieure de la pelouse discontinue dépasse 2 700 m (environ 2 350 m pour la pelouse continue). Des blocs laboureurs sont visibles sur les cônes de déjection du versant nord à 2 000 m, mais la colonisation végétale de leur bourrelet par des espèces de landes semble marquer une inactivité. Des terrassettes et des blocs laboureurs apparaissent respectivement à partir de 2 200 et 2 300 m (fig. 2.4), sur l'épaulement sud, et notamment près du lac de Bassa. À partir de 2 600 m, en amont du port de Campbieil, de grandes coulées de solifluxion, épaisses de près d'un mètre et mobilisant des blocs métriques, relaient ces formes élémentaires.

Le versant nord de l'auge, d'un commandement supérieur à 1 000 m, est principalement constitué de parois rocheuses déchirées par les couloirs d'avalanche, ainsi que de talus d'éboulis vifs progressivement végétalisés à partir de 2 400-2 500 m. Il ne fait pas de doute que la gélifraction est active sur les hautes parois. On peut également distinguer un net bourrelet de fluage dans les éboulis, juste sous l'arête de Lentilla, à 2 770 m. C'est un des rares indices altitudinaux de pergélisol sporadique que nous ayons pu trouver en exposition ouest.

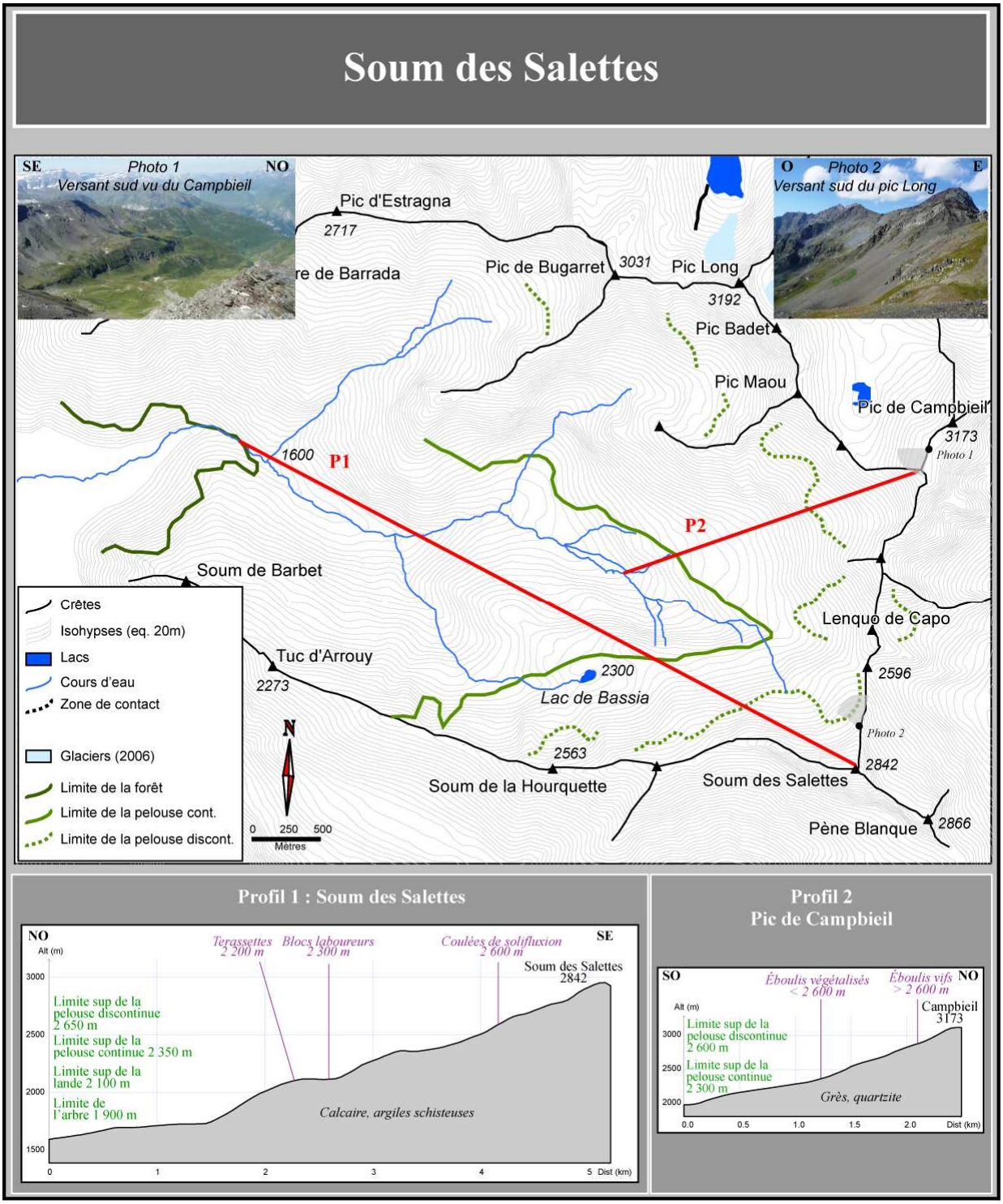


Figure 3.15.
Localisation et observations dans le massif du Soum des Salettes.

3.1.4. LES GLACIERS ROCHEUX À L'ÉCHELLE RÉGIONALE

a) Méthode

Les glaciers rocheux ont été localisés à l'aide des orthophotos du logiciel *Photoexplorer* édité par l'IGN et la société Bayo. Ce chapitre étant centré sur les étagements actuels, nous ne nous intéresserons ici qu'aux glaciers rocheux actifs et inactifs, tandis que les glaciers rocheux fossiles seront traités dans le chapitre V. Comme exposée dans le § 2.1.1, la définition de l'activité des formes repose sur des critères physionomiques. Néanmoins, il est parfois délicat d'associer certains individus partiellement végétalisés (*a priori* inactifs) à la présence de glace interne. Cette question fera l'objet précis du § 3.2., dans lequel nous présenterons les résultats d'un suivi au GPR sur l'un de ces individus. La prudence nous impose donc de considérer ici un glacier rocheux inactif comme un marqueur *possible* de pergélisol, et un glacier rocheux actif comme un marqueur *effectif*.

Les données relatives aux glaciers rocheux sont présentées sous forme de tableau (tab. 3.3). Chaque forme est caractérisée par une série de variables géographiques (coordonnées, exposition) et descriptives (altitude du front, altitude de la racine, altitude du sommet, commandement des parois, longueur, largeur, indice d'élongation (rapport longueur/largeur), superficie et lithologie). La longueur est égale à la distance de la racine au sommet du front. La largeur est donnée par la longueur moyenne de trois transects transversaux. Le commandement des parois correspond à la différence entre l'altitude moyenne des crêtes et l'altitude de la racine.

b) Résultats

Un total de huit glaciers rocheux actifs et quatorze inactifs a été identifié (fig. 3.16). Les glaciers rocheux actifs concernent des lithologies variées, cristallines ou sédimentaires. Trois sont situés dans le haut Marcadau (Cambalès – Grande Fache), deux dans le massif d'Ardiden (Ardiden – Bastampe) et les trois derniers respectivement au pic de Campbieil, au pic Méchant et au pic de Guerreys. Toutes ces formes actives sont situées dans des massifs dont les sommets frôlent ou dépassent les 3 000 m, toujours en exposition nord, nord-est ou nord-ouest. L'altitude moyenne des fronts est de 2 585 m (min : 2 460 m - max : 2 950 m). Cette altitude peut donc être considérée comme la limite inférieure du pergélisol discontinu.

Les glaciers rocheux actifs couvrent une superficie totale de 68 ha et une superficie moyenne de 8,5 ha. Enfin, les longueurs varient entre 180 et 950 m.

Les glaciers rocheux inactifs se situent presque tous dans les massifs d'Ardiden et du Néouvielle (granodiorite dominante), aux abords de sommets culminant entre 2 600 et 3 000 m. L'altitude moyenne des fronts est logiquement plus basse que pour les individus actifs : 2 300 m (min : 2 000 m - max : 2 575 m). Leur exposition est également plus variée, mais reste majoritairement orientée au nord. Ils couvrent une superficie totale de 168 ha pour une superficie moyenne de 12 ha.

Sur l'effectif total (n = 22), la matrice de corrélation de Pearson indique une corrélation positive entre l'altitude du front et l'altitude du point culminant. En revanche, elle montre une corrélation négative entre l'altitude du front et la longueur. Cela signifie que plus les glaciers rocheux sont longs, plus ils ont tendance à se situer à basse altitude.

Cette étude de localisation des glaciers rocheux actifs et inactifs dans les Pyrénées centrales nous apprend deux éléments essentiels :

– D'une part, l'altitude moyenne du front des glaciers rocheux inactifs, marqueurs d'un pergélisol sporadique *possible*, est de 2 300 m. Elle est de 2 585 m pour les glaciers rocheux actifs, ce qui définit la limite inférieure régionale du pergélisol discontinu sur les versants nord. Cette valeur semble par ailleurs en adéquation avec l'altitude des éboulis fluants actifs observés sur les versants étudiés. Ce décalage altitudinal d'environ 300 mètres est un indice de mobilité holocène du pergélisol et fera l'objet d'un développement dans le chapitre V.

– D'autre part, la distribution des glaciers rocheux est principalement orientée au nord (NO-N-NE) et leur altitude est corrélée positivement à l'altitude des points culminants, mais négativement à leur longueur. Cela signifie que la localisation des formes est dépendante du relief-hôte et que leur longueur tend à décroître avec l'altitude.

	Nom	Massif	Exp	Coord front	Alt front	Alt racine	Commandement	Alt Sommet	L	l	IE*	Superficie (m^2)	Roches
ACTIFS	GR de Cambalès	Pic de Cambalès	NNE	00°13'53"O 42°49'27"N	2605	2700	95	2965	470	220	2,14	100 000	Granodiorite
	GR d'Aragon		NE	00°14'25"O 42°49'45"N	2500	2650	150	2965	950	180	5,28	180 000	Granodiorite
	GR de la Grande Fache	Grande Fache	NE	00°13'51"O 42°48'44"N	2490	2700	210	3005	450	115	3,91	50 000	Calcaire
	GR d'Ardiden	Pic d'Ardiden	N	00°03'56"O 42°50'30"N	2460	2720	260	2988	870	175	4,97	140 000	Granodiorite
	Gr de Bastanpe	Pic de Bastanpe	NE	00°02'46"O 42°49'37"N	2490	2700	210	2931	660	135	4,89	90 000	Granodiorite
	GR du Campbieil	Pic de Campbieil	NO	00°06'57"E 42°47'37"N	2950	3020	70	3173	180	130	1,38	20 000	Calcaire/schistes
	GR du Méchant	Pic Méchant	NE	00°09'2"E 42°48'15"N	2575	2640	65	2944	160	110	1,45	11 000	Complexe détritique
	GR de Guerreys	Pic de Guerreys	NO	00°20'29"E 42°42'55"N	2590	2690	100	2975	680	140	4,86	90 000	Complexe détritique
INACTIFS	GR de Cambalès 2	Pic de Cambalès	NO	00°15'04"O 42°51'42"N	2380	2600	220	2813	520	170	3,06	70 000	Granodiorite
	GR Wallon	Pic Wallon	N	00°10'09"O 42°49'19"N	2330	2400	70	2650	510	175	2,91	90 000	Granite
	GR de Houradade	Pic Né	NO	00°04'56"O 42°51'30"N	2200	2420	240	2665	900	155	5,81	154 000	Granodiorite
	GR Né		NE	00°03'37"O 42°51'55"N	2000	2370	370	2665	1040	265	3,92	285 000	Granodiorite
	GR de Badet	Pic d'Ardiden	SSE	00°03'38"O 42°49'50"N	2575	2630	55	2988	230	245	0,94	56 000	Granodiorite
	GR de Cestrède	Pic de Cestrède	N	00°04'49"O 42°48'12"N	2330	2650	320	2947	970	150	6,47	142 000	Shales et quartzites
	GR de Chanchou	Pic de Chanchou	NO	00°04'15"O 42°48'57"N	2150	2300	150	2949	480	205	2,34	72 000	Granodiorite
	GR de Mayouret	Pic Mayouret	N	00°07'02"O 42°50'16"N	2380	2460	80	2688	340	115	2,96	43 000	Granodiorite
	GR de Male	Soum de Male	N	00°03'11"O 42°47'46"N	2120	2420	300	2797	820	265	3,09	145 000	Shales et quartzites
	GR de l'Ours	Pic de la Coum de l'Ours	ONO	00°05'13"E 42°49'55"N	2530	2600	70	2793	300	140	2,14	40 000	Granodiorite
	GR du Contadé	Pic du Contadé	NNO	00°09'54"E 42°53'15"N	2300	2350	50	2663	300	80	3,75	24 000	Granodiorite
	GR de Bastan		SSE	00°11'01"E 42°52'24"N	2300	2520	220	2663	1180	345	3,42	427 000	Granodiorite
	GR du Prada	Pic Prada	NNE	00°12'41"E 42°52'31"N	2345	2440	95	2712	365	160	2,28	61 000	Granodiorite
	GR de Cettiou 1	Pic de Cettiou	N	00°13'17"E 42°52'29"N	2320	2420	100	2588	450	160	2,81	75 000	Granodiorite

Tableau 3.3.
Caractéristiques des glaciers rocheux actifs et inactifs des Pyrénées centrales françaises.
IE = indice d'élongation (L/l).

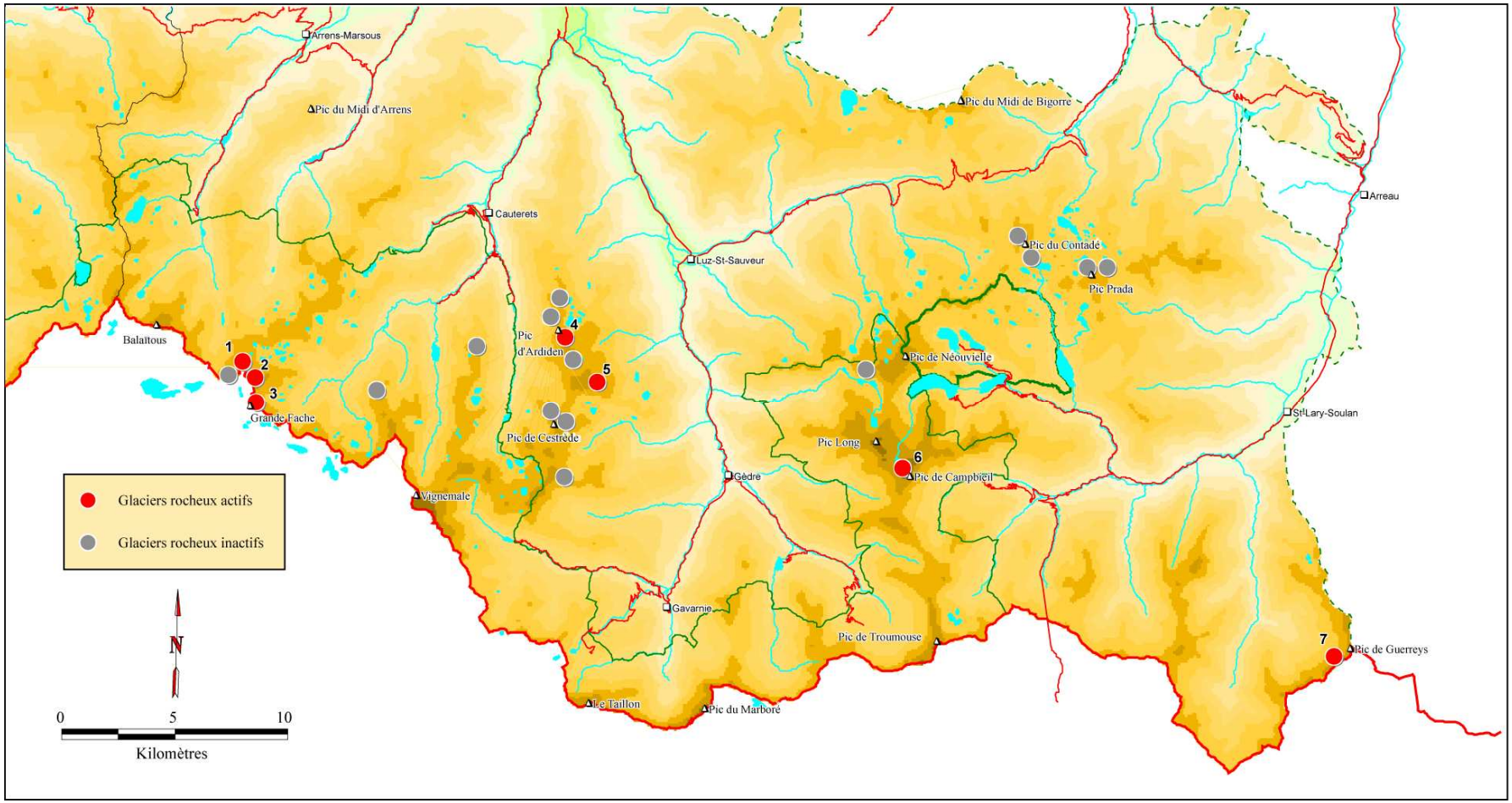


Figure 3.16.
Localisation des glaciers rocheux actifs et inactifs dans les Pyrénées centrales françaises. 1. GR de Cambalès. 2. GR d'Aragon. 3. GR de la Grande Fache. 4. GR d'Ardiden. 5. GR de Bastampe. 6. GR du Campbieil. 7. GR de Guerreys.

3.2. QUESTIONNEMENTS SUR LA QUALITÉ DE « MARQUEURS » DES FORMES MARGINALES

Les formes marginales sont souvent complexes, mais également révélatrices d'un changement de milieu. Elles sont en cela particulièrement instructives. La limite inférieure de l'étage périglaciaire en est un exemple particulièrement remarquable. Elle représente la limite entre un milieu où l'eau reste principalement à l'état liquide et un milieu caractérisé par l'apparition fréquente du gel et du système morphogénique qu'elle induit. C'est également, en tout cas pour beaucoup de versants, la limite entre la forêt et la prairie.

Nous avons constaté précédemment que les coulées de solifluxion sous pelouse apparaissent dès 1 800 m dans les Pyrénées centrales, et les glaciers rocheux inactifs, contenant théoriquement de la glace, dès 2 000 m. Il nous a paru utile de nous attarder sur ces formes marginales, en dépassant l'étude de la simple localisation. Si les sols structurés ou les glaciers rocheux actuels ne présentent pas d'ambigüité d'interprétation, l'aspect fonctionnel des coulées basses et la présence de pergélisol dans les glaciers rocheux inactifs sont discutables, et cet éclaircissement nécessite un examen approfondi.

Il est très probable que ces deux types de formes, à des altitudes si basses, se sont mis en place sous des conditions climatiques plus sévères que celles d'aujourd'hui (Holocène ou Tardiglaciaire). Les hypothèses de départ sont alors simples :

– Les conditions climatiques actuelles sont-elles suffisantes pour entretenir les coulées de solifluxion sous pelouse ?
– Les glaciers rocheux inactifs contiennent-ils encore de la glace ?

La réponse à la première question ne peut être donnée que par la mesure physique du déplacement des coulées (§ 2.2.1). La seconde question est plus délicate. Sans forage, il ne peut y avoir de preuve réelle, dans la mesure où le sous-sol nous est inaccessible. Nous avons donc usé d'une méthode indirecte pour tenter de déterminer la structure interne d'un glacier rocheux inactif : le GPR (§ 2.2.2).

3.2.1. L'ACTIVITÉ DES FORMES DE SOLIFLUXION MARGINALES

– Sur le versant espagnol

Chueca et Julián (1995) ont mesuré dans les Pyrénées ouest-aragonaises, durant trois années, les vitesses de déplacement de modelés soliflués à quatre altitudes : 1 730, 1 905, 2 050 et 2 250 m. Les températures moyennes annuelles sont respectivement de 6°C, 5°C, 4.2°C et 3.5°C. Leurs résultats montrent des déplacements à toutes les altitudes (tab. 1.2), de 1,5 cm.an^{-1} à 1 730 m à 3,1 cm.an^{-1} à 2 250 m. Cela corrobore les résultats de Creus et Garcia-Ruiz (1977), qui estiment le déplacement moyen d'une coulée sous pelouse à 1 800 m dans le Gallego supérieur à 4 cm.an^{-1}.

– Sur le versant français

Des mesures comparables ont été réalisées par Bertran *et al.* (2006) dans le cadre d'un programme de recherche sur le déplacement de vestiges archéologiques en contexte périglaciaire. Ils ont mesuré le déplacement de silex et d'os disposés à la surface d'une coulée sous pelouse au fond du cirque d'Estaubé à 1 840 m (TAMA ~5°C). Les vitesses moyennes sur deux années consécutives sont comprises entre 1,5 et 4,5 cm.an^{-1}, ce qui est à nouveau proche des résultats proposés sur le versant méridional dans des conditions thermiques similaires.

Les conclusions que l'ont peut tirer de ces études sont d'une part que la végétation, même fermée, n'empêche pas la solifluxion de fonctionner, et d'autre part que la dynamique fonctionne même à très basse altitude (sous une TAMA de 6°C). Si l'on se réfère au tableau 1.1, ces vitesses sont en outre la plupart du temps du même ordre que celles qui sont estimées dans les Alpes à des altitudes où la TAMA est négative : Todisco *et al*. (2000) trouvent ainsi des vitesses de 1,8 à 3,6 cm.an^{-1} à la Mortice, à 3 075 m. Des vitesses comparables malgré d'importantes différences d'altitude peuvent être dues au fait que des gels profonds ne jouent pas forcément sur la dynamique. À la Mortice par exemple, les matériaux caillouteux bien drainés n'offrent pas la possibilité de formation de glace en profondeur. Le mouvement y est donc essentiellement dû aux cycles diurnes, c'est-à-dire aux cycles superficiels. Or, nous avons montré que les cycles diurnes sont particulièrement nombreux entre 1 800 et 2 200 m (cf. § 1.1.3).

Si ces coulées sous pelouse sont bien actives à la base de l'étage périglaciaire, il est néanmoins possible que d'autres, aux même altitudes, se soient mises en place sous des séquences holocènes plus froides qu'aujourd'hui. Il convient alors de distinguer les conditions climatiques de genèse des conditions climatiques actuelles (Kaiser, 1987). Cette distinction est parfois difficile dans la mesure où la pelouse protège la coulée de l'érosion et peut permettre sa préservation malgré son inactivité. La datation d'une coulée à Estaubé fera l'objet d'une étude détaillée dans le chapitre V.

3.2.2. PRÉSENCE DE GLACE DANS LES GLACIERS ROCHEUX INACTIFS : APPORT DE LA GÉOPHYSIQUE

a) Contexte et méthode

L'objectif est d'utiliser un instrument géophysique, le radar géologique (GPR pour *Ground Penetrating Radar* en anglais), afin de mettre en évidence les caractéristiques géométriques de la structure interne d'une glacier rocheux inactif et, éventuellement, d'y détecter la présence de matériaux gelés. Le site choisi est le glacier rocheux des Quatre Termes, situé entre 2 300 et 2 350 m au fond du cirque-auge exposé au nord et déjà décrit dans la partie précédente. Cette étude, qui a donné lieu à une publication (Feuillet *et al*., 2010), est le fruit d'une collaboration avec Guy Sénéchal et Dominique Rousset, géophysiciens à l'UMR CNRS 5212 « Modélisation et Imagerie en Géosciences » de l'université de Pau et des Pays de l'Adour. Les missions ont également bénéficié du soutien de la mairie de Bagnères de Bigorre.

– Contexte géomorphologique (fig. 3.17)

Le site, au nord du pluton du Néouvielle, est encaissé dans un cirque exposé au nord et dont l'altitude des crêtes varie entre 2 450 et 2 724 m. Il est actuellement totalement désenglacé. L'époque du retrait glaciaire est estimée au post-glaciaire récent selon Barrère (1995), époque définie par une ligne d'équilibre glaciaire située aux environs de 2 400 m. La granodiorite du Néouvielle présente de nombreuses failles et plans de faiblesse qui expliquent la fourniture intense de gros blocs parfois plurimétriques. Le nombre important de glaciers rocheux dans le secteur n'est certainement pas étranger à cette macrofissuration des parois, comme l'a démontré Évin (1985) dans les Alpes. Le glacier rocheux des Quatre Termes est justement constitué de ces blocs, à structure *openwork* en surface. Le front est situé à 2 300 m

et la racine à 2 350 m, au pied d'un talus d'éboulis. Sa longueur est d'environ 300 mètres et sa superficie est estimée à 24 000 m². Il est constitué de deux sillons longitudinaux sur ses côtés et de multiples bourrelets qui s'amincissent vers l'aval. La forme est encaissée au fond du cirque et cloisonnée entre les affleurements de roches moutonnées. Les talus d'éboulis des parois sud et sud-ouest sont connectées à la structure. Des dépôts d'avalanches sont également bien visibles près de la racine.

– Le radar géologique

Le radar géologique est une méthode non destructive fondée sur la propagation d'ondes électromagnétiques dans le sol. L'analyse des signaux reçus nous renseigne sur les caractéristiques du sous-sol (géométrie, discontinuités, hétérogénéités). En effet, la vitesse de propagation des ondes dépend des propriétés électromagnétiques des milieux traversés et les variations brusques de ces paramètres sont à l'origine des signaux réfléchis. Or, les matériaux riches en glace possèdent des propriétés électromagnétiques particulières. Brandt *et al*. (2007) indiquent par exemple que le pergélisol est caractérisé par une permittivité relative variant de 4 à 8 et une vitesse de propagation des ondes allant de 0,106 à 0,150 m/ns. Dans un sable saturé, ces mêmes caractéristiques sont respectivement de 10-30 et de 0,055-0,095 m/ns. Dans la glace de glacier, les vitesses de propagation peuvent atteindre 0,17 m/ns.

Les sections obtenues s'apparentent à des coupes de la subsurface où l'on localise ces brusques variations. King *et al*. (1987) et Haeberli *et al*. (1988) sont les premiers à avoir expérimenté le radar sur les glaciers rocheux, sans efficacité concluante. Cette méthode n'a été appliquée avec succès qu'à partir des années 2000, en lien avec un perfectionnement des instruments : Berthling *et al*. (2000) et Isaksen *et al*. (2000) au Svalbard ; Degenhardt *et al.* (2003) dans le Colorado ; Musil *et al*. (2006) et Monnier *et al*. (2008) dans les Alpes, Fukui *et al*. (2007) en Antarctique.

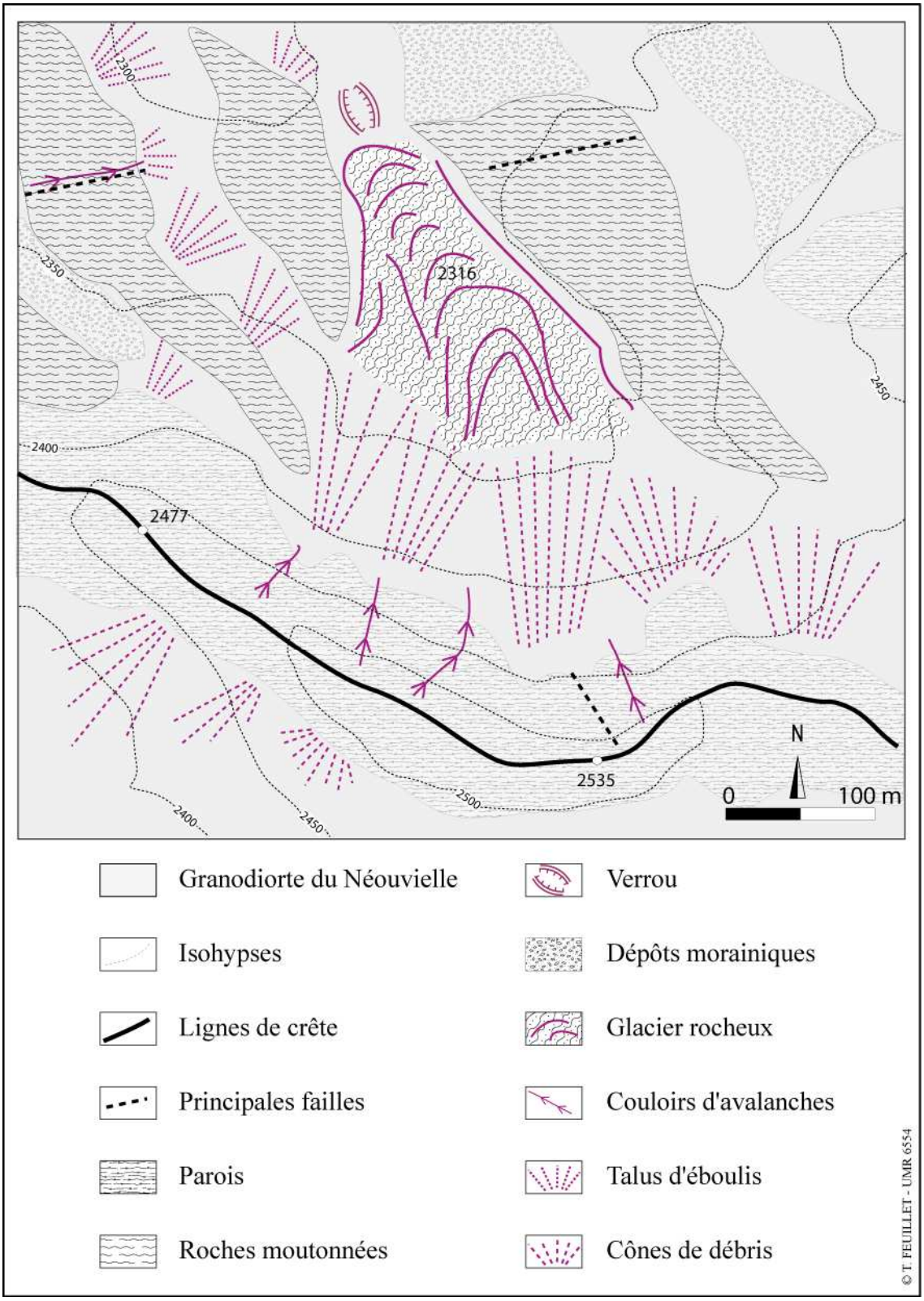


Figure 3.17.
Carte géomorphologique simplifiée du site d'étude.

Les acquisitions ont eu lieu en février 2008 et en février 2009, sur un manteau nival continu. Nous avons employé un système radar RAMAC, avec différents jeux d'antennes blindées (500 MHz et 250 MHz) et non blindées (100 MHZ et 50 MHz). Différents profils transversaux et longitudinaux ont été établis (fig. 3.18 et 3.19). La longueur des profils varie de 50 m à 240 m. En fonction de sa fréquence, ou plus exactement de la bande passante fréquentielle, chaque jeu d'antennes permet d'atteindre une certaine profondeur d'investigation (plus élevée lorsque la fréquence est plus basse) et une certaine résolution (d'autant plus fine que la fréquence est élevée).

Encadré 1 : Traitement des données radar

Les sections radar présentées ont été obtenues après avoir effectué un traitement des données de manière à fournir des sections interprétables. Ce traitement inclut une étape de correction en temps (correction statique) permettant de recaler convenablement les temps de propagation. Un filtrage coupe-bas a été ensuite appliqué, afin d'éliminer la dérive temporelle basse fréquence de quelques MHz, propre aux données radar. La nécessaire compensation de l'atténuation a été effectuée en divisant chaque enregistrement individuel par la moyenne de l'enveloppe des enregistrements, pour une section donnée. Une telle approche permet de compenser l'atténuation des amplitudes en fonction du temps (donc de la profondeur d'investigation) tout en préservant les variations latérales d'amplitude. Cette approche évite ainsi toute compensation arbitraire et permet de mettre en évidence les zones de faibles amplitudes (« transparentes » ou absorbantes). Certains « battements », artefacts propres aux signaux radars et sans lien direct avec le sous-sol, ont été atténués via une procédure de déconvolution dite « prédictive ».

Deux étapes essentielles constituent les phases ultimes de cette chaîne de traitement : une phase de « migration » dont l'objectif est de focaliser les hyperboles de diffraction et de replacer latéralement les échos radar compte tenu de la complexité de la géométrie du sous-sol. Cette phase de « migration » nécessite par ailleurs la connaissance de la vitesse de propagation des ondes dans le sous-sol. L'ultime phase du traitement consiste alors, sur la base de la vitesse de propagation (estimée à 16 cm/ns dans le cas présent en utilisant les hyperboles de diffraction présentes dans les profils), à effectuer une conversion temps-profondeur, de manière à obtenir des sections finales dont l'axe vertical est gradué en mètres. Cette ultime phase inclut aussi une correction topographique pour laquelle des données d'altitude le long du profil sont requises. L'ensemble de ce traitement permet d'interpréter les pendages observés ainsi que les variations d'amplitude du signal radar.

b) Résultats

Tous les profils ne sont pas exploitables. Le profil réalisé avec les antennes de 500 MHz (P1) présente une pénétration en profondeur trop faible pour être interprétable dans un contexte géomorphologique, malgré une haute résolution. L'association des fréquences 250,

100 et 50 MHz est en revanche riche d'informations, particulièrement quand elle a eu lieu sur un même tracé. Cette méthode permet un effet de « zoom » très instructif.

Certaines sections radar ont permis d'estimer la profondeur du lit rocheux à environ 20 mètres (fig. 3.18). Sur presque tous les profils apparaissent également des discontinuités obliques, sur plusieurs niveaux, et parfois directement associées à la morphologie de surface (liaisons avec la base des bourrelets). Ces réflecteurs sont interprétés comme étant des limites entre deux couches de matériaux aux propriétés électromagnétiques distinctes. Cette différence peut provenir d'un contraste granulométrique, qui pourrait lui-même signifier une origine polygénique des dépôts. Dans ce cas, les hypothèses sont nombreuses : dépôts morainiques, dépôts d'éboulements ou d'écroulements liés à la décohésion paraglaciaire, dépôts d'avalanches chargées, éboulis, etc. Néanmoins, cette différence peut aussi traduire une succession de dépôts plus ou moins riches en glace.

Sur le profil 2 (fig. 3.18), entre x = 50 et x = 65, une zone transparente apparaît sur une profondeur d'environ 10 mètres. Dans la mesure où les signaux réapparaissent au-dessous de cette zone, on peut dire que les ondes ont traversé une zone très homogène, atténuante, avec très peu d'événements réflecteurs, puis qu'elles ont été confrontées, plus en profondeur, à un matériel aux caractéristiques électromagnétiques plus hétérogènes. Cette zone peut ainsi correspondre à un noyau de glace vive ou à un mélange glace-granite, dans la mesure où les propriétés électromagnétiques de ces deux matériaux sont voisines. En effet, la permittivité relative du granite est comprise entre 5 et 7 contre environ 4 pour la glace, soit des vitesses de propagation des ondes de l'ordre de 12 à 13 cm/ns dans le granite et de 15 cm/ns dans la glace (il convient de préciser que ces valeurs sont indicatives et peuvent varier en fonction de nombreux paramètres, notamment la teneur en glace ou la granulométrie). Une autre zone atténuée similaire apparaît à x = 85.

Ce suivi radar a davantage permis de constater la complexité de la structure interne du glacier rocheux (superposition d'unités) que d'assurer la présence réelle de glace interne. Néanmoins, le profil P2 nous permet de supposer l'existence de noyaux de glace vive au sein du glacier rocheux. Cette hypothèse doit être retenue avec prudence, dans la mesure où les sections radar ne sont en aucun cas des preuves physiques de la réalité, mais seulement une aide aux interprétations.

Parallèlement, quelques mesures thermiques des eaux de source ont été réalisées au front du glacier rocheux, en l'absence de névé. Les températures relevées étaient très basses, inférieures à 1°C. Cela renforce l'hypothèse de la subsistance de glace. Ce phénomène de « pergélisol azonal » ne serait pas exceptionnel et correspondrait probablement à une glace

héritée, dans ce cas logiquement située à plusieurs centaines de mètres en aval de la limite thermique théorique du pergélisol. Kneisel *et al*. (2000) ont noté la présence probable de pergélisol en Suisse sous des moyennes thermiques similaires à celles du site des Quatre Termes, de même que Julián et Chueca (2007) dans les Pyrénées espagnoles. Le confinement topographique et l'exposition nord du site conditionnent un faible ensoleillement d'une part et un enneigement durable (amplifié par les avalanches) d'autre part. Ces éléments contribuent sans aucun doute à la préservation prolongée de la glace dans le sol. Si son origine reste inconnue (neige d'avalanches ? glace de regel ? glace de glacier ?), elle prouve que la délimitation stricte du pergélisol en montagne reste un exercice délicat et qui doit être associé à la multitude des conditions de site que proposent ces régions.

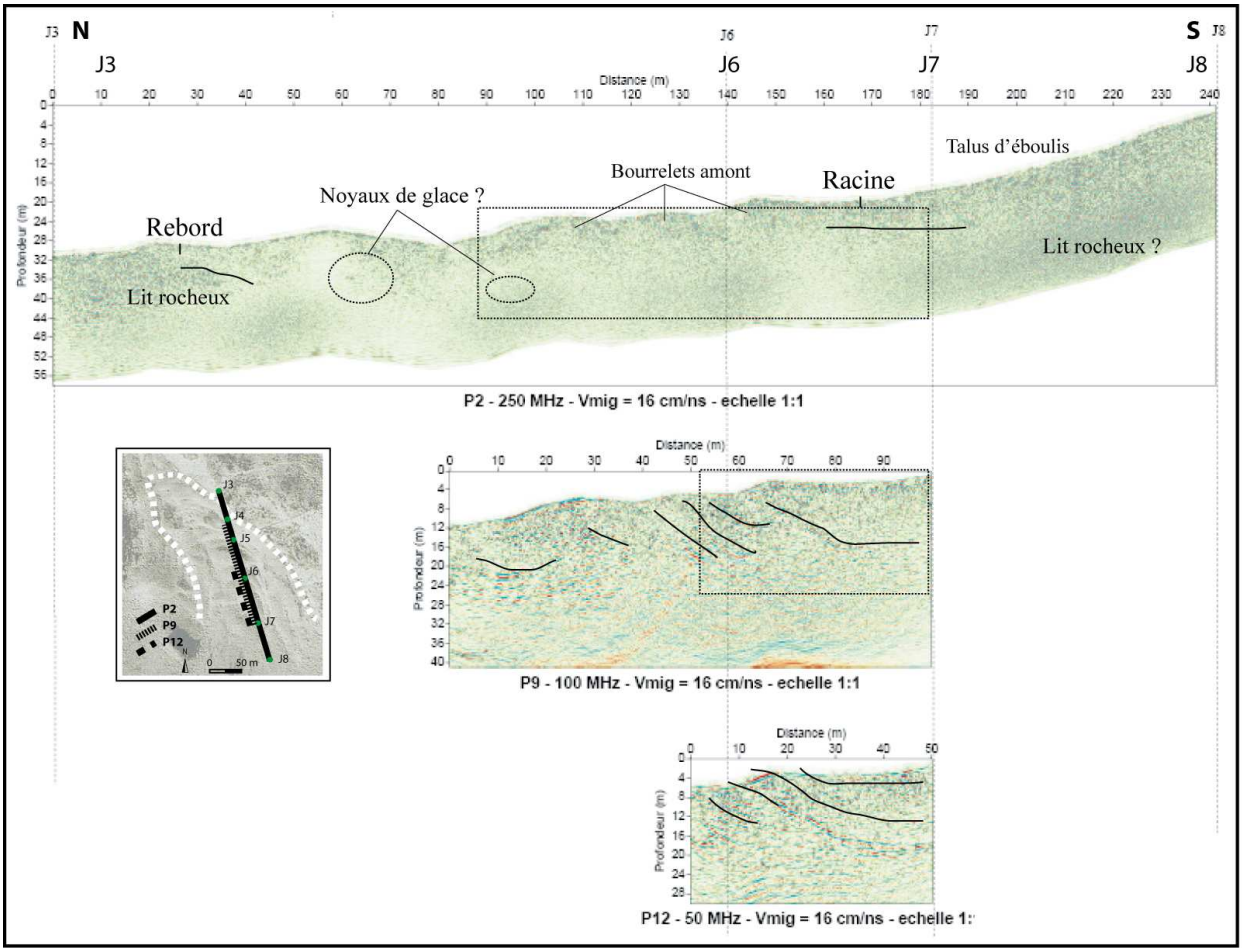


Figure 3.18.
Sections radar des profils longitudinaux.

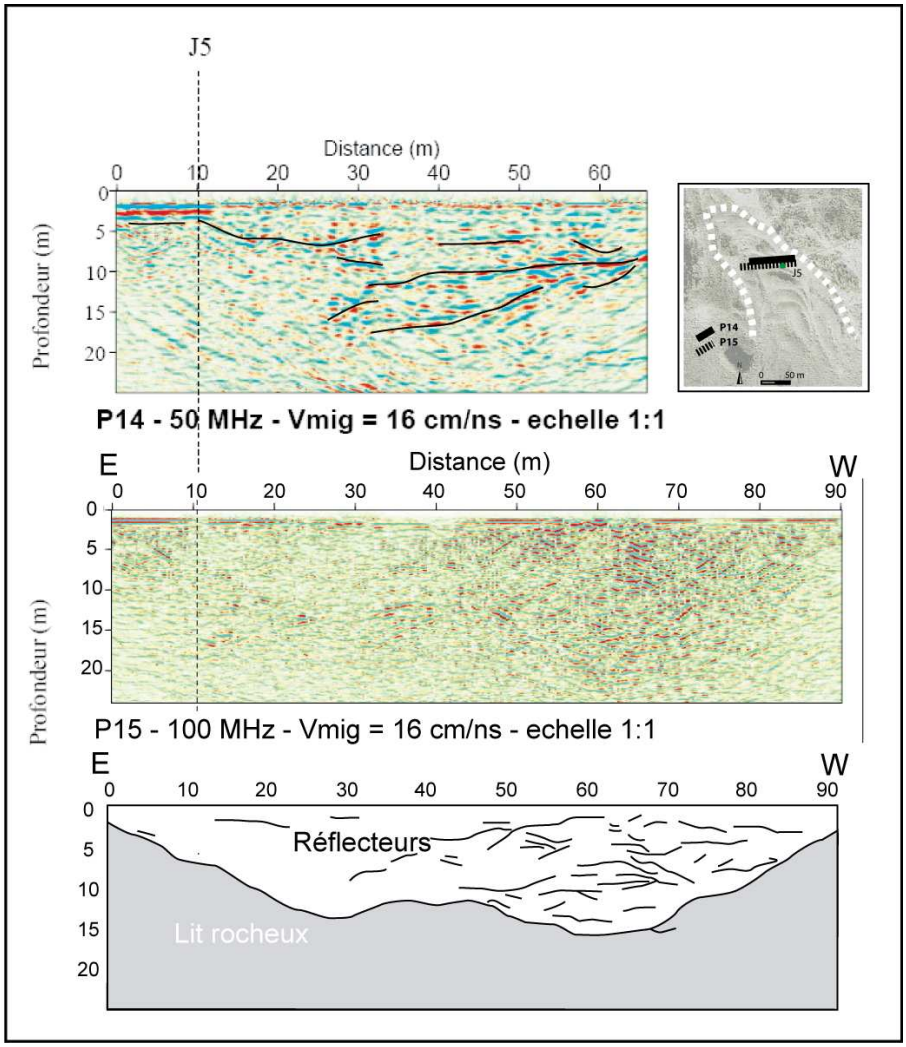


Figure 3.19.
Sections radar des profils transversaux.

3.3. DISCUSSION

3.3.1. À L'ÉCHELLE RÉGIONALE : DES ÉTAGES PÉRIGLACIAIRES

Ces observations sur les étagements actuels nous permettent de tirer les concluions suivantes :

a) L'étage périglaciaire est large, ce qui confirme les conclusions issues de la synthèse bibliographique. Les formes les plus basses (coulées de solifluxion, terrassettes, blocs laboureurs) ont été relevées dès 1 800-1 900 m (cirque d'Estaubé, Taillon), et les formes les plus hautes au-dessus de 3 100 m (coulées à front pierreux du Campbieil), soit une ceinture maximale théorique de 1 300 m. Cela s'explique par deux principales raisons : la limite supérieure de la forêt est basse (souvent inférieure à 2 000 m sauf sur les granites),

conséquence du caractère océanique du climat, et l'englacement des parties sommitales est faible (altitudes maximales trop basses).

b) Il existe *trois principaux seuils morphologiques*. L'altitude de 1 800 m correspond à la limite inférieure de l'étage à solifluxion. Le seuil de 2 300 m est associé à l'apparition de sols structurés miniatures (exemples au Taillon et au pic des Quatre Termes) et de glaciers rocheux inactifs. Cette altitude correspond également souvent à la limite supérieure de la pelouse continue. Le seuil de 2 600 m marque régulièrement l'apparition des plus grands sols structurés (> 20 cm), comme en témoignent les observations au Taillon, dans le cirque de Barroude et au Vignemale, et des glaciers rocheux actifs. Cette limite est proche de la limite supérieure de la pelouse discontinue. Enfin, les rares sols structurés supérieurs au mètre ne se trouvent qu'au-dessus de 2800 m (Campbieil). L'association des limites d'apparition de ces principaux modelés avec les critères climatiques définis dans le chapitre I est présentée dans la figure 3.20. Ces résultats sont relativement proches de ceux proposés par Karte (1983), notamment pour les petits sols structurés triés (TAMA < 3°C) ou les glaciers rocheux (TAMA entre 0 et 2°C). En revanche, l'auteur estime que les cercles et les sols striés de diamètre métrique apparaissent sous une TAMA inférieure à -4°C, ce qui est exagéré au vu de nos propres observations (entre 0 et -1°C). Il reste néanmoins toujours difficile de comparer des milieux de latitude différente avec le seul critère de la TAMA. Celle-ci peut beaucoup varier selon les régions sans pour autant que le nombre de cycles gel-dégel diffère profondément.

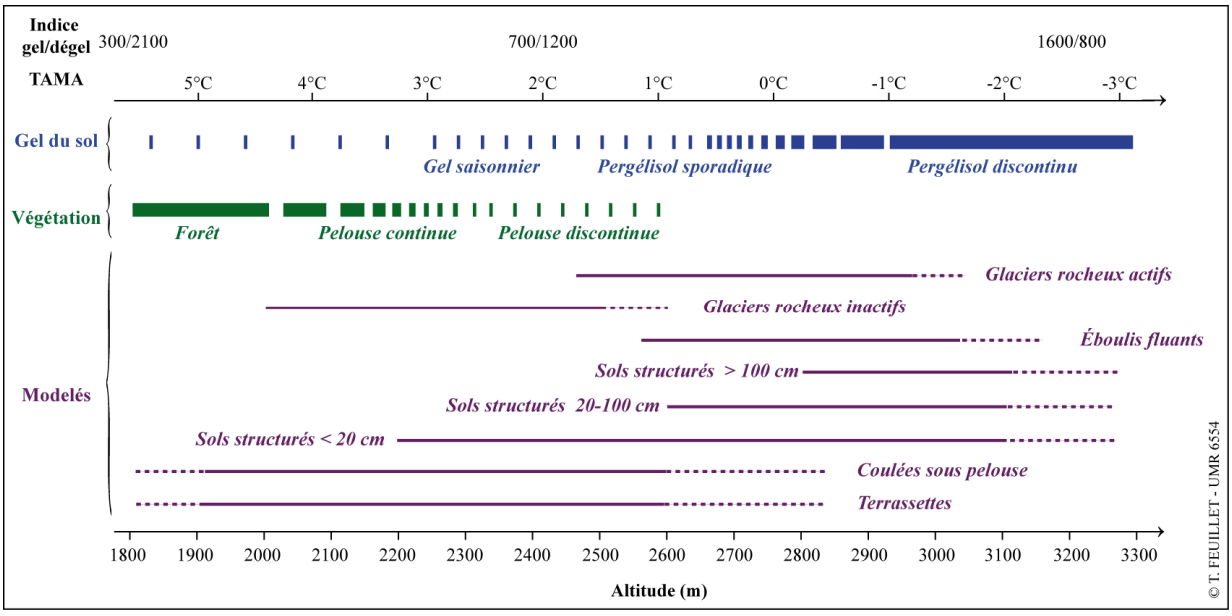


Figure 3.20.
Limites morphoclimatiques des principaux modelés étudiés dans les Pyrénées centrales françaises. Association avec les limites du pergélisol et de la végétation.

c) La situation altitudinale de l'étage périglaciaire *varie fortement selon les versants*. Nous n'avons par exemple pas observé de manifestations de processus périglaciaires actifs sous 2 450 m dans le massif de l'Ardiden, ce qui contraste avec la richesse des formes observées au Taillon à toutes les altitudes. L'altitude des sommets, la lithologie, l'exposition, la topographie, la limite de la pelouse, sont autant de paramètres qui semblent contrôler cette distribution. À partir de cette constatation, un essai de hiérarchisation de ces paramètres à l'aide de méthodes statistiques sera présenté dans le chapitre IV.

Il convient donc de conclure que la ceinture maximale des observations (1 800-3 100 m) représente *l'étage périglaciaire potentiel*, c'est-à-dire l'espace dans lequel les conditions climatiques actuelles permettent le développement de manifestations périglaciaires. Il s'oppose à *l'étage périglaciaire observé*, qui varie selon les conditions locales de chaque versant, mais qui est toujours situé dans l'étage périglaciaire théorique. Cette distinction entre périglaciaire potentiel et périglaciaire réel avait déjà été faite par Kaiser (1965). Autrement dit, les conditions climatiques sont nécessaires au développement de processus périglaciaires, mais ne sont pas suffisantes.

3.3.2. MISE EN PERSPECTIVE : COMPARAISON AVEC D'AUTRES MASSIFS

La figure 3.21 illustrent les isohypses des limites inférieures des sols structurés actifs en Europe d'après Troll (1947). Ces limites ont été ajustées dans la zone nord-ibérique et pyrénéenne, de telles sortes qu'elles correspondent aux résultats que nous avons exposés dans ce chapitre (les isohypses 2 200 et 2 400 m ont été légèrement abaissées afin qu'elles traversent les Pyrénées centrales). On constate à cette échelle européenne que les limites inférieures varient selon la latitude et la longitude. Les effets de la latitude sont particulièrement bien visibles en Espagne et France. Néanmoins, dès que l'on pénètre dans les terres, cette zonalité est perturbée du fait de l'éloignement de l'océan. Les effets du *Golf Stream* sont bien visibles également sur les côtes norvégiennes, où les limites inférieures s'élèvent en latitude.

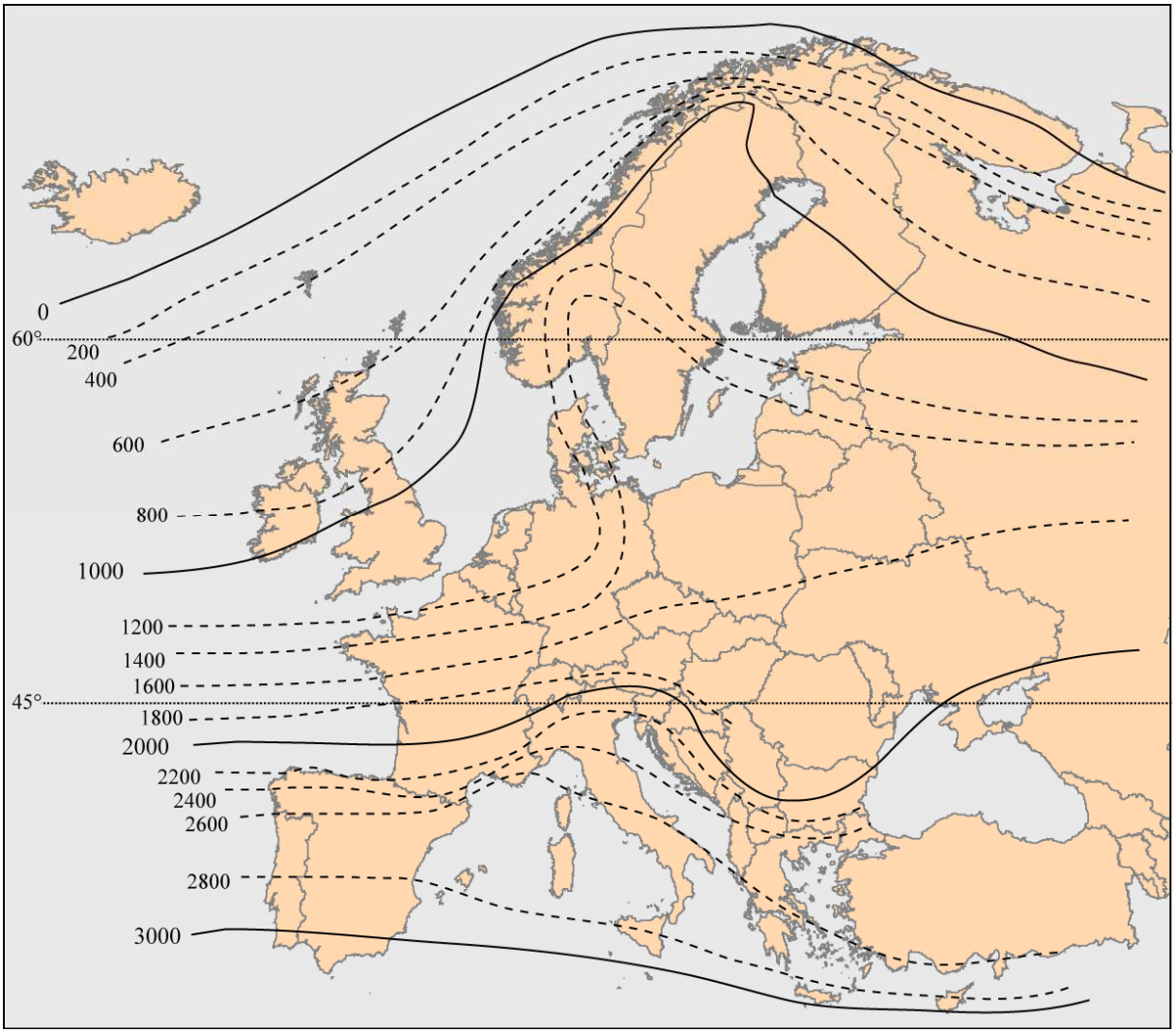


Figure 3.21.
Limites inférieures des sols structurés actifs en Europe. Extrait de Troll (1947), complété.

Nous proposons maintenant d'observer avec attention les altitudes de limites caractéristiques dans les massifs de la péninsule ibérique ainsi que dans les Alpes, puis de les comparer avec les Pyrénées.

a) Péninsule ibérique

L'étage périglaciaire est présent dans la plupart des massifs de la péninsule ibérique culminant à plus de 2 000 m, des monts cantabriques et asturiens aux Cordillères bétiques, en passant par les systèmes centraux (Sierras de Gredos et de Guadarrama). Les marqueurs morphologiques de l'étage sont similaires à ceux rencontrés dans les Pyrénées, néanmoins leurs limites altitudinales diffèrent (tab. 3.4, fig. 3.23). Les limites s'abaissent tout d'abord vers les littoraux. Ainsi, la limite inférieure de la solifluxion (terrassettes, petits lobes) passe d'environ 2000 m dans les massifs intérieurs (Moncayo, Gredos) à 1 800 m dans les massifs

littoraux (Pyrénées occidentales, monts Cantabriques, Serra de Estrella), voire 1 700 m dans les massifs de Galice (Schmitz, 1969). Le second gradient est méridien. Les limites inférieures augmentent ainsi vers le sud, jusqu'à atteindre 2 500 m dans la Sierra Nevada (Brosche, 1978)[13]. Ces deux gradients, océaniques et latitudinaux, sont également logiquement réels pour les sols structurés, de 1 800 m aux Picos de Europa à 2 700 m dans la Sierra Nevada (tab. 3.4). Le pergélisol ne serait présent que dans deux massifs : dans les monts Cantabriques de façon très sporadique (Gonzáles Trueba, 2006) et aux plus hautes altitudes de la Sierra Nevada (Coral del Veleta, Gómez *et al*., 2001). Il est intéressant de noter que, dans aucun massif de la péninsule, l'étage périglaciaire n'atteint l'ampleur de celui qui est rencontré dans les Pyrénées. Le seul massif s'élevant à des altitudes similaires, la Sierra Nevada, est trop méridional.

Massifs	Sommet	Limite inf. solifluxion	Limite inf. sols struct.	Auteurs
Sierra de Gredos	Pic Almanzor (2 592)	1900-2000	2450	Brosche (1971, 1978)
Sierra de Guadarrama	Peñalara (2 430)	1900	/	Brosche (1978)
Moncayo	2 314	2000-2100	/	Brosche (1971)
Picos de Europa	Torre de Cerredo (2 648)	1800-1900	1800-2300	Gonzáles Trueba (2006)
Galice et Léon	2 124	1650-1700	/	Schmitz (1969)
Serra de Estrella	Torre (1 993)	1830	1830	Vieira (2004), Sellier (2006)
Sierra Nevada	Mulhacén (3 482)	2500	2650-2700	Brosche (1978), Oliva *et al*. (2009)

Tableau 3.4.
Limites inférieures de la solifluxion et des sols structurés dans la péninsule ibérique. Synthèse bibliographique.

b) Alpes

Les marqueurs morphologiques de l'étage périglaciaire sont les mêmes dans les Alpes (fig. 3.22). Leur distribution altitudinale est également proche de celle qui est observée dans les Pyrénées centrales. Cependant, les variations régionales sont proportionnelles à l'ampleur géographique de la chaîne. Le tableau 3.5 regroupe quelques altitudes remarquables dans différents massifs de la chaîne et la figure 3.24 les illustre.

[13] Une récente étude (Oliva *et al*., 2009) a montré qu'une partie seulement des formes de solifluxion sous 3 000 m dans la Sierra Nevada est active, la plupart des formes semblant dater de l'Holocène récent.

– Alpes occidentales

Chardon (1984, 1989) propose, pour les Alpes françaises, une division de l'étage périglaciaire en deux sous-étages. Entre 1 800 (limite supérieure de la forêt) et 2 400 m (isotherme annuelle 0°C), l'auteur définit un « étage infra-périglaciaire » caractérisé par une « solifluxion ralentie » et des formes héritées. Au-dessus se développe un « étage périglaciaire alpin typique », de 2 300-2 500 m à 3 000-3 200 m (ligne d'équilibre glaciaire), caractérisé par la raréfaction progressive du couvert végétal et l'apparition des sols structurés. À l'exception des Alpes Maritimes, où les sols structurés apparaissent selon Chardon (1984) au-dessus de 3 000 m, ces mêmes altitudes ressortent dans d'autres études régionales concernant les Alpes françaises (Marnezy, 1977 ; Feuillet, 2004), ainsi que sur le versant italien du Mont Blanc (Deline, 1998). Il convient cependant de préciser que la limite supérieure de la forêt est souvent située plus haut que dans les Pyrénées, notamment dans les Alpes du sud (2 400 m) et dans certaines vallées intérieures. Cela est très probablement un effet de l'aspect plus continental du climat. Les conséquences sont que les premières traces de solifluxion active sont, sur plusieurs versants, situées au-dessus de 2 200 m (*id est* à la même altitude ou plus haut que dans les Pyrénées), malgré une TAMA plus basse que dans les Pyrénées à la même isohypse. Néanmoins, le nombre de cycles gel-dégel dans l'air est sensiblement équivalent pour une même altitude (106 cycles en moyenne à Tignes à 2 560 m entre 1996 et 1999, d'après Rolin (2001), contre 107 dans les Pyrénées selon nos estimations).

– Alpes centrales et orientales

D'après Höllermann (1967), la limite inférieure de la solifluxion active est située vers 2 200 m dans le parc national suisse et vers 2 300-2 400 m dans la chaîne de la Bernina. Ces limites sont du même ordre dans les Alpes de l'Ötztal, mais s'abaissent dans les Alpes de Stubai (2 150 m) ou dans les Dolomites (2 150 m dans le massif du Sella). Plus à l'est, les limites tendent encore à s'abaisser : 2 100 m dans le Tyrol (val de Ziller) et 2 000-2 100 m dans les chaînons du Radstädter Tauern. La limite altitudinale des sols structurés varie, dans tous les massifs cités, de 2 800 m dans la partie centrale à 2 450 m dans la partie orientale (tab. 3.5, fig. 3.24).

Le premier constat que l'ont peut faire à la lecture de ces étagements alpins est que les différences d'altitude avec les Pyrénées sont relativement faibles, voire nulles entre certains massifs (étagement identique dans les Alpes de Stubai et dans le massif du pic de Campbieil par exemple). En revanche, les limites alpines varient selon la longitude et la latitude. En

effet, les limites sont relativement basses dans les Alpes occidentales françaises, s'élèvent dans la partie centrale, avant de s'abaisser à nouveau dans les massifs autrichiens. Les limites tendent également à s'abaisser vers le nord. Il semble que l'effet de continentalisation, c'est-à-dire le climat, joue ici un rôle important, en tout cas jusqu'à un certain seuil longitudinal. Dans ces conditions, les limites devraient continuellement s'élever vers l'est. La baisse observée dans les Alpes orientales autrichiennes est liée à une baisse de l'altitude de la forêt, qui s'explique elle-même certainement par la continentalisation des conditions climatiques (abaissement des isothermes estivales).

	Régions	Massifs	Sommet	Limite forêt	Limite solifluxion	Limite sols structurés	Références
Alpes occidentales	Mont Blanc (Italie)	Mont Blanc	4 807	2 000-2 100	2 150	2 400	Deline (1998)
	Haute Tarentaise	Dome de Pramecou	3 081	2 150	2 200	2 450	Feuillet (2004)
	La Rocheure (Vanoise)	Grand Roc Noir	3 582	2 000	2 200	2 600	Marnezy (1977)
Alpes du sud	Alpes Maritimes	-	-	2 400	?	3 100	Chardon (1984)
Alpes nord	Alpes bavaroises (Allgäu)	Großer Krottenkopf	2 656	1 800-1 900	1 800-2 000	-	Höllermann (1967), Troll (1973)
Alpes centrales orientales	Suisses orientales	Piz Bernina	4 049	2 250	2 300-2 400	2 750-2 850	Höllermann (1967)
		Parc national suisse	3 173	2 200	2 200	2 600-2 650	Höllermann (1967)
	Italie nord	Dolomites (Sella)	3 152	2 100-2 150	2 150-2 200	2 700-2 750	Höllermann (1967)
	Autriche (Tyrol)	Alpes de l'Ötztal (Wildspitze)	3 774	2150-2 200	2 300	2 750	Höllermann (1967)
	Autriche (Tyrol)	Alpes de Stubai (Zuckerhütl)	3 507	2 000-2 100	2 150	2 650	Höllermann (1967)
	Autriche (Tyrol)	val de Ziller	3 510	2 000	2 100	2 500-2 550	Höllermann (1967)
	Autriche (Salzburg)	Radstädter Tauern	2 711	1 900-1 950	2 000-2 100	2 450	Höllermann (1967)

Tableau 3.5.
Limites inférieures de la solifluxion et des sols structurés dans les Alpes. Synthèse bibliographique.

Figure 3.22.
Bloc laboureur dans le massif du Mont Thabor, 2 750 m. Les marqueurs morphologiques de l’étage périglaciaire alpin sont similaires à ceux des Pyrénées. Cl. 07/2008.

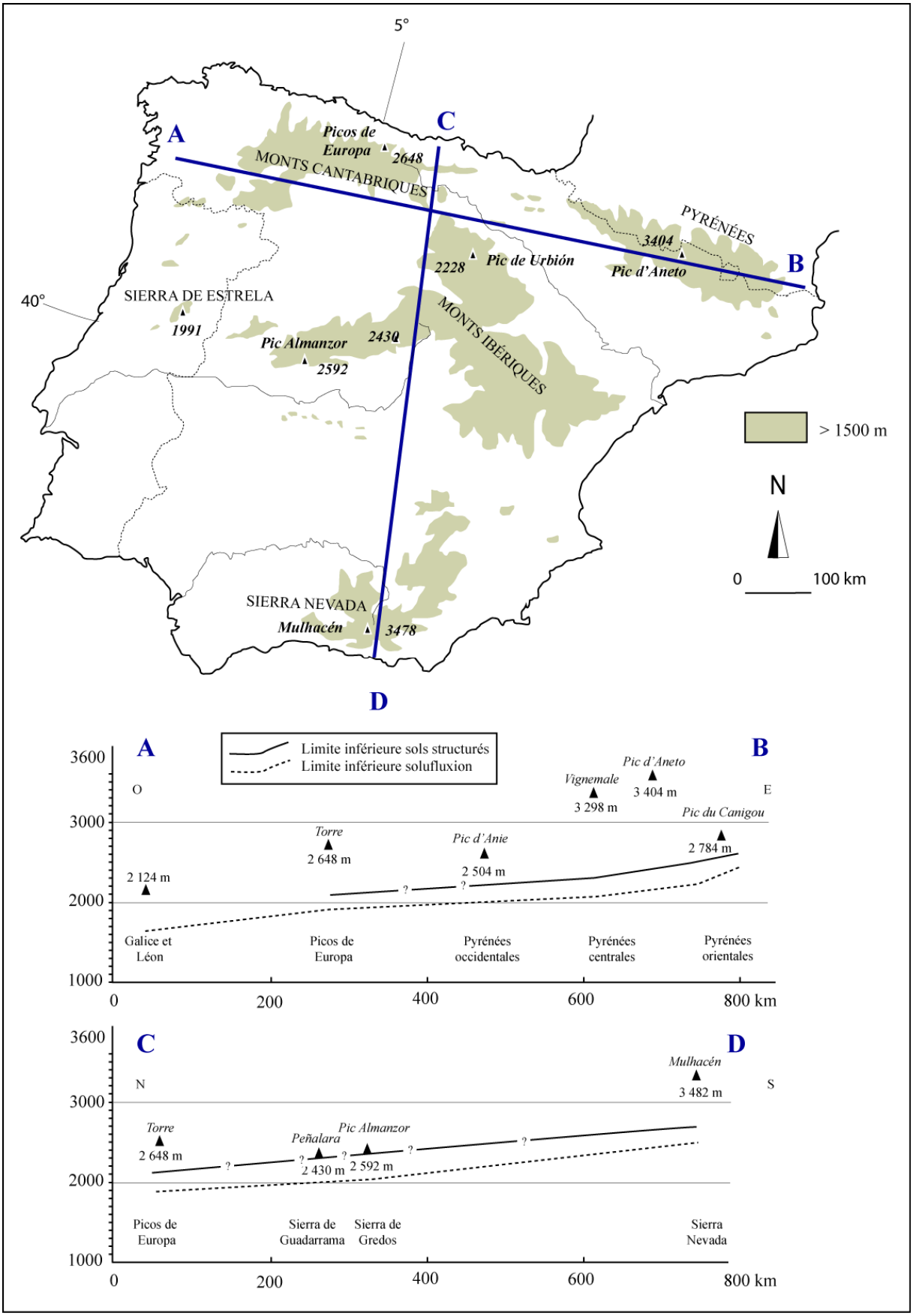


Figure 3.23.
Représentation schématique des limites de la solifluxion et des sols structurés dans les Pyrénées et les massifs de la péninsule ibérique. Synthèse bibliographique.

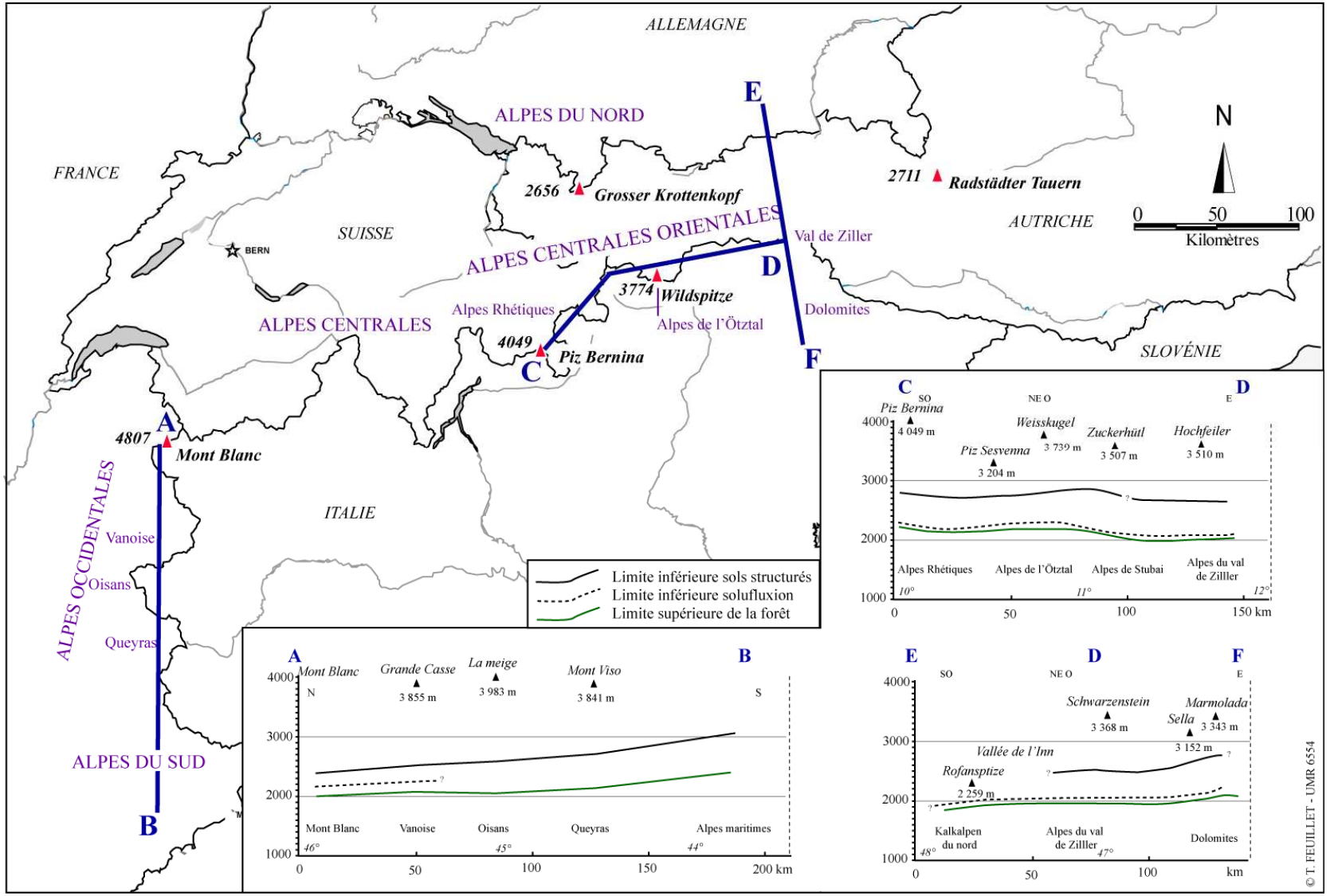


Figure 3.24.
Représentation schématique des limites de la forêt, de la solifluxion et des sols structurés dans quelques massifs alpins. Synthèse bibliographique.

CONCLUSION

Cette première partie a permis de caractériser l'étage périglaciaire des Pyrénées centrales. Il apparaît tout d'abord que cet étage est particulièrement large si l'on considère ses limites inférieure et supérieure extrêmes : 1 800 m à 3 300 m. Les modelés de solifluxion sous pelouse sont les premiers marqueurs à apparaître, tandis que les sols structurés et les glaciers rocheux ne se développent qu'à des altitudes supérieures, respectivement 2 300 et 2 600 m. Une telle extension verticale, originale en comparaison de bien d'autres massifs montagneux, s'explique par une limite supérieure des arbres assez basse couplée à une absence d'étage glaciaire conséquent, malgré des altitudes maximales relativement élevées. Ces critères associés permettent déjà de ranger l'étage périglaciaire pyrénéen dans une catégorie typique de massifs élevés de moyennes latitudes soumis aux influences océaniques.

Ces particularités sont visibles également dans les caractéristiques climatiques de la tranche altitudinale concernée. Les températures annuelles moyennes de l'air sont relativement hautes en comparaison des milieux arctiques – entre +5°C et -3°C – mais les cycles gel-dégel de l'air, souvent diurnes, sont nombreux (supérieurs à 100 dans la majeure partie de l'étage). La figure 3.25 permet de comparer le périglaciaire pyrénéen à d'autres massifs selon des critères thermiques (TAMA et degré-jours de gel et de dégel)[14]. On constate alors que l'étage périglaciaire pyrénéen est caractérisé par des conditions thermiques beaucoup moins sévères et moins extrêmes que les régions arctiques canadiennes ou que les régions continentales asiatiques. Les TAMA, comme le nombre de degré-jours de gel, sont plus faibles. Les Pyrénées se distinguent aussi légèrement des conditions alpines *stricto sensu* et norvégiennes par un nombre de degré-jours de dégel plus important.

Néanmoins, le caractère océanique du climat a pour conséquence des précipitations élevées, particulièrement en hiver. Il en résulte une présence intense et durable du manteau nival durant les saisons froides. Cette présence a elle-même pour conséquence d'atténuer l'impact des cycles gel-dégel de l'air sur la dynamique des sols et des roches. Aussi le gel des sols est-il principalement superficiel, malgré des gels annuels qui peuvent atteindre le mètre sous certaines conditions topoclimatiques favorables, comme l'ont montré les simulations numériques développées dans le chapitre I. Les grandes structures cryogéniques ancrées actives telles que celles qui ont été observées dans la montagne de Cap de Long sont donc

[14] Nous précisons que ce graphique représente, pour les régions concernées, l'espace dans lequel se développent les glaciers rocheux actifs, et donc pas nécessairement l'ensemble de l'étage périglaciaire.

exceptionnelles. Le pergélisol est également rare, réservé aux plus hautes altitudes ou confiné sporadiquement comme en témoigne la présence d'un nombre modeste de glaciers rocheux actifs et inactifs.

Outre le fait de pouvoir maintenant comparer l'étage périglaciaire pyrénéen à d'autres régions, sa caractérisation générale permet de s'intéresser aux disparités spatiales de son extension (**chapitre IV**). La connaissance de ses limites actuelles autorise également de mesurer l'écart avec ses paléolimites, c'est-à-dire sa mobilité (**chapitre V**).

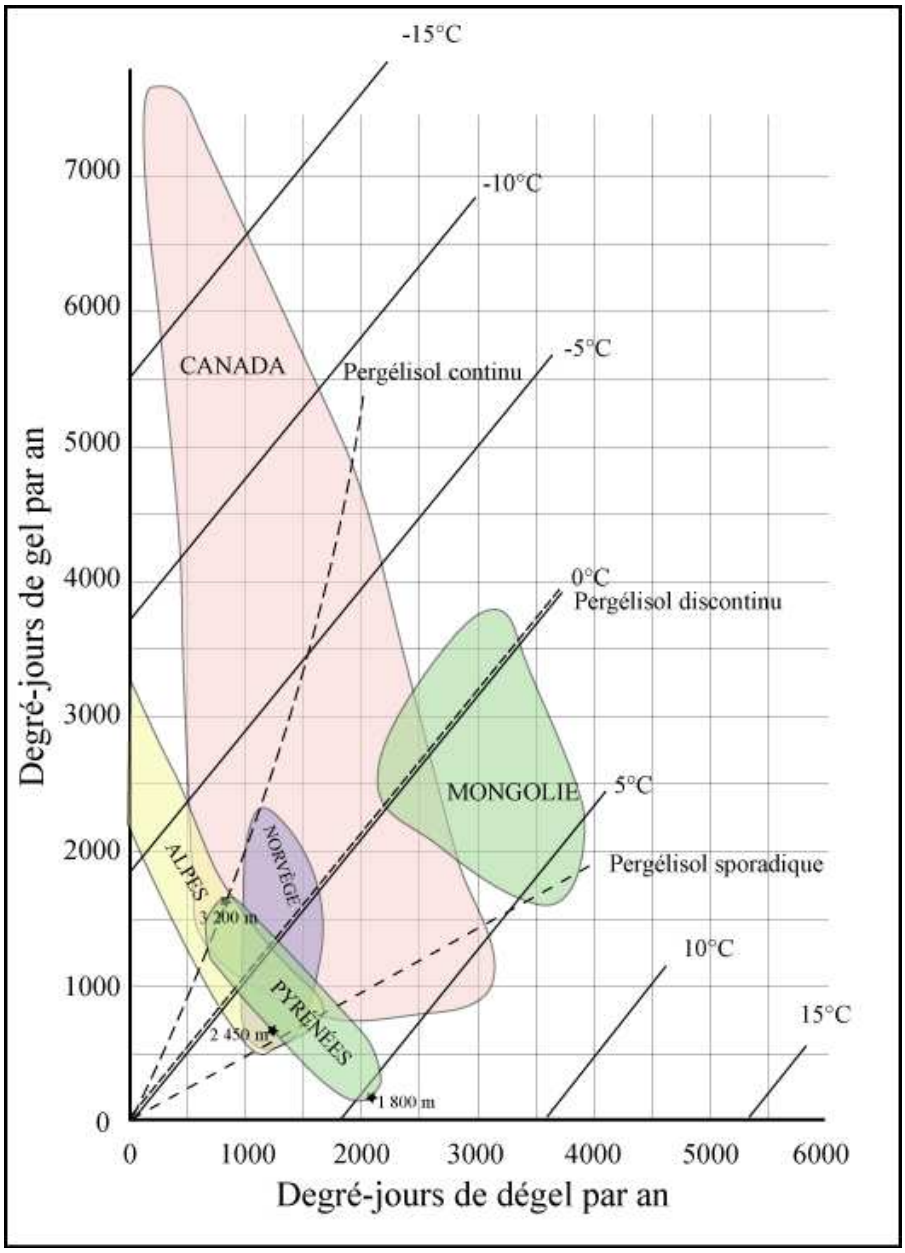


Figure 3.25.
Insertion de l'étage périglaciaire pyrénéen dans la classification de différentes régions périglaciaires en fonction des degré-jours de gel et de dégel et des TAMA. Les aires régionales regroupent les nuages de points représentant des glaciers rocheux actifs.
Extrait de Harris (1981a et b, 1982), complété.

PARTIE 2

DISPARITÉS SPATIALES DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE PYRÉNÉEN

INTRODUCTION

Après l'étude des caractéristiques thermiques et morphologiques de l'étage périglaciaire actuel dans les Pyrénées centrales, la deuxième partie a pour but d'en analyser les disparités spatiales d'une part, et son évolution passée d'autre part.

Le chapitre IV apporte des réflexions pour tenter d'appréhender la complexité de l'étage périglaciaire réel. L'analyse des caractéristiques thermiques régionales permettaient de définir un étage périglaciaire potentiel, mais nous avons constaté que la distribution altitudinale des expressions périglaciaires variait d'un massif à l'autre. Nous proposons d'abord de passer en revue les paramètres environnementaux susceptibles de faire varier les limites (exposition, lithologie, conditions d'humidité, végétation) et d'en estimer les effets grâce à des observations de terrain (§ 4.1). Nous nous centrerons par la suite sur les versants nord et sud du Taillon, afin de hiérarchiser statistiquement ces variables à l'échelle d'un massif (§ 4.2). Il s'agit de proposer un échantillonnage spatial original qui permette, à l'aide d'analyses bivariées et multivariées, de définir des zones homogènes favorables ou non favorables au développement de sols structurés actifs.

Le chapitre V est consacré aux paléoenvironnements périglaciaires, autrement dit à la mobilité des formes dans le temps. Malgré la multitude des paramètres environnementaux nécessaires à leur genèse, les formes périglaciaires restent tributaires des conditions climatiques. Or, celles-ci ont fluctué au cours du Quaternaire et ont donc eu pour réponse une mobilité des paysages périglaciaires, souvent complexe et dépendante des paléoenglacements. Pour le Pléistocène supérieur (§ 5.1), l'objectif consiste principalement à déterminer des générations de glaciers rocheux, en mettant en relation l'observation de formes fossiles avec les connaissances actuelles des paléoenglacements pyrénéens dont on dispose. La démarche sera la même pour le calage chronologique de grands sols structurés attribués au Tardiglaciaire. Par la suite, nous nous intéresserons à la période holocène pré-PAG (§ 5.2). D'une part, des datations ^{14}C sont présentées pour définir l'âge de phases de solifluxion actives au cours de cette période. D'autre part, nous proposons des hypothèses sur l'âge probable des glaciers rocheux actifs définis dans le chapitre III. Enfin, l'évolution des formes périglaciaires depuis le PAG (§ 5.3), mieux connue car plus récente, sera analysée à deux niveaux : en contexte proglaciaire d'une part (relations entre le retrait glaciaire et la colonisation périglaciaire), et en contexte non glaciaire d'autre part.

CHAPITRE IV

LES FORMES PÉRIGLACIAIRES DANS L'ESPACE

Le Cylindre du Marboré (3 325 m) vu du lac de Tuquerouye. *Cl. 07/2008.*

Les observations de formes périglaciaires présentées dans le chapitre II ont mis en valeur des distributions variées en fonction des versants considérés. Ces disparités s'expliquent par les variations locales des facteurs qui contrôlent le développement des formes périglaciaires. Höllermann (1985) les a regroupés sous sept grands groupes (fig. 4.1) : le substrat, l'eau du sol, le gel du sol, la topographie, la végétation, les processus morpho-dynamiques et l'impact de l'homme et de l'animal. Certains de ces facteurs ont une influence

directe sur les conditions climatiques, et notamment sur le nombre de cycles dans le sol. Il s'agit par exemple de l'exposition, de la microtopographie et de la répartition du couvert nival. D'autres ont une influence indirecte en modifiant les conséquences de ces cycles en termes de morphogenèse. Il s'agit là de la lithologie, de la granulométrie qui en découle ou encore des conditions d'humidité du sol. D'autres enfin jouent sur les deux tableaux : tel est le cas du couvert végétal. Les modalités de chacun de ces facteurs peuvent être favorables à l'expression des dynamiques cryogènes, mais peuvent aussi la limiter. C'est ce constat qui a permis de distinguer un étage périglaciaire théorique, qui englobe la tranche altitudinale des observations extrêmes et dans laquelle les conditions climatiques sont théoriquement suffisantes pour l'expression des dynamiques périglaciaires, d'un étage périglaciaire observé, qui se subdivise en autant de variétés qu'il existe de versants.

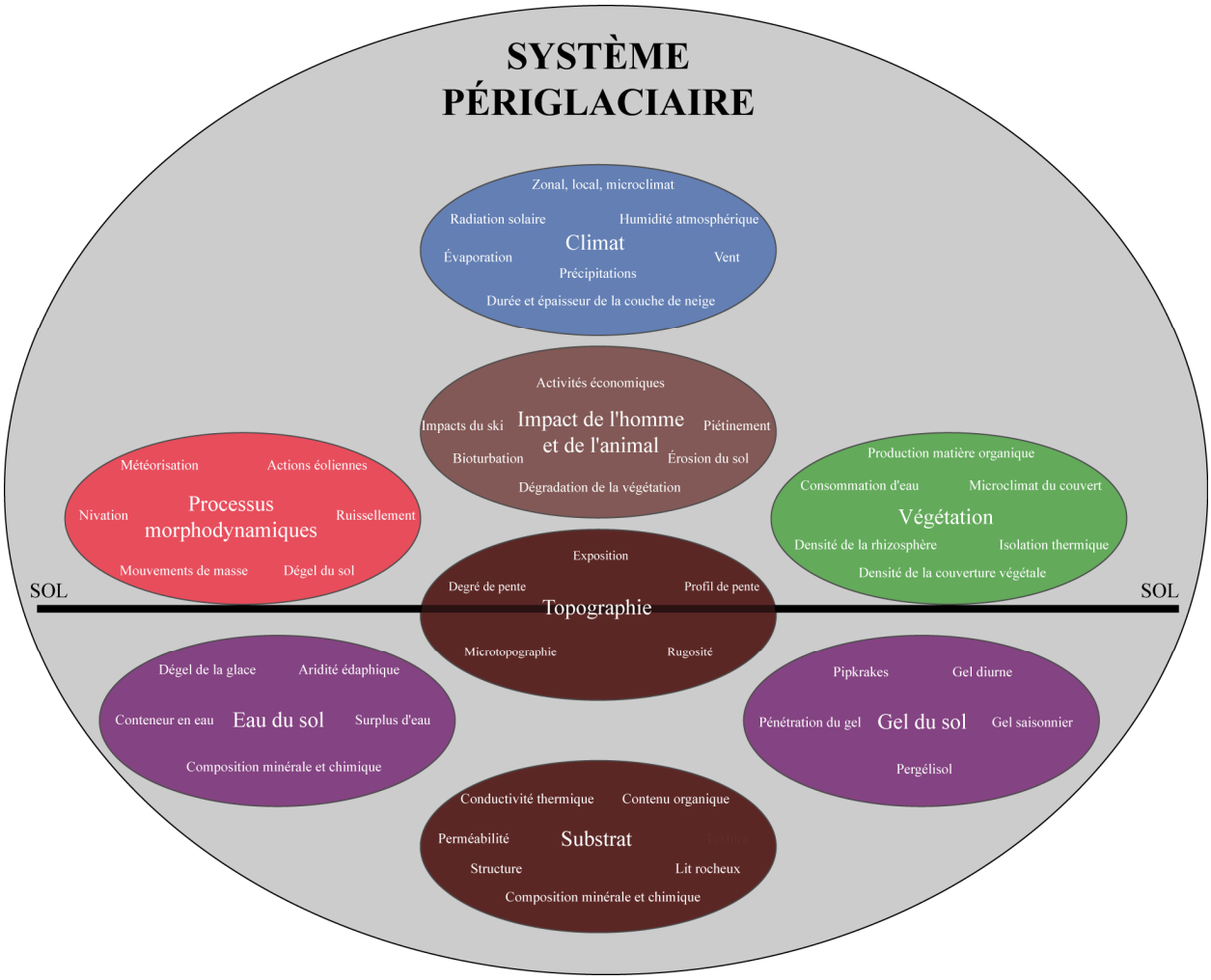


Figure 4.1.
Les facteurs du développement et de la répartition des phénomènes périglaciaires, adapté de Höllermann (1985).

Le chapitre IV a justement pour objectif d'observer précisément le rôle de certains de ces facteurs pour expliquer les variations altitudinales de la distribution des formes. La principale difficulté de ce dessein est que la hiérarchisation précise de ces nombreux facteurs est un exercice délicat, voire impossible à l'échelle régionale. En effet, la quantification du rôle de chaque facteur à une échelle si vaste nécessiterait de connaître la localisation précise d'une grande partie des formes périglaciaires, ainsi que d'avoir mesuré chaque facteur sur chaque site. En outre, ces facteurs, intégrés à un même système, sont très souvent corrélés. Nous proposerons donc une estimation de l'influence des facteurs fondée sur la comparaison de versants présentant des caractéristiques très proches à l'exception du facteur que l'on cherche à estimer. Cette approche permet d'appréhender les conséquences du changement d'un seul facteur sur la distribution des formes, toutes choses étant égales par ailleurs. Nous nous attarderons ainsi sur les effets de l'exposition, du relief et de la lithologie, en nous appuyant sur des exemples variés de versants des Pyrénées centrales.

À l'échelle d'un massif, la localisation d'une grande partie des formes périglaciaires est possible et autorise une approche quantitative *via* l'usage des statistiques. Nous présenterons ainsi d'une part un essai de hiérarchisation des facteurs de localisation des sols structurés dans le massif du Taillon à l'aide d'analyses factorielles, et d'autre part une hiérarchisation des facteurs contrôlant la limite supérieure de la pelouse alpine, limite jouant un rôle certain dans la distribution des formes périglaciaires.

4.1. LES FACTEURS DE DISPARITÉS DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE

4.1.1. L'EXPOSITION

« Les différents effets de masse, de façade, d'abri, de compartimentage, d'exposition créent en montagne une mosaïque de milieux naturels » (Chardon, 1989).

L'exposition joue un rôle indirect dans la distribution des formes périglaciaires en modifiant les paramètres climatiques. La principale distinction climatique entre les différentes expositions est la durée et l'intensité de l'insolation, qui joue directement sur les températures de l'air et l'enneigement, c'est-à-dire sur les températures du sol. Le contraste d'enneigement modifie également la durée de la saison végétative et donc le couvert végétal. Les écophysiologues distinguent ainsi les versants soumis au mode nival ou au mode thermique,

chacun caractérisé par des groupements de végétaux différents (Choler, 2002). Ces expositions variées existent aussi à l'échelle du versant, où la microtopographie définit des zones concaves et convexes aux propriétés climatiques distinctes (*cf.* § 1.3.4). Nous proposons ici d'estimer les effets de l'exposition sur la répartition altitudinale des formes périglaciaires dans la région d'étude.

a) Contraste thermique versant sud/versant nord

Les températures de l'air présentent des différences notables entre le versant espagnol et le versant français. Afin d'illustrer cette affirmation, nous avons comparé les températures moyennes mensuelles à 2 220 m de part et d'autre de la frontière. Les données espagnoles, mises à disposition par le Parque Nacional d'Ordesa y Monte Perdido, proviennent de la station du refuge de Goriz (période 1981-1998), située au pied du versant ouest du Mont Perdu. Les données sur le versant français à la même altitude ont été estimées à partir de la série de Barèges (1 250 m) sur la même période. Les gradients mensuels déterminés dans le § 1.1.1. ont été utilisés afin d'estimer les moyennes thermiques à 2 220 m (fig. 4.2).

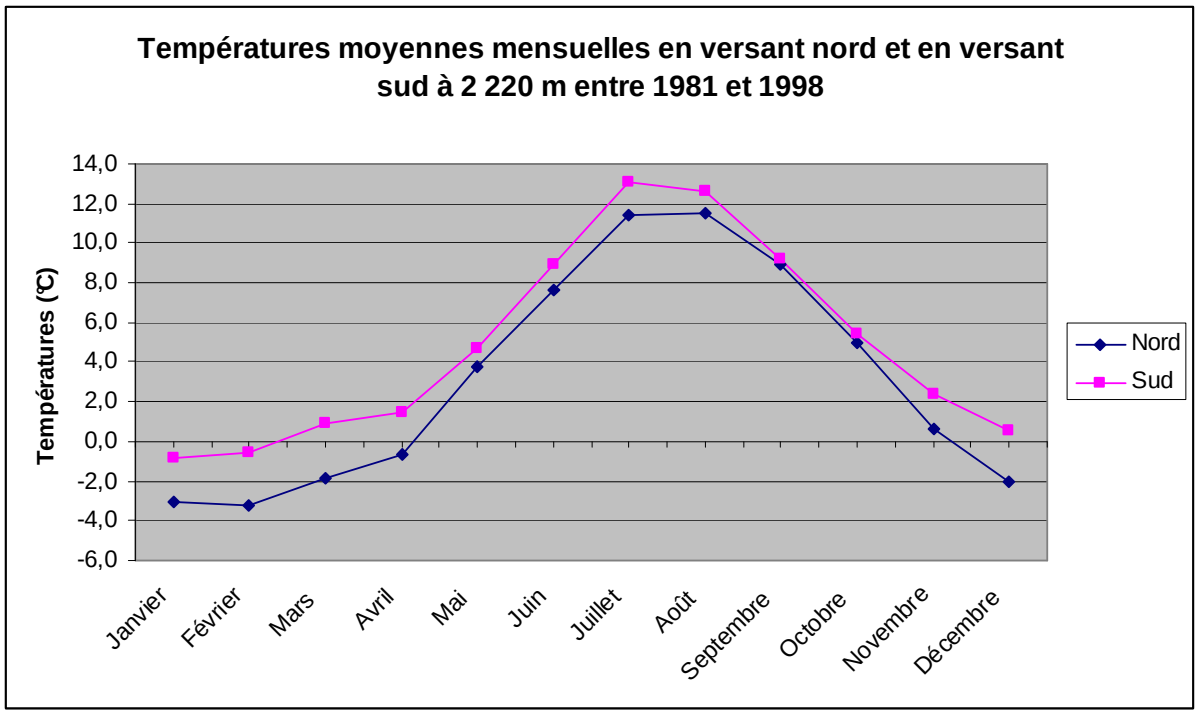


Figure 4.2.
Comparaison des températures moyennes mensuelles entre 1981 et 1998 entre le versant espagnol et le versant français à 2 220 m. Les données espagnoles proviennent du refuge de Goriz et les données françaises ont été estimées à partir des données de Barèges (1 250 m) et des gradients mensuels déterminés dans le § 1.1.1.

La TAMA au refuge de Goriz est de 4,9°C, alors qu'elle n'est que de 3,2°C sur le versant septentrional, soit une différence de 1,7°C. Si l'on divise cette différence par le gradient moyen régional (0,59°C/100 m), on obtient la valeur de 288 mètres, qui représente la différence altitudinale pour une même TAMA entre les deux versants. On constate que les différences varient selon les saisons (fig. 4.3). Elles sont maximales entre décembre et mars (entre 2 et 3°C en moyenne), alors qu'elles sont plus faibles durant les saisons intermédiaires, notamment en septembre et en octobre où elles sont inférieures à 0,5°C. Elles sont moyennes en été. Malheureusement, les températures quotidiennes maximales et minimales, l'enneigement et les températures du sol n'ont pas pu être comparés faute de données sur le versant espagnol.

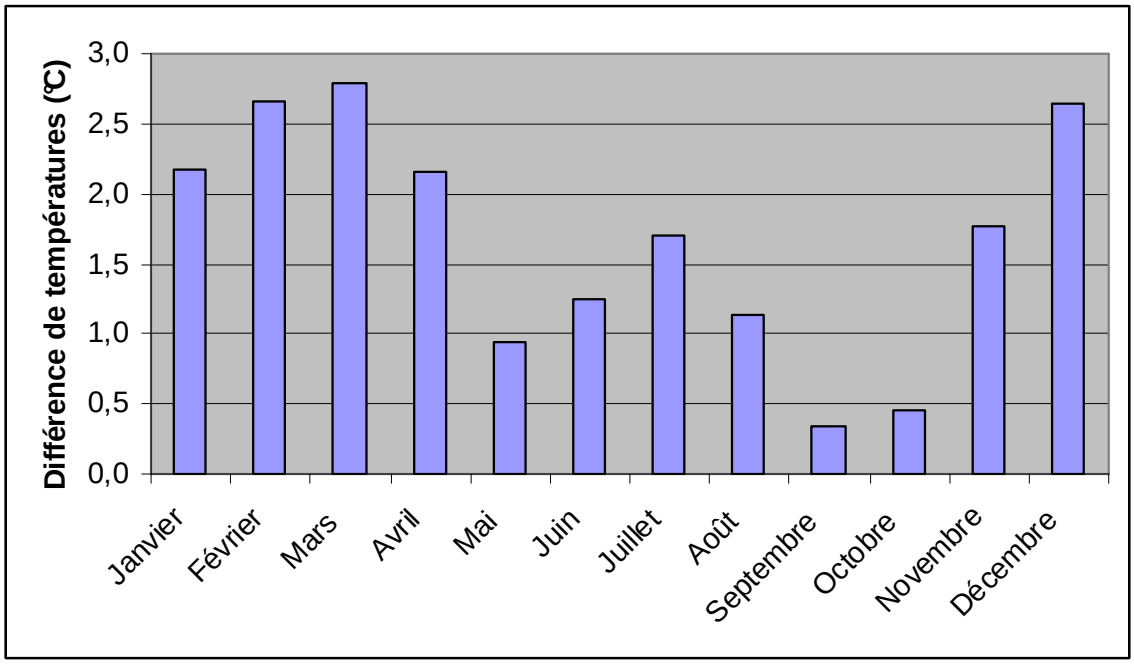


Figure 4.3.
Différence entre les températures moyennes mensuelles entre 1981 et 1998 entre le versant espagnol et le versant français à 2 220 m. La période froide marque les plus grandes valeurs.

b) Décalage altitudinal des formes en adret et en ubac

Afin d'observer le décalage altitudinal de formes périglaciaires selon l'exposition, nous avons choisi d'utiliser les observations déjà réalisées sur les versants méridionaux et septentrionaux du Taillon (chapitre III). Ces deux versants présentent des conditions topographiques (replats) et lithologiques (grès, calcaires) relativement proches.

Ces observations sont illustrées dans la figure 4.4. La limite altitudinale inférieure de l'apparition des terrassettes de solifluxion présente un décalage d'environ 300 mètres entre le

versant sud et le versant nord (respectivement 2 440 m et 2 150 m). La limite inférieure des sols structurés miniatures (petits cercles triés) est de 280 mètres (2 580 m en versant sud, 2 300 m en versant nord). Cela est proche des décalages observés par Marnezy (1977) sur les versants de la Vanoise, soit 200 mètres. On constate en outre que ces différences altitudinales correspondent très précisément aux décalages estimés de la température moyenne annuelle de l'air (288 mètres), ce qui signifie que ces formes se développent, quelle que soit l'exposition, sous une même TAMA. On peut donc considérer que la TAMA est un bon indicateur des conditions climatiques nécessaires au développement des formes périglaciaires, mais dans une certaine mesure seulement, car les conditions de site sur les deux versants diffèrent nécessairement, et seules des données climatiques plus précises (enneigement, nombre de cycles gel-dégel dans le sol) pourraient confirmer que les conditions sont similaires aux limites inférieures des principales formes de même dimension.

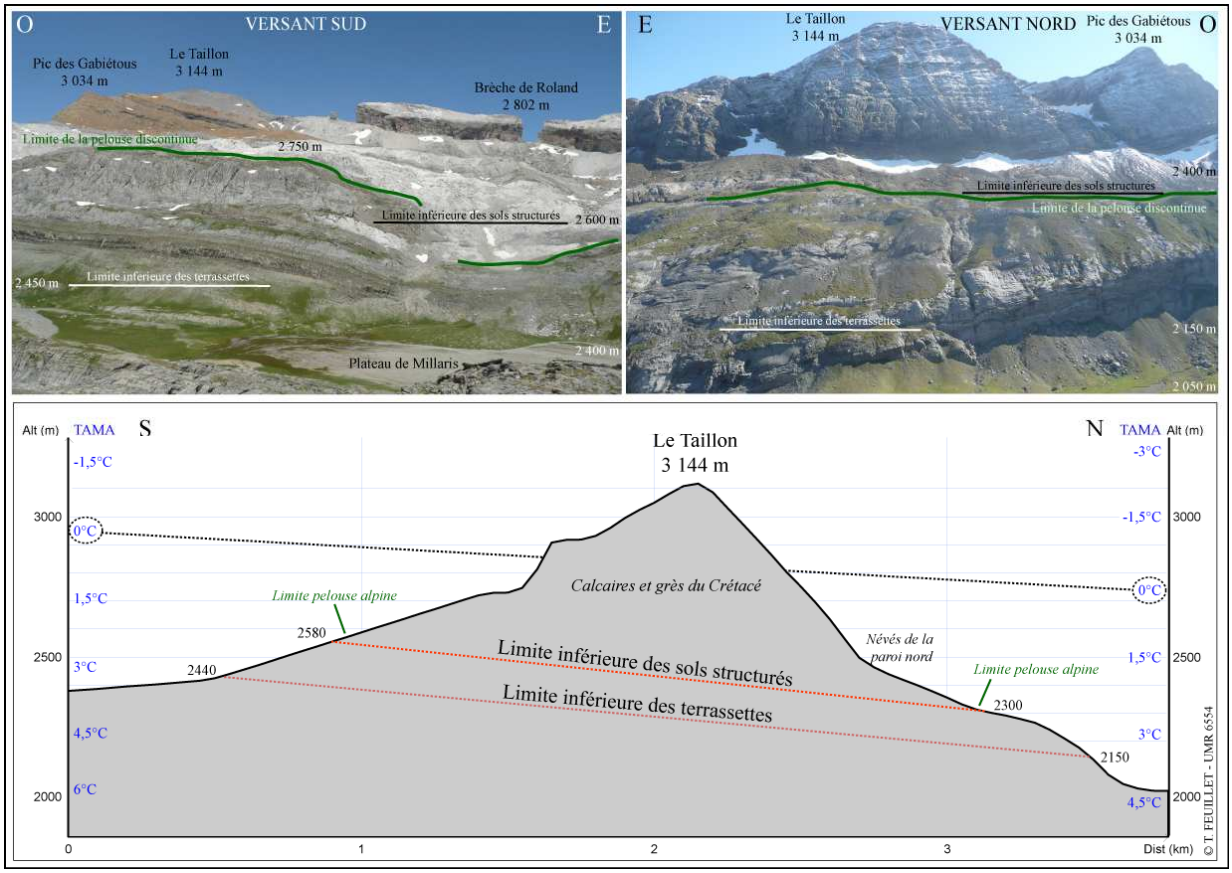


Figure 4.4.
Effet de l'exposition sur les limites inférieures des formes périglaciaires. Exemple dans le massif du Taillon.

c) Discussion

La principale distinction climatique entre les adrets et les ubacs concerne la durée d'enneigement. Cela a des conséquences importantes sur le régime thermique du sol, même à l'échelle microtopographique, comme nous l'avons montré dans le § 1.3.2. Théoriquement, un sol d'adret ou un espace exposé au vent sera moins longtemps enneigé qu'un sol d'ubac ou un site déprimé. On sait que les sols les moins enneigés, et particulièrement ceux qui peuvent être déneigés ponctuellement en hiver ou aux périodes prénivale et fininivale, voient leur régime thermique plus directement influencé par les fortes variations des températures de l'air. Ils sont susceptibles de connaître des engels profonds et un nombre de cycles gel-dégel plus élevé que les sols très enneigés. Pourtant, on constate par les observations que les formes périglaciaires, notamment les sols structurés, sont plus fréquentes en ubac qu'en adret, ainsi que près des sites déprimés où les névés sont tardifs. Il existe donc un paradoxe selon lequel les sites qui connaissent le plus de cycles gel-dégel accueillent le moins de formes périglaciaires. L'explication peut être liée à la teneur en eau du sol. Pour que les cycles gel-dégel puissent avoir un effet sur la morphogenèse périglaciaire, il faut que l'eau soit présente pour former la glace de ségrégation, elle-même responsable du gonflement cryogénique, de la cryoexpulsion et donc du tri. Or, les sols les moins enneigés sont les plus ensoleillés ou les plus venteux. Dans les deux cas, l'humidité du sol s'en trouve diminuée (évaporation, meilleur drainage, assèchement). Cette hypothèse ne peut malheureusement pas être confirmée par des mesures précises, mais elle permet en tout cas d'expliquer le paradoxe : la morphogenèse périglaciaire ne dépend pas seulement du nombre de cycles gel-dégel dans le sol, mais également de l'humidité du sol. Ainsi, le nombre limité de cycles gel-dégel dans un sol situé aux abords d'un névé est comblé par l'apport considérable d'humidité provenant du névé. Cette apport d'humidité serait suffisant pour entretenir une dynamique périglaciaire sous un petit nombre de cycles, en revanche très morphogènes. Il faut enfin noter que, si les ubacs présentent la plus grande variété et la plus forte densité de formes cryonivales, les gispetières sont en revanche caractéristiques des adrets. Seulement, ces terrassettes ne doivent pas seulement leur genèse aux cycles gel-dégel, mais également aux propriétés racinaires de *Festuca eskia* et à leur résistance. Or, cette plante est une héliophile stricte.

4.1.2. LA LITHOLOGIE

« Dans les schistes, les cercles ont un développement spatial, une ampleur, jamais atteints dans les granites ou dans les gneiss » (Soutadé, 1980 : 269).

La nature de la roche et son degré de fracturation déterminent en grande partie la présence et la granulométrie des régolites. Or, la granulométrie conditionne les effets morphogéniques du gel-dégel. Nous avons constaté dans le chapitre II que l'occurrence de certaines formes était liée à la lithologie des versants. Nous proposons donc maintenant d'analyser cette relation modelés/lithologie.

a) Lithodépendance des sols structurés triés

Les sols structurés triés nécessitent un contraste de gélivité au sein des régolites, c'est-à-dire la présence d'au moins deux couches de matériau meuble se caractérisant par un gonflement cryogénique différentiel. La gélivité d'un matériau est définie par sa capacité à former de la ségrégation de glace en lentilles et est donc liée à sa capacité de rétention en eau. Cette rétention en eau est elle-même corrélée à la teneur en argiles et en colloïdes (Van Vliet-Lanoë, 2005). La gélivité est maximale dans les sols silteux, dans lesquels les pores ont une taille optimale pour la migration capillaire de l'eau (Bertran et Coutard, 2004). Beskow (1947) et Kaplar (1974) ont résumé la relation entre le gonflement cryogénique et la granulométrie (fig. 4.5). Ainsi, le contraste de gélivité est fort entre les graviers et les limons, faible entre les limons et les argiles. L'ensemble des sols structurés actifs que nous avons pu observer dans les Pyrénées étaient caractérisés par la présence d'une matrice fine abondante, noyée dans les débris plus grossiers, souvent hétérogènes. À partir d'observations dans des régions variées, Goldthwait (1976) conclut que les sols structurés triés n'apparaissent que dans des régolites contenant au moins 10% de matrice limono-argileuse et plus de 15% de débris grossiers.

Les conditions granulométriques nécessaires au développement des sols structurés sont donc strictes, ce qui explique d'ailleurs en partie le faible nombre de gisements observés. Nous avons constaté que la localisation de ces gisements (chapitre III) est liée à la lithologie, pour la simple raison que les roches, selon leur texture, leur porosité et donc leur réaction à la météorisation (particulièrement aux alternances gel-dégel), produisent plus ou moins de fines. Sellier (2002) note par exemple qu'en Écosse, les ostioles les plus remarquables s'observent souvent dans les affleurements quartzitiques, contrairement aux affleurements de gneiss ou de

gabbros. L'auteur explique ce constat par le fait que les régolites d'origine quartzitique sont de ceux qui produisent les contrastes de gélivité les plus marqués. Peulvast (1991) constate également, au Gröenland, que la superposition de deux lithologies de gélivité différentielle (gneiss et amphibolite) favorise le développement de polygones triés de 1,5 à 2 m de diamètre. Les nombreuses expériences du centre de géomorphologie de Caen ont démontré que pour un même nombre d'alternances gel-dégel, les roches ne produisent pas la même quantité de matériau fin (Lautridou, 1982, 1984). Ainsi, « plus les roches sont massives, plus grossières sont les particules produites et peu abondant le matériel fin fourni » (Évin, 1988). Les grès et les calcaires produisent donc également beaucoup de fines, contrairement aux granites massifs. En revanche, si les granites sont préalablement très altérés, ils deviennent plus poreux et la production de fines peut être importante, notamment d'argiles provenant du ciment feldspathique (Lautridou et Ozouf, 1982 ; Lautridou, 1984). Il convient néanmoins de nuancer ces affirmations en fonction du nombre et du rythme des cycles gel-dégel. D'après des expériences réalisées sur les granites du Massif Central, Etlicher (1986) arrive à la conclusion que les fines apparaissent sur tous les faciès, quel que soit leur degré d'altération. Néanmoins, dans la plupart des granites, elles n'apparaissent que lors des premiers cycles, avant d'être remplacées par des fractions plus grossières. Dans les granites à biotite, la fraction fine ne forme que 0,6 à 1,3% du total des débris.

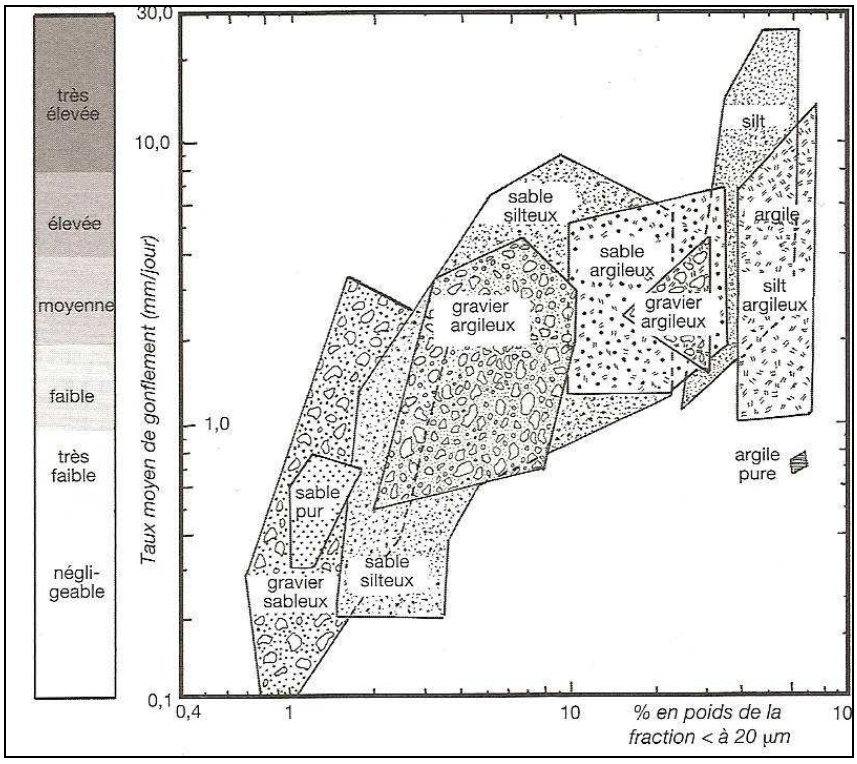


Figure 4.5.
Relation entre le gonflement du sol au gel et la granulométrie. Extrait de Beskow (1947).

Dans les Pyrénées centrales, nous avons constaté que les régolites d'origine cristalline (granite, granodiorite, diorite, etc.) sont pauvres en sols structurés, triés ou non, contrairement aux roches d'origine sédimentaire (calcaires, grès, schistes, etc.). Le manque de matrice fine dans cette lithologie justifie ce fait, comme l'a par ailleurs constaté Valadas (1975) dans le Massif Central (Margeride et Mont Lozère). Le meilleur exemple qui illustre ce constat est la localisation des sols structurés sur le versant oriental du pic d'Ardiden. Ce versant est sculpté dans des roches plutoniques massives, qui produisent des formations superficielles à mégablocs préparés par l'intense fracturation et agencés en structure *openwork*. Les arènes existent, mais sont systématiquement et directement évacuées dans les vides situés entre les blocs. Le développement de sols structurés est physiquement impossible, puisqu'il n'y a pas de sol. Pourtant, on sait qu'à ces altitudes (environ 2 400 m aux lacs d'Ardiden), les conditions climatiques sont suffisantes au développement de formes triées actives. On en a justement la preuve irréfutable lorsque l'on observe les discrets affleurements de calcaires disposés en enclave dans le pluton. Ces affleurements, parfois longs de quelques mètres seulement, suffisent pour produire un sol riche en matrice fine. Effectivement, des sols structurés miniatures s'y développent (fig. 1.10).

La montagne de Cap de Long présente également une répartition de ses sols structurés directement dépendante de la lithologie. On constate sur la figure 4.6 que la grande majorité des modelés se situent sur les affleurements sédimentaires et presque jamais au niveau du pluton du Néouvielle, malgré des altitudes et une topographie favorables. En effet, la zone de contact s'élève par endroits à 2 600 m, et les replats ou les zones peu pentues ne manquent pas. Les seuls cercles de pierres triés observés dans le granite se situent dans de petits sites concaves qui limitent l'évacuation des arènes. Ces sites sont particulièrement nombreux dans la zone proglaciaire humide du glacier de Pays Baché. Néanmoins, les formes restent toujours de dimension très modeste (souvent centimétrique), restreintes dans ces petits sites favorables, contrairement aux formes qui se développent autour du gourg de Cap de Long.

Il est intéressant de remarquer que le granite, s'il est pauvre en sols structurés actifs, est riche en sols structurés fossiles. En effet, des figurés géométriques de très grandes dimensions, de l'ordre de 10 mètres de diamètre et datant probablement du Tardiglaciaire, ont été repérés sur différents sites granitiques[15], mais aucun de cette grandeur sur les sols issus de roches sédimentaires. Deux éléments peuvent expliquer cette différence. D'une part, la taille des éléments grossiers granitiques est telle que seule une dynamique cryogène extrêmement

[15] La description précise de ces anciennes formes sera présentée dans le chapitre V.

puissante est capable de les mobiliser. Cette relation selon laquelle la taille des figurés périglaciaires est corrélée positivement à la grosseur des débris a été démontrée statistiquement par Treml *et al*. (2010) dans les Sudètes, à partir d'un échantillon de 750 formes, ce que confirment également les observations de Goldthwait (1976). Les sols structurés dans ces régolites grossiers ne peuvent donc être que très petits (dans les rares affleurements d'arènes), ou très grands. Or, actuellement, les conditions thermiques ne sont pas assez sévères pour créer ou entretenir des modelés plurimétriques, même aux plus hautes altitudes. D'autre part, ces formes fossiles sont aujourd'hui encore visibles grâce à leur dimension exceptionnelle, qui fait que leur altération, notamment par le ruissellement, est très longue (manifestement plusieurs millénaires). L'absence de figurés géométriques géants fossiles dans les autres lithologies peut donc s'expliquer de plusieurs façons : soit ils n'ont jamais existé, soit ils ont été altérés plus rapidement en raison de la présence de blocs de dimension plus modeste, soit enfin ils sont actuellement totalement recouverts de végétation et donc invisibles.

Pour conclure, il convient d'insister sur le fait que la lithologie (et la granulométrie des régolites qui en découle) n'est qu'un paramètre parmi d'autres. D'une part, les fines doivent en quelque sorte rester « prisonnières » au sein du lieu où se développent les sols structurés. Là encore, le rôle de la microtopographie est important : les sites déprimés et fermés empêchent physiquement l'évacuation des éléments fins par ruissellement, et même par illuviation dans le cas où la roche mère est subaffleurante. D'autre part, l'humidité est indispensable. Or, elle est également importante dans les sites concaves (neige tardive, rétention de l'eau). Il est donc cohérent de considérer l'association de ces caractéristiques pour expliquer l'altitude effectivement observée des sols structurés triés.

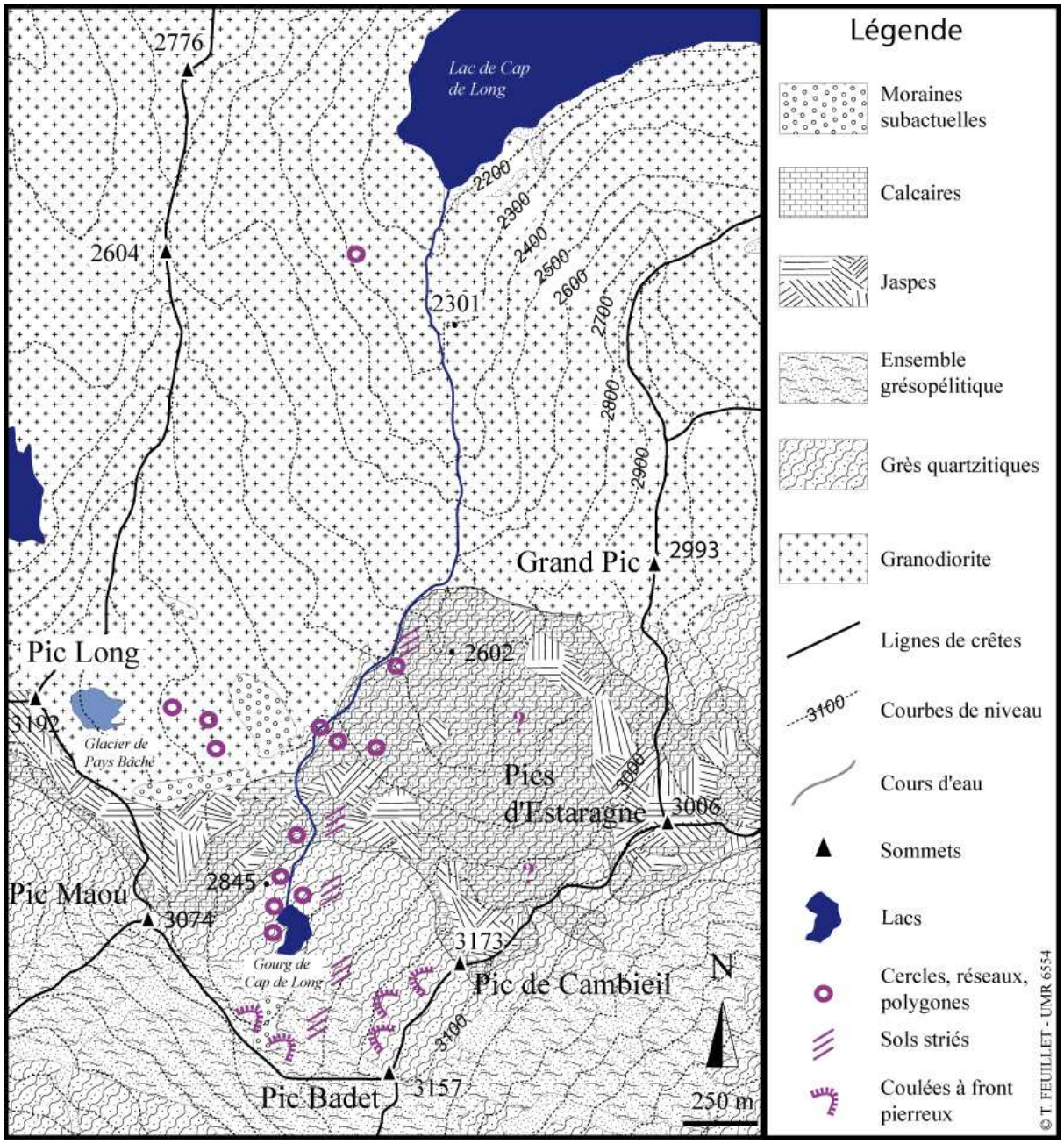


Figure 4.6.
Lithodépendance des sols structurés sur la montagne de Cap de Long. Les affleurements granodioritiques sont pauvres en formes.

b) Lithodépendance des glaciers rocheux

« Il est clair que les roches génératrices des glaciers rocheux sont des roches massives peu susceptibles au gel » (Évin, 1988 : 147).

Nous avons considéré l'ensemble des glaciers rocheux du secteur du parc national, quel que soit leur état d'activité. S'ajoutent ainsi aux 21 individus actifs et inactifs présentés dans le chapitre II (tab. 2.3) 26 glaciers rocheux dont l'état fossile est indiqué par le degré important de végétalisation et l'absence de modelés de surface nets. Cet effectif total de 47 formes a été classé en trois groupes lithologiques :

– Roches magmatiques et anatectiques, composées principalement de granite et de granodiorite ;

– Roches volcaniques, qui comprennent exclusivement les andésites du pic du Midi d'Ossau ;

– Roches sédimentaires et peu métamorphisées, qui englobent majoritairement les calcaires et les schistes.

Il apparaît que 68% des glaciers rocheux sont localisés dans des lithologies magmatiques, contre seulement 26% dans les roches sédimentaires (fig. 4.7).

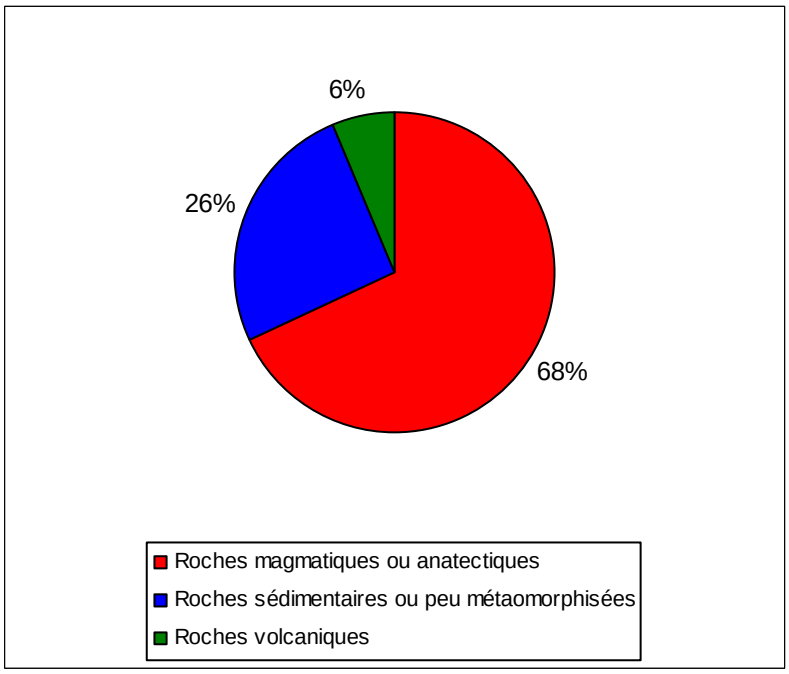


Figure 4.7.
Localisation préférentielle des glaciers rocheux selon la lithologie : prépondérance des roches magmatiques.

La relation des glaciers rocheux à la lithologie est donc inversée par rapport aux sols structurés : leur localisation est plus importante dans les roches magmatiques. Nous avons déjà insisté sur le fait que les roches magmatiques de cette région sont massives, mais particulièrement soumises aux accidents tectoniques du fait de l'activité sismique intense (failles et diaclases denses, recoupant plusieurs directions). La fourniture de blocs par macrogélivation est ainsi considérable et s'associe en outre à la décohésion post-glaciaire ou aux événements catastrophiques d'origine sismique. Il est ainsi très probable que la fréquence des glaciers rocheux dans cette lithologie soit à imputer à cette forte capacité de fourniture de matériau des parois intensément fracturées, comme plusieurs auteurs l'ont montré dans les Pyrénées centrales espagnoles (Chueca, 1992), dans les Alpes (Évin, 1985, 1987, 1988 ; Monnier, 2006) ou au Svalbard (André, 1994). En outre, la structure openwork offre une pénétration facilitée de la neige en subsurface, susceptible par la suite de se transformer en glace (Valadas, 1975).

4.1.3. LES CONDITIONS D'HUMIDITÉ

« Soil moisture contents are regarded as the primary control on the amount of frost heave » (Matsuoka, 1996 : 139).

Au-delà de l'exposition, qui joue sur les conditions thermiques des sites exposés ou protégés, et de la lithologie, qui contrôle en partie la texture du matériau et donc sa susceptibilité au gel, les conditions d'humidité (teneur en eau du sol) ont une influence très importante sur l'efficacité de la morphogenèse périglaciaire. En effet, l'ampleur des processus générateurs de formes, tels que le gonflement cryogénique et la gélifluxion, est corrélée à la teneur en eau du sol et à sa capacité de former de la glace de ségrégation et de la glace d'exsudation (Matsuoka, 1996, 2001 ; Jaesche *et al*., 2003 ; Kinnard et Lewkowicz, 2005 ; Overduin et Kane, 2006). En outre, la profondeur de pénétration du gel est en partie liée à la conductivité thermique du matériau, qui dépend elle-même de sa teneur en eau. L'humidité a ainsi été considérée par Matthews *et al*. (1998), dans le Jotunheimen, comme le facteur le plus important pour expliquer la distribution et le degré d'activité des sols structurés. Luoto et Hjort (2004, 2005) arrivent à des conclusions similaires pour le nord de la Finlande.

L'humidité d'un milieu dépend de l'apport direct d'eau (précipitations, fonte nivale ou glaciaire, lac, ruissellement), ainsi de la capacité du site à la retenir, qui dépend elle-même de facteurs variés (topographie, granulométrie, épaisseur des régolites, infiltration, perméabilité

du substrat, couvert végétal, évaporation). La topographie semble être l'élément déterminant au mieux l'humidité globale d'un milieu. Les pentes fortes et régulières favorisent le drainage et donc la sècheresse des sols, tandis que les sites concaves et les contre-pentes sont favorables à l'humidification prolongée du substrat. En effet, la neige (ou les glaciers) perdure dans les sites concaves (quelle que soit l'échelle), d'une part parce qu'elle s'y accumule en plus grande quantité sous l'effet du vent, d'autre part parce que ces sites sont moins exposés aux radiations solaires. C'est en outre par définition la localisation des lacs temporaires ou pérennes. Or, les rives de lacs régulièrement immergées sont des milieux extrêmement favorables au développement de sols structurés, comme c'est par exemple le cas au Gourg de Cap de Long ou aux lacs du Montferrat.

Le cirque de Tuquerouye, au pied du versant nord du Mont Perdu, illustre parfaitement ce constat. Pour une même altitude (environ 2 550 m), ce site présente certainement les sols structurés actifs les mieux développés des Pyrénées (Boyé, 1952 ; Höllermann, 1967 ; Nicolás Martinez, 1981). Plusieurs raisons expliquent cette exacerbation des processus. Tout d'abord, le cirque est confiné entre deux versants : le Mont Perdu au sud, muraille d'environ 800 mètres de commandement, et les crêtes reliant le Grand Astazou (3 071 m) et le pic de Tuquerouye (2 819 m) au nord. Cette configuration de relief permet la préservation d'un étage glaciaire important sur le versant du Mont Perdu, qui est une source constante d'humidité en aval, et qui contribue certainement à concentrer les influences froides au sein du cirque (Boyé, 1952). Le lac glacé tient d'ailleurs son nom du fait qu'il était réputé ne jamais dégeler complètement (ce qui n'est plus le cas actuellement). D'autre part, à l'échelle locale, la structure géologique est favorable à une fonte très tardive des névés. Au fond du cirque, la structure est monoclinale et permet aux névés de perdurer à l'abri des fronts de micro-cuestas et d'alimenter les nombreuses mares piégées dans cette concavité. En outre, les fines sont présentes de manière importante en raison de la forte météorisation de ce calcaire, amplifiée par les nombreuses diaclases qui le parcourent. Ces fines n'ont guère de porte de sortie : l'absence de pente limite leur évacuation par ruissellement, tandis que la proximité du lit rocheux empêche leur illuviation. Les figurés périglaciaires trouvent donc dans ces dépressions toutes les conditions nécessaires à leur développement (fig. 4.8), malgré des altitudes plus basses que la limite zonale de telles formes. D'ailleurs, dans la même lithologie et à la même altitude sur le versant sud du Taillon, les sols structurés restent à l'état miniature ou sont inactifs.

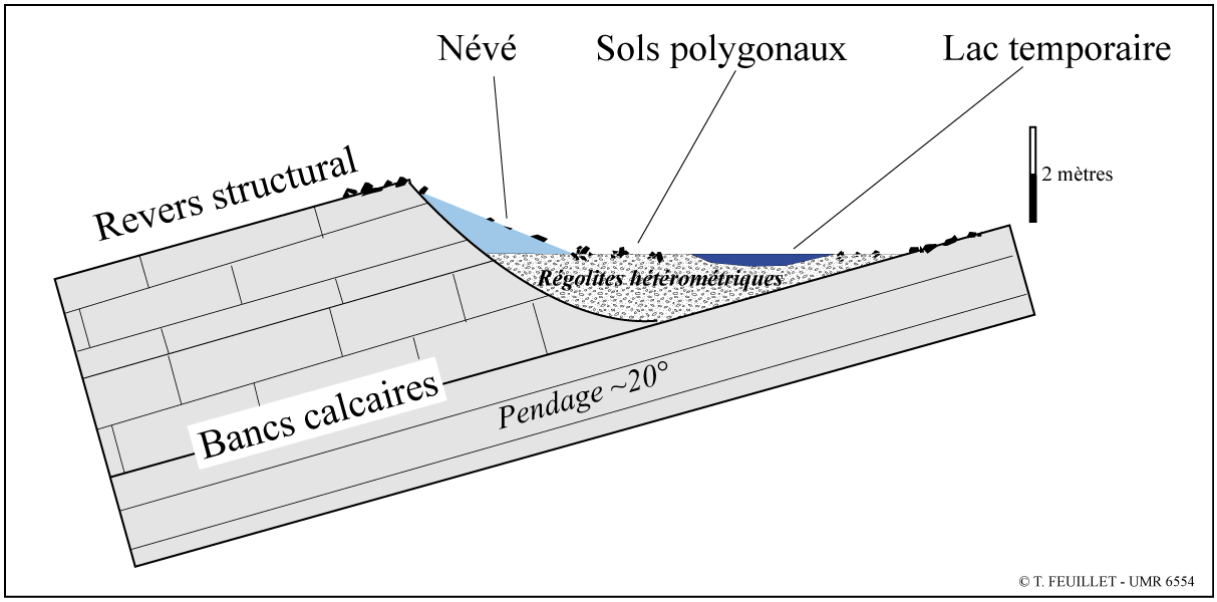


Figure 4.8.
Exemple de configuration microtopographique favorable au développement de sols structurés dans le cirque de Tuquerouye. L'humidité très importante provenant des névés et des mares, associée à la présence de régolites hétérométriques prises au piège, expliquent l'exacerbation des effets morphogéniques du gel-dégel.

4.1.4. LA VÉGÉTATION

« A closed vegetation cover appears to limit the development of active patterned ground more than any cold climatic threshold » (Höllermann, 1985 : 262).

a) Constat : forte relation entre les étagements périglaciaires et la couverture végétale

Ce constat de Höllermann corrobore celui de nombreux auteurs, ainsi que nos propres observations : la distribution des formes périglaciaires est étroitement liée aux limites de végétation. D'une part, la limite supérieure de la forêt se superpose, à 100 ou 200 mètres près, à la limite inférieure de la solifluxion. D'autre part, la limite supérieure de la pelouse continue, qui délimite les étages alpin et nival, correspond souvent précisément à la limite inférieure des sols structurés actifs. C'est par exemple le cas sur les deux versants du Taillon, où les limites se confondent parfaitement. Cela s'est également vérifié aux lacs du Montferrat (Vignemale), à Barroude et sur la montagne de Cap de Long.

La pelouse alpine est de deux types selon la lithologie du substrat : calcicole et silicicole (Ozenda, 1985, 2002). La flore de l'étage alpin dans les Pyrénées, où prédominent les hémicryptophytes, est composée d'environ 420 espèces (Ozenda, 2002). Ce chiffre décroît nettement avec l'altitude. Le tableau 4.1 illustre les limites supérieures des principales

pelouses pyrénéennes dans trois sites (bilan tiré des documents de synthèse Natura 2000 réalisés par le Parc national des Pyrénées). L'altitude moyenne est de 2 500 m, ce qui est proche de la limite inférieure moyenne des sols structurés actifs observés sur les versants de référence.

Type de pelouse	Néouvielle	Cirques	Péguère Barbat Cambales
Pelouses pyrénéennes à *Carex sempervirens*	/	2470	2220
Pelouses à *Carex ferruginea*	/	/	2330
Pelouses des crêtes à *Elyna*	/	2870	2410
Pelouses atlantiques à *Nardus stricta*	/	2200	1880
Gazons à *Nardus stricta*	2600	/	2630
Nardaies mésophiles pyrénéo-alpines	2550	2720	2620
Nardaies pyrénéo-alpines hygrophiles	2350	2570	2580
Pelouses pyrénéo-alpines hygrophiles à *Alopecurus*	2500	2600	2590
Pelouses fermées à *Festuca eskia*	2600	2780	2710
Communautés à *Rumex alpini*	2550	/	2258
Pelouses pyrénéennes à *Festuca gautieri*	/	2695	2350
Pelouses calcicoles subalpines en guirlandes	/	/	2240
Pelouses pyrénénnes à *Festuca nigrescens*	/	2470	/

Tableau 4.1.
Limites supérieures des principales pelouses pyrénéennes. Source : Document de synthèse Natura 2000, Parc national des Pyrénées.

b) Relation entre le couvert végétal et les dynamiques périglaciaires

Plusieurs études se sont intéressées à la relation entre les formes/dynamiques périglaciaires et la répartition de la végétation, dans les milieux arctiques (Benninghoff, 1952 ; Tyrtikov, 1959, 1976 ; Raup, 1971 ; Jonasson et Sköld, 1983 ; André, 1990 ; Anderson et Bliss, 1998 ; Cannone *et al*., 2004 ; Haugland et Beatty, 2005 ; Hjort et Luoto, 2009) comme dans les milieux alpins, et particulièrement les Pyrénées, qui ont fait l'objet des travaux pionniers associant géomorphologie périglaciaire et écologie (Baudière et Serve, 1971 ; Serve, 1972 ; Nègre, 1974 ; Villar, 1977 ; Soutadé, 1980 ; Somson, 1983 ; Arbella et Villar, 1984 ; Cannone et Gerdol, 2003 ; Béguin *et al*., 2006 ; Huc, 2008).

La relation végétation/périglaciaire diffère selon les modelés considérés. Le couvert végétal, même continu, n'empêche pas les dynamiques de fluage sur les versants (terrassettes, blocs laboureurs, coulées de solifluxion), comme en témoigne la présence régulière de la pelouse à fétuque sur le front des coulées ou sur les contremarches des terrassettes. Au contraire même, le tapis limite le ruissellement et donc le lavage des fines, de même qu'il

contribue à augmenter la capacité de rétention d'eau du sol et à limiter l'évaporation (Van Vliet-Lanoë, 2005). En outre, un horizon composé de matière organique a, en période humide, une teneur en eau 5 à 10 fois plus élevée qu'un horizon minéral (Tyrtikov, 1959), ce qui favorise le gonflement cryogénique et augmente la conductivité thermique du sol. En revanche, le couvert végétal fermé et les sols structurés s'opposent, sauf dans le cas de certaines formes particulières, comme les hummocks. Les liens de cause à effet sont difficiles à cerner : la végétation est-elle limitée par les mouvements dus au gel, ou est-ce l'absence de végétation qui permet le développement des formes ? Les conclusions de Ballantyne (1996) selon lesquelles un très petit nombre de cycles gel-dégel suffit à provoquer la formation de sols structurés miniatures quand la végétation est absente jouent en faveur de la deuxième hypothèse. Une fois que la dynamique est en place, la première hypothèse se révèle aussi exacte : par exemple au sein de cercles ou de sols polygonaux, seules des plantes très tolérantes au stress sont capables de supporter les perturbations physiques (Benninghoff, 1952 ; Canonne et Gerdol, 2003 ; Cannone *et al*., 2004 ; Béguin *et al*., 2006).

c) Les facteurs limitant le développement de la pelouse dans les Pyrénées

Tenter de connaître les facteurs qui déterminent la limite supérieure de la pelouse alpine équivaut donc à connaître ceux qui expliquent l'apparition des sols structurés. Il est certain que le facteur climatique est primordial, et notamment la durée de l'*aperzeit* (période sans neige), qui est subégale à la durée de la saison végétative. Cependant, une série d'autres facteurs perturbe la limite zonale de la pelouse. Les références bibliographiques à ce propos sont très maigres, les écophysiologues s'attardant davantage sur la limite de l'arbre. Defossé *et al*. (1997) se sont intéressés aux effets de la topographie, de l'humidité du sol, du vent et du pâturage sur la pelouse à fétuque en Patagonie, mais il s'agit d'un milieu semi-aride, ce qui rend les comparaisons délicates. À l'échelle des massifs européens, Ozenda (1985) a proposé six facteurs limitant le développement des végétaux dans l'étage alpin :

– les basses températures et les grands extrêmes diurnes ;

– le fort enneigement, qui raccourcit la période végétative et entraîne des modifications phénologiques ;

– l'insuffisance des sols, dont le développement est freiné par les basses températures. Il en résulte que le rôle de la nature chimique de la roche mère devient prépondérant ;

– la forte insolation ;

– le vent (dessèchement du sol) ;

– les microclimats, déterminés par la microtopographie.

Ces conditions extrêmes provoquent une modification de la morphologie des plantes (nanisme, plaquage au sol, coussinets, etc.) et de leur métabolisme (lenteur de croissance).

Il manque néanmoins un facteur de taille : les perturbations d'ordre géomorphologique, dont le rôle dans la distribution des plantes alpines a été démontré entre autres par André (1990), Huc (2008), Moreau *et al.* (2008) et Randin *et al*. (2009), en milieu arctique comme en milieu alpin. Ces perturbations englobent les déformations lentes ou rapides du sol (cryoturbation, solifluxion, reptation du pergélisol, coulées de débris, etc.), le ruissellement dense, notamment en période de fonte (Laffly et Mercier, 2002) et les transferts de matière continus ou occasionnels (éboulisation, éboulements, avalanches, etc.).

L'aspect très morcelé de la limite de la pelouse nous porte à croire que la part de chacun de ces facteurs varie beaucoup selon le contexte local, ce qui rend d'ailleurs toute modélisation difficile. Nous proposons d'observer précisément cette limite, à partir de la photographie aérienne, sur le versant nord du Taillon. La figure 4.9 permet de localiser la limite supérieure de la pelouse continue sur l'ensemble du versant. Elle varie de 2 100 à 2 350 m. En amont, les herbacées, souvent composées de *saxifraga azoides*, *saxifraga bryoides*, *arenaria purpurascens* et de *potentilla alchemilloides*, sont très éparses et ne forment à aucun moment un couvert continu. Chaque carré blanc correspond à un zoom sur un segment marquant un abaissement localisé de cette limite. Pour chacun des quatre exemples proposés, on observe visiblement que les facteurs de limitation de la végétation diffèrent selon le contexte géomorphologique.

– Segment 1 : *zone de ruissellement actif* (fig. 4.10a). Sur cet exemple, on constate que la zone de chenaux actifs, provenant de la fonte du glacier de Gabiétous et remaniant des dépôts fluvio-glaciaires, provoque un abaissement de la limite de la pelouse. Ce ruissellement dense est à l'origine d'une instabilité prononcée des dépôts, qui empêche manifestement la colonisation des graminées. Le sentier de randonnée traversant cette zone est d'ailleurs effacé chaque année par la dynamique torrentielle.

– **Segment 2** : *absence de sol* (fig. 4.10b). Sur cette portion, la limite de la pelouse est directement commandée par l'absence de sol. En effet, le calcaire affleure et n'est pas recouvert de placages de till ou de dépôts soliflués comme c'est le cas sur les segments voisins. De cause à effet, cet affleurement est soumis à une déflation importante empêchant tout dépôt éolien conséquent.

– **Segment 3** : *dépôts d'éboulement* (fig. 4.10c). Ce secteur est concerné par un vaste dépôt de blocs hétérométriques. L'origine de cette forme est discutable : son étalement en langue fait songer à un glacier rocheux, mais l'absence de front et de bourrelets de surface, ainsi que la présence d'une grande cicatrice dans la paroi amont, nous fait plutôt penser à un vaste dépôt d'éboulement. Quelle que soit la dynamique en jeu, la pelouse contourne parfaitement ce dépôt. Ce dernier est donc à l'origine de l'abaissement local de la végétation, qui ne parvient pas à le recoloniser.

– **Segment 4** : *talus d'éboulis actifs* (fig. 4.10d). Sur ce segment, les versants des Petits Sarradets sont constitués de talus d'éboulis actifs d'une centaine de mètres de commandement. Le couvert végétal est invisible sur le talus, mais dense à son pied, si bien que le contraste est très net. Il est ici très probable que la mobilité de l'éboulis et/ou la fréquence des chutes de pierres limitent le développement de la pelouse. Cependant, certaines espèces possèdent un dispositif racinaire particulièrement adapté aux fortes mobilités des éboulis (Huc, 2008), mais ne forment pas de couvert continu.

On constate que les facteurs qui ont manifestement une influence sur le tracé de la limite supérieure de la pelouse à l'échelle de ce versant sont variés. Néanmoins, à l'exception du segment 2, tous les facteurs mis en évidence sont liés à l'effet de domination du relief. En effet, l'existence de zones de ruissellement intense, de dépôts d'éboulement ou encore d'éboulis, est directement commandée par la présence de glaciers et de parois en amont. Les névés sont également plus importants, même à basse altitude, au pied de hautes parois. Il est logique que plus l'altitude du sommet est haute, plus les effets de domination sont importants et contribuent à abaisser la limite de la pelouse. C'est déjà ce qu'avait décrit Friedel (1956), en distinguant une limite « orographique » de la pelouse, d'une limite climatique, plus haute. Nous avons pu ainsi souvent observer que les massifs culminant au-dessous d'une certaine altitude, environ 2 400-2 500 m, sont concernés par une limite supérieure de la pelouse particulièrement élevée, parfois jusqu'au sommet, quelles que soient l'exposition ou la lithologie. Cette limite s'apparente à la limite climatique. À l'inverse, sur les versants des massifs élevés comme le Taillon, la pelouse continue peut être très nettement abaissée (2 100 m), et avec elle la limite inférieure des sols structurés. Ces constations générales ne doivent bien entendu pas cacher l'influence d'autres paramètres, notamment de la topographie.

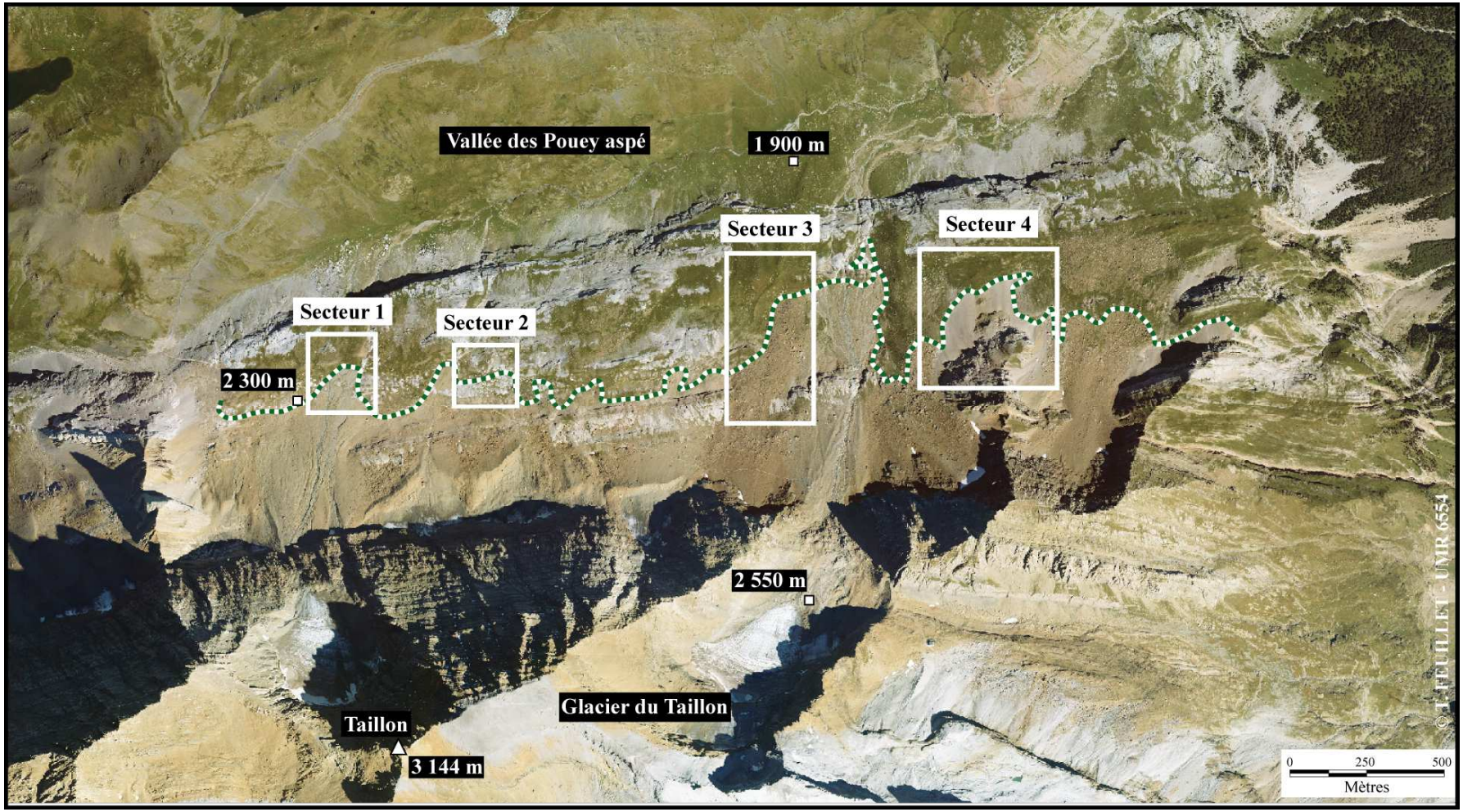


Figure 4.9.
Limite supérieure de la pelouse sur le versant nord du Taillon et localisation des quatre secteurs.

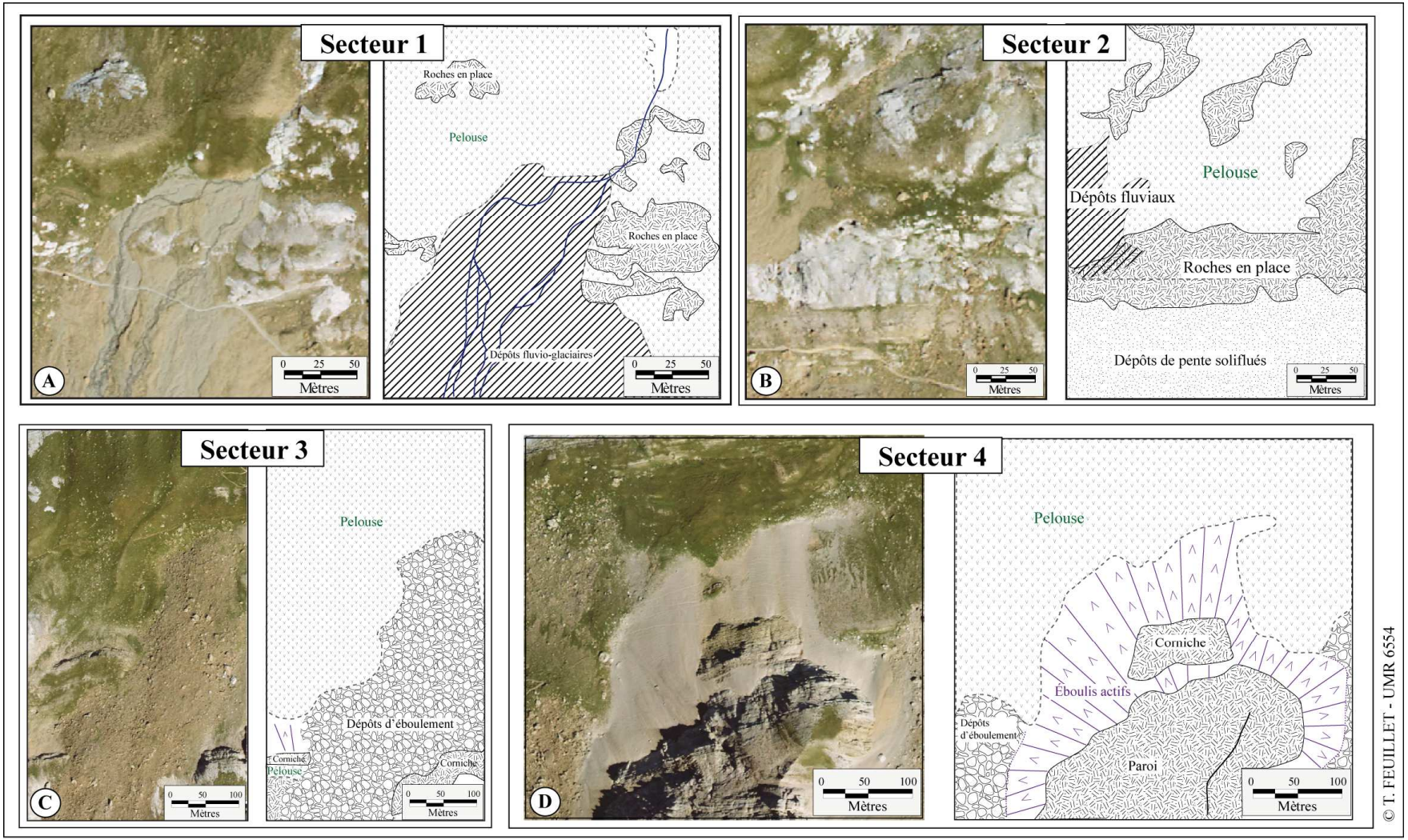


Figure 4.10.
Interprétation de la limite supérieure de la pelouse dans les quatre secteurs considérés.

En aval de la limite supérieure de la pelouse, il est fréquent d'observer des sites circonscrits non végétalisés. Il peut s'agir de rives de torrent, de bords de mares ou d'emplacements de neige tardive limitant la période végétative. Ces sites, souvent très humides, sont susceptibles d'accueillir des sols structurés miniatures et ainsi de faire baisser très ponctuellement leur limite inférieure de plusieurs centaines de mètres. Hupé (1961) a par exemple noté l'existence de sols polygonaux en bord de mare à 1 900 m seulement, observation que nous n'avons pas pu vérifier. Höllermann (1967) a considéré ces modelés comme des formes extrazonales isolées. Pourtant, elles n'ont rien d'extrazonales, elles permettent plutôt d'étendre la zone climatique potentielle suffisante à leur développement. Cela n'est pas surprenant, dans la mesure où les cycles gel-dégel dans l'air sont les plus nombreux à 1 900 m (*cf.* chapitre I). Hastenrath (1960) considère ainsi que les conditions climatiques sont optimales à ces basses altitudes pour la formation des sols structurés. Ces rares formes isolées prouvent donc simplement que les conditions favorables (en dehors du climat) à leur développement, notamment l'absence de végétation, sont rares à basse altitude.

4.2. HIÉRARCHISATION DES PARAMÈTRES DE LOCALISATION DES SOLS STRUCTURÉS DANS LE MASSIF DU TAILLON

La partie précédente a permis d'appréhender une partie des principaux facteurs environnementaux contrôlant la variation des limites des formes périglaciaires. Nous avons pu ainsi constater que ces facteurs pouvaient être favorables ou défavorables au développement de ces formes, et que l'étage périglaciaire à l'échelle régionale diffère selon les caractéristiques de chaque site. Nous proposons maintenant de nous appuyer sur l'observation détaillée d'un massif afin de hiérarchiser les facteurs de localisation des sols structurés actifs par le biais d'une approche quantitative. L'usage des statistiques pour expliquer ou prédire la localisation des formes périglaciaires (glaciers rocheux, sols structurés ou encore palses) en fonction de paramètres environnementaux a montré son efficacité à plusieurs reprises (Matthews *et al*., 1998 ; Luoto et Seppälä, 2002 ; Luoto et Hjort, 2004, 2005, 2006 ; Brenning et Trombotto, 2006 ; Hjort *et al*., 2007 ; Castillo-Rodriguez *et al.*, 2007 ; Hjort et Luoto, 2007 ; Marmion *et al*., 2008 ; Hjort et Marmion, 2009). Néanmoins, les études de localisation des sols structurés ont toujours été réalisées en milieu arctique. Or, les conditions de formation de ces modelés diffèrent dans les montagnes de moyennes latitudes : les cycles de gel saisonniers sont plus faibles, le nombre de cycles gel-dégel diurnes est plus élevé, les

précipitations sont plus importantes et la neige a donc un rôle prépondérant. En outre, les formes périglaciaires des milieux alpins ne sont pas nécessairement associées à un pergélisol. Enfin, l'échelle d'analyse est différente : dans les milieux arctiques, les formes peuvent se développer jusqu'au niveau de la mer, alors qu'elles sont confinées au sein d'une frange relativement mince dans les milieux alpins. Pour toutes ces raisons, l'étude suivante peut être considérée comme complémentaire des études en milieu arctique, et directement transposée à d'autres milieux alpins. Le terrain sélectionné dans cette optique est le massif du Taillon (versants méridional et septentrional), particulièrement riche en sols structurés actifs (fig. 4.11a).

4.2.1. MÉTHODE

a) Délimitation des observations et échantillonnage spatial

Une partie seulement du massif du Taillon a été prise en compte (fig. 4.11b). Cela représente une aire de 5 km², répartie de façon homogène sur les deux versants. Sur cet espace, les sols structurés actifs ont été repérés sur le terrain selon un échantillonnage systématique, puis localisé à l'aide d'un GPS manuel (Garmin) de précision métrique. L'ensemble des observations a été intégré dans un Système d'Information Géographique (SIG) sous le logiciel MapInfo.

La hiérarchisation des facteurs de développement des sols structurés repose sur l'analyse d'une grille absence/présence, méthode adaptée à cette problématique (Hjort et Luoto, 2007). Cette approche permet en effet d'associer des paramètres à la présence de formes d'une part, et à leur absence d'autre part. Pour établir cette grille dans notre secteur, il a fallu s'adapter à la relative rareté des sols structurés actifs observés, malgré le fait que ces versants soient parmi les plus riches des Pyrénées centrales. D'une part, les carrés composant la grille ne doivent pas atteindre des dimensions trop grandes afin de ne pas représenter un espace trop hétérogène. D'autre part, la grille ne peut pas couvrir tout l'espace observé, car la disproportion entre carrés « présence » et carrés « absence » serait trop importante pour assurer la fiabilité des analyses statistiques. Nous avons donc choisi de ne considérer que les espaces proches des sols structurés observés. Pour cela, nous avons tracé un cercle de 200 mètres de diamètre autour de chaque observation, que nous avons par la suite subdivisé en carrés de 50 mètres de côté (fig. 4.11c et d). Un second tri a consisté à supprimer les carrés se situant sur les parois rocheuses et les glaciers. Un total de 642 carrés, caractérisés par la présence ou l'absence de sols structurés, sera traité.

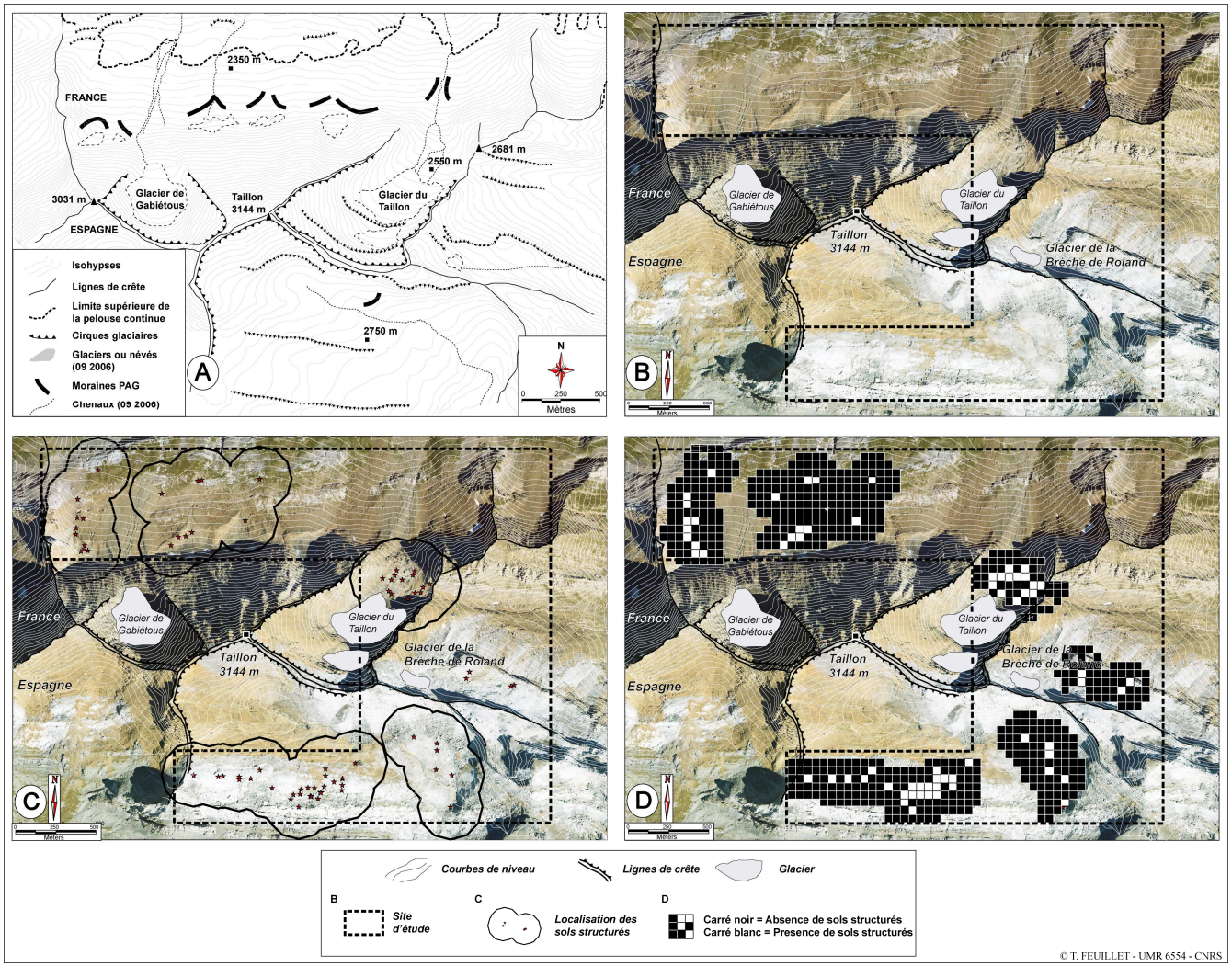


Figure 4.11.
Hiérarchisation des paramètres de localisation des sols structurés actifs dans le massif du Taillon. A. Localisation du site. B. Délimitation de la zone d'observation. C. Traçage des cercles de 200 m de diamètre autour de chaque forme observée.
D. Découpage des cercles en carrés de 50 m de côté.

b) Variables retenues et codage

Chaque carré est associé à sept variables : altitude, exposition, lithologie, effet de domination, type de formations superficielles, influence glaciaire et couvert végétal. Chaque variable comprend différentes modalités, déterminées sur le terrain et sur photographie aérienne. Les deux variables quantitatives (altitude et effet de domination) ont été discrétisées en classes nominales d'effectifs égaux afin d'homogénéiser les données. Le tableau 4.2 regroupe la synthèse de l'ensemble des variables et de leurs modalités.

Variables	Modalités	Description
Altitude (Alt)	Alt1	2 220-2 400 m
	Alt2	2 400-2 660 m
	Alt3	2 660-2860 m
Lithologie (Lith)	Calc	Calcaire
	Calc_greseux	Calcaire gréseux
Exposition (Exp)	N	Nord
	NE	Nord-est
	SE	Sud-est
	S	Sud
Indice d'effet de domination (IED)[16]	IED0	Pas d'effet de domination
	IED1	Indice > 0,42
	IED2	Indice < 0,42
Formations superficielles (FS)	RM	Roches moutonnées, caractérisées par des placages de till pré-PAG riches en fines
	DFG	Dépôts fluvio-glaciaires (moraines remaniées)
	Moraines	Moraines subactuelles non remaniées
	DSA	Dépôts subautochtones régulièrement soliflués
	DEBOUL	Dépôts d'éboulement
	TE	Talus d'éboulis
Influence glaciaire (Glac)	Glac0	Absence de glacier
	Glac1	Zone proglaciaire actuelle ou ancienne non directement influencée par la fonte glaciaire
	Glac2	Zone proglaciaire actuelle directement influencée par la fonte glaciaire
Végétation (Veg)	Veg0	Absence de couvert végétal
	Veg1	Couvert végétal parsemé
	Veg2	Couvert végétal dense

Tableau 4.2.
Synthèse des variables retenues.

[16] L'indice d'effet de domination est égal à la distance entre le centre du carré et le pied de la paroi, divisée par la hauteur de la paroi. L'absence d'effet de domination (IED0) implique l'absence de paroi.

c) Méthodes statistiques

Dans un premier temps, nous avons réalisé des tests bivariés associant chaque variable aux modalités « absence » et « présence » afin de déterminer les variables caractérisant l'occurrence de sols structurés. La méthode employée à cet effet est la procédure *catdes* (Escofier et Pagès, 2008). Cette méthode s'apparente aux tests d'indépendance du χ^2, mais peut s'appliquer autant aux variables qualitatives que quantitatives et ne nécessite pas de tableau de contingence. Plus la statistique du test (v.test) est élevée, plus la modalité est caractérisante. Les calculs ont été réalisés sur R.

Dans un second temps, nous avons extrait tous les carrés contenant des sols structurés (67 individus). Sur cette seconde matrice, l'objectif est, par le biais d'analyses multivariées, de définir des secteurs homogènes riches en sols structurés. Nous avons utilisé l'analyse factorielle des correspondances multiples (ACM, Benzécri, 1980 ; Greenacre, 1984). Cette technique est utile pour analyser la structure des relations entre les individus et les variables qualitatives d'une matrice. L'ACM permet d'obtenir un graphique, dans lequel toutes les lignes et les colonnes de la matrice sont représentées par des points. Son interprétation repose sur l'appréciation de la distance entre les points-modalité et les points-individu. La proximité de deux points (individu et/ou variable) indique une association.

Afin de définir précisément des groupes de sols structurés homogènes, nous avons appliqué une classification ascendante hiérarchique (CAH), méthode accompagnant généralement les analyses factorielles. Cette classification consiste à combiner les observations de façon séquentielle en réduisant le nombre de classes à chaque étape, jusqu'à ce qu'il n'y ait plus qu'un seul individu par groupe (Almeida *et al*., 2007). Afin de déterminer les modalités de ces classes homogènes ainsi définies, nous avons à nouveau appliqué la procédure *catdes*.

4.2.2. RÉSULTATS

a) Statistiques descriptives

Les sols structurés sont présents dans 67 carrés (10,4%) et absents dans les 575 autres. Les figures 4.12 et 4.13 présentent, pour chacune des deux modalités de l'occurrence, la répartition des effectifs par modalité. Pour les carrés « présence de sols structurés », on constate une bonne répartition altitudinale, mais on devine déjà l'influence de l'effet de domination (IED2 = 50%) et de l'absence de végétation (Veg0 = 94%). Pour les carrés

« absence de sols structurés », il est difficile de tirer des conclusions à la simple vue de la répartition des effectifs. On constate néanmoins l'importance de la lithologie calcaire, de l'absence de glacier et de l'absence de végétation.

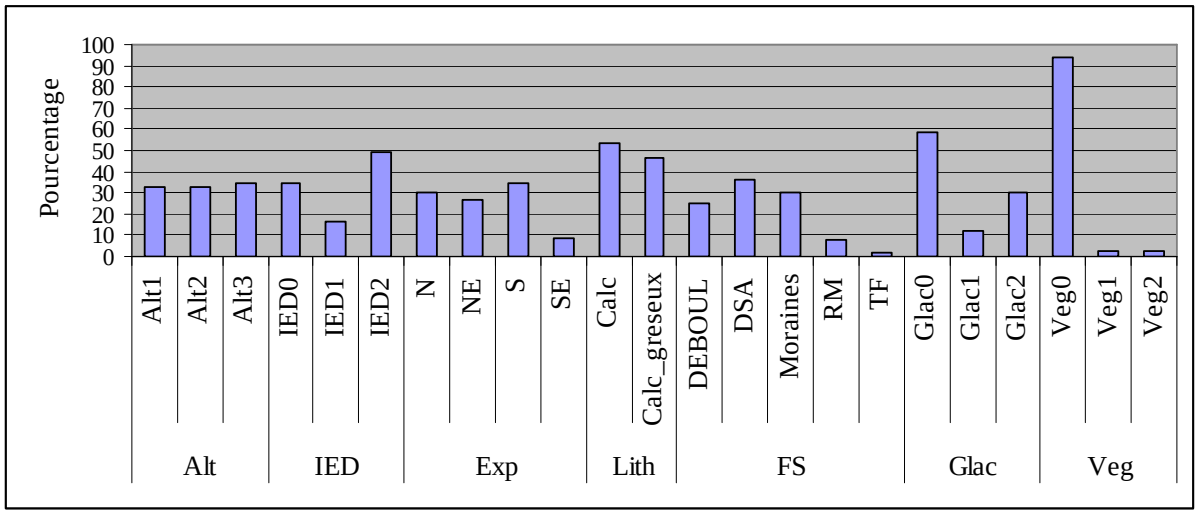


Figure 4.12.
Statistiques descriptives des 67 carrés de la modalité « présence de sols structurés ».

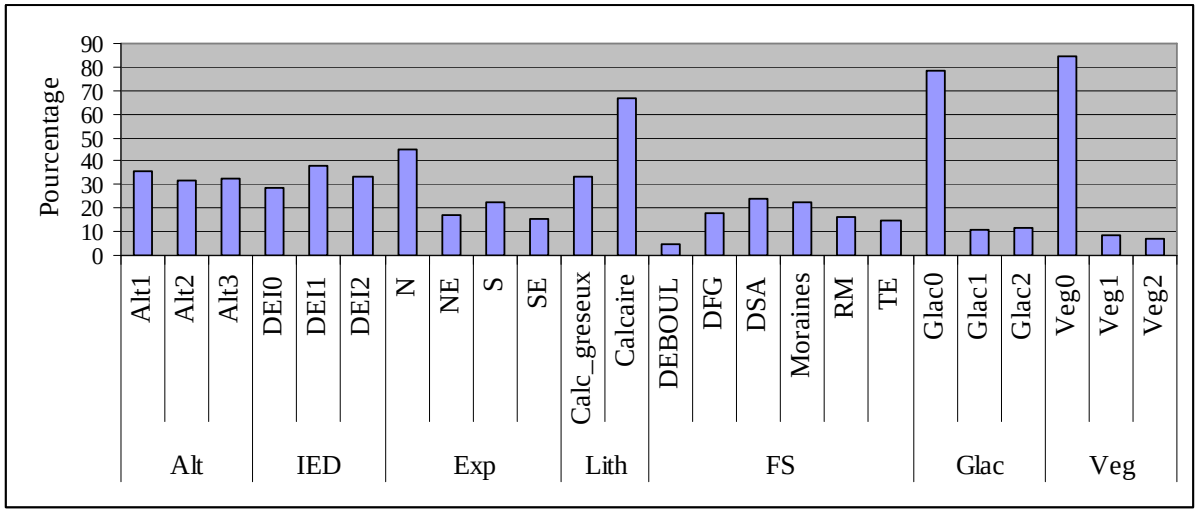


Figure 4.13.
Statistiques descriptives des 575 carrés de la modalité « absence de sols structurés ».

b) Analyses bivariées

Les analyses bivariées vont permettre de justifier statistiquement l'influence positive de variables sur les modalités de l'occurrence. Le tableau 4.3 présente les variables significatives au seuil de 95% pour les deux modalités. Il apparaît que les secteurs où les sols structurés sont absents sont caractérisés par un effet de domination moyen, une altitude basse, l'absence de glacier, la présence de talus d'éboulis et une exposition nord. Les secteurs où les

sols structurés sont présents sont qui sont ceux directement influencés par la fonte glaciaire, avec un effet de domination important, une altitude élevée et une absence de végétation. La matrice de corrélation de Pearson fournit des résultats très proches. Ces conclusions corroborent ainsi celles du § 4.1 : la présence d'humidité et l'absence de végétation paraissent particulièrement favorables à la formation des sols structurés.

Absence		
	p.value	v.test
IED=IED1	0,0005	3,4791
Altitude=Alt1	0,0006	3,4168
Glac=Glac0	0,0010	3,2930
FS=TE	0,0011	3,2762
Exp=N	0,0247	2,2460
Présence		
	p.value	v.test
Glac=Glac2	0,0002	3,6779
IED=IED2	0,0191	2,3434
Altitude=Alt2	0,0278	2,1997
Veg=Veg0	0,0416	2,0375

Tableau 4.3.
Résultats des analyses bivariées (procédure *catdes*) sur les modalités présence et absence de sols structurés.

c) Analyses multivariées

Les deux premiers facteurs de l'ACM expliquent 83% de la variance totale de l'échantillon, ce qui est largement suffisant pour les interprétations. Le plan factoriel F1/F2 montre la projection des variables et des individus (fig. 4.14). Tous les points-individus ne sont pas visibles, car certains d'entre eux ont exactement les mêmes coordonnées et sont donc superposés. Dans un premier temps, on peut constater que certaines modalités sont éloignées de l'ensemble des individus. C'est le cas des modalités « couvert végétal parsemé », « couvert végétal dense », « talus d'éboulis » et IED1 (effet de domination moyen). Cela signifie que ces modalités ne sont pas associées à la présence de sols structurés, ce qui confirme les résultats précédents. La modalité Veg0 (absence de végétation) est proche de 0, ce qui signifie que tous les individus sont concernés. Dans un second temps, on peut observer que la répartition des individus est hétérogène, surtout le long de l'axe factoriel représenté en abscisse. Deux principaux groupes, associés à des variables différentes, semblent se dessiner. La CAH va confirmer cette impression.

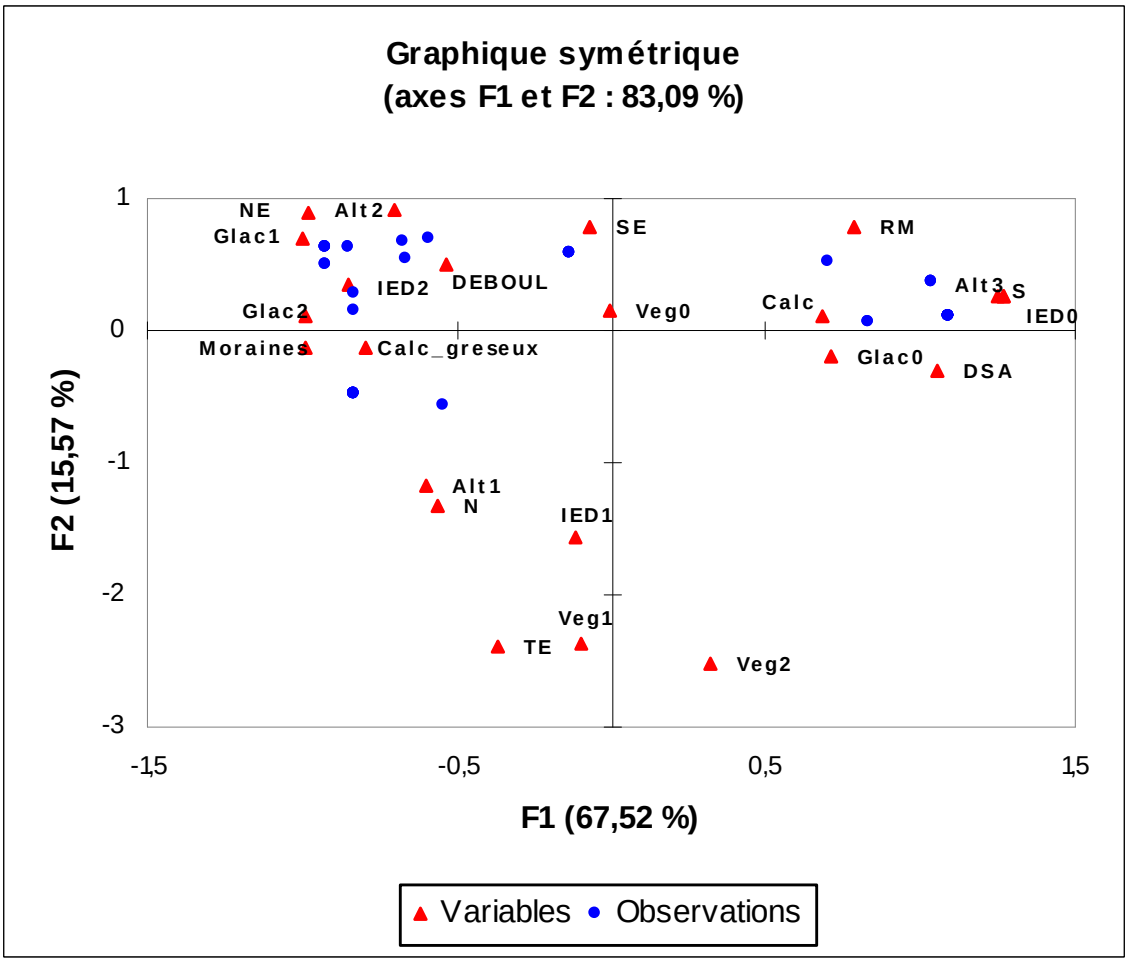


Figure 4.14.
Analyse des correspondances multiples sur la modalité « présence de sols structurés » : plusieurs classes homogènes se dessinent.

Groupes homogènes de sols structurés

La CAH a été réalisée sur le tableau disjonctif complet des 67 carrés contenant des sols structurés. Elle révèle trois groupes homogènes de sols structurés, contenant respectivement 23, 24 et 20 carrés. La *catdes* appliquée à chaque groupe montre que le premier correspond au versant sud et à toutes les variables qui y sont associées (haute altitude, pas d'effet de domination, pas de glacier, etc.). Le deuxième groupe correspond principalement à la zone proglaciaire du Taillon (fort effet de domination, influence glaciaire). Enfin, le troisième groupe englobe les carrés se situant sur le versant nord, souvent à proximité des névés nichés au pied de la paroi, dans une lithologie calcaro-gréseuse. Il englobe aussi les quelques individus situés sur le versant sud-est.

On en conclut que différents environnements sont favorables au développement de sols structurés à l'échelle de ce massif. La zone proglaciaire du glacier du Taillon accueille le groupe comportant le plus d'effectifs, suivi du versant sud.

4.2.3. DISCUSSION

a) Les zones favorables aux sols structurés

La zone proglaciaire du glacier du Taillon (2 550 m) apparaît comme un environnement particulièrement favorable aux sols structurés (fig. 4.15). On y observe beaucoup de formes périglaciaires, notamment des cercles de pierres triés atteignant parfois le mètre (fig. 2.9). La présence glaciaire assure une humidité importante, ainsi qu'une granulométrie favorable. Les fines glaciaires sont en effet nombreuses. En outre, la zone est confinée en raison de la présence d'un verrou, qui ralentit nettement l'évacuation du matériau et permet la stagnation de l'eau par endroits. Ce n'est par exemple pas le cas des zones proglaciaires du glacier d'Ossoue ou du glacier de Las Néous, situés en pente. Elle s'apparente au cirque de Tuquerouye, directement influencé par les glaciers du Mont Perdu, et où des formes de cette dimension sont fréquentes. Les Oulettes de Gaube présentent aussi une disposition topographique favorable, mais les sols structurés sont absents en raison d'une trop faible altitude. Il convient de noter également que le glacier du Taillon est confiné topographiquement, ce qui signifie que l'effet de domination est élevé. Cet effet est corrélé à la durée de la couverture neigeuse. Ici, la couverture de neige ne disparaît qu'aux mois de juin-juillet quand elle fond dès le mois de mai-juin à la même altitude sur les autres versants. Cette fonte tardive fournit d'une part davantage d'humidité, mais réduit également la saison végétative. Ces deux conséquences ont une influence positive sur la formation des sols structurés. C'est également encore la preuve que le nombre de cycles gel-dégel n'est pas nécessairement l'élément le plus important, tant que les cycles qui se produisent sont morphogènes grâce à cette humidité et à l'absence de végétation. Si les zones proglaciaires sont si importantes dans la formation des sols structurés, cela implique que le temps écoulé depuis la déglaciation est une variable qu'il convient de considérer pour expliquer la localisation et le degré de développement des formes. C'est la conclusion à laquelle sont arrivés différents auteurs (Ballantyne et Matthews, 1982, 1983 ; Matthews *et al*., 1998 ; Haugland, 2004, 2006 ; Haugland et Beatty, 2005 ; Haugland et Owen, 2005). Nous nous proposons de revenir en détail sur cet aspect dans le § 5.3., consacré à la mobilité des formes périglaciaires à court terme.

Figure 4.15.
Zone proglaciaire du glacier du Taillon, site idéal pour le développement des sols structurés. La disposition topographique est particulièrement favorable à la rétention de l'humidité et des matériaux fins, tandis que la dynamique fluviale et la période nivale prolongée empêchent toute colonisation végétale. *Cl. 09/2009*.

Le versant sud (2 700-2 800 m) est aussi caractérisé par de nombreux sols structurés. Néanmoins, les conditions environnementales sont différentes. Comme nous l'avons montré dans le § 4.1.1., le contraste climatique entre les deux versants est important. En outre, il n'existe plus de glacier, l'humidité est moins présente et il n'y a pas d'effet de domination. En réalité, les modelés les plus fréquents sur ce versant sud sont les coulées de solifluxion à front pierreux. La fréquence des pentes douces (3-10°) et des dépôts subautochtones sont particulièrement favorables à leur développement spatial. Les cercles de pierres et les sols polygonaux sont aussi présents, mais dans une moindre mesure, et sont très souvent restreints aux abords des névés. En outre, ces structures géométriques sont principalement inactives, comme l'atteste la colonisation végétale parfois marquée. Il est probable que ces formes témoignent d'un passé récent où les conditions climatiques et d'humidité étaient plus favorables. Les formes actives sont confinées dans les sites très favorables (présence de fines, humidité importante), alors que les formes inactives sont nettement plus étendues. En amont

de la zone d'étude (2 900 - 3 100 m), les sols structurés actifs sont nombreux, très probablement à cause de conditions climatiques plus sévères.

Enfin, le dernier groupe est divisé entre le versant nord et versant sud-est. Sur le versant nord, quelques sols structurés (cercles de pierres) se développent en effet, malgré une altitude relativement basse (2 300 - 2 400 m), aux abords des moraines PAG et des névés du pied de paroi. Ces névés jouent le même rôle que de petits glaciers (sources de fines et d'humidité) à l'échelle locale. La présence des névés est aussi corrélée à un très fort effet de domination. Sur le versant sud-est (2 600 - 2 700 m), les seuls sols structurés observés étaient localisés près des chenaux actifs (cercles et coulées à front pierreux).

b) Discussion méthodologique : les problèmes de discrétisation et de corrélation des données

Les variables environnementales utilisées sont plus ou moins corrélées entre elles, ce qui est inévitable. L'ACM est même un excellent moyen de les détecter. C'est par exemple le cas entre la présence glaciaire et la présence de moraines, où l'on sait que la présence glaciaire est un facteur de causalité. Un fort effet de domination peut également expliquer (mais pas systématiquement) la présence de glaciers. Ces corrélations n'affectent pas les analyses bivariées (*catdes*), car chaque variable est considérée indépendamment des autres. Ainsi, si l'on en ôte une, les résultats restent inchangés. Il convient juste de tenir compte de ces corrélations lors des interprétations. Dans notre cas, la présence de glaciers est la modalité qui caractérise le mieux la présence de sols structurés. Cela signifie logiquement que la présence de moraines l'est aussi. Les analyses multivariées (ACM et CAH) sont affectées par ces corrélations dans une certaine mesure. En effet, elles donnent davantage de poids aux groupes de variables corrélées. Ici, les variables corrélées à la présence de glaciers ou de névés sont nombreuses. On considère que les résultats sont tout de même interprétables pour deux raisons : d'une part, les corrélations ne sont pas très fortes ($< 0,7$) ; d'autre part, la présence de variables corrélées est inévitable, car l'existence de glaciers et de névés est une réalité dans l'espace étudié.

Les variables quantitatives (altitude et effet de domination) ont été discrétisées en trois classes nominales. La discrétisation implique nécessairement une perte d'information. La discrétisation en trois classes de l'effet de domination était fondée sur le nombre de carrés ne contenant pas d'effet de domination. Ces trois classes étaient la seule façon d'éviter une forte disproportion entre les modalités. Cependant, les trois classes altitudinales sont discutables et peuvent affecter les résultats. Nous avons donc testé l'ACM et la CAH sur la seconde matrice

en considérant quatre classes altitudinales de même effectif au lieu de trois (seuils : 2 440 m, 2 580 m et 2 720 m). Étant donné la taille relativement modeste de l'échantillon (67), il ne serait pas adéquat d'ajouter davantage de classes. Le plan factoriel de l'ACM montre alors des groupes d'individus avec davantage d'évidence, car la dispersion est plus grande (variance totale plus élevée). C'est particulièrement visible pour les carrés du versant sud, car ils sont tous inclus dans la quatrième classe (Alt4). La CAH définit à nouveau trois classes homogènes, mais certaines modifications apparaissent. Le premier groupe n'est plus composé que des carrés situés au nord, alors que ceux situés au sud-est ont rejoint le troisième groupe. Le deuxième groupe est inchangé. Nous estimons que les conséquences de ces changements n'ont pas d'importance sur l'interprétation des zones favorables au développement des sols structurés.

c) Perspectives

D'un point de vue méthodologique, il serait utile d'ajouter des variables supplémentaires pour affiner l'analyse. Trois variables que l'on sait *a priori* influentes n'ont pas été prises en compte pour des raisons de logistique ou d'échelle : les données climatiques, les valeurs de pente et la granulométrie.

– La variable climatique nécessiterait l'installation de *dataloggers* dans des secteurs variés. Cela permettrait d'enregistrer le nombre de cycles gel-dégel à différentes profondeurs et la durée de la couche nivale. Cet investissement demande malheureusement un budget important qui ne peut exister que par le biais d'un programme de recherche.

– La variable « pente » n'a également pas été retenue dans cette étude pour différentes raisons. L'échelle des observations (carrés de 50 mètres de côté) empêche la prise en compte de mesures manuelles, trop précises. Le meilleur critère pour rendre compte de la topographie à cette échelle serait de déterminer un indice de topographie reposant sur l'interpolation des valeurs de pente d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT). La proportion de topographie concave déterminée par Luoto et Hjort (2004) a par exemple été calculée de cette façon. Le MNT dont nous disposons n'est pas assez précis et ne tient pas compte du versant espagnol. Il conviendrait donc d'en réaliser un à partir de la digitalisation des courbes de niveau, ce qui apporterait un niveau de précision adéquat.

– La granulométrie n'a pas été retenue pour des raisons d'échelle d'analyse. La méthode des grilles absence/présence implique de ne pas en tenir compte. En revanche, des analyses futures peuvent se centrer sur les caractéristiques précises de chaque forme observée et considérer alors cette variable.

Enfin, le type de ruissellement avait dans un premier temps été intégré aux analyses statistiques, mais il a été supprimé, car il présentait une corrélation trop forte avec l'influence glaciaire.

Conclusion

L'objectif de ce chapitre était d'expliquer les variations locales, parfois importantes, des limites de l'étage périglaciaire actuel. Nous avons d'abord présenté les principaux paramètres jouant sur le développement des formes périglaciaires à l'échelle régionale (l'exposition, la lithologie, les conditions humidité – associées à la topographie – et la végétation). La variation de leurs modalités a des effets différents selon les modelés considérés. Par exemple, les roches cristallines sont favorables aux glaciers rocheux, mais non aux sols structurés. La pelouse continue accompagne certains modelés soliflués, mais empêche la formation des sols structurés. Le régime thermique des sols n'est ainsi pas le seul facteur de formation des modelés, ce qui explique que le tracé des limites de l'étage soit un exercice aussi délicat. L'humidité et la granulométrie ont une importance considérable. Leurs caractéristiques ont le pouvoir d'effacer, ou au contraire d'exacerber, les effets du gel-dégel.

Nous avons par la suite analysé la relation entre la localisation des sols structurés et les paramètres de site à l'échelle d'un massif (Taillon). Il est apparu que certaines zones étaient particulièrement favorables à leur développement, et notamment les zones proglaciaires qui apportent humidité et fines tout en empêchant le développement de la végétation. D'après l'ensemble de nos observations, les milieux les plus favorables aux sols structurés sont ceux qui répondent aux critères suivants :

– lithologie favorable à la production de matériau fin (dans les Pyrénées, cela concerne les roches non cristallines),

– sites exposés en ubac,

– milieux humides assurant une teneur en eau des sols importante. Ces milieux sont également pour la plupart situés en ubac, où la présence de glaciers et de névés est importante,

– absence de végétation,

– la topographie : absence de pentes fortes, présence de replats ou de contre-pentes assurant la préservation du matériau fin et des névés.

Ces paramètres sont souvent corrélés, et c'est la topographie qui semble finalement être la variable de contrôle de l'ensemble. C'est elle qui permet la suraccumulation de neige, donc la subsistance de glaciers ou de névés. Cela implique la présence d'eau, de même que cela diminue la saison végétative et donc la densité du couvert végétal. Même la zone proglaciaire du Pays Baché, pourtant sur substrat granitique, accueille des sols structurés actifs, mais qui restent cependant d'une ampleur largement moindre que dans des lithologies fournissant davantage de fines. C'est encore la topographie qui facilite la rétention de ces fines en même temps que l'humidité, comme c'est particulièrement visible dans le cirque de Tuquerouye. Ces milieux permettent d'abaisser la limite inférieure de sols structurés métriques de plusieurs centaines de mètres. Fort (1993), d'après l'observation des étagements de formes périglaciaires dans le nord Himalaya, arrive précisément à la même conclusion : « Le manque d'humidité devient le véritable facteur limitant et privilégie de fait les conditions édaphiques, donc topographiques, au détriment de la zonation altitudinale » (p. 309).

Après l'étude des disparités spatiales complexes de l'étage périglaciaire actif, le chapitre suivant sera consacré à l'évolution de l'étage dans le temps, en fonction des fluctuations climatiques du Pléistocène supérieur à l'Actuel.

CHAPITRE V

LES FORMES PÉRIGLACIAIRES DANS LE TEMPS

Cercles de pierres plurimétriques attribués à la fin du Dryas récent ou au début de l'Holocène, au sud du Petit Vignemale. Cl. 08/2009

L'étage périglaciaire a évolué dans le temps en fonction des fluctuations climatiques. Au même titre que les glaciers, sa mobilité est une réponse aux évolutions du couple températures/précipitations. Lors des périodes froides, les limites s'abaissent, le pergélisol s'étend et l'emprise spatiale des formes périglaciaires croît. Il subsiste aujourd'hui, sur les versants, des formes fossiles que l'érosion a épargnées et qui peuvent alors être utilisées en tant que témoins des climats passés. Ces formes fossiles sont considérées comme des signatures paléoenvironnementales.

La reconstitution des paléoenvironnements périglaciaires à partir de formes anciennes doit tenir compte de deux éléments importants. D'une part, plus on remonte dans le temps, plus il est difficile de les caractériser précisément. Plusieurs millénaires d'érosion ont pour conséquence la destruction ou le recouvrement des formes, et donc leur invisibilité. Seule une partie des plus grandes formes peut y résister. À mesure que l'on se rapproche de l'Actuel, on affine donc les paléolimites de l'étage périglaciaire. D'autre part, il est parfois difficile d'établir la signification paléoclimatique des modelés, car chaque processus a une réponse spécifique à un même forçage climatique (Jomelli, 2007). La genèse des glaciers rocheux est généralement associée à un climat froid et sec, favorable à l'extension du pergélisol, alors que la solifluxion ou les sols structurés sont assez ubiquistes.

Pour éviter toute confusion, nous avons fait le choix de traiter ce chapitre dans une logique chronologique. Nous nous intéresserons dans un premier temps aux paléoenvironnements du Pléistocène supérieur, du dernier Pléniglaciaire au Dryas récent. Cette partie consiste à tenter de caler chronologiquement les grandes formes périglaciaires (glaciers rocheux, sols structurés) en mettant en relation des observations de terrain avec les résultats d'études récemment publiées sur les paléoenglacements pyrénéens. La deuxième partie est consacrée à l'Holocène pré-PAG et à ses courtes, mais néanmoins nombreuses, fluctuations climatiques. Des datations de paléosols au ^{14}C y sont présentées afin de déterminer des phases d'activité de la solifluxion. Enfin, la dernière partie est exclusivement centrée sur la mobilité de l'étage périglaciaire depuis le Maximum PAG (vers 1850), particulièrement dans le contexte de zones proglaciaires.

5.1. L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE AU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR

5.1.1. PLÉNIGLACIAIRE

a) Paléoenglacements

Les Pyrénées centrales ont été davantage englacées au Maximum würmien que les Pyrénées occidentales (plus basses) et les Pyrénées orientales (plus sèches). Les massifs accueillaient des glaciers de type alaskien, longs de plusieurs dizaines de kilomètres dans les principales vallées méridiennes (52 km pour le glacier de Pau) et dont les fronts débordaient sur le piémont, vers 400 mètres d'altitude au nord. Les Arres d'Anie étaient recouvertes d'un glacier de plateau de 45 km², dont les langues de diffluence descendaient à 600 m en versant

nord et à 1 100 m en versant sud (Calvet, 2004). La ligne d'équilibre glaciaire a été déterminée à partir de l'altitude de petits cirques glaciaires des bas massifs par Barrère (1953, 1963), puis affinée par Calvet (2004). Sa position en versant nord montre une dissymétrie d'ouest en est. Elle se situait vers 1 200 - 1 300 m dans le Pays Basque, 1 400 m en vallée d'Aspe, puis se stabilisait aux alentours de 1 700 - 1 800 m du gave d'Ossau au nord du Carlit. Si l'on considère que la ligne d'équilibre est aujourd'hui située en moyenne vers 3 000 m, on peut estimer qu'elle était donc environ 1 500 m plus basse qu'actuellement. Il est délicat de discuter des paléotempératures, car cette ligne était également dépendante des précipitations, faibles à cette époque. Les estimations de Peyron *et al*. (1998) il y a 18 ka BP au nord d'une ligne Pyrénées-Alpes indiquent une paléo-TAMA de -12 ± 3°C par rapport à l'Actuel et une moyenne du mois le plus froid de -30 ± 10°C. Nous ne nous attarderons pas sur les problématiques chronologiques, déjà remarquablement synthétisées par Calvet (2004), Pallàs *et al*. (2006), Delmas et al. (2008) et Delmas (2009). Le Maximum würmien, dans l'hypothèse où il n'y en eût qu'un, aurait eu lieu entre 70 et 25 ka selon la plupart des études (Jalut *et al*., 1988, Andrieu *et al*., 1988). Il est probable que cette date a pu varier fortement selon les massifs considérés (García-Ruiz *et al*., 2003). Ces derniers auteurs précisent également que les glaciers auraient connu une avancée importante au dernier Maximum glaciaire de 20 ka BP reconnu dans le monde (*Marine Isotopic Stage* 2, MIS 2), mais qu'ils n'auraient pas atteint leur niveau antérieur à 40 ka BP. Cet asynchronisme du Maximum lors du MIS 2 a par ailleurs été relevé dans différents massifs du globe (Gillespsie et Molnar, 1995). Néanmoins, ce schéma a très récemment été remis en cause par les dates ^{10}Be de Pallàs *et al*. (2006), mettant en valeur un Maximum récent. Les conclusions de Delmas (2009), dans les Pyrénées orientales, sont plus nuancées. Certains vallums terminaux, notamment ceux de la façade méridionale (Mont-Louis, Carol), ont fourni des âges synchrones du MIS 2, alors que d'autres sites présentent des dates du Würm moyen-ancien (verrou de Barri, moraine de Larcat). Finalement, afin de simplifier la chronologie, Pallàs *et al.* (2006) proposent d'inclure dans le concept de Pléniglaciaire pyrénéen toute cette période allant de 50-40 ka BP à 20 ka BP, comprenant des séquences d'avancées, de recul (voire d'une déglaciation intra-würmienne des vallées, comme Delmas (2009) l'a démontré en Ariège), et de stationnement des glaciers.

b) Le périglaciaire pendant le Pléniglaciaire

Durant les séquences froides de cette période pléniglaciaire, il est certain que les dynamiques périglaciaires fonctionnaient en plaine. La présence d'un pergélisol en Aquitaine est attestée par les travaux de Texier et Bertran (1993), Texier (1996) et Bertran et Fabre (2005). Gangloff *et al*. (1994) ont mis fin au débat sur la limite méridionale du pergélisol en analysant des fentes de gel fossiles à 15 km au nord des moraines de Lourdes. Ces fentes attestent l'ancienne présence d'un pergélisol et des paléo-TAMA inférieures à -3°C. Elles devaient être en-deçà si l'on en croit Texier (1996), qui estime des TAMA de l'ordre de -8°C dans le Médoc. Le pergélisol concernait donc l'ensemble du massif et son piémont. Même la partie ouest de l'Aquitaine a probablement, à certains moments des phases les plus froides du Pléistocène, pu être concernée par un pergélisol (Tastet, 1999 ; Bertran *et al.*, 2009).

Il est plus délicat de considérer l'extension des formes périglaciaires au Pléniglaciaire dans la haute montagne, car les espaces déglacés, à l'exception des nunataks et de quelques versants réglés, ont été remaniés par l'érosion post-glaciaire qui a probablement effacé la plupart des traces laissées par le gel. À notre connaissance, les seuls sols structurés de la haute montagne pyrénéenne attribués au Pléniglaciaire sont ceux des *plas* culminants des Pyrénées orientales (Soutadé, 1980 ; Delmas, 2009, fig. 5.1). Le développement de ces formes à cette époque, malgré des altitudes de l'ordre de 2 400 m, s'explique par le fait que ces *plas* ont échappé à la glaciation, comme en témoignent l'absence de forme d'érosion glaciaire et la présence régulière d'un manteau d'altérites. La forte déflation de ces surfaces a manifestement empêché l'accumulation de neige et donc de glace. Cependant, de petits glaciers de plateau ont pu recouvrir localement les hautes surfaces, mais leur pouvoir érosif est supposé avoir été trop limité pour balayer les manteaux d'altérites et effacer les grands cercles (Delmas, comm. pers.), et cela d'autant plus s'il s'agissait de glaciers à base froide.

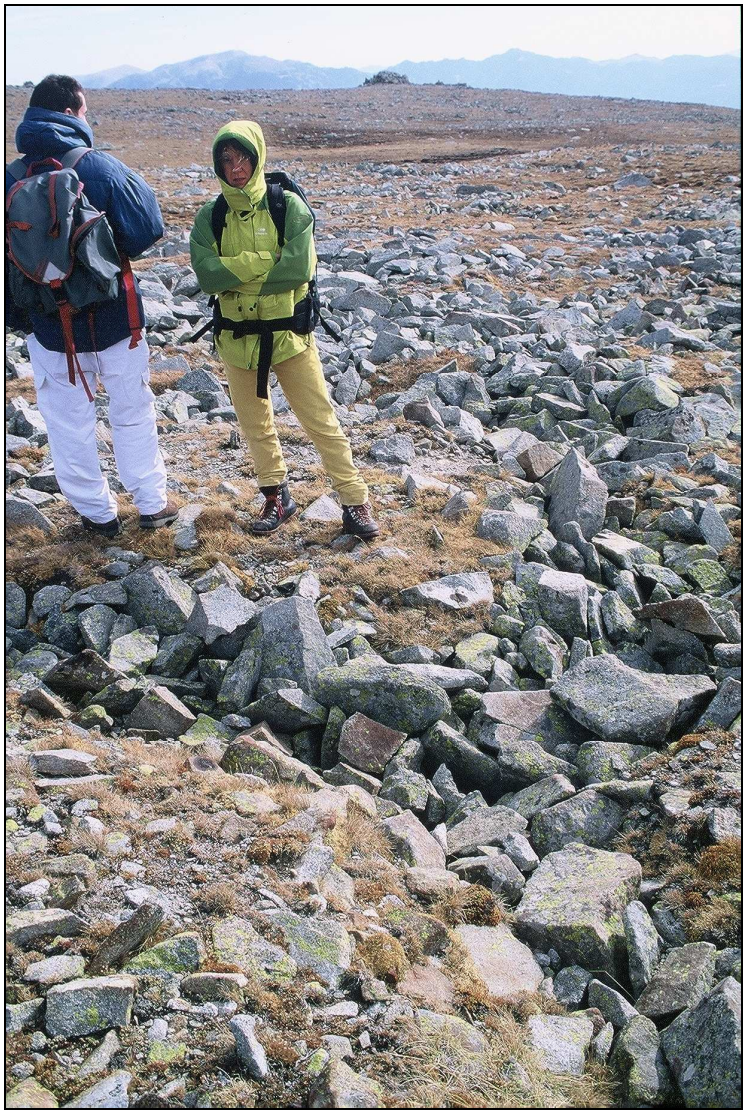


Figure 5.1.
Cercles de pierres du Campcardos attribués au Pléniglaciaire par Soutadé (1980) et Delmas (2009).
Cl. M. Delmas, 10/2004.

5.1.2. TARDIGLACIAIRE

a) Chronologie

– Déglaciation

Tous les auteurs s'accordent à reconnaître une déglaciation rapide des grandes vallées, mais la chronologie précise des fluctuations glaciaires du Pléniglaciaire supérieur et du Tardiglaciaire reste discutée. Selon Andrieu *et al*. (1988), les bassins terminaux de l'Ossau et de la Garonne sont définitivement déglacés vers 26-24 ka BP. Après une nouvelle avancée vers 20 ka BP (Pallàs *et al*., 2006), le recul se fait progressivement jusqu'à 16-15 ka BP et la montagne serait largement déglacée à 15 ka BP, à l'exception des zones favorables. Cette précocité de la déglaciation est également avérée dans le massif du Carlit, où Delmas (2005) a

étudié une tourbière à 2 150 m, dont la base est datée à 16 500 BP. Cela signifie que les glaciers étaient déjà cantonnés aux cirques – l'altitude de leur front reste cependant inconnue. Les datations ^{10}Be de Pallàs *et al*. (2006) indiquent néanmoins une déglaciation plus récente dans la vallée de la Noguera Ribagorçana. Selon eux, la disjonction entre le glacier de Besiberri et le glacier de la Noguera Ribagorçana, vers 2 000 m, n'aurait eu lieu que vers 16,3 ka BP, et celle des glaciers de Salenques et de Mulleres vers 11,9 ka BP (au niveau du refuge de l'Hospitalet). Comme les auteurs l'admettent eux-mêmes, ces dates sont largement plus récentes que celles qui ont été déterminées dans d'autres vallées pyrénéennes (Bordonau, 1992 ; Reille et Lowe, 1993). Les données ^{10}Be de Rodès Bulumburu (2008) dans le même secteur sont plus vieilles, en général de quelques siècles. Cela serait dû, selon Delmas (2009), à une correction des dates tenant compte du risque de pollution lors de la préparation chimique des échantillons. En revanche, les données ^{10}Be du même Rodès Bulumburu (2008) dans la vallée du gave de Pau sont particulièrement jeunes (15,3 ka ± 1,4 BP sur le complexe morainique de Lourdes) et seraient liées à des déchaussements tardifs de blocs erratiques ou à leur retournement. Il date également la déglaciation d'Aucun (850 m) à 12,2 ka ± 1,1 et estime que les fronts glaciaires de la haute vallée d'Estaing atteignaient 1 700 m au début de l'Holocène (9,2-11,1 ka BP). Nous ne tiendrons pas compte de ces dates, qui paraissent vraiment très peu probables.

– *Tardiglaciaire*

Le Tardiglaciaire représente la partie finale du Würm et est caractérisé par un réchauffement lent entrecoupé de brusques périodes froides. Selon le calendrier isotopique GRIP établi par Johnsen *et al*. (2001) au Groenland, la chronologie du Tardiglaciaire est la suivante :

– *Dryas ancien* (17 ka (?) – 14,5 ka BP)
– *Interstade Bølling/Allerød* (14,5 ka – 12,5 ka BP) entrecoupé du Dryas moyen vers 14 ka (durant environ 300 ans)
– *Dryas récent* (12,5 ka – 11,5 ka BP). La fin de cette période marque l'entrée dans l'Holocène.

Dans les Pyrénées, les fluctuations glaciaires lors de cette période sont plus ou moins précisément connues. Elles semblent en tout cas avoir été diverses selon les massifs. La question de la déglaciation totale de certains cirques avant le Dryas ancien ou à l'Allerød, et donc d'une néoglaciation éventuelle dès le Dryas ancien ou seulement au Dryas récent, est

encore débattue (Delmas, 2009). La récurrence glaciaire du Dryas ancien a, semble-t-il, été localement importante. La datation ^{10}Be du verrou d'Ax-les-Thermes à 14 ± 0,7 ka, si elle se révèle exacte, implique une langue de 20 km de long à cette époque depuis la pas de la Case et une ligne d'équilibre glaciaire vers 1 750-1 800 m (Delmas, 2009). Dans le sud-est du Carlit, l'auteur conclut à la présence de glaciers de cirque au Dryas ancien, une déglaciation totale à l'Allerød, puis un retour possible de petits glaciers de cirque au Dryas récent. Dans les Pyrénées centrales, les travaux palynologiques d'Aubert *et al*. (2004) dans la vallée du Marcadau (site de la Pouretère, 1 720 m) datent la base du sondage à 13 ka BP, c'est-à-dire à l'Allerød, ce qui laisse éventuellement envisager une présence glaciaire au Dryas ancien. Le Dryas récent est matérialisé par la reprise des herbacées steppiques et le recul de *Betula*, *Pinus* et *Juniperus*. Dans la Noguera Ribagorçana, Pallàs *et al*. (2006) datent les moraines internes de Santet (environ 1 560 m) à 13,7 ± 0,9 ka, contemporaines de celle de Besiberri, à 2 000 m, et les moraines de Mullares et de la Pleta Naua entre 10,4 et 10,2 ka, soit à l'Holocène. Ces dates paraissent légèrement trop récentes. Rodès Bulumburu (2008) est probablement plus proche de la réalité en proposant un âge de 14,6 ka ± 1 pour les moraines de Santet, 11 ± 1,1 ka pour Mullares et 10,9 ± 0,7 ka pour la Pleta Naua. En plus des corrections apportées par Rodès Bulumburu, le vieillissement de ces dates ^{10}Be est d'autant plus probable qu'il serait peut-être plus judicieux de considérer la valeur la plus ancienne comme la plus pertinente pour dater la moraine (Putkonen et Swanson, 2003 ; Delmas, 2009). Les possibles décalages entre la durée d'exposition et l'âge réel de la moraine impliquent en tout cas de considérer les valeurs ^{10}Be comme des âges minima (Delmas, comm. pers.). Dans ces conditions, on peut alors considérer sans crainte que les moraines de Santet datent du Dryas ancien (la date la plus ancienne est de 17,1 ± 2,9 ka BP), et les formations de Mullares et de la Pleta Naua du Dryas récent. Cela confirmerait l'hypothèse de Delmas dans l'Ariège selon laquelle les glaciers étaient plus avancés au Dryas ancien qu'au Dryas récent, phénomène par ailleurs également observé dans les Alpes du sud (De Beaulieu et Jorda, 1977 ; Jorda et Rosique, 1994). Comme nous allons le voir, ces considérations ont des conséquences importantes sur la chronologie des glaciers rocheux.

b) Générations de glaciers rocheux

Les problèmes liés au cadrage chronologique des glaciers rocheux rejoignent logiquement ceux de leur genèse. Le fait que les glaciers rocheux proviennent d'un glacier ou qu'ils peuvent être des formes périglaciaires originelles impliquent forcément des

interprétations différentes. Une genèse cataglaciaire signifie une mise en place en période d'ablation glaciaire, c'est-à-dire en phase de réchauffement (Julian, 1977). C'est ce qui semble être le cas actuellement dans la haute vallée de l'Arc par exemple (Monnier, 2004). Ce paradoxe apparent s'explique par le fait que le désenglacement des cirques favorise l'accumulation de débris *in situ* et/ou le recouvrement des glaciers résiduels par les débris via le couple dynamique de décompression/écroulements, ce qui, dans les deux cas, est favorable au développement des glaciers rocheux. Cela ne vaut cependant que si le réchauffement est limité en intensité, mais étalé dans le temps, ce qui est le cas depuis 15 000 ans en Europe. En revanche, une origine strictement périglaciaire implique soit une mise en place en début de période froide, avec une possibilité de remaniement des glaciers rocheux par les glaciers blancs (Wahrhaftig et Cox, 1959), soit une mise en place en pleine période froide et sèche, quand le déficit d'alimentation en eau provoque une stagnation des glaciers (exemple au Dryas récent), soit enfin une mise en place post-glaciaire, à la suite du désenglacement total (exemple à l'Holocène). Il est donc vain de vouloir associer la formation de glaciers rocheux avec des phases froides ou chaudes : cela dépend de leur intensité et de leur durée. En outre, la durée de vie d'un glacier rocheux est très variable. Il faut préciser ce que l'on souhaite dater : la formation/enfouissement de glace interne ? L'arrêt de la reptation du pergélisol ? Il peut sans aucun doute se passer plusieurs siècles entre ces deux événements. Il s'agit, dans le paragraphe qui suit, de tenter d'attribuer un ordre de grandeur de l'époque de formation, mais en aucun cas un âge précis. Comme nous ne disposons d'aucune datation absolue, le cadrage chronologique des glaciers rocheux s'appuiera sur l'observation combinée des altitudes des glaciers rocheux et des formations glaciaires. Dans la mesure du possible, nous essaierons d'associer ces formations aux dates ^{10}Be présentées dans le § 5.1.2.

– Altitude des glaciers rocheux

Nous ne considèrerons ici que les glaciers rocheux qualifiés d'inactifs et de fossiles, les individus actifs étant nécessairement d'âge holocène.

Nous avions établi dans le § 3.1.4 l'existence de 14 glaciers rocheux inactifs, dont l'altitude des fronts varie de 2 120 à 2 575 m (moyenne de 2 300 m). Ces formes sont caractérisées par une morphologie de surface assez nette et une végétalisation partielle. Nous ajoutons à cet effectif 26 glaciers rocheux, que nous considérons comme étant fossiles. Ces formes sont caractérisées par une altitude plus basse (fronts situés entre 1 640 et 2 280 m, moyenne de 2 040 m) et sont largement végétalisés, parfois même par la forêt. Elles gardent des fronts raides, mais les modelés de surface paraissent nettement plus affaissés que pour les

formes inactives. Une partie de ces formes est située sur les versants, contrairement aux glaciers rocheux supérieurs, toujours calés en fond de cirque. C'est le cas par exemple du remarquable glacier rocheux de Montarrouye, long de plus de 2 km. C'est également le cas du glacier rocheux de Gréziolles dans le Néouvielle. Il convient de noter que ce référencement n'est peut-être pas exhaustif, d'une part parce que la végétalisation parfois importante empêche la localisation *via* les photographies aériennes, d'autre part parce qu'il existe une série de formes de transition (éboulis fluants), souvent beaucoup plus modestes en taille, que nous avons choisies de ne pas intégrer dans le groupe. Il semble y avoir une relation entre l'altitude des fronts et la physionomie/degré de végétalisation de la forme. Cependant, cette relation doit être nuancée, car la physionomie dépend aussi du matériau composant le glacier rocheux. Ceux qui sont composés d'une matrice fine plus importante, comme c'est le cas dans les lithologies non cristallines, sont plus facilement colonisés par la pelouse que les appareils en structure *openwork* des cirques et vallons granitiques. Il est donc pour le moment hasardeux d'associer des tranches altitudinales avec d'éventuelles générations, tant on sait que les avancées glaciaires furent disparates selon les vallées. Le cadrage chronologique des glaciers rocheux doit passer par l'analyse de leur relation spatiale avec les formations glaciaires locales, comme nous allons le voir dans la section suivante.

– Association avec les formations glaciaires

La plupart des formations glaciaires du secteur d'étude ont été relevées par Barrère dans les cartons géologiques de Laruns-Somport, Gavarnie, Vieille-Aure et Campan. L'auteur distingue des formations tardiglaciaires (notées Gza), qu'il attribue au Dryas récent (Barrère, 1999), des formations post-glaciaires anciennes et récentes (Gzb et Gzc), correspondant au Néoglaciaire[17] de Taillefer (1967, 1969), elles-mêmes distinctes des moraines actuelles ou subactuelles (PAG, notées Gzd). Les formations Gza « sont des formations morainiques occupant les fonds de vallées et descendant selon les massifs jusqu'à 1 600 ou 1 900 m » (Barrère, 1999). Cela comprend par exemple la langue de 2 km située en amont du glacier rocheux de Bastampe (jusqu'à 1 800 m), les moraines tapissant le fond de la vallée de la Canau jusqu'à 1 900 m, les formations de Héas (1 500 m), probablement les moraines déposées par le glacier de Gavarnie qui atteignait le village actuel, ou encore les formations du vallon de Montarrouye plus à l'est, que nous estimons être un glacier rocheux fossile. En versant sud, ces moraines sont plus hautes, par exemple 2 300 m pour le complexe

[17] Une période néoglaciaire est, par définition, précédée d'une déglaciation totale.

moraines/glaciers rocheux du sud-ouest du pic de Lourdes. Le stade Gzb est défini comme une période marquée par la formation de petites langues ne dépassant presque jamais 1 km de long, pour une largeur de 200 à 300 m (Barrère, 1999). Il s'agirait d'une période néoglaciaire au vu des hautes altitudes auxquelles les moraines s'inscrivent (en général au-dessus de 2 200 m, souvent dans le fond des cirques élevés). Elle engloberait également tous les grands festons de névés de pied de paroi qui longent les crêtes sud de la Pègue et des Quatre Termes (nord du Néouvielle). Barrère fixe en exposition nord-est une ligne d'équilibre glaciaire vers 2 400 m pour cet épistade (Gzb). L'épistade Gzc, situé au contact direct, en amont, du stade Gzb, correspondrait à un post-glaciaire récent (équilibre glaciaire vers 2 500 m en exposition nord-est).

Le bilan que l'on peut tirer de ces chronologies relatives est que le stade Gza correspond assez précisément à la majorité des glaciers rocheux fossiles que nous avons identifiés (le meilleur exemple est le glacier rocheux de Montarrouye), et que les stades Gzb et Gzc indiquent l'emplacement des glaciers rocheux inactifs. Gzd correspond parfaitement aux glaciers rocheux actifs. Il apparaît assez clairement qu'au moins trois générations de glaciers rocheux existent. Il est cependant difficile de les associer à des périodes précises, faute de données. L'hypothèse qui nous paraît faire concorder tous les éléments précités est que le stade Gza serait antérieur au Dryas récent et que le Dryas récent correspondrait alors au stade Gzb. Taillefer (1985) a d'ailleurs émis la même hypothèse dans le bassin ariégeois, en réinterprétant son Néoglaciaire holocène en Dryas récent. Les moraines Gza peuvent alors soit correspondre à un stade de stationnement dans la déglaciation post-Maximum jusque là très rapide, soit à une récurrence glaciaire synchrone d'un pic de froid lors du Dryas ancien. Cette hypothèse respecte les leçons tirées des données ^{10}Be de l'Ariège et de la Noguera Ribagorçana, à savoir que l'englacement au Dryas ancien, parfois sous-estimé car encore obscur, a été plus puissant que celui du Dryas récent, relativement cantonné en aval des crêtes (*cf* les festons de grands névés du Néouvielle septentrional). Cela corrobore les conclusions récentes de Jalut et Turu I Michels (2008) : « Contrairement aux hypothèses précédemment publiées, les glaciers du versant nord des Pyrénées ont stationné vers 400 m d'altitude jusque vers 17 500 – 15 000 cal. BP. Durant cette période, […] la moyenne montagne, vers 1 300 – 1 500 m, était encore englacée ». Cela signifierait que les glaciers rocheux fossiles, en tout cas les plus bas d'entre eux (1 600-2 000 m), pourraient s'être mis en place soit lors d'épisodes précoces de la déglaciation, comme l'a suggéré Delmas (2009) sur les ubacs de la Lladure et du Roc d'Aude (1 850-1 900 m), ainsi que Serrat (1979), soit suite aux retraits des glaciers de vallée du Dryas ancien. Nous nommerons cette première génération de glaciers rocheux GRI.

Un bon exemple en est la langue qui s'allonge de 2 000 à 1 750 m au nord-est du Soum de Naou Costes (fig. 5.2). La deuxième génération (GRII), qui mêle des individus fossiles et inactifs et qui englobe la plupart des glaciers rocheux, serait née lors du – ou suite au, selon l'englacement local – Dryas récent. Enfin, l'épisode Gzc, composé de petits arcs morainiques légèrement végétalisés, situés entre 2 200 et 2 600 m en versant nord, pourrait effectivement correspondre à un stade holocène pré-PAG. Dans ces conditions, il est tout à fait possible, et même probable, que de petits glaciers aient recouvert la partie amont des glaciers rocheux du Dryas récent. Il est également possible que ce stade ait connu le développement de glaciers rocheux très modestes, comme le laissent suggérer les formes situées sur le versant nord du Soum de la Male (fig. 5.3). Cela correspondrait à une troisième génération (GRIII). Durant cet épisode, le glacier du Taillon aurait atteint le fond de la vallée de Pouey Aspé (1 900 m) grâce à des conditions topoclimatiques très favorables (moraines latérales externes bien visibles), soit environ 300 m en aval de ses moraines PAG.

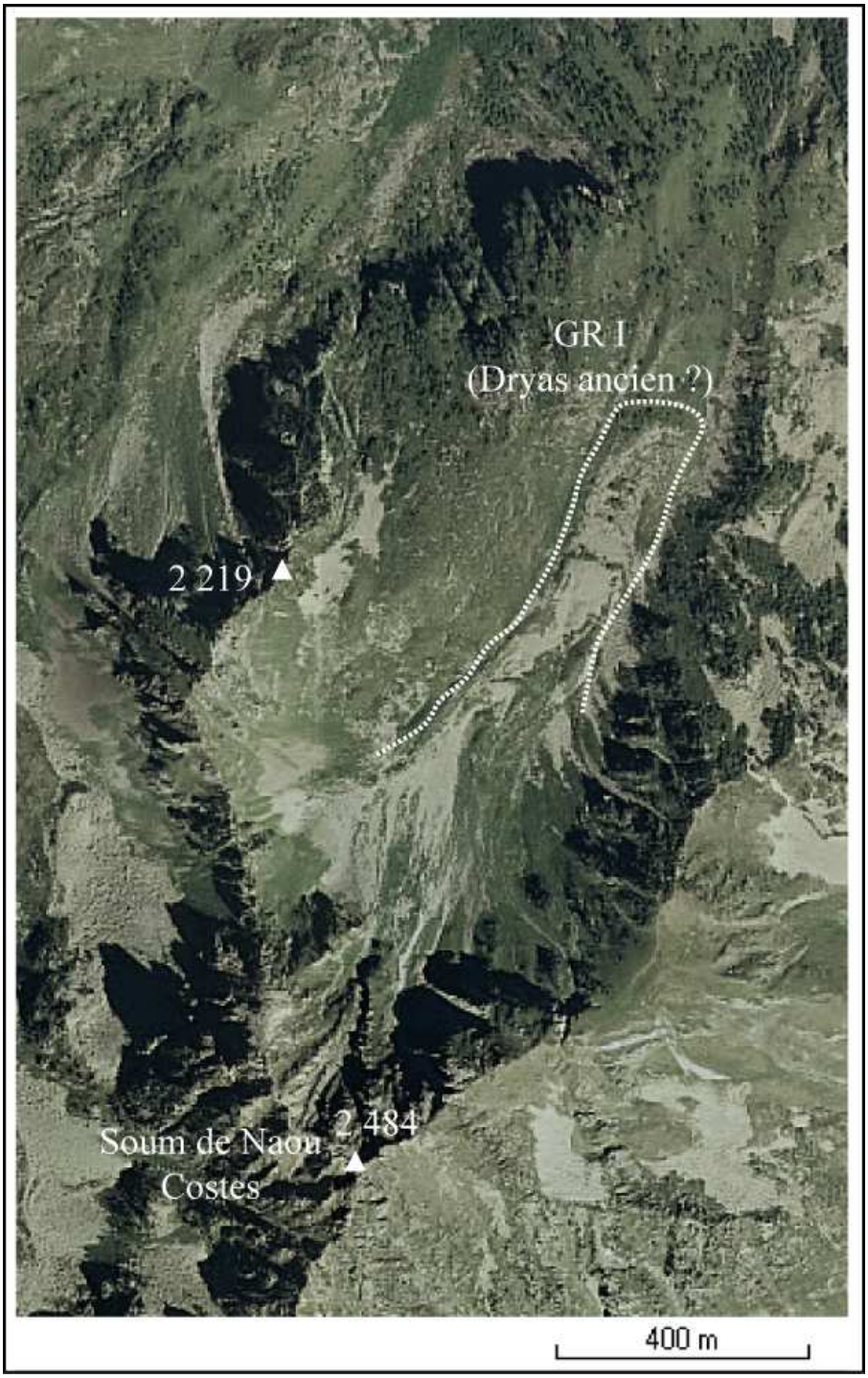


Figure 5.2.
Glacier rocheux de Naou Costes (GR I – 1 750-2 000 m), attribué à un stade antérieur au Dryas récent (déglaciation précoce ? Dryas ancien ?). *Image photo explorer, IGN.*

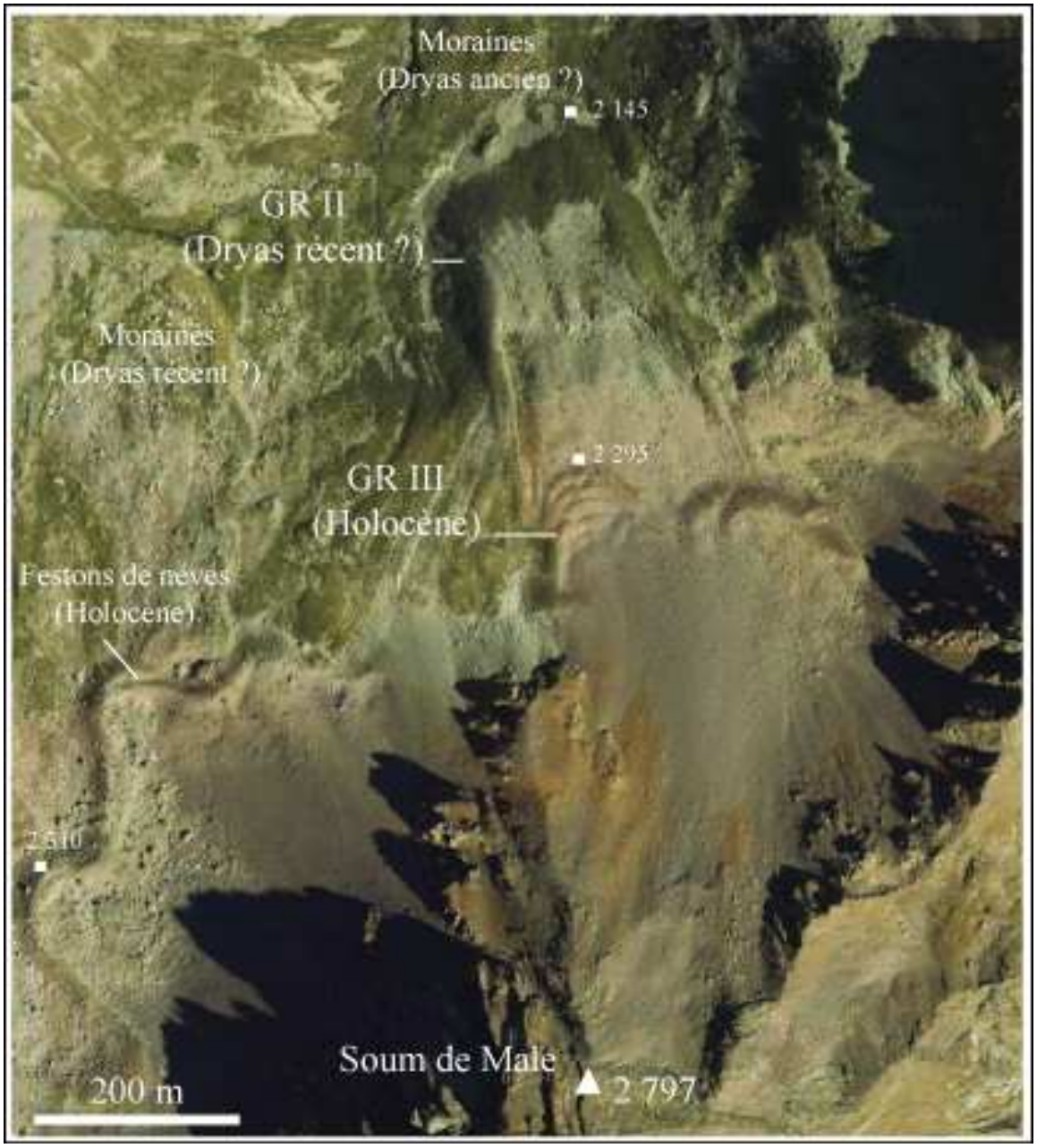


Figure 5.3.
Générations de glaciers rocheux au nord du Soum de la Male. *Image Google earth.*

Le schéma chronologique des glaciers rocheux proposé ici (illustré en conclusion de chapitre, fig. 5.15) permet donc de distinguer au moins deux générations de formes lors du Tardiglaciaire. Cette hypothèse est proche de celle formulée par Delmas (2009), à la différence que l'englacement du Dryas récent dans les Pyrénées orientales fut peut-être moins important (ou inexistant dans certains cirques) que dans les Pyrénées centrales, si bien qu'il existe vraisemblablement un décalage temporel est-ouest au sein de la deuxième génération de glaciers rocheux. Ce schéma est également très proche de celui proposé par Scapozza (2008) pour les Alpes tessinoises orientales (Cima di Piancabella). L'auteur distingue en effet

une première génération de glaciers rocheux datant de la fin du Dryas ancien (à la suite immédiate du désenglacement) et une seconde du Dryas récent. Comme dans le secteur de Madamète, les deux générations s'inscrivent dans une continuité spatiale. Il convient néanmoins de rester très prudent quant à ces interprétations (notamment sur les temps les plus anciens du Tardiglaciaire), même s'il semble qu'on puisse affirmer sans risque que le Dryas récent a été une période très favorable au développement des glaciers rocheux, probablement grâce à son caractère froid et sec. En revanche, la chronologie du Dryas ancien reste relativement méconnue, et il est possible que plusieurs récurrences glaciaires aient eu lieu à ce moment. Il convient également de rester prudent, compte tenu de la variété des conditions topoclimatiques des cirques et vallées des Pyrénées centrales, et des conséquences que cela a sur les paléoenglacements locaux. Les généralisations régionales sont délicates, comme l'expliquent parfaitement Pallàs *et al*. (2006) : « *We consider that locally derived descriptive terms are inappropriate when making intervalley correlations across and along the mountain range, and when attempting the construction of a general chronological framework* ». Ces hypothèses ouvrent en revanche des perspectives de recherche ciblées, qui consisteraient dans un premier temps à établir des datations absolues par le biais des cosmonucléides, dans plusieurs massifs. Les secteurs granodioritiques de l'Ardiden et du Néouvielle, à la fois riches en glaciers rocheux et parcourus d'innombrables formes glaciaires remarquablement préservées, sont à n'en pas douter des laboratoires exceptionnels pour réaliser ce dessein.

c) Sols structurés

Les glaciers rocheux sont les témoins les plus nombreux et les plus visibles des dynamiques périglaciaires de la période Tardiglaciaire. Néanmoins, nous avons pu repérer, sur trois sites, des sols structurés dont les dimensions plurimétriques ne peuvent en aucun cas être expliquées par les conditions climatiques actuelles. Nous posons l'hypothèse a priori que ces formes datent du Tardiglaciaire. Les trois sites en question sont la montagne de Cap de Long, le Petit Vignemale et le pic d'Ardiden. En tenant compte des considérations de la section précédente, nous tenterons de préciser l'époque probable de leur formation et les interprétations qui en découlent.

Dans les trois cas, ces sols structurés géants, toujours supérieurs à trois mètres de diamètre, se sont développés dans des roches cristallines et contrastent ainsi avec les sols structurés actuels. Nous avions interprété ce fait dans le § 4.1.2. La taille importante des blocs présents dans les régolites implique un gel profond pour que des figurés de grande dimension

puissent se développer et que la cryoexpulsion puisse être active, ce que les conditions climatiques actuelles ne permettent pas. Comme la taille des figurés périglaciaires dépend de la dimension des débris (Treml *et al*., 2010), les sols structurés dans les massifs granitiques pyrénéens ne peuvent être que très petits (dans les minces affleurements d'arènes) ou très grands. Or, les seuls sols structurés capables de résister à plusieurs millénaires d'érosion sont nécessairement ceux qui présentent des dimensions importantes. Ces constats justifient le fait que les seuls sols structurés tardiglaciaires que nous ayons pu localiser soient situés en région granitique.

– Campbieil

Les sols structurés présents sur ce site ont été observés entre 2 430 et 2 700 m dans des régolites granodioritiques, de part et d'autre du ruisseau de Cap de Long (fig. 5.4a). Il s'agit de grands cercles de pierres triés (fig. 5.5) s'étirant parfois dans le sens de la pente jusqu'à former de courts sols striés. Le diamètre des cellules peut atteindre 6 mètres. Les blocs agencés dans les cloisons sont parfois métriques et recouverts de lichens, qui témoignent de l'ancienneté de la forme. Le centre des cellules est colonisé par une pelouse de fétuques.

Il est difficile de caler chronologiquement ces formes, car le versant présente la particularité d'être nu de toutes formations glaciaires pré-PAG. Selon Barrère (1993), ces matériaux, « pris dans une dynamique de langue [glaciaire], ont de fortes chances de se trouver maintenant dans les ombilics lacustres de Cap de Long et d'Orédon ». C'est probable si l'on observe la situation altitudinale des moraines contemporaines (Gzb) dans les vallées voisines, couplée au fait que la Montagne de Cap de Long présente un bassin d'accumulation particulièrement élevé et exposé au nord. Les moraines tapissant le fond de la vallée nord de la Montagne d'Estaragne descendent à 2 000 m, tout comme celles de l'auge du Soum des Salettes (haute vallée du Campbieil). Au Dryas récent, il est donc très probable qu'une langue parcourait l'ensemble de la Montagne de Cap de Long et l'emplacement actuel du lac de Cap de Long (le verrou est à 2 160 m). Cela signifie que les sols structurés observés se sont nécessairement mis en place dans une phase de déglaciation avancée du Dryas récent, voire au début de l'Holocène pour les formes les plus en amont. Au moment de leur formation, le glacier de langue avait en effet perdu au moins la moitié de sa longueur, dans l'hypothèse où il n'a pas dépassé l'actuel barrage de Cap de Long durant cette période. Les sols structurés ont probablement fonctionné en contexte proglaciaire. La position topographique des formes les plus en aval, au pied du versant oriental de l'auge, suggère qu'elles ont pu bénéficier de l'apport d'humidité et de matériaux d'un petit glacier de paroi ou de grands névés. Le calage

chronologique précis de ces modelés n'est possible que par l'application de techniques de datation. Des relevés lichénométriques sur les blocs occupant les cloisons sont envisageables.

– Petit Vignemale et Ardiden

Les sols structurés plurimétriques observés sur ces deux autres sites sont similaires à ceux de la montagne de Cap de Long. Au Petit Vignemale, ils se situent vers 2 670 m, à environ 300 mètres à l'est du refuge de Baysselance (fig. 5.4b). Il s'agit de cercles de pierres aux centres colonisés par une pelouse dense à fétuques. Dans l'Ardiden, ils ont été observés vers 2 600 m, au pied ouest du Pourtère de l'espagnol, au niveau du coude que forme le glacier rocheux de l'Ardiden (fig. 5.4c). Dans les deux cas, leur haute altitude et leur situation topographique de fond de cirque implique un âge contemporain de la fonte quasi totale des glaciers du Dryas récent. Rien ne permet de prouver que ces sols structurés ne sont pas nés, ou n'ont pas été réactivés, lors des périodes fraiches de l'Holocène. Pour la plupart, leur état de conservation permet d'envisager un âge relativement récent.

– Implications paléoenvironnementales et perspectives

Ces grands sols structurés fossiles, et particulièrement ceux du Campbieil dont le diamètre est de 6 mètres, semblent avoir atteint un seuil physique maximal de développement. Cette dimension maximale des cellules des sols structurés varie vraisemblablement sur chaque site, pour des conditions climatiques identiques, en fonction de la taille des débris (Goldthwait, 1976 ; Ballantyne et Matthews, 1994 ; Treml *et al*., 2010). Le tableau 5.1 illustre cette relation entre taille des débris et diamètre maximal des cellules selon les observations de Goldthwait (1976). D'après ces chiffres, si la taille des débris est supérieure à 30 cm et que les conditions climatiques sont suffisantes, la taille minimale des cellules est de deux mètres. C'est effectivement ce qui a été observé sur les trois sites étudiés. Cette relation implique également que la dimension des structures n'est pas nécessairement proportionnelle à la sévérité des conditions climatiques, et qu'une fois la taille maximale atteinte, les interprétations paléoclimatiques deviennent impossibles. L'atteinte du seuil-limite est finalement une information plus instructive que la dimension précise des cellules.

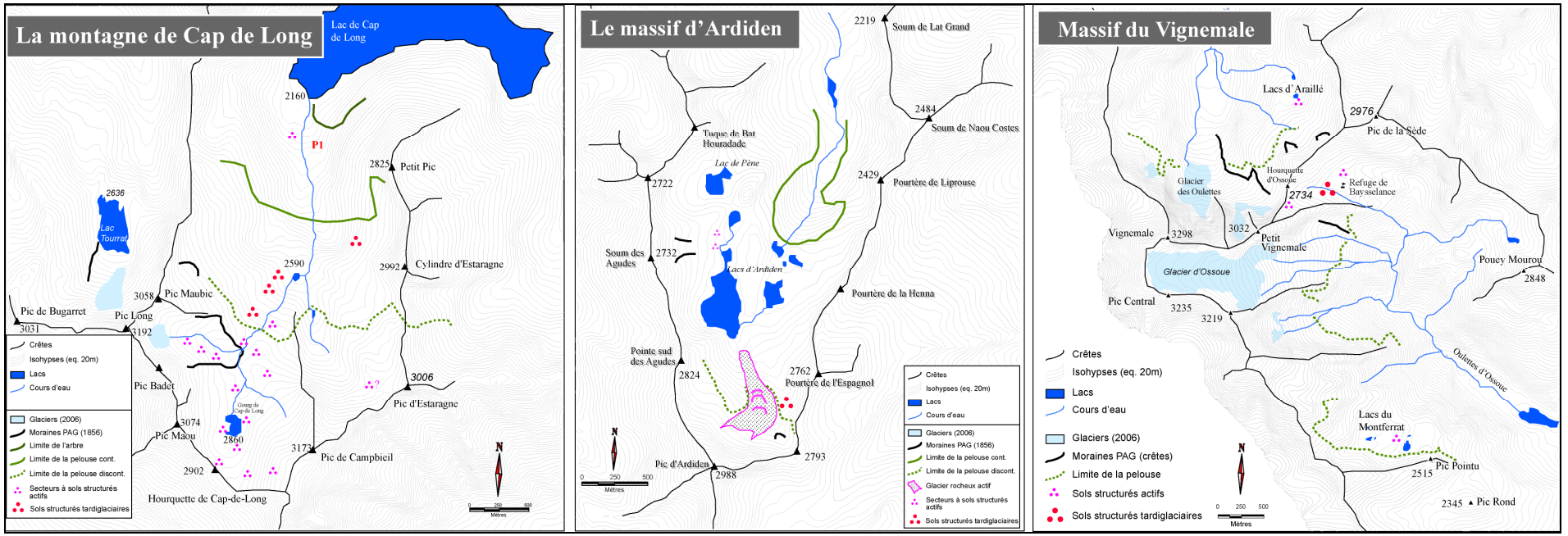


Figure 5.4.
Localisation des sols structurés plurimétriques hérités.

Taille des fragments les plus larges	Taille des cellules
2-10 cm	20-50 cm
6-30 cm	50-200 cm
20-150 cm	2-5 m
50-300 cm	5-20 m

Tableau 5.1.
Relation entre la taille des fragments et la taille des cellules des sols structurés selon Goldthwait (1976).

D'un point de vue paléoenvironnemental, il est très probable que ces formes, par leur dimension, ont impliqué la présence d'un pergélisol, au moins d'un gel très profond. Selon Washburn (1985), des dimensions supérieures à deux mètres l'indiquent nécessairement. À notre connaissance, aucune forme de cette taille en l'absence de pergélisol n'a été évoquée dans la littérature scientifique consacrée à cette question. Néanmoins, si les formes ont été situées à un certain moment de leur activité en contexte proglaciaire, les conditions très favorables de ces zones peuvent expliquer de grandes dimensions en l'absence de pergélisol. C'est par exemple le cas des cercles triés de 3,5 m décrits par Ballantyne et Matthews (1982) dans le Jotunheimen.

Figure 5.5.
Cercles de pierres plurimétriques attribués à la fin du Dryas récent ou au début de l'Holocène. Régolites granodioritiques de la montagne de Cap de Long, 2 550 m. *Cl. 08/2009.*

Ces formes constituent enfin une perspective de recherche intéressante. Ils ne sont pas rares dans le granite, comme l'attestent nos découvertes dans tous les massifs étudiés dans cette lithologie. Leur datation, par lichénométrie par exemple, peut se révéler particulièrement utile dans les reconstitutions des paléoenglacements de la charnière Tardiglaciaire/Holocène. C'est particulièrement le cas dans la montagne de Cap de Long, où les moraines sont absentes. En outre, si l'on imagine des datations complémentaires sur des verrous proches, l'âge et la durée de la période d'activité de ces dynamiques périglaciaires pourraient être précisément obtenues. En effet, l'âge du verrou correspondrait à l'âge minimal de la naissance des sols structurés, tandis que l'âge obtenu sur les blocs des cloisons indiquerait l'arrêt de la dynamique périglaciaire. La montagne de Cap de Long présente toutes les caractéristiques nécessaires à la réalisation de ce projet.

5.2. L'HOLOCÈNE PRÉ-PAG

L'Holocène a débuté vers 11,5 ka cal. BP, soit environ à 10 ka ^{14}C BP[18]. Cette date marque la fin du Pléistocène et l'entrée dans une phase interglaciaire. Cette rupture a été brusque, particulièrement pour les températures hivernales. Dans l'ensemble de l'Europe, Davis *et al*. (2003) ont montré à partir de données palynologiques que les anomalies de températures estivales ne présentent pas de tendance à long terme, et que le réchauffement de la TAMA est donc surtout dû à l'augmentation des températures hivernales. L'augmentation de l'insolation estivale était déjà engagée vers 21 ka cal. BP (Jalut et Turu I Michels, 2008). En Europe et en Amérique du nord, l'Holocène est consensuellement subdivisé en cinq chronozones :

– le Préboréal (10 ka - 9 ka BP),
– le Boréal (9 ka - 8 ka BP),
– l'Atlantique (8 ka - 5 ka BP),
– le Subboréal (5 ka – 2,5 ka BP),
– le Subatlantique (2,5 ka BP à aujourd'hui).

Ces chronozones sont marquées par des variations du couple températures/ précipitations, synonymes de fluctuations glaciaires. La chronologie précise de ces

[18] Le taux de ^{14}C dans l'atmosphère n'ayant pas été constant au cours du temps, il existe toujours un temps de décalage entre les dates calibrées et les dates non calibrées.

fluctuations est variable selon les régions et reste débattue. Il est certain que leur nombre fut important. Joerin *et al*. (2006) recensent par exemple 12 récessions glaciaires tout au long de l'Holocène dans les Alpes suisses. La première moitié de l'Holocène (jusque vers 6,6 ka cal. BP) est une période de transition qui a connu la séquence la plus chaude du post-glaciaire : l'Optimum climatique holocène entre 10 et 8 ka cal. BP, durant laquelle la température moyenne aurait été de 2°C supérieure à l'actuelle (Jalut et Turu I Michels, 2008). Cela n'a pas empêché des événements froids et brefs de se produire, comme celui ayant eu lieu il y a 8,2 ka (Alley et Ágústsdóttir, 2005) et qui serait dû à une perturbation de la circulation thermohaline. Après 6,6 ka cal. BP, toutes les études en Europe du nord font état d'un rafraichissement et de conditions néoglaciaires plus ou moins importantes, en relation avec la mise en place du mode de circulation atmosphérique actuel et d'une diminution de l'insolation aux hautes latitudes. Le Subatlantique est ainsi une période fraîche marquée par la faible durée de ses intervalles chauds, et dont les pics froids ont culminé lors du PAG (Ivy-Ochs *et al*., 2009).

Dans les Pyrénées, selon les datations ^{14}C réalisées par Gellatly *et al.* (1992) dans le cirque de Troumouse, un événement néoglaciaire se serait produit entre 4 950 et 4 650 ka BP et serait à l'origine du dépôt des moraines situées juste en aval du lac des Aires. Cet événement aurait suivi une avancée glaciaire encore plus importante et aurait précédé de nouvelles avancées plus restreintes, mais tout de même plus marquées qu'au PAG.

5.2.1. ESTIMATION DE L'ÂGE DE COULÉES DE SOLIFLUXION HOLOCÈNES

Ces fluctuations climatiques ont également laissé des empreintes sur les paysages périglaciaires. La détermination des phases d'activité des dynamiques périglaciaires au cours de l'Holocène s'appuie régulièrement sur la période d'activité des coulées de solifluxion sous pelouse. Deux raisons expliquent ce choix. D'une part, les coulées sous pelouse sont protégées de l'érosion par le couvert végétal et sont aisément localisables, même après plusieurs millénaires d'inactivité. D'autre part, il est fréquent de découvrir des paléosols sous ces coulées, théoriquement fossilisés au moment de l'avancée de la coulée. Or, il est possible de dater ces paléosols au ^{14}C et ainsi de déterminer relativement précisément le moment d'activité et de fossilisation de la forme. Nous proposons ainsi de contribuer à l'identification de phases d'activité périglaciaire durant l'Holocène en datant certains paléosols enfouis sous des coulées de solifluxion. Il s'agit de la première étude de ce genre réalisée dans le massif pyrénéen.

a) Localisation des sites et méthode

– Sites

Deux sites ont été étudiés : le cirque d'Estaubé et le versant sud du Taillon. À Estaubé, les prélèvements ont été réalisés sous une coulée de solifluxion sous pelouse multilobée au fond du cirque, à 1 850 m. Une tranchée de 180 cm de longueur a été creusée jusqu'au lit rocheux (fig. 5.6). En aval de la coupe, au niveau du dernier lobe, le lit rocheux est situé à 60 cm de profondeur, contre 150 cm en amont. Un paléosol brun de 15 à 25 cm d'épaisseur repose tout au long de la coupe sur le lit rocheux. Il est surmonté d'un horizon B2 épais à structure granulaire, puis d'un horizon organique B1 à structure microgrumeleuse. Trois prélèvements ont eu lieu dans le paléosol afin d'être datés : à 0 cm (E1), à 75 cm (E2) et à 180 cm (E3, fig. 5.6). Sur le Taillon sud, un seul prélèvement a été réalisé sous une coulée de solifluxion à front pierreux, située à 2 750 m (fig. 5.7). Le paléosol était à 30 cm de profondeur. Sa longueur n'a pas pu être estimée faute de coupe.

– La datation par le ^{14}C

La datation d'un sol par le ^{14}C, établie pour la première fois par Broeker *et al*. (1956), repose sur le fait que les végétaux vivants présentent le même rapport $^{14}C/^{12}C$, donc la même radioactivité, que l'atmosphère. Une fois le végétal mort, la radioactivité du ^{14}C du carbone végétal décroît en fonction du temps, si bien que la moitié des atomes ^{14}C présents disparaissent tous les 5 570 ans (Delibrias, 1979). On peut donc déduire le temps de la mort d'un végétal à partir de la radioactivité résiduelle de ses débris organiques.

Dans le cas d'un paléosol et en l'absence de charbon, comme c'est le cas ici, nous datons la matière organique. Cette matière organique est un mélange de plusieurs composés, dont les acides humiques sont parmi les plus stables. Ce sont ceux-là qui ont été extraits pour les deux sites et datés par le *Accelerator Mass Spectometry Laboratory* de l'université de Tucson, Arizona. Dans notre contexte, les dates obtenues correspondent théoriquement au moment de l'enfouissement du sol (fossilisation) par les coulées de solifluxion, c'est-à-dire lors d'une période où les cycles gel-dégel étaient fréquents. Néanmoins, comme nous le verrons plus en détail par la suite, la réalité n'est pas aussi simple, et les dates ^{14}C obtenues à partir de la matière organique de paléosols doivent toujours être interprétées avec précaution. Matthews (1993) a établi une liste de 15 problèmes potentiels susceptibles de biaiser ces dates. Sans reprendre chaque point, nous insisterons sur trois éléments fondamentaux :

1) La date obtenue est un âge moyen et non réel, égal à l'âge écoulé depuis la fossilisation plus le temps de résidence moyen de la matière organique au moment de l'activité du sol (Delibrias, 1979 ; Matthews, 1993). Cela signifie que la date obtenue est nécessairement plus ancienne que la fossilisation, et cela d'autant plus quand le temps de résidence est élevé. Or, ce temps de résidence, qui dépend entre autres de la nature de la roche mère, du ruissellement ou encore de la température, ne peut être évalué précisément ;

2) Pour approcher le temps réel de la fossilisation, le prélèvement de l'échantillon doit être fait dans la partie supérieure du paléosol. Dans la mesure où l'échantillon doit être volumineux (les acides humiques ne sont qu'une part infime du total de la matière organique) et que la partie supérieure du paléosol est relativement pauvre en matière organique, il est inévitable d'y intégrer des éléments situés à 2 à 5 cm au-dessous du niveau supérieur. On ne peut donc obtenir qu'une valeur moyenne qui vieillit l'âge réel ;

3) Il existe toujours un risque de pollution postérieure à l'enfouissement, suite à l'illuviation de carbone organique exogène récent jusqu'au paléosol ou à la présence de racines. Par exemple, Delibrias (1979) précise qu'un sol de 30 000 ans peut être rajeuni de 8 000 ans par un apport de 4% de carbone moderne. Ce risque doit donc être considéré, même si nous avons veillé à extraire toutes les radicelles durant la préparation de l'échantillon.

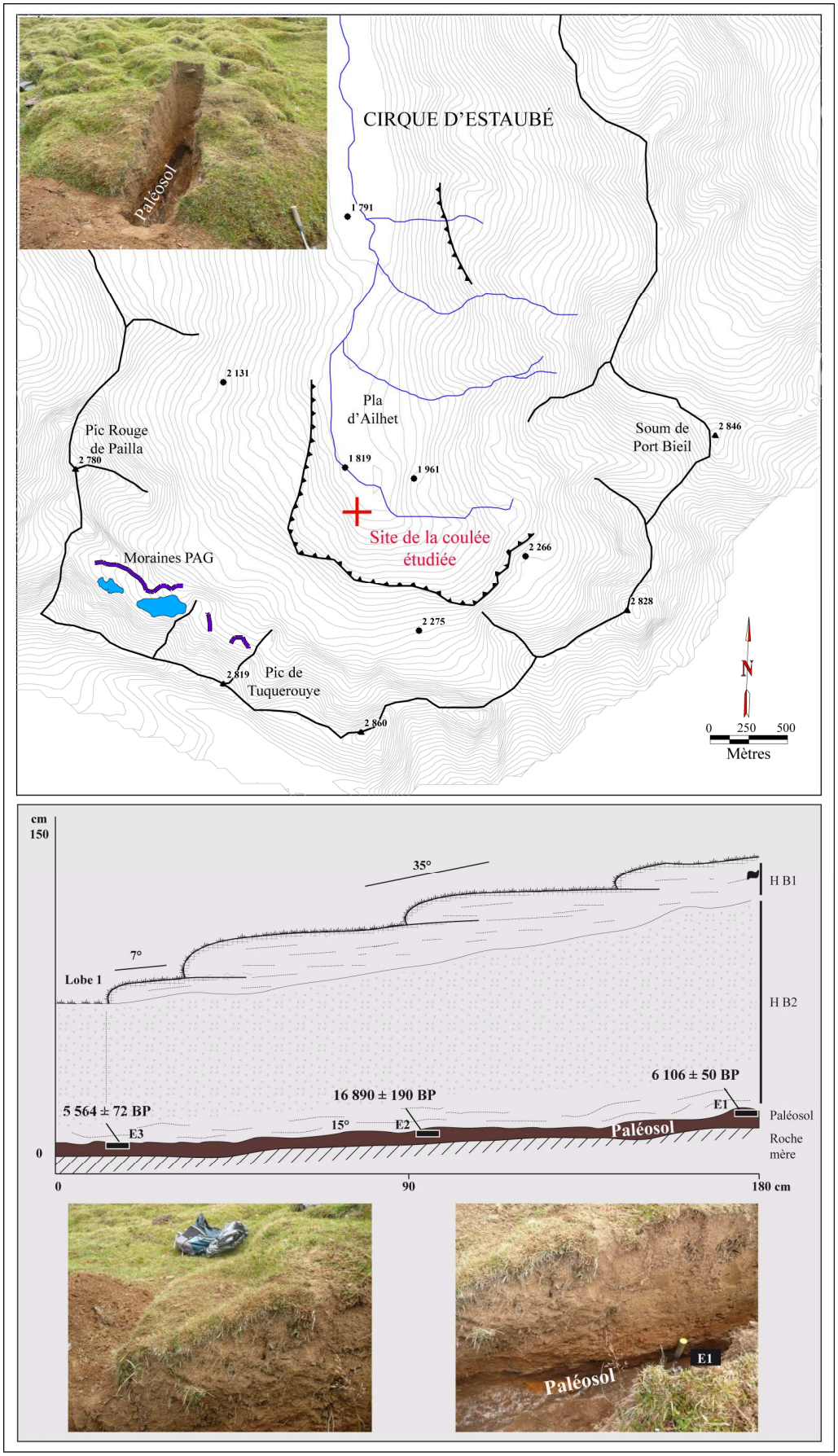


Figure 5.6.
Localisation et caractéristiques des coulées de solifluxion recouvrant le paléosol daté d'Estaubé.

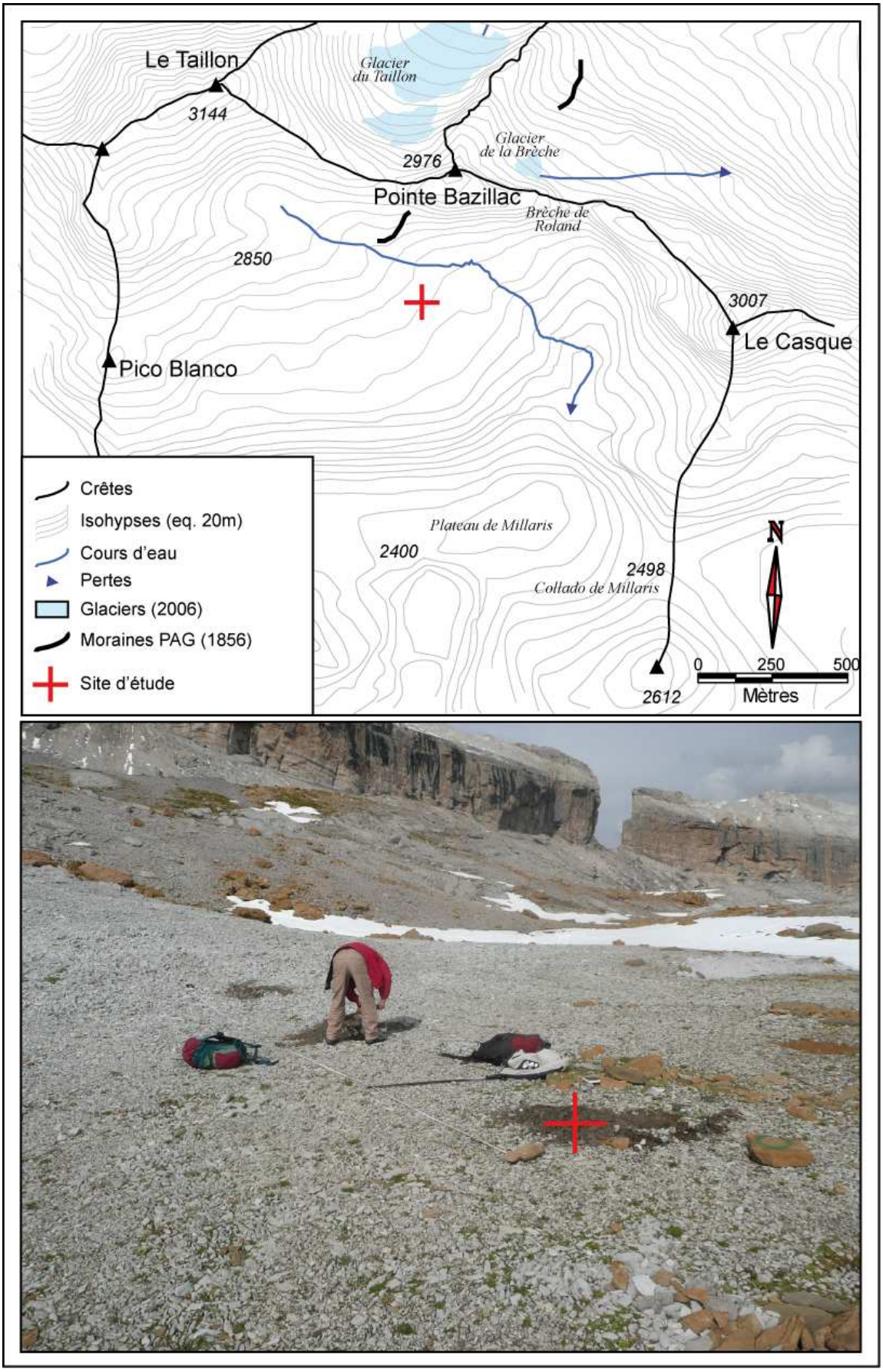


Figure 5.7.
Localisation et caractéristiques du paléosol daté sur le versant sud du Taillon.

b) Résultats

Les résultats sont résumés dans la figure 5.6 et le tableau 5.2. Les dates sont données en âge ^{14}C et en âge calibré à l'aide du logiciel *Calib 5.1 IntCal04*. Sur les trois dates d'Estaubé, seules deux ont été retenues, l'échantillon E2 présentant une valeur aberrante (16 890 ± 190 ^{14}C BP), qui suggère un mélange avec du carbone organique antérieur à la formation du paléosol.

Échantillon	Âge ^{14}C BP	± âge ^{14}C	Âge cal. BP (2σ)
Estaubé 1 (E1)	6 106	50	6857-7160
Estaubé 3 (E3)	5 564	72	6266-6496
Taillon sud	4 630	45	5285-5473

Tableau 5.2.
Âges ^{14}C et âges calibrés BP sur les trois échantillons retenus.

E1 indique un âge de 6 106 ± 50 ^{14}C BP (6 857-7 160 cal. BP) et E3 5 564 ± 72 ^{14}C BP (6 266-6 496 cal. BP), ce qui correspond à la fin de la période Atlantique, aux alentours de l'Optimum climatique holocène. La date du Taillon indique un âge de 4 630 ± 45 ^{14}C BP (5 285-5 473 cal. BP), soit la première partie du Subboréal.

c) Discussion

– Estaubé

Les dates d'Estaubé indiquent théoriquement une phase d'activité de la solifluxion entre 6 100 BP et 5 560 BP, date à laquelle la dynamique se serait arrêtée. Ce résultat peut paraître surprenant, car cette phase est reconnue comme ayant été une période particulièrement chaude en Europe. Peu d'études mentionnent d'ailleurs des phases de solifluxion active avant le Subboréal (voir synthèse dans Matthews *et al.*, 1993). Il existe néanmoins des travaux ayant mis en valeur une solifluxion lors de l'Atlantique : Furrer *et al*. (1971)[19] en Suisse orientale, Steinmann (1978)[19] dans les Dolomites, Veit (1993) dans les Alpes autrichiennes et Matthews *et al.* (2005) en Finlande. Il convient de rester prudent dans les comparaisons, car les temps de résidence moyen du carbone diffèrent selon les contextes régionaux et locaux. En revanche, Matthews *et al*. (2005) ont daté des charbons et non de la matière organique, si bien que leurs résultats peuvent être interprétés directement. Les auteurs indiquent ainsi une phase initiale d'avancée de nombreux lobes en Laponie finlandaise entre

[19] Cité par Matthews *et al*. (1993).

7 400 et 6 700 cal. BP. Selon eux, ces avancées répondent à une augmentation de l'humidité. Ce résultat serait donc lié à des conditions climatiques locales et ne peut guère être comparé aux conditions pyrénéennes. Malheureusement, à notre connaissance, aucune étude comparable réalisée dans les Pyrénées ne fait référence à cette époque. La séquence de Gellatly *et al*. (1992) ne commence qu'après. Nous pourrions également arguer en faveur d'une augmentation locale de l'humidité durant cette phase, pouvant être à l'origine d'une avancée des lobes ici, mais non ailleurs. Néanmoins, en comparaison des études alpines qui indiquent que cette période fut contemporaine d'une récession glaciaire (Joerin *et al*., 2006, 2008) et d'une remontée de la limite de l'arbre d'environ 160 m (Nicolussi *et al*., 2005, dans le Kaunertal), il est peu probable qu'elle corresponde à une phase de solifluxion active à Estaubé. Dans ce cas, la seconde hypothèse est que nos dates ne correspondent pas au moment de l'enfouissement du sol, mais au moment de la pédogenèse, c'est-à-dire lors d'une phase chaude. Trois aspects peuvent expliquer le vieillissement des dates :

– Le temps de résidence du carbone au moment de la pédogenèse a été particulièrement long,

– Le prélèvement de l'échantillon a été fait sur une tranche trop épaisse,

– Le paléosol a incorporé de la matière organique ancienne. Cette hypothèse rendrait compte de la date E2 et s'expliquerait par le fait que la déglaciation du site (et donc la pédogenèse) est ancienne. Comme nous le verrons ci-dessous, la date obtenue au Taillon apparaît plus fiable, car la déglaciation y est relativement récente.

Ces hypothèses confirment que le maniement des dates sur matière organique est délicat, et que des erreurs de ± 1 000 ans peuvent se produire (Matthews, 1993).

Si l'âge de l'enfouissement est indiscernable, on peut en revanche estimer la durée d'activité des coulées, en posant l'hypothèse que le temps de résidence est le même sur toute la tranche. Cette durée est égale à E1-E3, soit environ 540 ans. La distance séparant les deux prélèvements est de 180 cm, ce qui permet d'estimer une vitesse moyenne de fluage d'environ 3 mm/an^{-1}.

– Taillon sud

La date de 4 630 ± 45 ^{14}C BP (5 285-5 473 cal. BP) du Taillon sud présente moins d'ambigüité, car elle se trouve dans une tranche définie comme fraîche et humide par de nombreux auteurs (oscillation de Piora/Rotmoos II), dans les Alpes et dans les Pyrénées (Gellatly *et al*., 1992 ; Haas *et al*., 1998 ; Ivy-Ochs *et al*., 2009), ainsi qu'en Scandinavie (Nesje, 2009). Cette date est également située entre deux des périodes de récessions glaciaires

définies par Joerin *et al*. (2006) et ferait la charnière entre l'Atlantique et le Subboréal. Cette période est également reconnue comme une phase de solifluxion active en Europe (Ellis, 1979 ; Matthews *et al*., 1993). La précision de cette date, contrairement à celles d'Estaubé, peut s'expliquer par un temps de résidence local du carbone particulièrement faible.

Il convient de noter que les conditions climatiques devaient être plus ou moins identiques aux conditions actuelles, et les glaciers n'ont probablement pas, sauf exceptions locales, atteint leurs limites PAG. Notre date confirme en tout cas que le replat sur lequel a été fait le prélèvement, à 2 750 m, n'a pas été englacé à cette époque, ni lors des récurrences post-4 600 ^{14}C BP. Pourtant, le site ne se trouve qu'à environ 300 mètres des moraines PAG. Cependant, le site n'est pas directement en aval des moraines PAG, et il est donc possible qu'une avancée, même au-delà de ces moraines, l'ait épargné.

5.2.2. L'ÂGE DES GLACIERS ROCHEUX ACTIFS

Les huit glaciers rocheux actifs que nous avons définis (tableau 3.3) se sont certainement mis en place lors de différentes phases de la fin de l'Holocène, dans la mesure où leur emplacement a nécessairement été englacé au Dryas récent. Serrano *et al*. (1999) ont estimé, d'après les calculs de rythmes de dénudation des parois et des vitesses moyennes de déplacement, que les 13 glaciers rocheux actifs pyrénéens qu'ils ont repérés se sont formés entre 4 000 et 500 ans avant aujourd'hui. Dans une étude plus récente, Serrano *et al.* (2006) envisage que la formation du glacier rocheux de l'Argualas soit corrélée à la période froide définie par Gellatly *et al*. (1992), entre 5 100 et 4 600 ^{14}C BP (*cf.* paragraphe précédent). Il est en tout cas certain que les glaciers rocheux existaient avant le PAG, à l'exception peut-être du glacier rocheux du pic Méchant, dont la toute petite taille (environ 150 m de long) laisse envisager une formation très récente.

Ces considérations impliquent deux éléments. (1) Les phases de mise en place des glaciers rocheux actuellement actifs sont probablement liées aux fluctuations climatiques du milieu et de la fin de l'Holocène, voire avant. (2) Des glaciers et des glaciers rocheux ont cohabité, au moins durant le PAG.

(1) Les phases d'avancées glaciaires depuis le milieu de l'Holocène dans les Pyrénées font malheureusement l'objet d'une lacune bibliographique. Les prochains résultats de D. Galop (comm. pers.) devraient bientôt remédier à cela, mais il n'existe actuellement que les résultats de Gellatly *et al*. (1992) dans le cirque de Troumouse. Or, ces résultats présentent un

certain nombre de contradictions sur les âges absolus et relatifs de récurrences glaciaires. En outre, le paléoglacier de la Munia aurait connu une expansion très particulière due aux conditions topographiques locales (probable rupture de sa partie aval en fond de cirque). Il n'est donc pas possible de dater précisément les glaciers rocheux actifs pyrénéens à partir de l'âge des moraines. La seule source de certitude proviendrait de leur datation directe. Il est en revanche possible d'émettre des hypothèses grâce aux études réalisées dans les Alpes. Les récentes synthèses d'Ivy-Ochs *et al*. (2009) et de Davis *et al*. (2009) s'accordent à reconnaître qu'après 3,3 ka BP, les avancées glaciaires furent plus fréquentes et les périodes de récession plus courtes que durant toute la première partie de l'Holocène. Entre 3,0 et 2,3 ka BP, l'oscillation de Göschener I aurait provoqué une avancée relativement importante des glaciers culminant vers 2,6 ka, même si cela n'a encore pas été prouvé dans les Pyrénées. Or, cette période se situe précisément dans la fourchette de genèse possible des glaciers rocheux définie par Serrano *et al*. (1999). Enfin, une dernière récurrence glaciaire pré-PAG aurait eu lieu entre le VII^{e} et le XX^{e} siècle (oscillation de Göschener II).

(2) Des glaciers ont nécessairement recouvert des glaciers rocheux préexistants, au moins lors du PAG, comme l'ont démontré Delaloye *et al*. (2003) dans les Alpes suisses et Lugon *et al*. (2004) dans le massif des Posets. Cette affirmation repose sur le fait que les avancées glaciaires du PAG, voire les avancées précédentes, se sont produites à l'intérieur du domaine du pergélisol discontinu, donc sur des espaces potentiellement gelés (Delaloye *et al*., 2003). Ces relations complexes entre glace massive et pergélisol font encore débat ; or, c'est un élément fondamental à la compréhension de la mise en place des glaciers rocheux de toutes les générations. Lugon *et al*. (2004) estiment que le recouvrement de débris riches en glace par un glacier peut avoir pour conséquence soit la création d'un type de glacier rocheux hybride, dont les éléments de glace interne n'ont pas forcément ni le même âge ni la même origine, soit le développement de moraines de poussée (*push-moraine* au sens de Haeberli, 1979). Ces moraines sont des sédiments gelés poussés par un glacier et qui forment alors une ou plusieurs crêtes morainiques. Selon les auteurs, dans le cas du glacier La Paul, les sédiments gelés peuvent avoir été un glacier rocheux pré-PAG, qui aurait été perturbé par l'avancée glaciaire et dont les matériaux auraient en partie été transportés jusqu'au niveau du vallum PAG. Cette hypothèse de recouvrement glaciaire des glaciers rocheux est très probable si l'on considère la position altitudinale et topographique des individus actifs, très favorable au développement de petits glaciers au PAG. C'est particulièrement vrai pour le glacier rocheux du Campbieil, dont le bassin d'alimentation est situé vers 2 900 m, sans néanmoins de preuves géomorphologiques évidentes. La morphologie de surface du glacier

rocheux d'Ardiden laisse également envisager la possibilité d'un recouvrement glaciaire en amont du coude (absence de bourrelets, présence de remparts latéraux). Cela rejoint nos réflexions sur les glaciers rocheux d'âge plus ancien (fig. 5.3). Une démonstration en a été faite récemment dans les Alpes maritimes italiennes par Ribolini *et al*. (2007). Leurs résultats montrent que le site était englacé au Subboréal et que la mise en place du glacier rocheux aurait débuté au Subatlantique (1,2-1,0 ka ^{14}C BP). Au PAG, la partie amont du glacier rocheux aurait été recouverte par un glacier, alors que la partie aval aurait continué de fonctionner.

Ainsi, les glaciers rocheux actifs pyrénéens ne peuvent pas être datés précisément. Néanmoins, au vu des études réalisées par Serrano *et al*. (1999, 2006), Lugon *et al*. (2004) et Ribolini *et al*. (2007), nous estimons d'une part qu'ils sont pré-PAG, et d'autre part que leur évolution est probablement influencée par les fluctuations climatiques de la seconde moitié de l'Holocène (depuis 5,2 ka cal. BP), qui ont provoqué au moins trois avancées glaciaires avant le PAG. L'interaction entre glacier et glacier rocheux est complexe, mais il est certain que ces glaciers rocheux ont été recouverts par des glaciers, au moins lors du PAG, ce qui n'a pas empêché leur développement ultérieur.

5.3. LA MOBILITÉ POST-PAG

Le Petit Âge Glaciaire désigne la dernière crue glaciaire de l'Holocène récent (Grove, 1988), faisant suite à une période relativement chaude (Optimum Climatique Médiéval). L'ampleur et la chronologie précise du PAG varient selon les massifs (voir Rabatel (2005) pour une synthèse à l'échelle planétaire). Il est généralement admis que le PAG a débuté dès le XIII^{e} siècle par une série d'hivers froids, mais la majorité des auteurs s'accordent à reconnaître que la phase maximale d'extension des glaciers se serait produite entre le XVII^{e} et le milieu du XIX^{e} siècle. Cette extension des glaciers est une des plus importantes de l'Holocène et eut pour conséquence la construction de moraines aujourd'hui encore très visibles, dans la majorité des cirques élevés des massifs de moyennes latitudes.

Dans les Pyrénées, l'avancée maximale des glaciers est datée au milieu des années 1850, et fait suite à environ quatre décennies de stagnation (Michelier, 1887). La date de 1856 correspond, selon les propos de chasseurs d'isards de l'époque recueillis par Michelier (1887), au moment où le glacier de Pays Baché reposait sur la crête de sa moraine frontale. Des dates similaires sont avancées pour les glaciers d'Ossoue (Grove et Gellatly, 1995), de la Maladeta

(Chueca *et al*., 2005) ou encore du Taillon (Gellatly *et al*., 1995). Le retrait glaciaire aurait été rapide dès les années 1860 (Trutat, 1875).

Depuis le Maximum PAG, les températures ont eu tendance, bien qu'irrégulièrement, à augmenter. Julián et Chueca (1998) ont estimé, en calculant la remontée de la ligne d'équilibre glaciaire entre le Maximum PAG et aujourd'hui dans les Pyrénées centrales espagnoles (environ 200 m), que les TAMA ont augmenté de 0,90/0,95°C. Dessens et Bücher (1995) ont calculé une augmentation précisément identique de la TAMA (+0,94°C) au pic du Midi entre 1882 et 1984, largement expliquée par l'augmentation des températures minimales (+2,39°C). Les valeurs sont similaires ou légèrement supérieures dans les Alpes (Haeberli, 1990 ; Mangini *et al*., 2005). Cette hausse des températures a deux conséquences sur la mobilité de l'étage périglaciaire. De façon indirecte, elle a pour effet le recul des glaciers et donc la libération d'espaces colonisables par les formes périglaciaires (§ 5.3.1.). D'autre part, la modification altitudinale des conditions climatiques favorables aux dynamiques périglaciaires, notamment le nombre de cycles gel-dégel et la remontée de la végétation, peut avoir pour cause la fossilisation des formes en aval de la limite inférieure de l'étage actuel (§ 5.3.2).

5.3.1. RELATION DÉGLACIATION – DÉVELOPPEMENT DES FIGURÉS PÉRIGLACIAIRES

La taille modeste des appareils glaciaires pyrénéens les rend particulièrement sensibles aux fluctuations climatiques. Ils ont fait l'objet d'observations ou de suivis dès la fin du XVIII^{e} siècle par Ramond de Carbonnières, puis par de Charpentier dans la première moitié du XIX^{e} siècle, enfin par une série de scientifiques ou de pyrénéistes dans le seconde moitié du XIX^{e} siècle : Michelier, Penck, Trutat, Wallon, Russel, Lequetre, Schrader, Bonaparte, entre autres. Ces témoignages permettent d'affirmer que leur superficie depuis la moitié du XIX^{e} siècle a ainsi très nettement diminué (tab. 5.3). Les glaciers vers 1850 ont concerné 15 massifs et ont laissé des traces dans plus de 100 cirques (Gonzáles Trueba *et al*., 2007, 2008). Leur superficie totale à cette époque varie selon les auteurs de 2 000 à 4 000 ha (Schrader, 1894 ; Boucau, 1922 ; René, 2008), contre 350 ha aujourd'hui (René, 2008).

Ces espaces récemment déglacés, situés à haute altitude, sont ainsi exposés à des conditions climatiques sévères, marquées par le gel. Ils sont alors soumis à une colonisation par les sols structurés, d'autant plus facilitée par la présence favorable de till et d'humidité. Si les étapes de la déglaciation sont connues, l'observation détaillée de cette colonisation permet

alors de dater de façon relative l'âge des formes et leur durée d'activité, comme plusieurs auteurs l'ont montré en milieu arctique : Ballantyne et Matthews (1982, 1983), Matthews (1992), Matthews *et al*. (1998), Haugland (2004, 2006), Haugland et Beatty (2005). C'est ce que nous nous proposons d'expérimenter dans deux zones proglaciaires pyrénéennes, à la fois riches en sols structurés et dont la déglaciation est bien documentée : le glacier du Taillon et le glacier de Pays Baché.

Année	Nombre glaciers	Surface	Référence
2006	28	350 ha	René (2008)
2000	44	500 ha	René (2008)
1984	41	810 ha	Serrat et Ventura (1993)
1950	?	1 280 ha	René[20]
~ 1890	44	3 300 ha	Schrader (1894)
~ 1850	?	2 000/4 000 ha	Diverses

Tableau 5.3.
Évolution de la surface totale des glaciers pyrénéens depuis 1850.

a) La zone proglaciaire du Taillon

– Déglaciation

Les moraines du PAG sont très visibles. Elles témoignent d'un front situé à 2 250 m environ, qui descendait vers la vallée des Pouey Aspé. Latéralement, le glacier atteignait l'actuel col des Sarradets (2 585 m). En amont, il est probable que le glacier était associé à celui de la Brèche par le col de transfluence du nord de la pointe Bazillac. Schrader (1894) témoigne en tout cas à la fin du XIX^{e} siècle que les deux glaciers sont très proches. La superficie totale au milieu des années 1850 devait être d'une quarantaine d'hectares (tab. 5.4). Les écrits et marquages du Prince R. Bonaparte à la fin du XIX^{e} siècle permettent d'affirmer que le front glaciaire se situait en 1893 au pied du verrou, à 2 360 m d'altitude (fig. 5.8). Au début du XX^{e} siècle, le front se situe dans le verrou (Gaurier, 1921 et fig. 5.9). Par la suite, les fluctuations glaciaires sont cantonnées en amont du verrou, dans la zone subtabulaire qui accueille tous les sols structurés observés (fig. 4.15). Ces fluctuations ont été suivies par le service des Eaux et Forêts à plusieurs reprises entre 1945 et 1989. Ces suivis ont permis de mettre en évidence plusieurs phases de courtes avancées ou de stagnation (1926-1928/1945/1963-1964), malgré une tendance générale au recul (McGregor *et al*., 1995). Néanmoins, nous ne disposions pas des limites continues précises du glacier au cours du XX^{e} siècle. En outre, la délimitation réelle du glacier a souvent été confondue avec celle de la

[20] Données non publiées (association Moraine).

neige par les Eaux et forêts. Afin d'éviter toute confusion, nous nous sommes procuré, par le biais de l'IGN, les photographies aériennes du site. Nous avons retenu les missions de 1935, 1957, 1983 et 1995, car elles présentaient assez peu de neige pour que les limites du front soient précisément localisables, à l'exception de la partie orientale du glacier. Ces clichés ont été géoréférencés dans le logiciel MapInfo et superposés au cliché de 2006. La cartographie du retrait glaciaire est ainsi illustrée dans la figure 5.9. La localisation des sols structurés (dont une partie a déjà été présentée dans la figure 4.11) a été réalisée sur le terrain à l'aide d'un GPS manuel. Chaque observation a été intégrée dans le logiciel SIG.

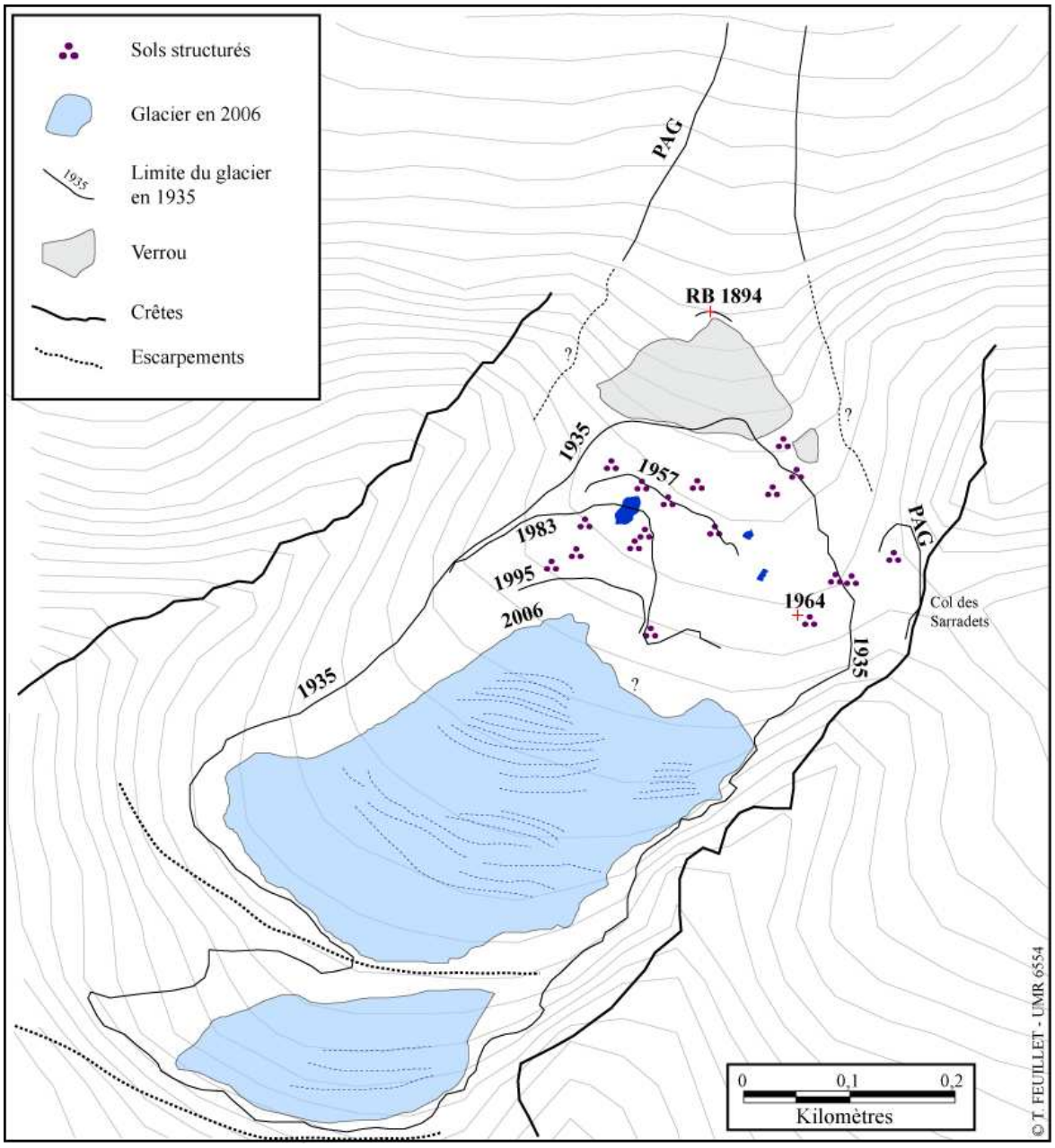


Figure 5.8.
Étapes de déglaciation et localisation des sols structurés dans la zone proglaciaire du Taillon.

Figure 5.9.
Recul du glacier du Taillon. En haut : début du XX^{e} siècle (cl. G. Ledormeur). En bas : en 2009.

Année	Alt. front	Superficie	Référence
2006	2570	12	Ce travail
2001	2545	?	René (2003)
1991	2526	20	Gellatly *et al.* (1995)
1964	2541	?	Peteihl - EF (1964)
1945	2535	22,1	Lavedan - EF (1945)
1935	2540	23	Photo aérienne (ce travail)
~1915	?	31	Gaurier (1921)
~1910	2470	33,5	Schrader (1914)
1893	2360	?	Marques RB 1893 (Bonaparte)
~1850	2250	~38	Moraines PAG

Tableau 5.4.
Recul du glacier du Taillon depuis 1850.

– Résultats

Sur les 18 secteurs laissant apparaître des sols structurés actifs, 5 sont postérieurs à 1983 (classe 1), 5 sont situés entre les limites de 1957 et de 1983 (classe 2), 4 entre celles de 1935 et de 1957 (classe 3) et 3 enfin sont au-delà de la limite de 1935 (classe 4). Certains modelés de la classe 1, très proches de la limite de 1995, se sont nécessairement mis en place en une dizaine d'années au maximum. Il s'agit de cercles de pierre contigus, d'une vingtaine de centimètres de diamètre. Dans les classes 2 et 3, les cercles présentent des dimensions plus importantes, de l'ordre de 50 cm. C'est notamment le cas des modelés observés à quelques centimètres du marquage « 1964 » réalisé par les Eaux et forêts (fig. 5.9). Enfin, les formes de la classe 4 peuvent atteindre 90 cm de diamètre. Des cercles de 50 cm ont pu être observés dans le coude que forme la moraine PAG, juste au-dessous du col des Sarradets (fig. 5.10). Cette observation est intéressante, car il s'agit des modelés les plus éloignés du front que nous ayons pu localiser. Leur mise en place a pu suivre de près le Maximum PAG. Il convient de préciser que les formes des classes 3 et 4 ne présentent aucun signe d'inactivité. Même les bords des cercles ne sont pas colonisés par la végétation.

b) La zone proglaciaire de Pays Baché

– Déglaciation

Au PAG, le pic Long abritait trois glaciers : le glacier du lac Tourrat au nord, le glacier de Maubic au nord-est (aujourd'hui disparu), et le glacier de Pays Baché à l'est, que nous avons étudié en détail. Ses limites PAG ne laissent aucune place à l'ambigüité grâce à la fraîcheur de ses moraines latéro-frontales (fig. 5.11). Il devait être associé au glacier de Maubic, comme

l'atteste l'absence de lichen au niveau du col de transfluence, vers 3 000 m. Ce glacier a bénéficié d'observations régulières à la fin du XIX^{e} siècle par Michelier (1887).

L'auteur note qu'en septembre 1883, le front était situé à 120 mètres de la crête morainique PAG. Cependant, il n'en a pas marqué les limites continues, contrairement à Eydoux et Maury (1907), qui ont réalisé une cartographie d'une précision remarquable. Ainsi, en septembre 1906, le front était situé à 210 m de la moraine, soit un recul de 90 m en 23 ans. Nous avons géoréférencé cette carte, ainsi que l'orthophoto de 1948 (IGN), afin de cartographier les étapes de la déglaciation, suivant la même démarche que pour le glacier du Taillon (fig. 5.12). Malheureusement, ni les orthophotos de 1963, 1983 et 1995, ni la photographie au sol de 1963 réalisée par Höllermann (1968) ne permettent de visualiser les limites précises du glacier entre 1948 et aujourd'hui, en raison de la couverture neigeuse importante. Les limites de 1989, cartographiées par Grove et Gellatly (1997), nous paraissent également suspectes en raison de limites aval trop avancées par rapport à la situation de 1948 (elles atteignent le lac visible sur la figure 5.12), et n'ont donc pas été retenues. Enfin, même les limites actuelles du glacier sont très difficilement visibles, car la majeure partie de la glace, sauf sous les parois, est recouverte de débris (fig. 5.13). Les 2,5 ha donnés dans le tableau 5.5 ne sont donc qu'une estimation. Les sols structurés ont été repérés sur le terrain et localisés à l'aide d'un GPS manuel.

Figure 5.10.
Cercles de pierres localisés au pied de la moraine PAG (col des Sarradets, 2 565 m).
Lithologie gréso-calcaire.

Date	Superficie	Référence
1856	~33	Moraines PAG (ce travail)
1906	23	Eydoux et Maury (1907)
1948	19	Ce travail
2006	~2,5	Ce travail

Tableau 5.5.
Recul du glacier de Pays Baché depuis 1856.

Figure 5.11.
Glacier de Pays Baché vu du pic de Campbieil. En haut : début du XX^{e} siècle (cl. G. Ledormeur). En bas : en 2007. Noter la disparition du glacier de Maubic, à droite des photos.

– Résultats

12 secteurs à sols structurés actifs ont été observés : 5 sont postérieurs à 1948 (classe 1), 1 seul est situé entre les limites de 1906 et de 1948 (classe 2) et 6 sont situés entre les moraines PAG et les limites de 1906. D'une manière générale, les modelés de cette zone proglaciaire, sols polygonaux et cercles, sont de taille modeste et souvent cantonnés aux petites plages d'arènes (fig. 5.14). Leur taille ne semble pas systématiquement corrélée à la distance au front, la classe 3 contenant autant de formes miniatures que de plus grands modelés. En revanche, les formes de la classe 1 sont toujours de taille miniature. Comme au Taillon, toutes les formes, mêmes celles qui sont situées aux abords de la moraine PAG, sont tout à fait actives. Néanmoins, la différence vient de la distance au front des premières formes observées. Contrairement au Taillon, les sols structurés sont ici cantonnés à la moitié aval de la zone proglaciaire. Cela doit être mis en relation avec les conditions de site défavorables de la zone amont : soit les formations superficielles sont composées uniquement de gros débris provenant des parois, soit les roches moutonnées sont nues de tout dépôt de fines. La lithologie granitique, combinée à la production paraglaciaire importante des parois, limite l'expression des dynamiques de gel. Cela ne signifie pas pour autant que la durée nécessaire à la formation des sols structurés est plus élevée qu'au Taillon.

c) Discussion

Nos résultats présentent des similarités avec ceux des études réalisées en Norvège, mais également des différences. Les deux principales conclusions de Ballantyne et Matthews (1982) dans le Jotunheimen sont les suivantes :

1) Le diamètre des sols structurés augmente à mesure que l'on s'éloigne du front glaciaire. Les auteurs émettent trois explications possibles. (1) Les formes ont eu plus de temps pour se développer ; (2) les formes anciennes se sont développées sous des conditions plus sévères ; (3) leur développement préférentiel en aval est dû aux conditions plus favorables des moraines terminales (dimensions plus importantes).
2) La croissance des cercles s'estompent dans les quelques décennies qui suivent la déglaciation (environ 50 ans). Cette stabilisation n'est pas considérée par les auteurs comme un reflet du changement climatique régional, mais comme consécutive d'un changement local d'humidité et de températures. Ils montrent en effet que les sols situés à la marge du front glaciaire présentent des températures estivales plus basses et une teneur en eau plus haute que les autres sols de la zone proglaciaire, ce qui a pour

conséquence de favoriser la croissance des cercles. La signification paléoclimatique de ces cercles de front glaciaire diffère donc des cercles de milieux non englacés.

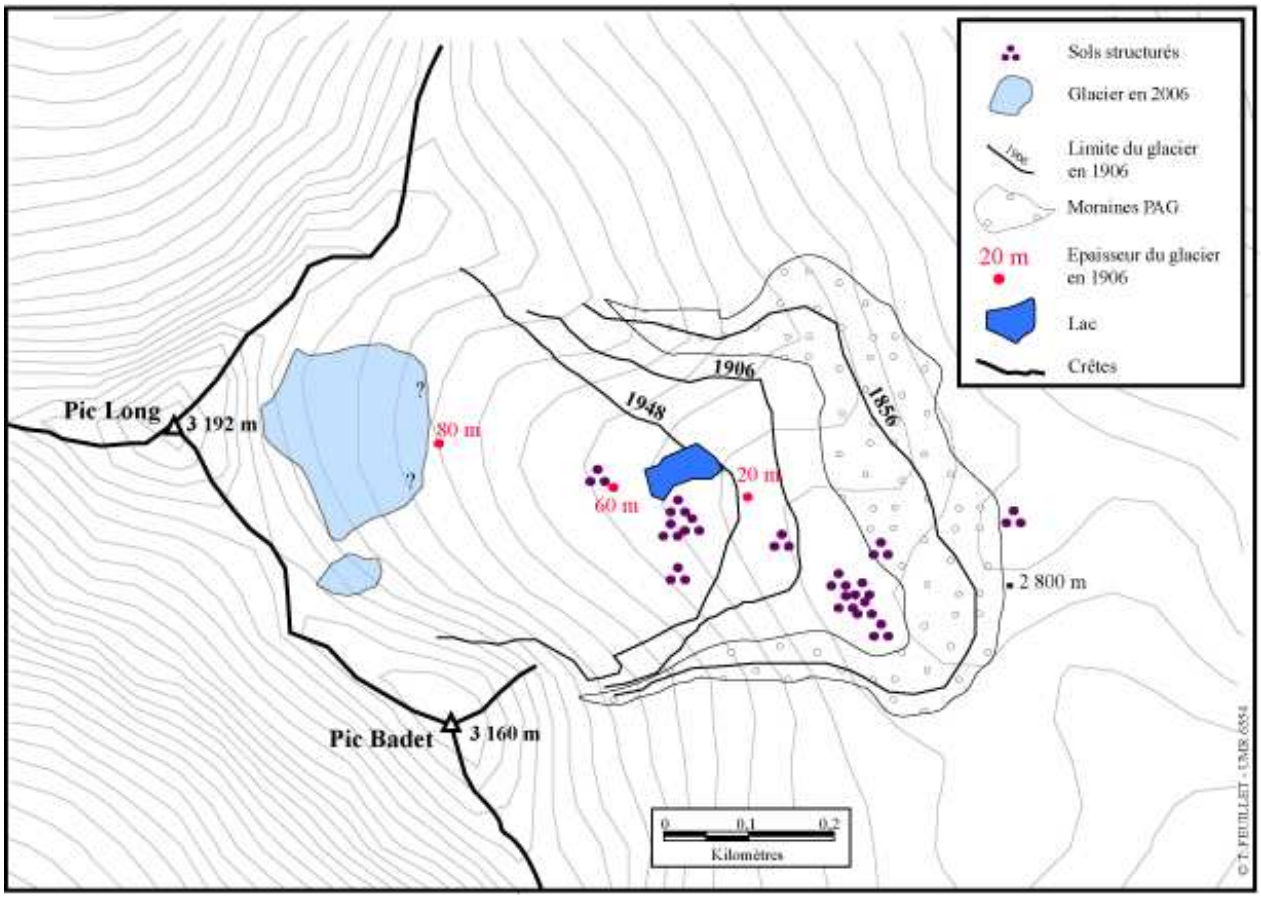


Figure 5.12.
Étapes de déglaciation et localisation des sols structurés dans la zone proglaciaire du glacier de Pays Baché.

Les conclusions des autres auteurs, toujours dans le Jotunheimen, sont sensiblement les mêmes. Haugland (2004) définit également une « zone périglaciaire » autour du front glaciaire, où les sols structurés se développent dans les 10 à 20 ans après la déglaciation. Le même auteur en 2006 estime que la stabilisation des formes, et la pédogenèse qui y est associée, est effective autour de 70 ans après la déglaciation (60 ans selon Matthews *et al*. 1998 et 35 ans selon Ballantyne et Matthews, 1983), et que la végétation des bords débute dès 30 ans (Haugland et Beatty, 2005). Matthews (1992) et Matthews *et al*. (1998) concluent finalement que l'évolution des sols structurés en zone proglaciaire est conditionnée par les changements environnementaux associés au retrait glaciaire, et que leur formation et leur stabilisation sont donc paraglaciaires.

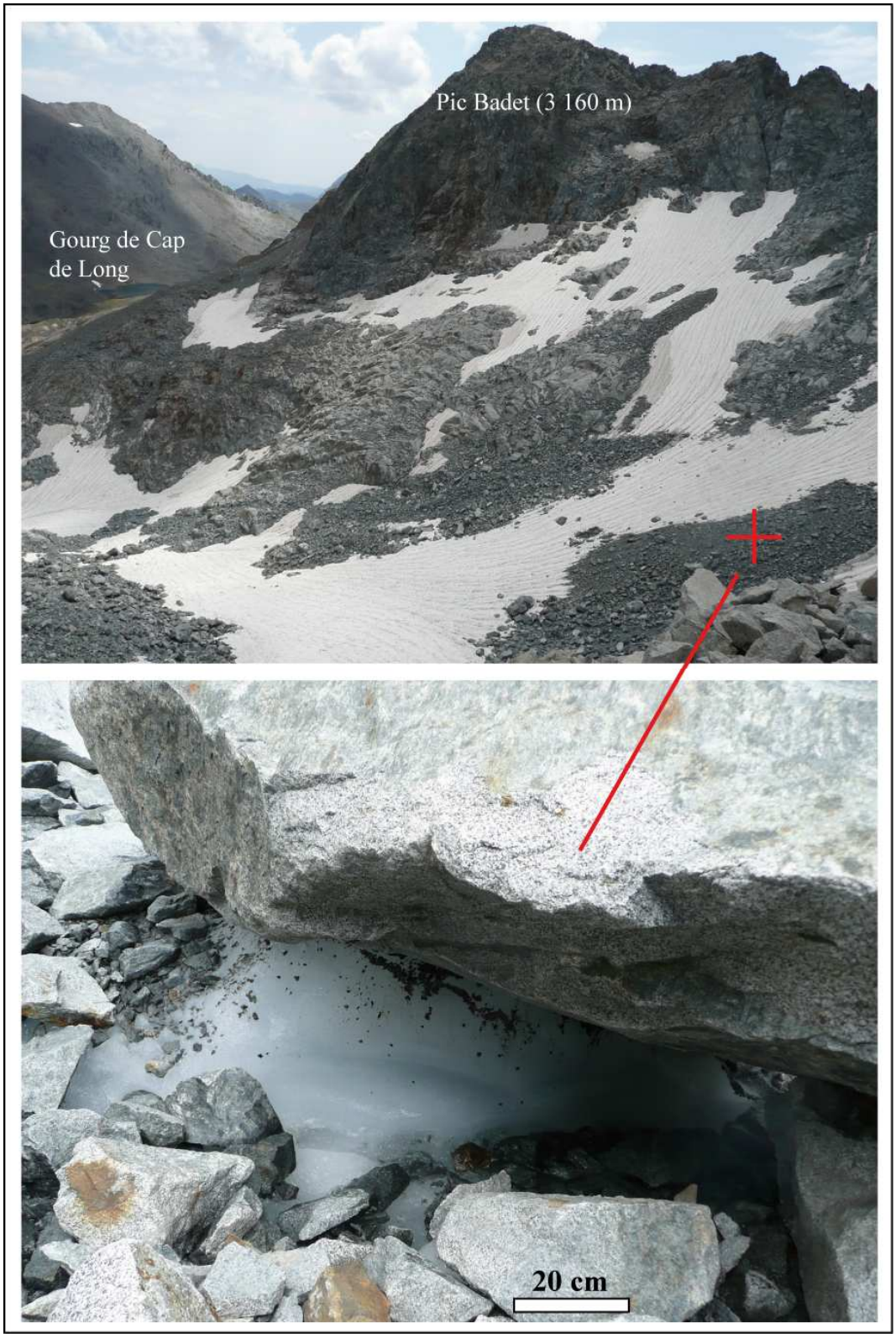


Figure 5.13.
Débris supraglaciaires au Pays Baché. Les limites précises du glacier sont difficilement discernables.

Nos propres conclusions sont les suivantes :

1) Les sols structurés apparaissent seulement 10 ans environ après la déglaciation, comme en témoignent les observations au Taillon. Cet intervalle est néanmoins plus élevé au pic Long, mais ne peut pas être précisément évalué en raison de l'invisibilité des limites du front actuel et de l'absence de photo aérienne depuis 1948.
2) L'augmentation de la dimension des sols structurés en fonction du temps écoulé depuis la déglaciation ne s'est vérifiée qu'au Taillon, mais non au pic Long, où des sols structurés miniatures sont présents, même au niveau des moraines PAG.
3) Les sols structurés observés, même les plus éloignés des fronts, ne présentent aucun signe de stabilisation.

Comme pour les études réalisées dans le Jotunheimen, nous constatons au Taillon que les conditions locales aux abords immédiats du glacier sont particulièrement favorables au développement rapide des sols structurés. Cela corrobore l'hypothèse d'une origine paraglaciaire (Matthews *et al.*, 1998), c'est-à-dire d'une apparition des formes due aux changements de conditions associées au recul du glacier et non aux changements des conditions climatiques régionales. En revanche, les points 2 et 3 divergent en partie des conclusions apportées par les études norvégiennes. Le diamètre des sols structurés n'augmente pas systématiquement avec la distance au front, et la stabilisation des formes est manifestement beaucoup plus rapide dans le Jotunheimen que dans les deux massifs pyrénéens étudiés. Deux hypothèses peuvent expliquer ces différences :

– Le moment de la formation des sols structurés n'est pas nécessairement associé précisément à l'âge de la moraine amont la plus proche. Cette hypothèse, jamais énoncée dans les études norvégiennes, supposerait que certaines formes très proches des moraines PAG puissent être récentes.

– Dans la continuité de cette première hypothèse, la localisation des formes et leur maintien prolongé pourraient davantage dépendre de la présence des formations superficielles idéales, que sont les moraines de fond riches en fines, que de la présence et de la fonte du glacier. La genèse d'une partie des formes serait simplement due aux conditions climatiques régionales associées à la présence de till et n'aurait donc pas une origine périparaglaciaire. Effectivement, les cercles de pierres observés dans le coude de la moraine PAG au Taillon sont largement décalés par rapport à la zone concernée par le ruissellement de fonte. Si l'humidité est plus importante dans ce coude qu'ailleurs, c'est en raison de la présence tardive de neige jusqu'au mois d'août, mais en aucun cas à cause de la proximité du glacier.

Néanmoins, il est tout à fait possible que le glacier ait une influence indirecte en maintenant un microclimat froid au sein du cirque, qui favorise la fonte tardive de la neige et limite la saison végétative. Même si ces formes sont effectivement apparues dans les années 1860 ou 1870 et que leur origine est paraglaciaire, leur maintien et leur activité actuelle ne l'est probablement pas. Cette hypothèse selon laquelle la nature des régolites est primordiale explique aussi les disparités observées au glacier de Pays Baché. En effet, il est apparent sur ce site que la localisation et la taille des sols structurés dépendent de la présence même de till riche en fines. Dans les espaces situés aux abords du front, malgré des conditions d'humidité et de températures probablement idéales, l'omniprésence des débris associée à la grande fracturation des parois empêchent le développement de sols structurés.

Nous concluons donc cette étude en admettant l'importance de la proximité du front glaciaire dans le développement très rapide (environ 10 ans) de certains sols structurés. Néanmoins, de manière générale, la localisation, la taille et l'activité des formes sur les deux sites étudiés apparaissent davantage liées à la présence ou à l'absence de matériau favorable (till riche en fines) qu'au temps écoulé depuis la déglaciation. Dans tous les cas, l'évolution récente des sols structurés en contexte de zone proglaciaire doit être distinguée de l'évolution des formes en milieux non englacés ou déglacés précocement (pré-PAG).

5.3.2. LES TRACES DE MOBILITÉ RÉCENTE EN CONTEXTE NON GLACIAIRE

Dans les milieux non englacés ou déglacés précocement, la mobilité des formes périglaciaires n'est plus corrélée à l'évolution d'un glacier et aux modifications thermiques, hydriques et granulométriques qu'elle entraîne. La mobilité est alors due soit aux modifications climatiques régionales, soit aux modifications d'autres paramètres contribuant directement ou indirectement au développement des formes périglaciaires (*cf.* chapitre IV), tels que le couvert végétal, la durée d'enneigement, l'humidité et le lessivage des fines.

Figure 5.14.
Sols polygonaux miniatures observés dans la classe 3 (1856-1906) de la zone proglaciaire du glacier de Pays Baché, à 2 870 m.

Le problème est qu'il est très délicat, en l'absence de moraines, de dater des formes avec précision. Si l'on considère que le réchauffement depuis le Maximum PAG est d'au moins 1°C (probablement un peu plus en regard de la dernière décennie particulièrement chaude) et en appliquant le gradient régional de 0,59°C/100 m, les limites de l'étage périglaciaire potentiel ont théoriquement remonté d'environ 200 m. Cette valeur est subégale à la remontée de la ligne d'équilibre glaciaire (Chueca et Julián, 1998), et ne vaut que si l'on considère la TAMA comme seul critère de mobilité. La légère colonisation végétale de certains sols structurés du versant sud du Taillon vers 2 750 m (fig. 3.3) marque une inactivité récente. C'est également le cas de certains sols striés situés à la même altitude dans la montagne de Cap de Long. Nous posons ici l'hypothèse que ces formes encore très visibles, bien que de dimension modeste, étaient actives dans un passé très proche. À partir de 2 800-2 850 m sur les mêmes versants, aucune forme ne parait être inactive. Cette fossilisation en aval pourrait être la résultante directe de l'augmentation des températures régionales (gels moins sévères et moins fréquents) ou indirecte, dans le cas où le nombre de jours de neige au sol, et donc l'apport d'humidité en période estivale, a diminué depuis la PAG. S'il est possible de considérer une mobilité de l'étage périglaciaire potentiel de l'ordre de 200 m en 150 ans

environ, il semble vain d'estimer la mobilité de l'étage observé, qui diffère nécessairement dans chaque massif en fonction des conditions locales. Il n'est pas non plus impossible de voir des limites locales baisser malgré le réchauffement. Ce paradoxe peut s'expliquer par exemple par la formation post-PAG de lacs (préalablement occupés par des neiges permanentes), dont les rives sont des sites favorables aux sols structurés. Cela pourrait être le cas des cercles de pierres observés aux lacs du Montferrat ou aux lacs d'Araillé (Vignemale).

Conclusion

Afin de conclure ce chapitre sur la dimension temporelle de l'étage périglaciaire, nous proposons un schéma (fig. 5.15) mettant en relation les principales phases et dates énoncées dans le texte à un calendrier isotopique de référence (GRIP et NorthGRIP au Groenland, Johnsen *et al*., 2001).

L'observation de l'évolution des formes périglaciaires dans les temps courts, depuis le PAG, montre que les fluctuations climatiques ne sont pas l'unique paramètre de contrôle de leur mobilité. Les modelés périglaciaires sont représentatifs de l'association d'un ensemble de paramètres environnementaux. La forte densité de sols structurés dans les espaces récemment déglacés, comme au Taillon, ne s'explique ainsi pas directement par une modification des températures ou des précipitations, mais par une modification favorable des conditions de site (hausse de l'humidité, apport de fines, absence de végétation). Cela confirme le bilan tiré au terme du chapitre IV. Il convient donc de conclure que les formes périglaciaires fossiles, rencontrées sur des espaces anciennement englacés ou ayant été situées en zone proglaciaire, ne doivent pas être considérées comme des indicateurs paléoclimatiques stricts, mais comme des indicateurs paléoenvironnementaux globaux.

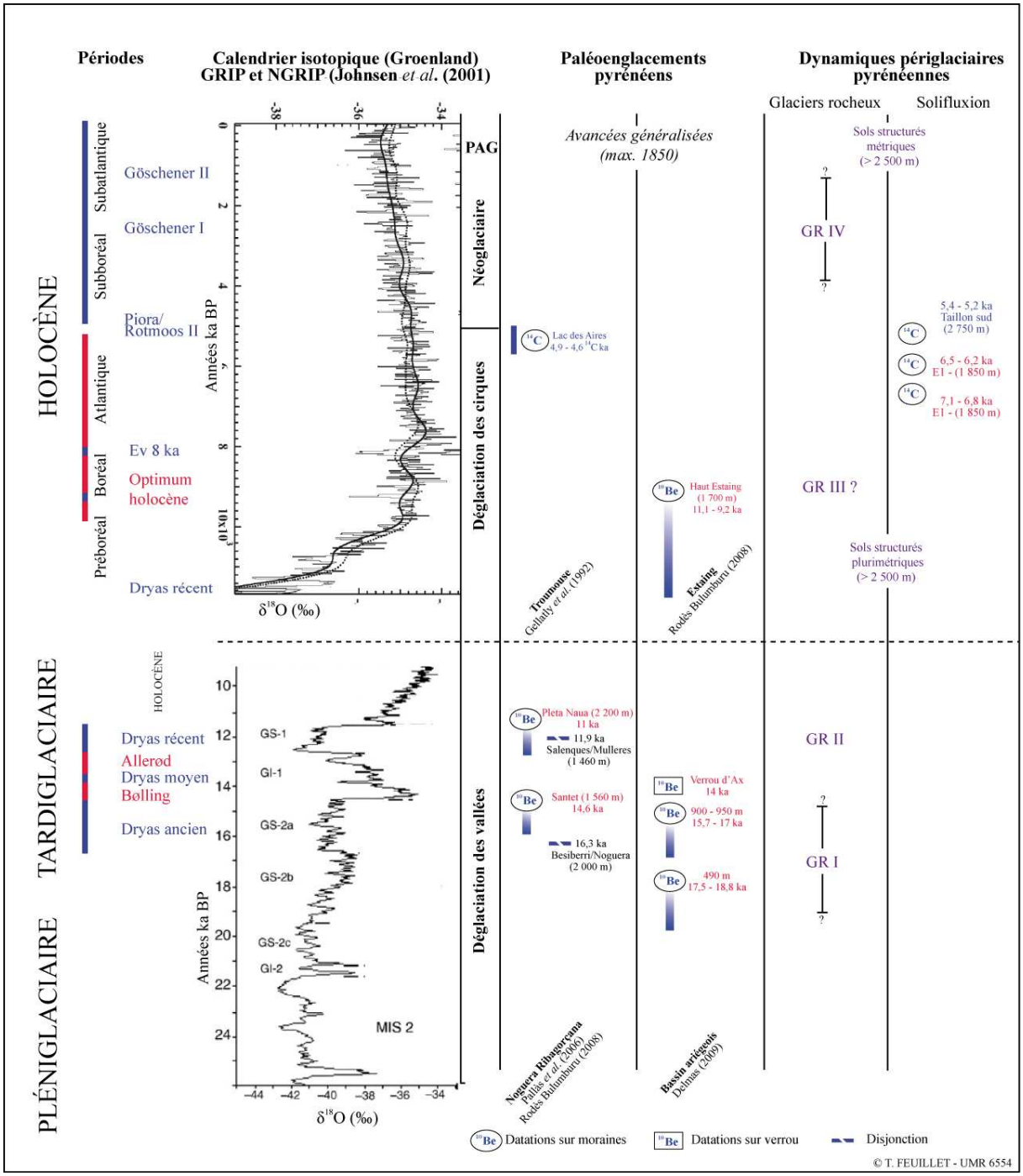


Figure 5.15.
Association des phases glaciaires et périglaciaires énoncées dans le texte à un calendrier isotopique de référence.

CONCLUSION

Cette deuxième partie a permis de mieux caractériser l'étage périglaciaire, autant dans sa dimension spatiale que temporelle, et complète ainsi les résultats de la première partie.

Nous avons d'abord montré que certains paramètres environnementaux empêchaient, ou au contraire favorisaient, l'expression des dynamiques périglaciaires. Les analyses statistiques réalisées sur les sols structurés au Taillon ont notamment mis en valeur l'importance de la présence de till, actuels ou passés, dans le développement des formes. Les milieux ayant été englacés sont donc particulièrement favorables à la morphogenèse périglaciaire, car ils sont souvent couverts d'un matériau riche en fines qui facilite l'expression du gel. La nature des régolites est aussi dépendante du type de roches. Les granitoïdes sont favorables à l'apparition des glaciers rocheux, car ils produisent peu de fines, d'où une porosité importante et la possibilité d'accueillir beaucoup de glace interstitielle. En revanche, les sols structurés actifs ne se développent presque exclusivement que dans les roches sédimentaires, là où les fines représentent une part importante des résidus de la météorisation de la roche mère. Les caractéristiques d'humidité, de couvert végétal et de topographie contribuent également à perturber un étagement classique (climatique) des formes. Cette complexité rend finalement inutile la recherche d'un modèle d'étagement général, car il en existe en réalité autant que de versants.

La mobilité de l'étage périglaciaire, en tant que réponse aux fluctuations climatiques et aux modifications des conditions environnementales, a été mise en exergue dans le chapitre V. Les conclusions obtenues sont les suivantes :

- Il a existé au moins deux générations de glaciers rocheux au Tardiglaciaire : l'une lors de la déglaciation générale des vallées ou lors du Dryas ancien (GRI) et l'autre synchrone de la période froide et sèche du Dryas récent (GRII). Ce fait est avéré par la disposition actuelle et l'état de fraîcheur des glaciers rocheux des Pyrénées centrales. Même si cette hypothèse s'adapte fort bien aux résultats récents des études réalisées sur les paléoenglacements pyrénéens, il convient de rester prudent, car (1) aucune datation absolue n'a été réalisée sur les sites décrits ; (2) les paléoenglacements, et par association la mise en place des glaciers rocheux, peuvent varier fortement d'une vallée à l'autre.

- Les sols structurés multimétriques observés sur trois sites granitiques font vraisemblablement suite, eu égard à leur altitude, à la déglaciation des cirques à la fin du Dryas récent ou au début de l'Holocène.
- Au cours de la seconde moitié de l'Holocène, une phase de solifluxion active a pu être définie vers 4 630 ^{14}C BP. Cette période néoglaciaire holocène, qui comprend plusieurs récurrences froides, est probablement à l'origine de la mise en place des glaciers rocheux actifs étudiés. Les cirques qu'ils occupent sont en effet situés au-dessus de la limite d'équilibre glaciaire au Dryas récent, ce qui laisse présager un âge postérieur.
- Les glaciers ont nettement reculé depuis le PAG (milieu du XIX^{e} siècle), suite à une augmentation de la TAMA de l'ordre de 1°C au moins. Les espaces récemment déglacés, souvent riches en fines, sont ainsi soumis aux alternances gel-dégel. Il en résulte une colonisation « périparaglaciaire » de ces zones par les sols structurés, parfois seulement 10 ans après la déglaciation, comme c'est le cas au Taillon. Sur les versants non englacés au PAG, la remontée probable de la limite inférieure de l'étage périglaciaire est d'environ 200 m. Cette remontée est matérialisée par une fossilisation lente des formes en aval.

PARTIE 3

VALORISATION DES FORMES DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE PYRÉNÉEN

INTRODUCTION

Ô montagne d'azur! ô pays adoré,
Rocs de la Frazona, cirque du Marboré,
Cascades qui tombez des neiges entraînées;
Sources, gaves, ruisseaux, torrents des Pyrénées.
Le cor, Alfred de Vigny, 1826.

Les deux premières parties ont permis de caractériser l'étage périglaciaire pyrénéen dans ses dimensions morphoclimatique, altitudinale et temporelle. Ces étapes étaient nécessaires à la connaissance approfondie de ces paysages de haute montagne. Afin que cette connaissance soit transmise au grand public et soit ainsi patrimonialisée, la troisième et dernière partie a pour objectif de la valoriser. Trois raisons expliquent l'intérêt d'une telle démarche :

(1) Malgré l'émancipation récente des études centrées sur la valorisation du patrimoine géomorphologique dans différentes régions du globe, le massif pyrénéen paraît relativement oublié. Cette lacune est-elle liée à la tradition séculaire qui laisse les Pyrénées dans l'ombre des Alpes ? Les recherches scientifiques ayant trait à la géomorphologie ou à la géologie du massif sont en effet tardives. L'ouvrage de Ramond (1789) : *Observations faites dans les Pyrénées, pour servir de suite à des observations sur les Alpes*, est considéré comme précurseur. C'est dans le courant du XIX^{e} siècle que les Pyrénées se sont réellement ouvertes à la communauté scientifique, et les fameux guides de Gavarnie, tels que la famille Passet, n'y sont pas étrangers. Franz Schrader, qui sera un des principaux acteurs de la valorisation de la haute montagne pyrénéenne, *via* ses cartes, ses peintures et ses publications dans l'annuaire du Club Alpin Français, écrit en 1875, lors de son ascension du Taillon en compagnie de Célestin Passet : « Comme les Pyrénées sont peu connues ! Les champs de glace qui s'y trouvent sont évidemment moins vastes et surtout moins abordables que les grands glaciers des Alpes, mais ils sont pourtant bien loin de mériter le dédain avec lequel on en a si longtemps parlé. Que ceux qui en doutent viennent au Gabiétou [*Gabiétous*], au Vignemale ou au Mont-Perdu ! ». Parallèlement, c'est également au cours de ce siècle que les Pyrénées attirent toute la bourgeoisie et l'aristocratie françaises. Des écrivains renommés tendront à valoriser ses paysages par des écrits littéraires, tels ceux d'Hugo à Gavarnie, de Flaubert au lac de Gaube ou encore de Vigny au Marboré. Au cours du XX^{e} siècle, l'identité pyrénéenne

se forge autour de son côté pittoresque et esthétique. C'est dans cet esprit que naît la notion de *pyrénéisme* (Béraldi, 1898) qui, contrairement à l'*alpinisme*, dépasse la dimension purement sportive. Aujourd'hui, les Pyrénées jouissent d'une réputation attractive réelle, à la hauteur de ses paysages grandioses. En 1997, les massifs calcaires de Gavarnie et du Mont Perdu sont classés au patrimoine mondial de L'UNESCO. Néanmoins, les formes de l'étage périglaciaire pyrénéen restent largement méconnues, car relativement peu de scientifiques s'y sont intéressés. L'objectif de cette troisième partie est donc avant tout de combler une lacune.

(2) Les études réalisées dans cette thèse ont été centrées sur un des neuf parcs nationaux de France : le parc national des Pyrénées (PNP), créé en mars 1967. Il est l'unique parc national du versant septentrional de la chaîne (son équivalent en Espagne est le *Parque nacional de Ordesa y Monte Perdido*, créé dès 1918). Ses deux principaux objectifs, comme tout parc national, sont de préserver et de promouvoir son patrimoine naturel. La transmission des connaissances s'appuie donc *a priori* sur une structure adaptée, notamment via son service *connaissance du patrimoine naturel et culturel*. Le parc national dispose également, contrairement aux parcs régionaux, d'une zone centrale dépourvue d'habitants permanents et faisant l'objet d'une réglementation spécifique de protection des espèces et du patrimoine culturel. Celle du PNP s'étale sur une surface de 47 707 ha le long de la frontière franco-espagnole. En outre, le PNP est **le parc national le plus visité de France**. Lors de la période estivale de 2007, 820 000 personnes[21] ont visité ses vallées, ce qui représente un public particulièrement riche. À titre de comparaison, les parcs nationaux de la Vanoise et des Écrins accueillaient respectivement, en 2006, 720 000 et 694 000 visiteurs. Bien que moins populaire que certains grands parcs nationaux dans le monde (le parc national du Grand Canyon, aux États-Unis, a accueilli en 2007 plus de 4,5 millions de personnes), le PNP jouit donc d'un potentiel touristique très important.

(3) Le laboratoire Géolittomer (représenté par le CNRS) a signé, en septembre 2008, un contrat général de coopération avec le PNP. Cette convention cadre stipule que le laboratoire et le PNP collaborent à un projet commun : l'étude et la valorisation du patrimoine géomorphologique du parc. Le contrat englobe également une convention d'étude facilitant les démarches pratiques du projet scientifique (mise à disposition de données, aide aux missions sur le terrain, etc.).

Ces trois raisons – structure adaptée, visiteurs nombreux, cadre administratif et scientifique adéquat – sont à n'en pas douter des éléments très favorables pour une

[21] Le nombre de visiteurs a néanmoins baissé de 43% entre 2004 et 2007 (près d'1,5 millions de visiteurs en 2004).

valorisation efficace du patrimoine géomorphologique pyrénéen et justifient l'intégration de cette troisième partie dans la thèse.

Depuis quelques années, la notion de « géomorphosites » fait référence au caractère géomorphologique du « géopatrimoine » (patrimoine relatif aux sciences de la terre). Notre objectif de valorisation du patrimoine géomorphologique repose de ce fait sur deux étapes. Dans la première de ces étapes, nous présenterons les méthodes de sélection et d'évaluation des géomorphosites potentiels du parc national (**chapitre VI**). Préalablement, une utile mise au point terminologique sera fournie. La seconde étape (**chapitre VII**) aura pour but de proposer des exemples concrets et variés de vulgarisation des géomorphosites finalement sélectionnés.

CHAPITRE VI

SÉLECTION ET ÉVALUATION DES GÉOMORPHOSITES

La Brèche de Roland, un géosite touristique de premier ordre dans les Pyrénées. Cl. 08/2009.

Depuis environ une dizaine d'années, le patrimoine géomorphologique constitue un important domaine de recherche au sein des universités du monde entier. À Tokyo, en septembre 2001, l'Association Internationale des Géomorphologues décida de créer un groupe de travail sur les géomorphosites, dirigé par E. Reynard et P. Coratza et composé de chercheurs provenant de 31 pays. Ce groupe de travail organise, lors des conférences internationales de géomorphologie, des sessions uniquement dédiées à l'étude et à la

valorisation des géomorphosites, comme ce fut le cas à Saragosse en 2005 et à Melbourne en 2009. En juin 2009, le groupe de travail, associé au Groupe Français de Géomorphologie, organise un colloque international à Paris ayant pour titre *Geomorphosites 2009: raising the profile of geomorphological heritage through iconography, inventory and promotion*. Ce rendez-vous a accueilli la plupart des spécialistes du patrimoine géomorphologique de vingt pays différents. En peu d'années, la littérature scientifique ayant trait à l'évaluation et/ou à la promotion des géomorphosites s'est enrichie de nombreuses contributions : Reynard *et al*. (2007) en Suisse, Serrano et Gonzáles Trueba (2005) et Bruschi et Cendrero (2005) en Espagne, Pereira *et al*. (2007) au Portugal, Zouros (2007) en Grèce, De Waele et Melis (2008) au Maroc, Coratza et Giusti (2005) en Italie, etc., ainsi que dans différentes régions françaises, comme l'a mis en exergue le colloque de l'Association de Géographes Français (AGF) à Nantes en octobre 2008 (Ambert, 2009 ; Portal, 2009 ; Sellier, 2009). Malgré la multiplication des études sur ce thème, le patrimoine géomorphologique des Pyrénées n'a pas fait l'objet de travaux détaillés. C'est donc dans ce contexte qu'il a été décidé d'intégrer, dans cette thèse, des éléments de valorisation de ses paysages périglaciaires. Ces recherches ont abouti à la publication de deux articles (Feuillet et Portal, 2008 ; Feuillet et Sourp, 2010). Le second a été réalisé en collaboration avec Éric Sourp, responsable du service *Connaissance du patrimoine naturel et culturel* du parc national.

Origine et définition des géomorphosites

La notion de « géomorphosite », contraction de « site géomorphologique », a été proposée par Panizza en 2001. Sans être nommés ainsi, les sites d'intérêt géomorphologique particulier étaient déjà définis par Panizza et Piacente (1993) comme des objets susceptibles d'être évalués (voir synthèse dans Reynard, 2009). Si les géosites se réfèrent à l'ensemble du géopatrimoine (Grandgirard, 1999), les géomorphosites ne sont relatifs qu'au patrimoine géomorphologique et sont donc un type de géosites (Reynard, 2009). Selon Reynard et Panizza (2005) et Reynard (2005), les géomorphosites sont définis par une valeur scientifique (objet contribuant à la reconstitution de l'histoire de la terre et du climat) et par des valeurs additionnelles (historiques, culturelles, esthétiques). Leur échelle est variable. La dimension d'un géomorphosite peut varier d'un mètre (bloc erratique) à plusieurs kilomètres (zone proglaciaire), et peut être composé d'un ou de plusieurs modelés, ainsi que d'un ou de plusieurs processus. Cette question complexe de l'échelle varie en réalité surtout en fonction de la région considérée et des caractéristiques de ses reliefs. Les méthodes de sélection et

d'évaluation que nous avons choisies s'adaptent ainsi en premier lieu aux caractéristiques propres des massifs pyrénéens étudiés.

6.1. SÉLECTION DES GÉOMORPHOSITES POTENTIELS

L'étude du patrimoine géomorphologique du parc national des Pyrénées débute par une sélection des géomorphosites potentiels. Nous décrirons tout d'abord les quatre critères sur lesquels cette sélection repose, puis nous présenterons la liste et les caractéristiques des géomorphosites retenus.

6.1.1. CRITÈRES DE SÉLECTION

a) Critère génétique

Si l'objectif premier était de s'intéresser uniquement aux formes étudiées au cours de cette thèse, la demande émanant des décideurs du parc national nous a incité à élargir les formes et les paysages sélectionnés à l'ensemble de l'étage périglaciaire. Les géomorphosites potentiels comprendront ainsi des modelés d'origine glaciaire et périglaciaire, quelle que soit leur échelle.

La catégorie glaciaire doit aussi bien comprendre des modelés d'ablation que des modelés d'accumulation. La catégorie périglaciaire doit également inclure une gamme représentative de l'ensemble du système morphogénique. Ainsi, les 16 modelés suivants sont finalement retenus :

– *Modelés glaciaires* : auges, épaulements, cirques, ombilics, verrous, roches moutonnées, stries glaciaires, moraines et blocs erratiques.

– *Modelés périglaciaires* : glaciers rocheux, talus d'éboulis, coulées de débris, couloirs d'avalanche, sols structurés, lobes de solifluxion et blocs laboureurs.

b) Critère géographique

Le deuxième critère concerne l'équilibre dans la répartition géographique des géomorphosites au sein du parc. La zone centrale du parc comprend six secteurs (fig. 6.1). Ces secteurs sont les suivants, d'ouest en est : Aspe, Ossau, Val d'Azun, Cauterets, Luz et Aure. Il convient ici d'associer au secteur d'Aure la réserve naturelle du Néouvielle, qui établit sa continuité orientale, et dont la gestion est confiée au PNP. Tous ces secteurs sont

fréquentés par les touristes, et les gestionnaires du PNP ne souhaitent pas amplifier la concentration des flux touristiques (*cf.* § suivant) vers des localisations spécifiques. Cette volonté justifie le choix d'une répartition géographiquement homogène. Néanmoins, deux éléments perturbent la possibilité d'une distribution parfaitement répartie dans chaque secteur :

– La superficie des secteurs en zone centrale est variable. Ainsi, les secteurs de Luz et de Cauterets, s'entendant respectivement sur 125 et 98 km², sont mieux représentés que le secteur du Val d'Azun (superficie de 55 km²) ou le secteur d'Aspe (70 km²).

– La majorité des modelés présélectionnés est présente en tout lieu de l'étage périglaciaire de la zone centrale. Néanmoins, certains d'entre eux sont restreints à quelques zones limitées. C'est par exemple le cas des sols structurés, qui nécessitent, comme le chapitre IV l'a montré, des conditions environnementales de formation exigeantes. Ceux-ci ne se développent que dans la moitié orientale du PNP, principalement en raison d'altitudes plus élevées. Afin de restaurer l'équilibre, des formes plus communes ont été sélectionnées dans la moitié occidentale du parc.

Enfin, nous ajouterons que l'équilibre géographique des géomorphosites vaut aussi au sein d'un même secteur.

c) Critère touristique

Ce critère est relatif à la fréquentation touristique de chaque secteur. Celle-ci est variable selon les vallées, comme le montrent les statistiques du PNP les plus récentes indiquant le nombre de visiteurs entre le 15 juin et le 15 septembre 2007 (fig. 6.2). On constate par exemple durant cette période que le secteur de Luz, qui englobe les trois fameux cirques frontaliers (Gavarnie, Estaubé, Troumouse), a été environ neuf fois plus fréquenté que le secteur d'Aspe (respectivement 250 000 et 30 000 visiteurs). Le secteur de Cauterets, qui comprend les sites très touristiques du Pont d'Espagne et du lac de Gaube, est le deuxième secteur le plus visité (157 000 visiteurs). Afin de tenir compte de cette disproportion, nous accorderons davantage d'importance à ces deux secteurs particulièrement visités.

Les sites visités au sein d'un même secteur sont également variables. Par exemple, toujours lors de cette période de l'été 2007, le cirque de Gavarnie a attiré 16% de l'ensemble des visiteurs du PNP, contre seulement 2% dans la vallée d'Ossoue, pourtant située dans le même secteur. Dans le secteur de Cauterets, les disproportions sont similaires entre l'ensemble Pont d'Espagne – lac de Gaube – Marcadau et la vallée du Lutour. Nous tiendrons donc également compte de ces éléments dans la répartition des géomorphosites.

d) Critères d'accessibilité

Afin d'offrir la possibilité à tous de pouvoir visiter les sites, un critère d'accessibilité est ajouté. Seuls des sites accessibles à pied et sans équipement d'alpinisme sont retenus. Certains endroits resteront néanmoins réservés aux visiteurs les plus sportifs, mais comme nous le verrons lors de l'évaluation (§ 6.2.1), une accessibilité aisée augmente la note et limite ainsi cet éventuel problème.

6.1.2. LISTE ET CARACTÉRISTIQUES DES GÉOMORPHOSITES POTENTIELS

Il existe, *a priori*, des centaines de géomorphosites potentiels dans l'espace considéré. Néanmoins, en respectant chacun des quatre critères définis ci-dessus, on aboutit à une liste de 30 géomorphosites potentiels sélectionnés. Leurs caractéristiques sont données dans le tableau 6.1 et leur localisation dans les figures 6.3 et 6.4. Les photographies de chaque site sont disponibles en annexe.

6.2. ÉVALUATION DES GÉOMORPHOSITES POTENTIELS

6.2.1. MÉTHODES D'ÉVALUATION

a) Critères d'évaluation

De nombreuses méthodes d'évaluation des géomorphosites sont disponibles dans la littérature scientifique : Coratza et Giusti (2005), Serrano et Gonzáles Trueba (2005), Pralong (2005), Reynard (2006, 2009), Reynard *et al.* (2007, 2009), Bruschi et Cendrero (2009). Les deux valeurs – scientifique et additionnelles – qui définissent un géomorphosite (Reynard et Panizza, 2005) seront reprises dans notre évaluation. En revanche, nous avons adapté les critères propres à chaque valeur, que nous retrouvons dans la plupart des études précitées, en fonction des caractéristiques de la région d'étude et de la nature des géomorphosites. D'une part, les sites sont localisés dans une zone protégée, si bien que certains critères deviennent de fait inutiles. C'est le cas par exemple de la nécessité d'institutionnalisation. D'autre part, seul l'étage périglaciaire est considéré, c'est-à-dire la moyenne et la haute montagne. L'importance de certains critères, tels que l'accessibilité, est donc amplifiée. En fonction de ces éléments, un total de 13 critères a été retenu (tab. 6.2).

Numéro	Secteurs	Site	Type	Description
G01	Aspe	Saoubathou	Périglaciaire	Glacier rocheux hérité
G02	Aspe	Arlet	Glaciaire	Formes glaciaires du lac d'Arlet
G03	Aspe	Gourgue sec (Banasse)	Glaciaire	Formes glaciaires de la montagne de Barnasse
G04	Ossau	Pombie	Glaciaire	Complexe glacier rocheux inactif + moraines de retrait
G05	Ossau	Ayous	Glaciaire	Erratique en équilibre instable proche du lac d'Ayous
G06	Ossau	Pourtalet	Périglaciaire	Langue de blocs du Pourtalet
G07	Ossau	Artouste	Glaciaire	Formes glaciaires du lac d'Artouste (verrou, ombilic, cirque)
G08	Val d'Azun	Suyen	Périglaciaire	Couloirs d'avalanches du lac de Suyen (pic de Palouma)
G09	Val d'Azun	Las Néous	Glaciaire	Complexe glaciaire de Las Néous
G10	Cauterets	Cambalès	Périglaciaire	Glacier rocheux actif (nord-ouest du pic de Cambalès)
G11	Cauterets	Wallon	Glaciaire	Roches moutonnées du Pla de la Gole
G12	Cauterets	Grande Fache	Périglaciaire	Coulée de débris active en aval du col de la Fache
G13	Cauterets	Gaube	Glaciaire	Marges proglaciaires des Oulettes de Gaube
G14	Cauterets	Ossoue	Glaciaire	Moraines PAG du glacier d'Ossoue
G15	Luz	Oulettes	Glaciaire	Ombilic comblé des Oulettes d'Ossoue
G16	Luz	Lutour	Glaciaire	Ensemble de la vallée glaciaire de Lutour
G17	Luz	ND des Neiges	Glaciaire	Roches moutonnées surmontée par la statue
G18	Luz	Cabane des Soldats	Périglaciaire	Champs de blocs laboureurs
G19	Luz	Sarradets	Glaciaire	Roches moutonnées récentes en aval de la brèche de Roland
G20	Luz	Saugué	Glaciaire	Double épaulement Saugué-Coumély
G21	Luz	Bellevue	Glaciaire	Épaulement et moraines du plateau de Bellevue
G22	Luz	Gloriettes	Glaciaire	Roches moutonnées en aval du barrage
G23	Luz	Pla d'Aillet	Périglaciaire	Coulées de solifluxion sous pelouse
G24	Luz	Pène Blanque	Glaciaire	Moraines de Pène Blanque
G25	Luz	Esbarris	Périglaciaire	Cône d'éboulis (Troumouse)
G26	Luz	Barroude	Glaciaire	Moraines PAG du glacier de Troumouse
G27	Aure	Campbieil	Périglaciaire	Champs de sols structurés (sols striés, sols polygonaux, cercles de pierres)
G28	Aure	Pic Long	Glaciaire	Moraines PAG du glacier de Pays Baché
G29	Aure	Turon-Maniportet	Glaciaire	Paysages glaciaires de Maniportet
G30	Aure	Bastan	Périglaciaire	Glacier rocheux inactif de Bastan

Tableau 6.1.
Caractéristiques des 30 géomorphosites potentiels sélectionnés.

Valeur scientifique	**Valeurs additionnelles**	
	Valeur d'usage	**Valeur culturelle**
Rareté aux échelles régionale et locale	Points de vue	Importance religieuse et symbolique
Intérêts paléogéographiques	Contraste de couleur	Importance historique
Représentativité	Accessibilité	Importance littéraire et artistique
Exemplarité	Intégrité	
Connaissance scientifique	Fragilité	
Note totale		

Tableau 6.2.
Synthèse des 13 critères retenus.

La valeur scientifique d'un géomorphosite est composée de cinq critères notés de 0 à 1 (tab. 6.3). Ces critères reflètent principalement ceux qui sont suggérés par Grandgirard (1999) et Reynard *et al*. (2007) : rareté, intérêts paléogéographiques et représentativité. L'exemplarité (potentiel pédagogique du site) a été proposée par Zouros (2007), tandis que le critère relatif à la connaissance scientifique provient des études réalisées par Coratza et Giusti (2005) et par Pereira *et al*. (2007).

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	Plus de 7	Entre 5 et 7	Entre 3 et 4	Entre 1 et 2	Unique
Correspond au nombre de sites identiques sur l'ensemble du PNP. La note est augmentée si le site est rare au niveau local (échelle du versant ou du massif).					
Intérêts paléogéographiques	Nuls	Faibles	Modérés	Elevés	Très élevés
Dépend de l'intérêt du site dans les reconstructions de l'évolution morphoclimatique du territoire et de l'existence ou des possibilités de datation.					
Représentativité	Nulle	Faible	Modérée	Elevée	Très élevée
Dépend de la représentativité du modelé par rapport au processus qui le génère. Forme caractéristique ou non du processus considéré.					
Exemplarité	Nulle	Faible	Modérée	Elevée	Très élevée
Dépend des qualités physiques du site (dimension, géométrie, esthétique, lisibilité). L'exemplarité est liée aux potentialités pédagogiques du site.					
Connaissance scientifique	Nulle	Faible	Modérée	Élevée	Très élevée
Dépend du nombre de thèses et/ou d'articles ayant eu le site pour objet. La portée des publications (locales, nationales, internationales) influe sur la note.					

Tableau 6.3.
Critères propres à la valeur scientifique des géomorphosites.

Les valeurs additionnelles comprennent huit critères, également notés de 0 à 1 (tab. 6.4). L'importance historique se fonde sur les travaux de Reynard *et al*. (2007), de même que les points de vue dans la valeur d'usage. Les autres critères de la valeur d'usage proviennent de deux études : l'accessibilité et la fragilité (Serrano et Gonzáles Trueba, 2005) ; le contraste de couleur et l'intégrité (Pralong, 2005). Comme il a été dit plus haut, certains critères potentiels ont été ignorés, car ils n'étaient pas appropriés aux types de formes considérées, à l'échelle d'analyse ou au contexte de parc national. Par exemple, la valeur économique suggérée par Pralong (2005) n'est pas utile dans un parc national, dont l'intérêt n'est pas lucratif. L'importance géohistorique suggérée par Reynard *et al*. (2007), relative au rôle de sites particuliers dans le développement des géosciences, n'est pas non plus appropriée, dans la mesure où nos géomorphosites ne concernent qu'un domaine restreint des sciences de la terre. Enfin, certains critères ont été fusionnés afin d'alléger l'évaluation numérique. C'est par exemple le cas des critères « état de conservation » et « impacts » définis par Serrano et Gonzáles Trueba (2005), regroupés sous le critère « intégrité » dans cette étude.

b) Système de notation

Dans l'optique de servir d'aide à la décision aux gestionnaires du PNP, un système de notation reposant sur deux classements a été privilégié. Le premier est un classement relatif à la gestion scientifique (CG) et est principalement fondé sur la valeur scientifique, et dans une moindre mesure sur les valeurs additionnelles. Il a pour but d'orienter les décideurs quant aux projets scientifiques susceptibles d'être appliqués à chaque géomorphosite concerné. Ces projets scientifiques peuvent englober un suivi physique des processus en jeu, la mise en place d'une gestion de base de données photographique ou encore le financement de datations, selon le contexte. Le second classement est touristique (CT) et est d'abord fondé sur les valeurs additionnelles. Il a pour but de mesurer le potentiel des sites en termes de promotion et de vulgarisation. Cette distinction en deux classements facilite la classification des géomorphosites, tout en s'adaptant aux différentes priorités des gestionnaires du PNP. Ils sont calculés de la façon suivante :

CG = VS + (VA/2)

et

CT = VA + (VS/2)

avec VA = VC + VU

où VS est la valeur scientifique, VA les valeurs additionnelles, VC la valeur culturelle et VU la valeur d'usage. Les valeurs VS et VA ont été pondérées pour obtenir des notes sur dix. CG et CT sont également notés sur dix.

Valeurs additionnelles					
Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	Aucun rapport	Rapport faible	Rapport moyen	Rapport élevé	Rapport très élevé
Est définie par le rapport du site aux religions.					
Importance historique	Aucune trace		Faibles traces		Nombreuses traces
Est définie par les vestiges (traces) historiques et ou archéologiques présents sur le site.					
Importance littéraire et artistique	Aucune trace	Entre 1 et 5	Entre 6 et 20	Entre 21 et 50	Plus de 50
Est définie par le nombre de références littéraires et iconographiques du site. Seules sont prises en compte les références artistiques antérieures à 1950.					
Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue	Aucun	Un	2 ou 3	Entre 4 et 6	Plus de 6
Considère le nombre de points de vue accessibles à pied à moins d'un kilomètre du site.					
Contraste de couleur	Couleurs identiques		Couleurs différentes		Couleurs opposées
Considère le contraste de couleur entre le site et son environnement direct (contraste lithologique, végétation disparate, etc.).					
Accessibilité	Plus d'un kilomètre d'un sentier	Moins d'un kilomètre d'un sentier	Près d'une route locale	Près d'une route régionale	Près d'une route nationale ou transpyrénéenne
Dépend de la distance du site aux sentiers et aux routes. La présence d'un refuge proche ou d'un parking augmente la note.					
Intégrité	Détruit	Très endommagé	Modérément endommagé	Faiblement endommagé	Intact
Dépend du degré de destruction du site (impacts naturels et/ou anthropiques).					
Fragilité	Haute		Modérée		Faible
Dépend des facteurs de vulnérabilité du site en lien avec ses caractéristiques intrinsèques. Plus la fragilité est élevée, plus l'utilisation est déconseillée. Il s'agit d'une appréciation de la précaution.					

Tableau 6.4.
Critères propres aux valeurs additionnelles des géomorphosites.

6.2.2. CLASSIFICATION ET SÉLECTION DES GÉOMORPHOSITES FINALS

a) Résultats de l'évaluation

Afin d'alléger le texte, les 30 fiches d'évaluation ont été placées en annexe. Les résultats numériques figurent dans le tableau 6.5 et sont représentés cartographiquement dans les figures 6.5 et 6.6. Nous n'illustrerons ici en détail que les deux géomorphosites arrivant en tête de chacun des deux classements.

Numéro	Secteurs	Type	Note gestion /10	Note tourisme /10	Class. gestion	Class. touris.
G01	Aspe	Périglaciaire	**4,35**	**4,21**	**21**	**21**
G02	Aspe	Glaciaire	**4,35**	**4,21**	**22**	**22**
G03	Aspe	Glaciaire	**3,81**	**3,63**	**27**	**28**
G04	Ossau	Glaciaire	**6,90**	**5,79**	**2**	**4**
G05	Ossau	Glaciaire	**4,48**	**3,96**	**19**	**26**
G06	Ossau	Périglaciaire	**4,00**	**4,50**	**26**	**16**
G07	Ossau	Glaciaire	**4,77**	**5,04**	**17**	**11**
G08	Val d'Azun	Périglaciaire	**3,35**	**3,71**	**28**	**27**
G09	Val d'Azun	Glaciaire	**5,15**	**4,29**	**12**	**20**
G10	Cauterets	Périglaciaire	**4,79**	**4,58**	**16**	**15**
G11	Cauterets	Glaciaire	**4,65**	**5,29**	**18**	**7**
G12	Cauterets	Périglaciaire	**3,17**	**2,83**	**30**	**30**
G13	Cauterets	Glaciaire	**5,56**	**5,13**	**9**	**9**
G14	Cauterets	Glaciaire	**6,88**	**6,25**	**3**	**1**
G15	Luz	Glaciaire	**4,46**	**4,42**	**20**	**17**
G16	Luz	Glaciaire	**4,90**	**4,79**	**15**	**13**
G17	Luz	Glaciaire	**5,08**	**5,67**	**13**	**5**
G18	Luz	Périglaciaire	**6,00**	**5,50**	**5**	**6**
G19	Luz	Glaciaire	**5,23**	**4,96**	**11**	**12**
G20	Luz	Glaciaire	**6,54**	**6,08**	**4**	**2**
G21	Luz	Glaciaire	**4,25**	**4,00**	**24**	**25**
G22	Luz	Glaciaire	**4,33**	**4,67**	**23**	**14**
G23	Luz	Périglaciaire	**5,27**	**4,04**	**10**	**23**
G24	Luz	Glaciaire	**5,90**	**5,29**	**7**	**8**
G25	Luz	Périglaciaire	**3,27**	**3,04**	**29**	**29**
G26	Luz	Glaciaire	**5,79**	**5,08**	**8**	**10**
G27	Aure	Périglaciaire	**5,94**	**4,38**	**6**	**18**
G28	Aure	Glaciaire	**7,00**	**6,00**	**1**	**3**
G29	Aure	Glaciaire	**4,92**	**4,33**	**14**	**19**
G30	Aure	Périglaciaire	**4,02**	**4,04**	**25**	**24**
			4,97	**4,66**		

Tableau 6.5.
Résultats de l'évaluation numérique des 30 géomorphosites potentiels.

– Remarques générales

Les résultats ne montrent pas toujours une corrélation forte entre les deux classements. G27 (sols structurés de la montagne de Cap de Long) est par exemple à la 6e place du classement gestion, mais à la 18e du classement tourisme. Ce site présente donc un intérêt scientifique davantage qu'un potentiel touristique. Ces modelés ont une valeur scientifique très élevée (7,5/10), en raison surtout de leur représentativité et de leur exemplarité, mais une valeur culturelle nulle et une valeur d'usage faible. À l'inverse, G11 (roches moutonnées du Pla de la Gole) arrive à la 18e place du classement gestion et à 7e du classement tourisme. Ce site présente une valeur scientifique moyenne (4/10), mais des valeurs additionnelles élevées.

D'un point de vue spatial, la moitié orientale du PNP est représentée par des géomorphosites mieux notés (fig. 6.5 et 6.6), particulièrement le massif du Vignemale et le cirque de Gavarnie. Cela s'explique à la fois par de plus hautes altitudes (tous les pics de plus de 3 000 m, sauf le Balaïtous, y sont situés), ce qui explique la présence de glaciers et de formes périglaciaires mieux développées, et par une meilleure accessibilité qui facilite les activités touristiques (plus de routes, de refuges et de sentiers). Néanmoins, les sites G04 (glacier rocheux de Pombie) et G07 (formes glaciaires du lac d'Artouste) contrebalancent ce constat.

– G28 et G14

G28 (moraines PAG du glacier de Pays Baché) arrive en tête du classement gestion (fig. 6.7). Excepté la rareté, ce site a obtenu les notes maximales dans tous les critères relatifs à la valeur scientifique. G14 (moraines PAG du glacier d'Ossoue) a obtenu la meilleure note du classement tourisme (fig. 6.8). Cette note élevée s'explique en partie par l'exceptionnel contraste de couleur entre les moraines blanchâtres et le substrat rouge de la zone externe. Cette distinction visuelle permet d'augmenter sensiblement le potentiel pédagogique du site (l'exemplarité est ainsi également très élevée).

b) Géomorphosites prioritaires

L'objectif est, à partir de cette évaluation numérique, de définir des géomorphosites prioritaires à destination des gestionnaires du PNP, en fonction des deux valeurs considérées (gestion scientifique et valorisation touristique). Cela nécessite d'établir des classes de géomorphosites. La division de ces classes peut alors poser un problème de subjectivité. Afin de l'éviter, nous proposons d'utiliser une méthode statistique de classification : la classification ascendante hiérarchique (CAH, méthode présentée dans le § 4.2). Cette méthode permet

de définir des groupes homogènes de géomorphosites. Les résultats montrent ainsi trois classes (fig. 6.9). La première (coordonnées faibles) contient 11 géomorphosites. La deuxième classe (coordonnées moyennes) en contient 15 et la dernière 4. Ces trois groupes nous autorisent à définir trois degrés de priorité pour les politiques de gestion du PNP :

– *Priorité faible* : groupe composé de 11 géomorphosites caractérisés par des notes de gestion et de tourisme faibles : G01, G02, G03, G05, G06, G08, G12, G15, G21, G25 et G30 (classe 1).

– *Priorité moyenne* : groupe composé de 15 géomorphosites caractérisés par des notes de gestion et de tourisme moyennes : G07, G09, G10, G11, G13, G16, G17, G18, G19, G22, G23, G24, G26, G27 et G29 (classe 2).

– *Priorité haute* : 4 géomorphosites doivent être considérés comme prioritaires, aussi bien d'un point de vue scientifique que touristique : G04, G14, G20 et G28 (classe 3).

Il convient de noter que G17 (roches moutonnées à Gavarnie) occupe une place particulière au sein de la deuxième classe. Sa note touristique très élevée (5^{e}/30) justifie de considérer ce site comme prioritaire, d'un point de vue touristique uniquement.

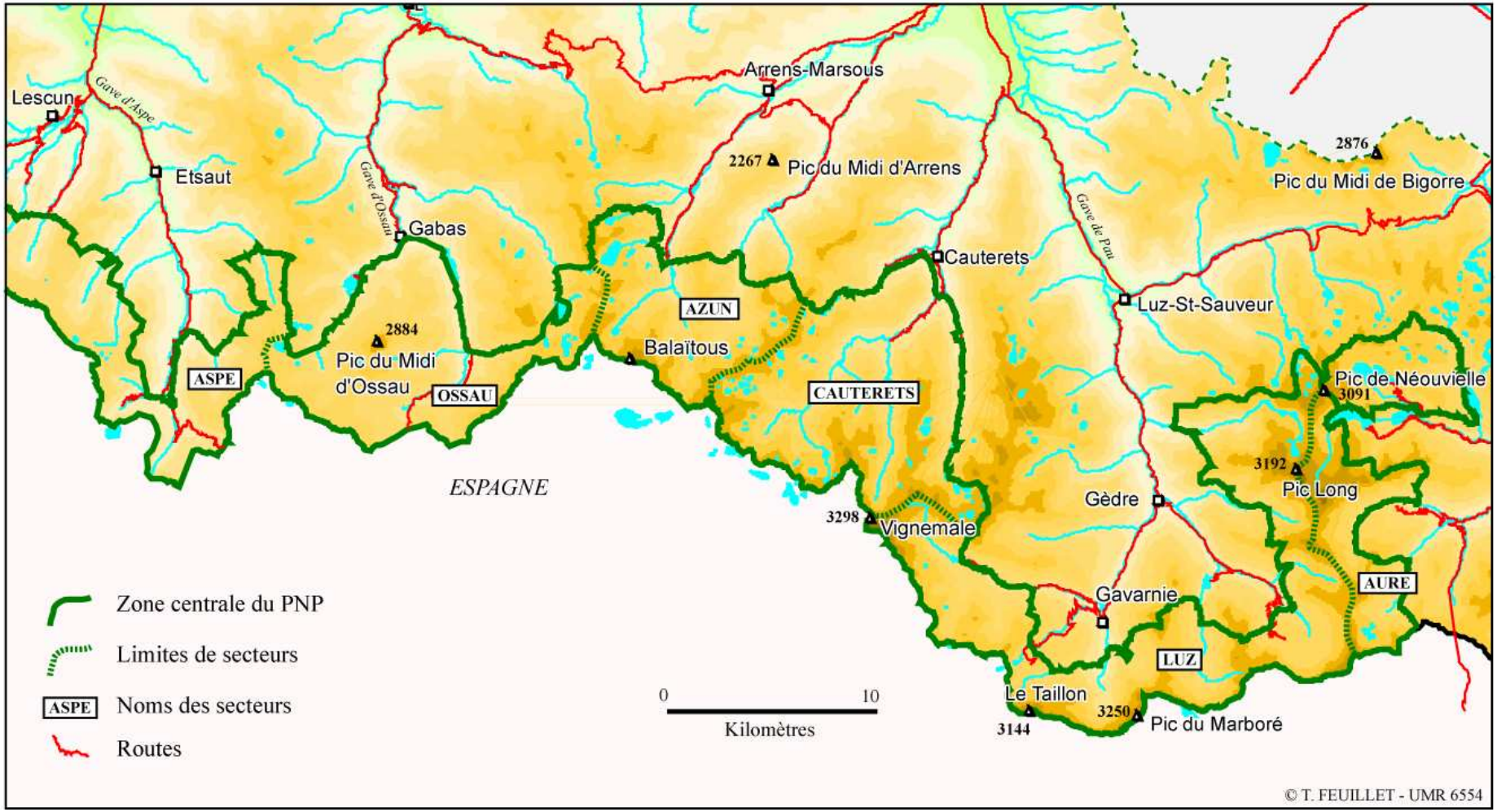


Figure 6.1.
Localisation de la zone centrale et des secteurs du parc national des Pyrénées.

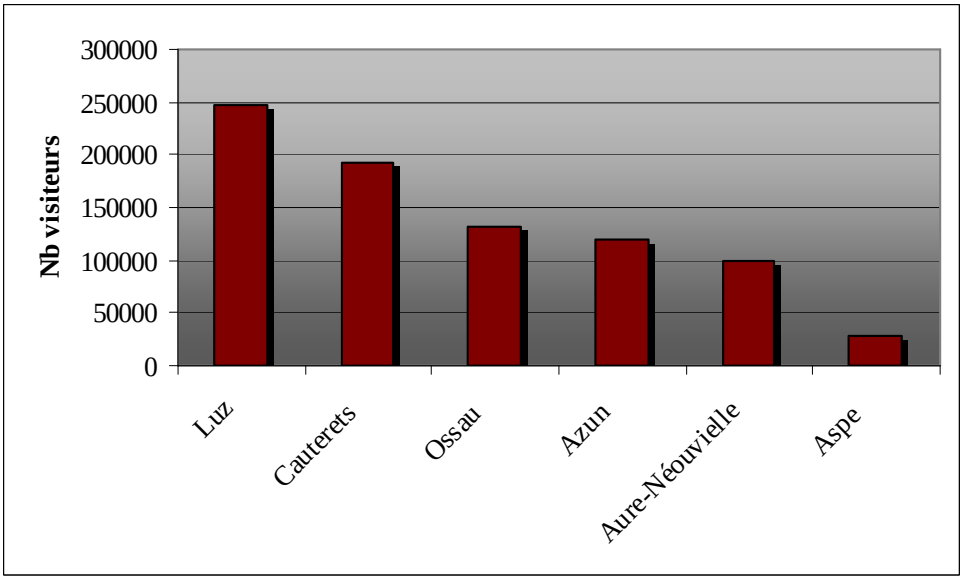


Figure 6.2.
Nombre de visiteurs dans le PNP par secteur entre le 15 juin et le 15 septembre 2007.

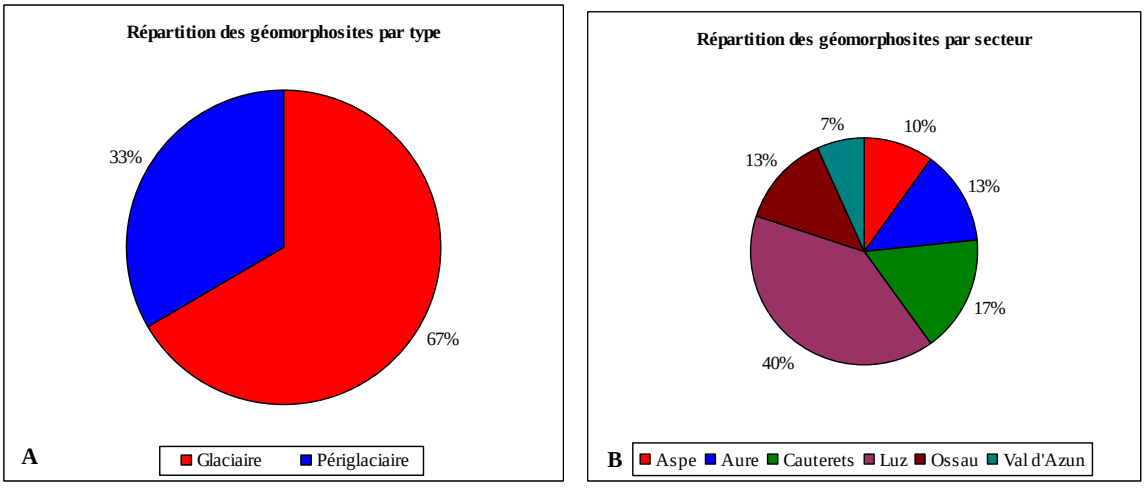


Figure 6.3.
Répartition des géomorphosites potentiels par type et par secteur géographique.

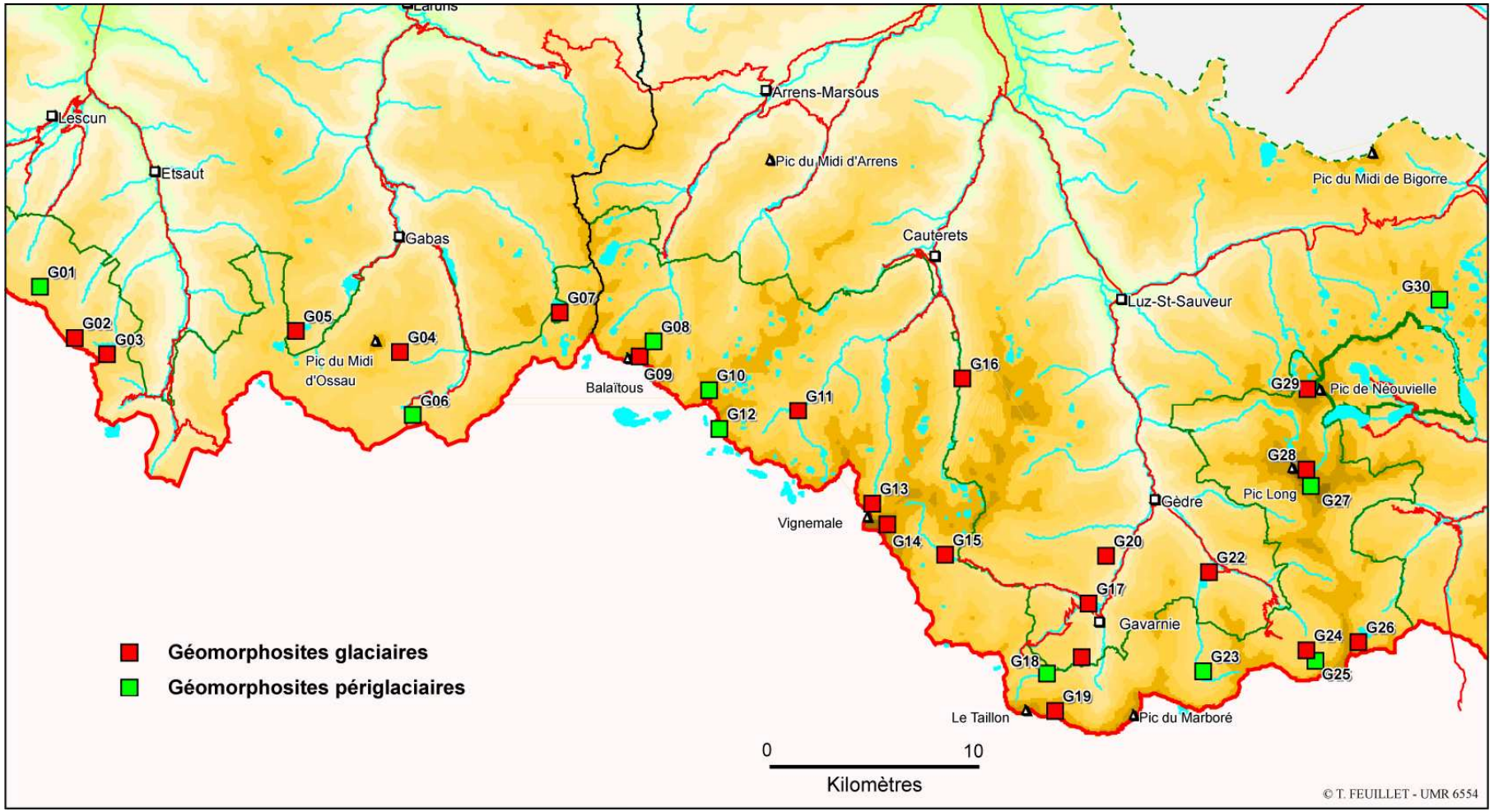


Figure 6.4.
Localisation des géomorphosites.

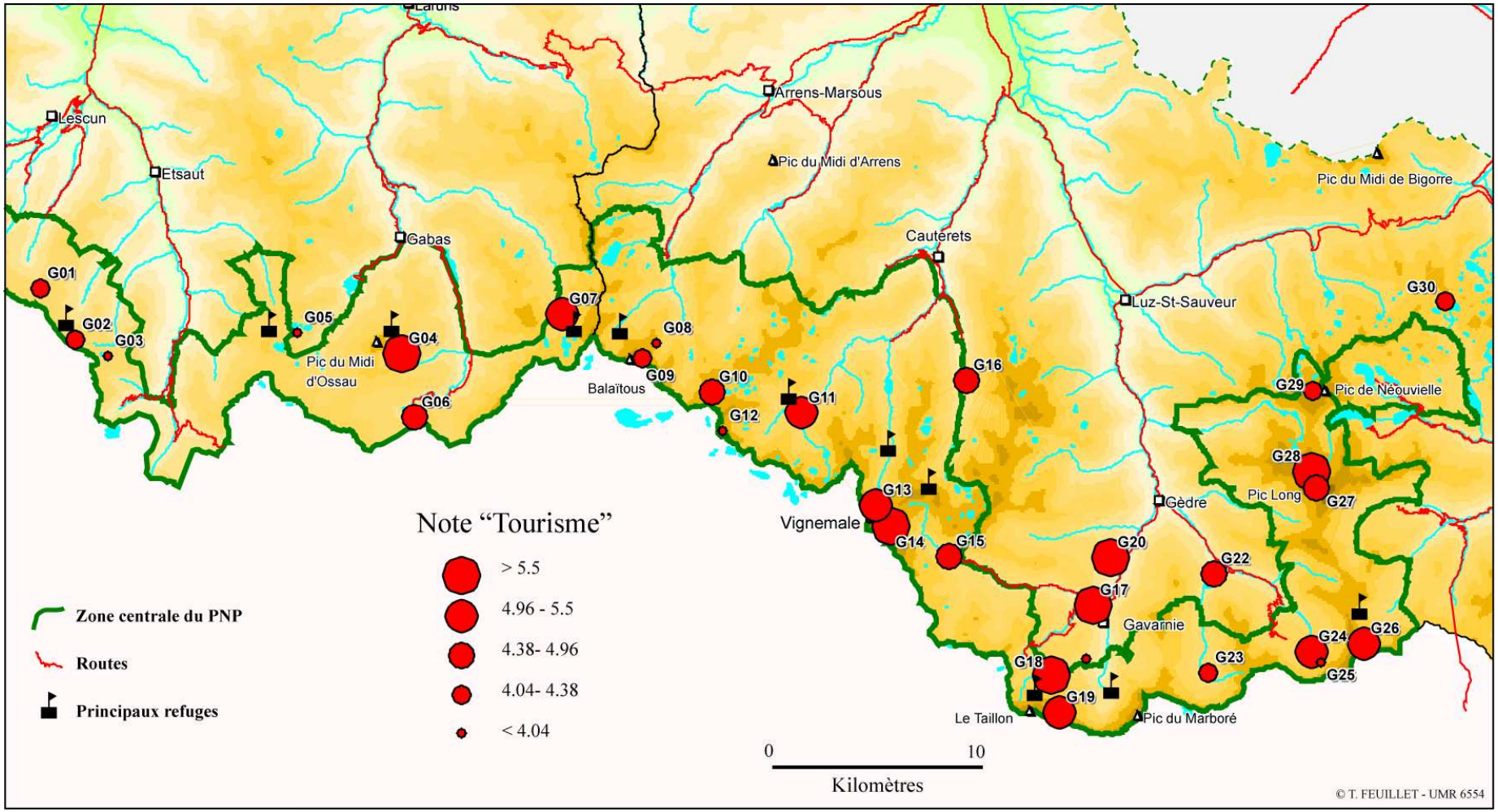


Figure 6.5.
Répartition des géomorphosites selon leur note « tourisme ».

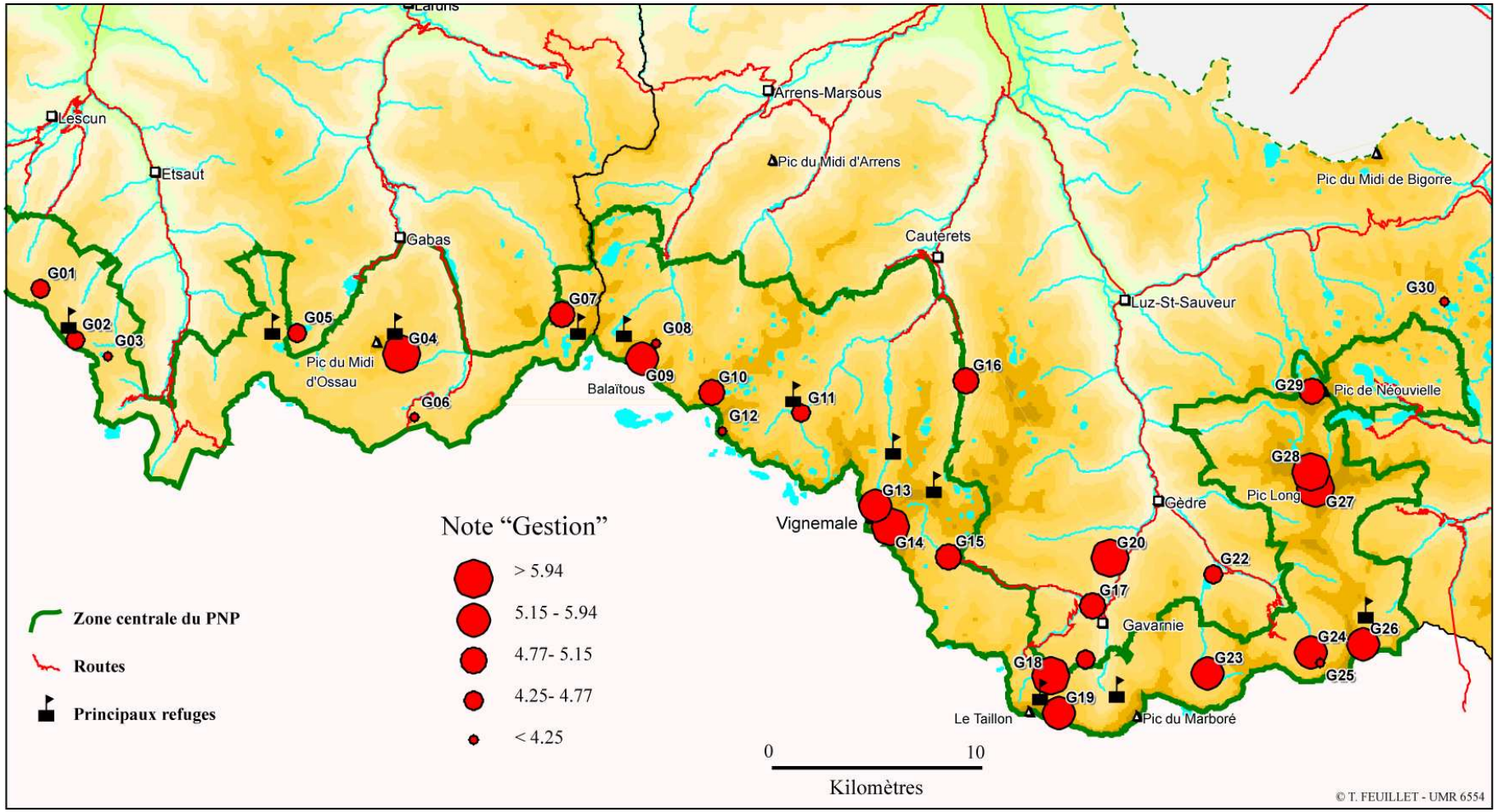


Figure 6.6.
Répartition des géomorphosites selon leur note « gestion ».

Données générales	
Secteur : Néouvielle	
Code d'identification	**Forme**
G28GLA	Moraines
Coordonnées	**Altitude**
42°47'59" N - 00°06'33" E	2 800 – 2950 m
Site	**Type**
Versant est du pic Long	Surfacique

Cliché T. Feuillet (07/2006)

Ces puissantes moraines, situées sur le versant oriental du pic Long, délimitent l'avancée maximale du glacier de Pays Baché au Petit Âge Glaciaire (1856). Le glacier actuel, couvert de débris paraglaciaires, a perdu environ 93% de sa surface en 150 ans (René, 2003). Le site présente un intérêt particulier car, outre son aspect pédagogique, la chronologie du retrait est bien connue.

Géomorphosites semblables : G14, G26.

VS = 8.00	***NG = 7.00***	**VA = 5.00**	***NT = 6.00***
Classement gestion = 1/30		***Classement tourisme = 3/30***	

Figure 6.7.
Les moraines du glacier de Pays Baché (G28), en tête du classement gestion.

Données générales	
Secteur : Vignemale	
Code d'identification	**Forme**
G14GLA	Moraines
Coordonnées	**Altitude**
42°46'32" N - 00°07'29" O	2 550 m (moyenne)
Site	**Type**
Vignemale	Surfacique

Cliché P. René 09/2009

Les moraines PAG nord du glacier d'Ossoue sont particulièrement bien développées. Elles s'allongent en une crête continue de 500 m de longueur, dimensions exceptionnelles dans les Pyrénées. Elles datent du milieu du XIX^{e} siècle et témoignent ainsi des effets du réchauffement climatique sur les fluctuations glaciaires dans les Pyrénées. Le contraste de couleur entre les moraines et le substrat en fait un géomorphosite particulièrement pédagogique.

Géomorphosites semblables : G26, G28.

VS = 7.50	***NG = 6.88***	**VA = 5.63**	***NT = 6.25***
Classement gestion = 3/30		***Classement tourisme = 1/30***	

Figure 6.8.
Les moraines du glacier d'Ossoue (G14), en tête du classement tourisme.

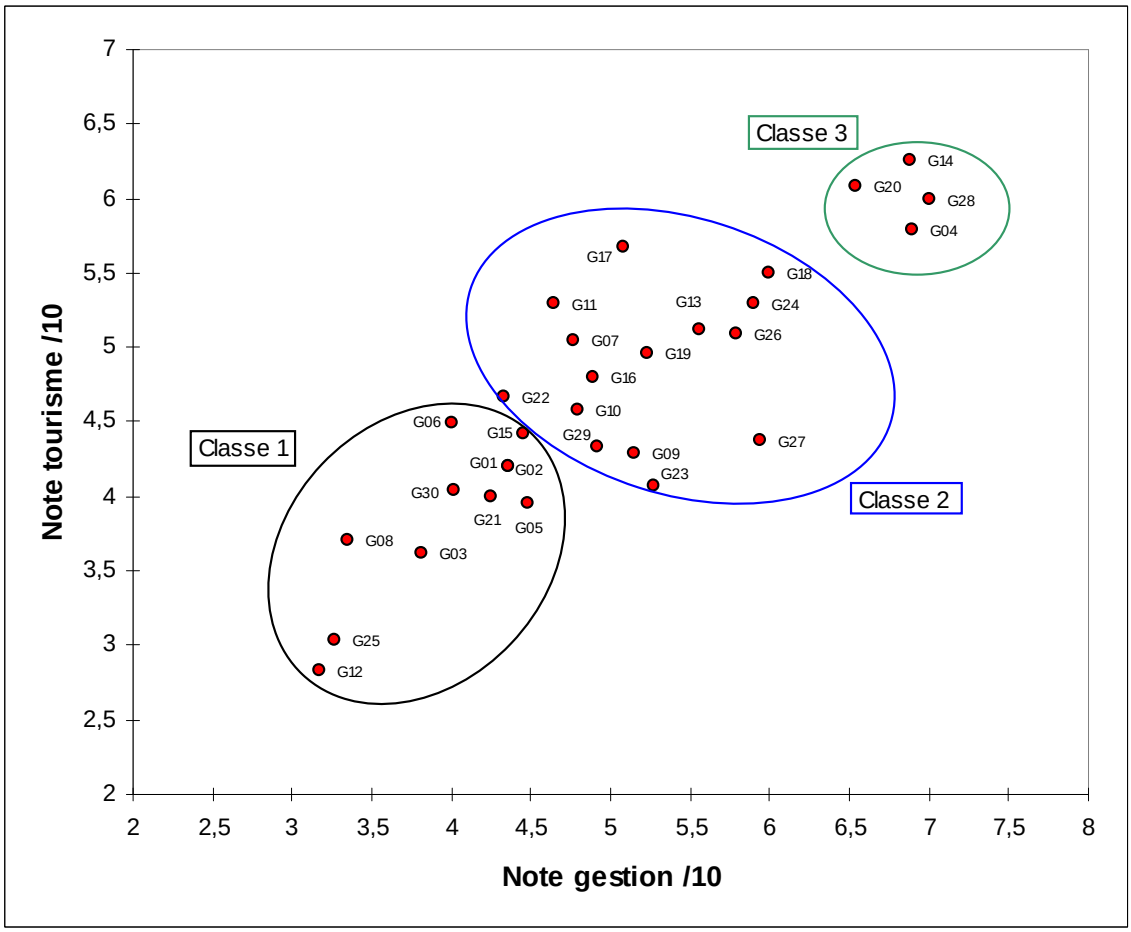


Figure 6.9.
Résultats de l'application de la classification ascendante hiérarchique sur les 30 géomorphosites potentiels : définition de trois groupes homogènes aux priorités distinctes.

Conclusion

Ce chapitre a permis de sélectionner et d'évaluer numériquement les géomorphosites glaciaires et périglaciaires de la zone centrale du PNP. Cette évaluation sera utilisée dans le chapitre suivant, lors de la conception des outils de vulgarisation.

Nous précisons que cette première évaluation ouvre des perspectives intéressantes pour de futurs travaux. Pour lors, nous n'avons considéré que des formes d'origine glaciaire et périglaciaire. Bien qu'elles y soient nombreuses, le massif pyrénéen présente également une série de formes de nature variée, particulièrement remarquables et spécifiques. Plus à l'est, les *plas* pré-quaternaires des Pyrénées orientales sont, parmi les formes structurales, des géomorphosites potentiels d'une originalité exceptionnelle. Au-delà de la frontière, dans le parc national d'Ordesa et du Mont Perdu, certaines formes liées au plissement sont dignes de figurer dans tout manuel de géomorphologie structurale, comme témoignent les vaux perchés du Marboré (fig. 6.10).

Figure 6.10.
Les vaux perchés du Marboré, des formes structurales d'une exemplarité remarquable.

Outre les formes structurales, d'autres exemples peuvent représenter la richesse des paysages géomorphologiques du massif. Des modelés d'origine torrentielle, tels que le cône de déjection du pla d'Ailhet (fig. 6.11) mis en place en séquence paraglaciaire, l'illustrent. Ces quelques exemples justifient que l'évaluation des géomorphosites réalisées dans ce chapitre ne doive pas être considérée comme une fin, mais comme une première étape dans la valorisation du riche patrimoine géomorphologique pyrénéen.

Figure 6.11.
Le cône de déjection du pla d'Ailhet (cirque d'Estaubé), un géomorphosite potentiel d'origine torrentielle.

CHAPITRE VII

VULGARISATION DES PAYSAGES PÉRIGLACIAIRES

Garde-moniteur du parc national lors d'une sortie de géomorphologie ouverte au grand public.
Parc national des Pyrénées / C. Verdier.

En plus de connaître et de préserver ses paysages, le parc national des Pyrénées a pour but de promouvoir son patrimoine auprès du grand public. Le public étant majoritairement constitué de profanes, cette promotion passe nécessairement par la vulgarisation, c'est-à-dire par la diffusion pédagogique des connaissances. Cette transmission est l'élément *sine qua non* de la patrimonialisation du relief. Nous proposons donc, dans ce chapitre, de contribuer à valoriser le patrimoine géomorphologique du PNP, en particulier ses paysages périglaciaires, par le biais de la vulgarisation.

Malgré de nombreux exemples réussis (Summermatter, 2003 ; Carton *et al*., 2005 ; Pralong, 2006 ; Cayla, 2009), la vulgarisation de la géomorphologie reste un défi, d'abord en raison des problèmes d'identification inhérents à cette science (Sellier, 2009). La géomorphologie est en effet une science méconnue du grand public et le cadre spatio-temporel de ses objets (les reliefs) est complexe. Cette difficulté est accentuée par le fait que seule une partie des formes du relief, celles de l'étage périglaciaire, est envisagée ici. Néanmoins, ces obstacles sont compensés par l'exceptionnel potentiel touristique du PNP et par ses atouts en tant que structure adaptée à cette démarche.

Il reste que les moyens de la vulgarisation sont primordiaux pour mener à bien cet exercice. La dimension visuelle est centrale et le langage utilisé doit être précis et accessible. Dans ce chapitre, plusieurs objets seront vulgarisés par des moyens variés. La première partie (§ 7.1) fait suite à la sélection et à l'évaluation des géomorphosites réalisées dans le chapitre précédent. Nous proposerons des exemples concrets de valorisation de ces géomorphosites à l'aide de panneaux de vulgarisation, destinés à être implantés sur site. Dans la seconde partie (§ 7.2), nous élargirons le champ des objets considérés et présenterons les potentialités du web en tant que diffuseur de connaissances. Un site Internet a en effet été créé et ses objectifs et modalités seront commentés.

7.1. VULGARISATION DES GÉOMORPHOSITES

7.1.1. LES PANNEAUX DE VULGARISATION

Récemment, plusieurs études ont promu les sciences de la terre à l'aide de panneaux éducatifs (Summermatter, 2003 ; Pralong, 2003, 2006), moyen particulièrement adapté à la vulgarisation scientifique. Summermatter (2003) propose des recommandations scripto-illustratives, à destination du vulgarisateur, pour la conception de cet outil (recommandations également valables pour les livrets pédagogiques). Un des éléments fondamentaux tient à la diversité et au bon équilibre des quatre éléments de base composant le panneau :

– **Le texte** doit être concis et le langage approprié à la non connaissance du public (les termes plus complexes nécessitent des définitions précises). Il apparaît sous forme de paragraphes courts, dont les titres sont accrocheurs. D'un point de vue stylistique, il est conseillé d'user d'un ton léger, voire humoristique. Des encadrés plus techniques sont néanmoins autorisés.

– **Les schémas** tiennent une place importante, car ils permettent, par la visualisation, de faciliter les opérations mentales. Les blocs-diagrammes sont particulièrement pédagogiques, car ils procurent une perception des formes et des processus en trois dimensions. Comme il s'agit toujours d'expliquer l'évolution d'une forme ou d'un paysage dans le temps, il est intéressant d'associer deux ou trois blocs-diagrammes, chacun caractérisant un temps donné.

– **Les cartes** de localisation son bien entendu indispensables.

– Enfin, **les photographies** ne sont jamais trop nombreuses. Elles représentent la part la plus importante des illustrations. Dans l'idéal, il convient de varier les angles de vue et de proposer des vues aériennes, en fonction de l'échelle de l'objet.

Outre ces quatre éléments, trois autres ont été ajoutés lors de la conception de nos panneaux. D'une part, nous avons fait figurer une chronologie de l'ère Quaternaire, dans la mesure où la nature des sites étudiés s'y prête. D'autre part, nous avons intégré une courte liste de références bibliographiques. Enfin, nous complétons l'ensemble par un résumé de quelques lignes en anglais. En tenant compte de toutes ces définitions, un modèle de panneau de vulgarisation est présenté dans la figure 7.1.

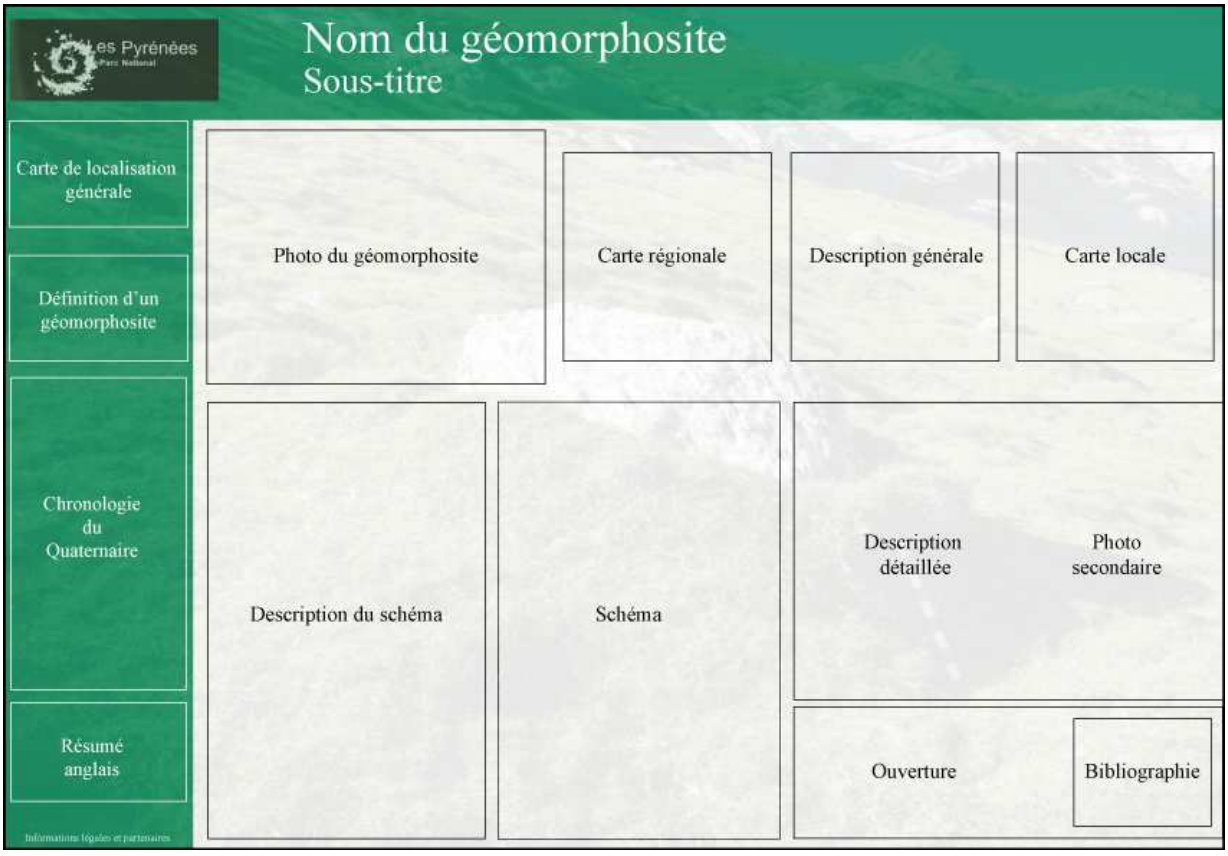


Figure 7.1. Modèle de panneau didactique.

7.1.2. EXEMPLES DE VULGARISATION

Nous proposons ici de développer trois exemples de panneaux de vulgarisation finalisés. Les trois géomorphosites choisis répondent aux deux critères suivants :

- Leur note « tourisme » est élevée (*cf.* chapitre VI).
- Ils s'inscrivent dans des cadres spatio-temporels variés et permettent donc de traiter de problématiques géomorphologiques diversifiées (fig. 7.2).

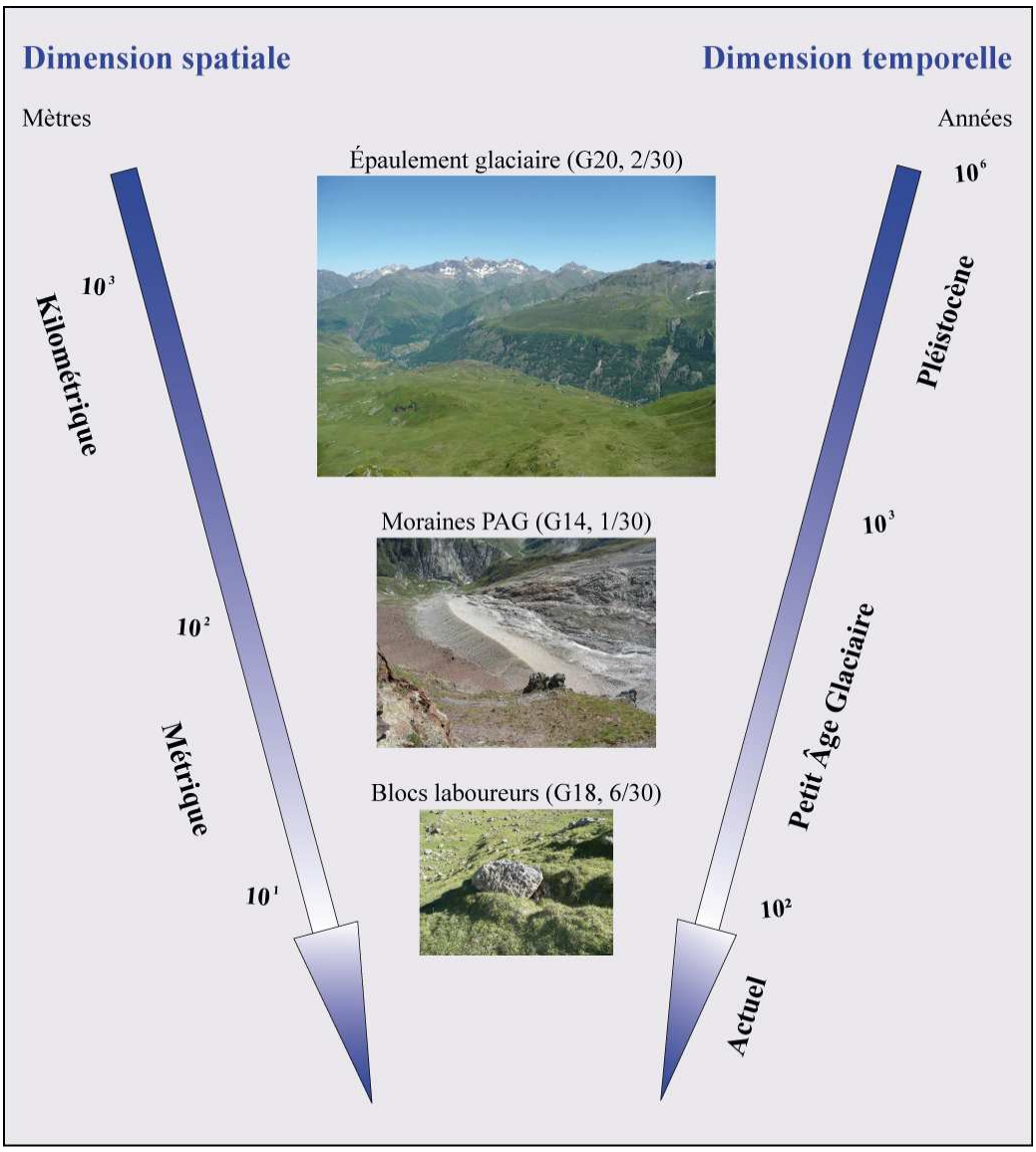


Figure 7.2.
Caractéristiques spatio-temporelles des trois géomorphosites ayant fait l'objet de panneaux de vulgarisation.

a) Épaulement de Saugué

Le premier géomorphosite sélectionné est le double épaulement de Saugué-Coumély (G20), classé en deuxième position par sa note « tourisme ». Il s'agit d'un épaulement substructural situé entre Gèdre et Gavarnie, dans la vallée du Gave de Pau (fig. 7.3).

Figure 7.3.
Vue aérienne oblique de l'épaulement de Saugué-Coumély (le sud est en haut).
Source : Photoexplorer 3D.

La description de cette forme, d'une exemplarité remarquable, permet d'aborder deux thèmes fondamentaux en géomorphologie : l'action des grands glaciers quaternaires dans la morphométrie des vallées, ainsi que le rôle de la lithologie et l'importance de l'érosion différentielle. Ces thèmes font logiquement l'objet de deux paragraphes dans le panneau. Le premier a pour titre : « L'ancien glacier du Gave de Pau atteignait Lourdes… ». Cette phrase, volontairement accrocheuse, incite à imaginer la vallée telle qu'elle se présentait au moment de l'englacement et permet donc de concevoir le caractère dynamique du paysage. Le paragraphe est accompagné d'un schéma pédagogique représentant trois temps de l'évolution de la vallée : pré-glaciaire, glaciaire et post-glaciaire (fig. 7.4).

Le second paragraphe a pour titre : « Les roches et l'érosion » et développe, en des termes accessibles, l'influence de la nature de la roche dans l'élaboration de cette forme d'érosion. La base de la vallée est en effet composée de granite massif. Ce socle est recouvert d'un complexe détritique qui a manifestement été dégagé plus facilement par l'érosion, ce qui a contribué à donner naissance à ces replats d'épaulement si remarquables. Enfin, quelques lignes relatives à l'érosion post-glaciaire viennent compléter cette démonstration. Le panneau finalisé est illustré dans la figure 7.5. L'implantation du panneau serait idéale sur le plateau de

Saugué, au niveau du parking terminal de la route goudronnée. La vue parfaite dont on dispose sur la vallée, la présence d'un gîte, d'un départ de randonnées, ainsi que du GR10, en font un site particulièrement approprié.

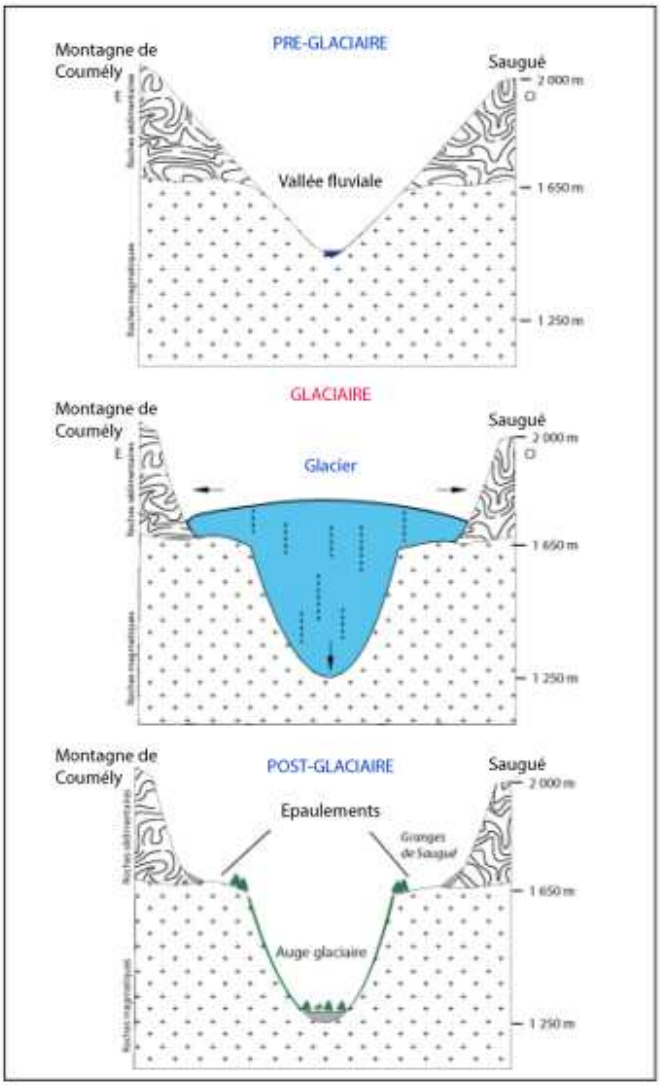


Figure 7.4.
Schéma représentant l'évolution de la vallée en trois temps.

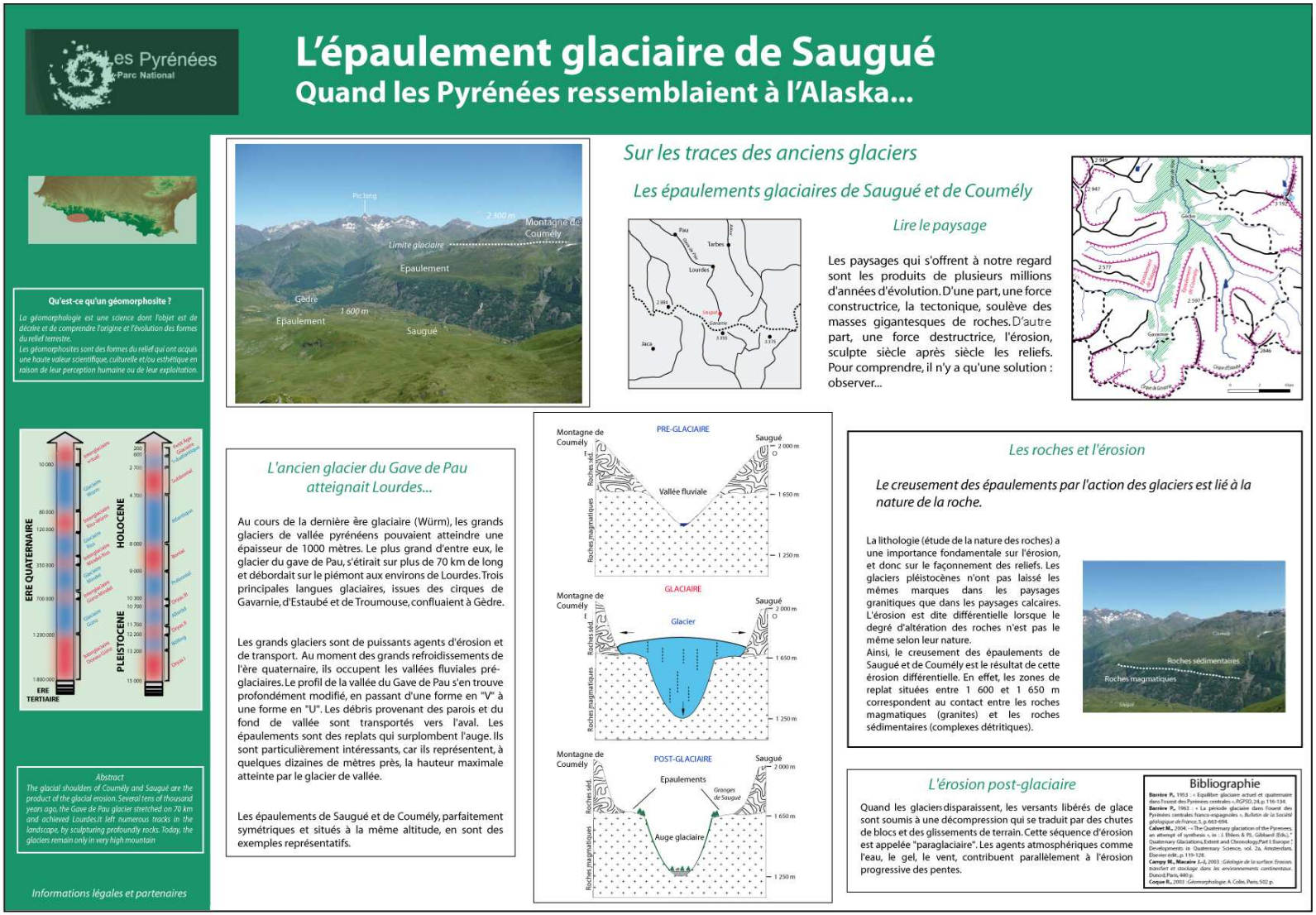


Figure 7.5.
Panneau de vulgarisation représentant l'épaulement de Saugué.

b) Moraines du glacier d'Ossoue

La crête morainique du glacier d'Ossoue, datant du PAG, est le géomorphosite qui a obtenu le meilleur classement d'un point de vue touristique. Elle présente un fort potentiel pédagogique, en raison notamment du contraste de couleur entre les débris qui la composent et le substrat sur lequel elle repose. Elle est en outre facilement accessible depuis le sentier de randonnée partant du barrage d'Ossoue et menant au Vignemale. La vulgarisation de ce géomorphosite par le biais d'un panneau permet d'aborder la problématique des fluctuations climatiques à l'échelle séculaire et de leurs conséquences sur les avancées et les reculs glaciaires à l'échelle locale.

La démarche est à nouveau progressive. Le premier paragraphe commence par définir la notion de moraines et insiste sur leur utilité en tant que marqueur des avancées glaciaires. Le deuxième paragraphe, « Le Petit Âge Glaciaire dans les Pyrénées », fait la transition logique vers une histoire succincte de l'évolution du climat dans le massif depuis 1850 et de ses conséquences sur la diminution des surfaces englacées. Nous prenons alors le cas du glacier d'Ossoue, le plus grand des Pyrénées françaises, en indiquant la localisation de ses moraines latéro-frontales. Ce texte est accompagné d'un schéma montrant le dépôt des moraines et le retrait glaciaire (fig. 7.6).

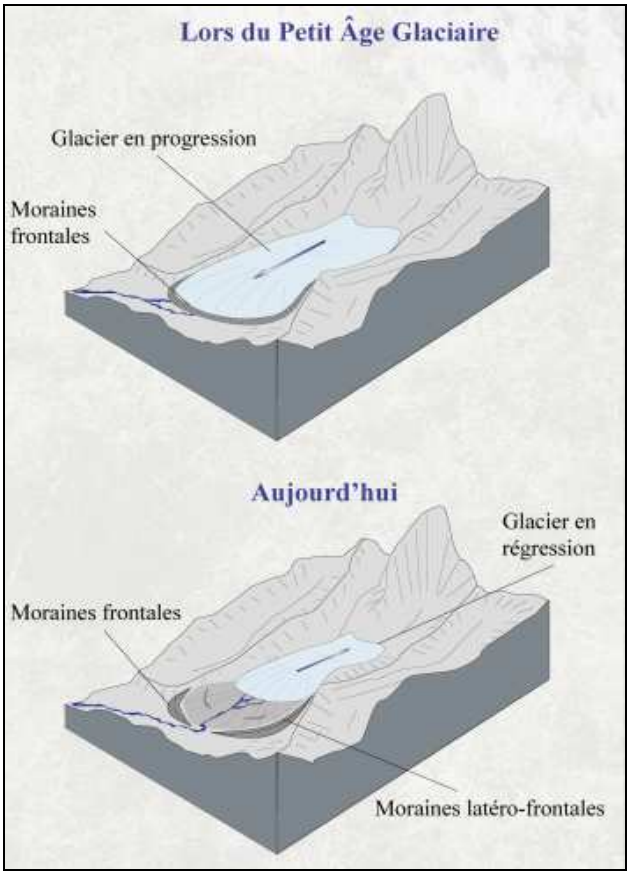


Figure 7.6.
Schéma accompagnant le panneau des moraines d'Ossoue et relatant le dépôt des moraines et le recul du glacier.

Le troisième paragraphe décrit, en s'appuyant sur des exemples variés, la forte présence des moraines dans les paysages de la haute montagne pyrénéenne. Il aborde également la notion de paléoenglacements plus anciens et la difficulté qui existe à reconnaître dans le paysage des moraines remaniées et végétalisées. Enfin, le dernier paragraphe, « Les glaciers pyrénéens vont disparaître », fait état des scenarios sur la disparition inévitable des glaciers pyrénéens dans les décennies qui viennent. Le lien avec le climat, moteur essentiel de la géomorphologie dynamique, est ainsi réalisé. Ce paragraphe permet également d'utiliser une partie des recherches réalisées dans le chapitre V (§ 5.3.1), *via* la comparaison avec d'autres systèmes glaciaires pyrénéens (glacier Maubic, glacier de Pays Baché). Le panneau finalisé est illustré dans la figure 7.7.

Figure 7.7.
Panneau de vulgarisation représentant les moraines du glacier d'Ossoue.

c) Blocs laboureurs de Gavarnie

Le troisième et dernier géomorphosite sélectionné pour cette série de panneaux englobe le champ de blocs laboureurs de la vallée des Pouey Aspé (G18), classé en sixième position par sa note « tourisme ».

On pourrait penser à première vue que des blocs laboureurs, en raison de leur dimension modeste et de la méconnaissance dont ils sont l'objet, ne sont pas des formes à valoriser de façon prioritaire. Or, ils procurent justement chez les non initiés une curiosité particulière. Le terme même de « laboureur » permet « d'anthropiser » le processus de reptation dans un esprit ludique – l'hypothèse d'un géant poussant les blocs a été entendue – et incite naturellement à s'interroger sur les causes réelles de la dynamique.

Nous mettons fin au mystère dès le premier paragraphe : « Le gel dans le sol, une dynamique créatrice de formes », qui définit les grands principes de la solifluxion. Comme cet aspect n'est pas aisément compréhensible, le schéma est là d'une grande importance. Comme pour l'épaulement de Saugué, nous avons représenté le processus en trois temps, à l'aide de blocs-diagrammes (fig. 7.8).

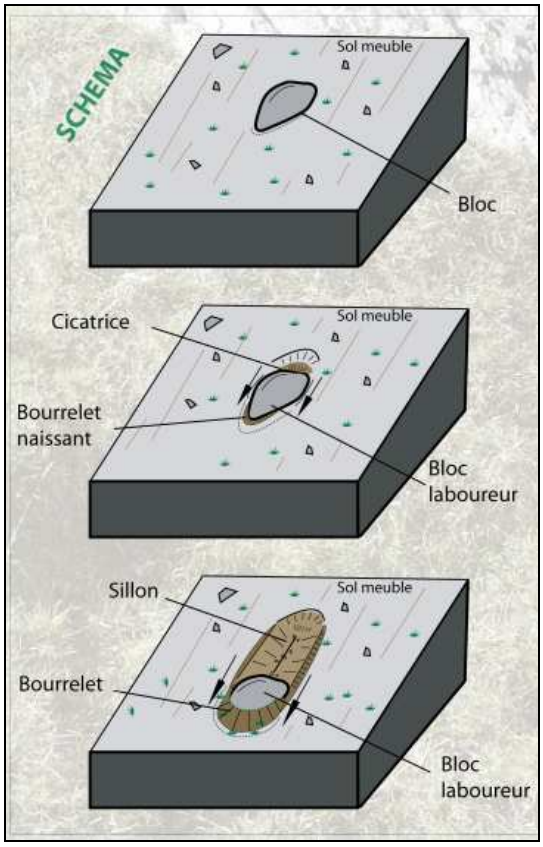


Figure 7.8.
Blocs-diagrammes représentant la genèse et l'évolution d'un bloc laboureur.

Le deuxième paragraphe élargit la discussion à l'ensemble de l'étage périglaciaire. Il a pour titre « Les blocs laboureurs représentent la limite inférieure de l'étage périglaciaire ». Ce développement permet de rebondir sur le premier paragraphe en mettant en valeur l'existence de la gamme des formes ayant pour origine le gel et le dégel. Ces courtes références aux étagements morphoclimatiques autorisent la transition vers le troisième paragraphe, relatif aux effets du réchauffement climatique sur la mobilité altitudinale des formes. La démarche progressive est donc semblable à celle qui est proposée dans cette thèse. Le panneau finalisé est illustré dans la figure 7.9.

Ce panneau a été désigné comme test de référence par le service « connaissance du patrimoine naturel et culturel » du PNP. Son impression au format A0 est programmée très prochainement. Il sera disposé dans le refuge des Sarradets (itinéraire de la Brèche de Roland, deuxième refuge le plus fréquenté des Pyrénées avec 4 400 visiteurs lors de l'été 2007), ainsi que dans les maisons du parc national à Gavarnie et à Luz, ayant accueilli respectivement 30 000 et 35 000 visiteurs en 2007.

Si, pour le moment, seuls trois panneaux sont finalisés, il est utile de préciser qu'en fonction des retours perçus auprès du public après cette première expérience, les 27 autres géomorphosites peuvent faire l'objet de panneaux supplémentaires. Cette décision sera prise en accord avec les décideurs du PNP.

Figure 7.9.
Panneau de vulgarisation représentant les blocs laboureurs de Pouey Aspé.

7.2. LE WEB, UN DIFFUSEUR DE CONNAISSANCES

Le site web *Géopyrénées* (http://geopyrenees.free.fr) a vu le jour en novembre 2008. Celui-ci a pour objectif de valoriser les formes de l'étage périglaciaire à travers leur vulgarisation et est principalement destiné à un public de non initiés. Entre décembre 2008 et mai 2010, ce site d'une trentaine de pages a accueilli 9 220 visiteurs uniques provenant de 50 pays. 78% des visiteurs sont néanmoins Français.

7.2.1. CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DU SITE

a) Plan du site

Le site est conçu selon une approche par type de paysages. Nous distinguons trois types (fig. 7.10) : les formes glaciaires (formes d'ablation et formes d'accumulation), les formes périglaciaires (classées par processus : solifluxion, cryoturbation, gélifraction, processus nivaux) et les glaciers rocheux. En outre, le menu du site permet d'accéder, depuis n'importe quelle page, à une bibliographie et à une page de liens menant vers des sites similaires ou complémentaires.

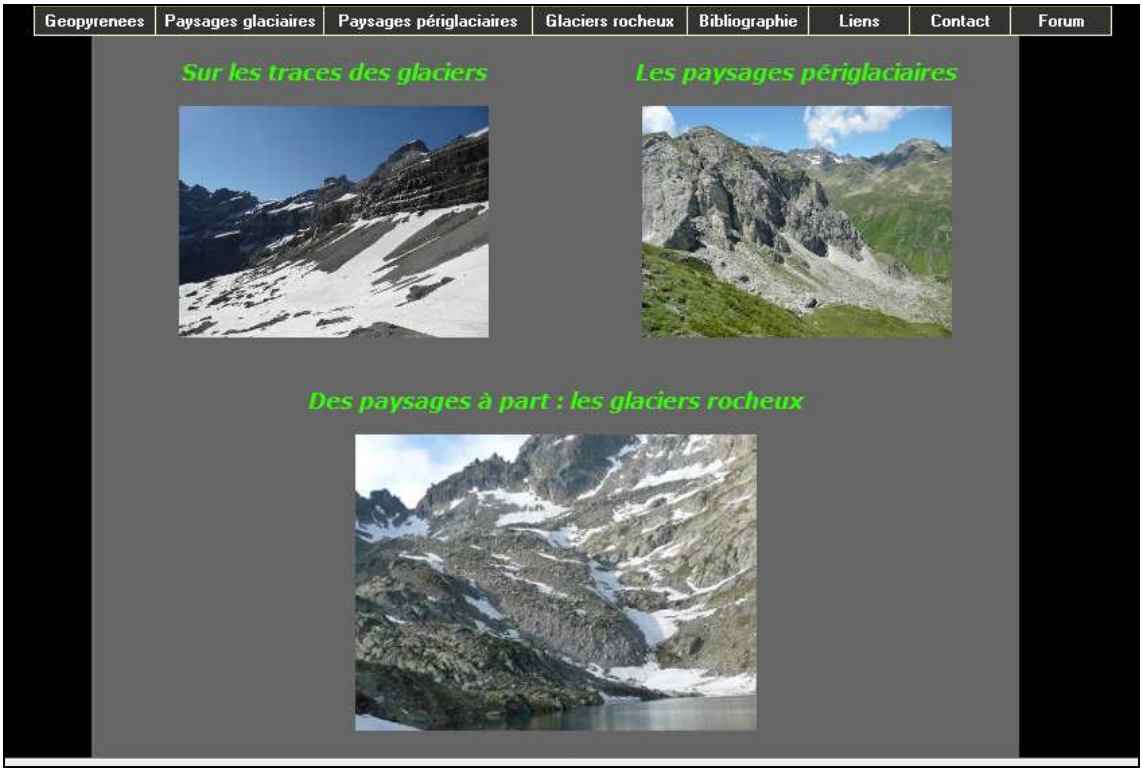


Figure 7.10.
L'entrée par les paysages, sur la page d'accueil du site *Géopyrénées*.

Une page « Plan du site » a également été ajoutée (http://geopyrenees.free.fr/plan.php). Elle permet de faciliter la visite du site et par la même occasion de multiplier les liens entre les pages internes. Dans cette page figurent différents index :

– Un index par méthode d'approche (sites commentés ou parcours géomorphologiques[22]).
– Un index géographique regroupant les principaux lieux cités (massifs, sommets, cols).
– Un index des processus et des formes décrits (total de 32 liens).

b) Quels visiteurs ?

Il est difficile d'établir les caractéristiques des visiteurs. Néanmoins, l'analyse des mots-clés utilisés par les internautes pour parvenir au site permet d'établir des hypothèses. En 2009, 49% des visiteurs ont accédé au site *via* des moteurs de recherche et 14% à partir d'autres sites web, par le biais du système de liens. Le reste est représenté par des entrées directes (37%). Sur les 49% qui nous intéressent ici, le mot le plus fréquemment tapé (environ 17%) est « gélifraction », suivi de « cryoturbation » et de « solifluxion » (fig. 7.11). Nous considérons ces expressions comme des termes techniques, dont l'emploi est déjà réservé aux personnes relativement initiées (étudiants ou enseignants par exemple). Les notions de « sols polygonaux » et de « glaciers rocheux » intègrent également cette classe. À l'inverse, d'autres expressions, qualifiées de génériques, peuvent avoir été utilisées par tout public : « paysages pyrénéens », « Pyrénées » ou encore « éboulement ».

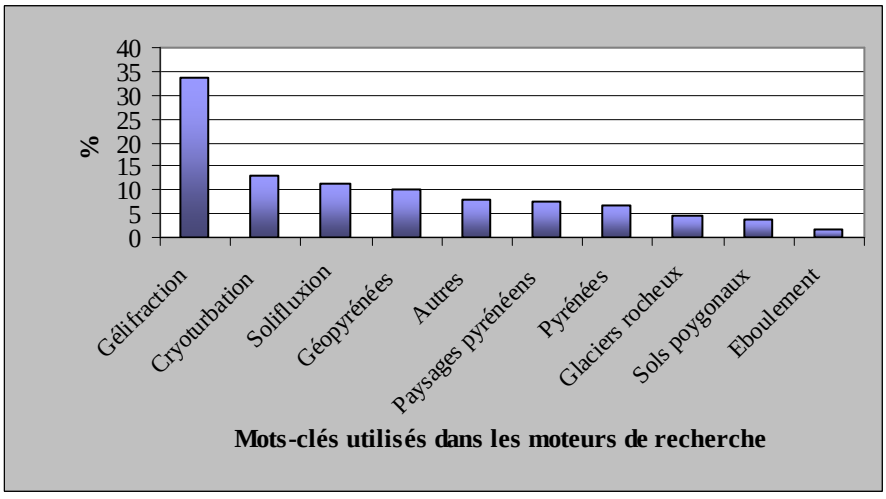


Figure 7.11.
Termes le plus fréquemment employés sur les moteurs de recherche pour accéder au site *Géopyrénées*.

[22] Ces parcours sont commentés dans le § 7.2.2.

Il convient de rester prudent dans ces interprétations, pour deux raisons. D'une part, certains termes techniques peuvent avoir été employés par des personnes non initiées. D'autre part, ces résultats sont en grande partie commandés par la façon dont est référencé le site par Google, qui représente 77% des visites par les moteurs de recherche. Or, Google référence extrêmement bien le site « Géopyrénées » lors de l'usage des termes « gélifraction », « cryoturbation » et « solifluxion » (respectivement en 2e, 1ère et 3e position de la première page). Les caractéristiques des mots-clés utilisés par les visiteurs pour accéder au site sont donc fortement corrélées à son référencement par les moteurs de recherche, et ne reflète que peu l'intérêt de l'ensemble des internautes.

7.2.2. PRÉSENTATION DES SENTIERS DIDACTIQUES

Les sentiers didactiques sont particulièrement appropriés quand on cherche à associer le tourisme de nature (la randonnée) avec le tourisme culturel (la découverte du géopatrimoine). Ils permettent en outre, contrairement aux panneaux didactiques isolés, de mêler plusieurs géosites le long d'un même itinéraire. Cet « ingrédient » du géotourisme est d'autant plus utile que la randonnée occupe une place très importante dans les différentes activités des touristes (Cayla, 2009).

S'ils sont déjà nombreux dans les Alpes (Cayla, 2009), les sentiers didactiques relatifs à la géomorphologie sont, à notre connaissance, absents dans les Pyrénées. Il existe en revanche des itinéraires de découverte du patrimoine géologique. C'est le cas de la *Route géologique transpyrénéenne*[23], réalisée par trois associations françaises et espagnoles (GéolVal, GeoAmbiente et GeoTransfert) en partenariat avec différentes institutions, dont l'Union européenne. Il s'agit d'un itinéraire routier de 200 km traversant la vallée d'Aspe et le Haut Aragon, ponctué de 25 arrêts sur lesquels ont été aménagés des panneaux didactiques. Il s'accompagne d'un livret de 95 pages, téléchargeable en ligne[24]. La grande majorité de ces panneaux est relative à l'orogenèse, aux roches ou à la paléontologie. Néanmoins, le panneau *Aratorés* (vallée de l'Aragon) est exclusivement orienté sur la place des anciennes glaciations dans l'histoire des paysages (fig. 7.12) et s'approche ainsi de notre objet.

Malgré l'existence de ce panneau, on ne peut que constater la lacune concernant les itinéraires didactiques pyrénéens ayant trait à la géomorphologie du Quaternaire. Ce manque justifie notre volonté de proposer les premiers éléments de travail qui pourraient permettre,

[23] http://www.routetranspyreneenne.com/home_f.php
[24] http://www.routetranspyreneenne.com/img/geolog_rec.pdf

dans l'avenir, d'aménager des sentiers didactiques au sein du parc national des Pyrénées. Ce travail a consisté à élaborer trois itinéraires comportant différents arrêts présentant un intérêt géomorphologique particulier. Ces itinéraires sont disponibles en ligne[25] sur le site *Géopyrénées* (fig. 7.13). Chaque parcours propose une carte interactive en ligne, réalisée à l'aide de Google Earth (extension kmz). Nous précisons que ces éléments ne sont disponibles que sur Internet et n'ont pas fait l'objet, pour le moment, d'aménagement sur site.

Figure 7.12.
Le panneau *Aratorés*, le long de la route géologique transpyrénéenne, décrit l'englacement würmien de la vallée de l'Aragon.
Source : http://www.routetranspyreneenne.com/img/pane_ls/grand_e/aratores.jpg

[25] http://geopyrenees.free.fr/parcours.php

Figure 7.13.
Présentation des trois parcours géomorphologiques : http://geopyrenees.free.fr/parcours.php.

a) Le parcours de la montagne de Cap de Long

Cet itinéraire pédestre d'environ 7 heures (2 000 à 3 150 m) est ponctué de 5 arrêts (fig. 7.14), dont deux ont été évalués en tant que géomorphosites potentiels (*cf.* chapitre VI).

Le départ est fixé au barrage de Cap de Long (environ 35 000 visiteurs lors de l'été 2007), et un premier descriptif est réalisé sur l'histoire de la retenue, qui a profité de l'existence de cet ombilic glaciaire particulièrement important. Le premier arrêt concerne des éboulements récents aux abords du lac, qui ont provoqué la fermeture d'une partie de la route. Le deuxième arrêt est consacré au géomorphosite n°28, les moraines du glacier de Pays Baché (fig. 7.15). Il y est développé une présentation succincte du retrait glaciaire depuis le PAG. L'arrêt suivant concerne les sols structurés du gourg de Cap de Long (géomorphosite n°27). Il est à noter que ce site est une aire de bivouac, ce qui lui procure un public potentiel important (non chiffré précisément). L'avant-dernier arrêt englobe l'ensemble des coulées de solifluxion à front pierreux qui se développent sur le versant nord-est du pic de Campbieil, et par lesquelles on transite pour accéder au sommet. Enfin, le dernier géosite est représenté par le glacier rocheux actif du Campbieil.

Figure 7.14.
Carte du « parcours Campbieil » (http://geopyrenees.free.fr/P1Campbieil.php).

Ce parcours présente une variété de sites glaciaires et périglaciaires, s'échelonnant tout au long de l'itinéraire. Ce versant est très fréquenté l'été, car le pic de Campbieil est un « 3 000 » facilement accessible, à partir duquel le panorama sur les principaux sommets des Pyrénées centrales est idéal. L'implantation de panneaux didactiques est donc tout à fait conseillée.

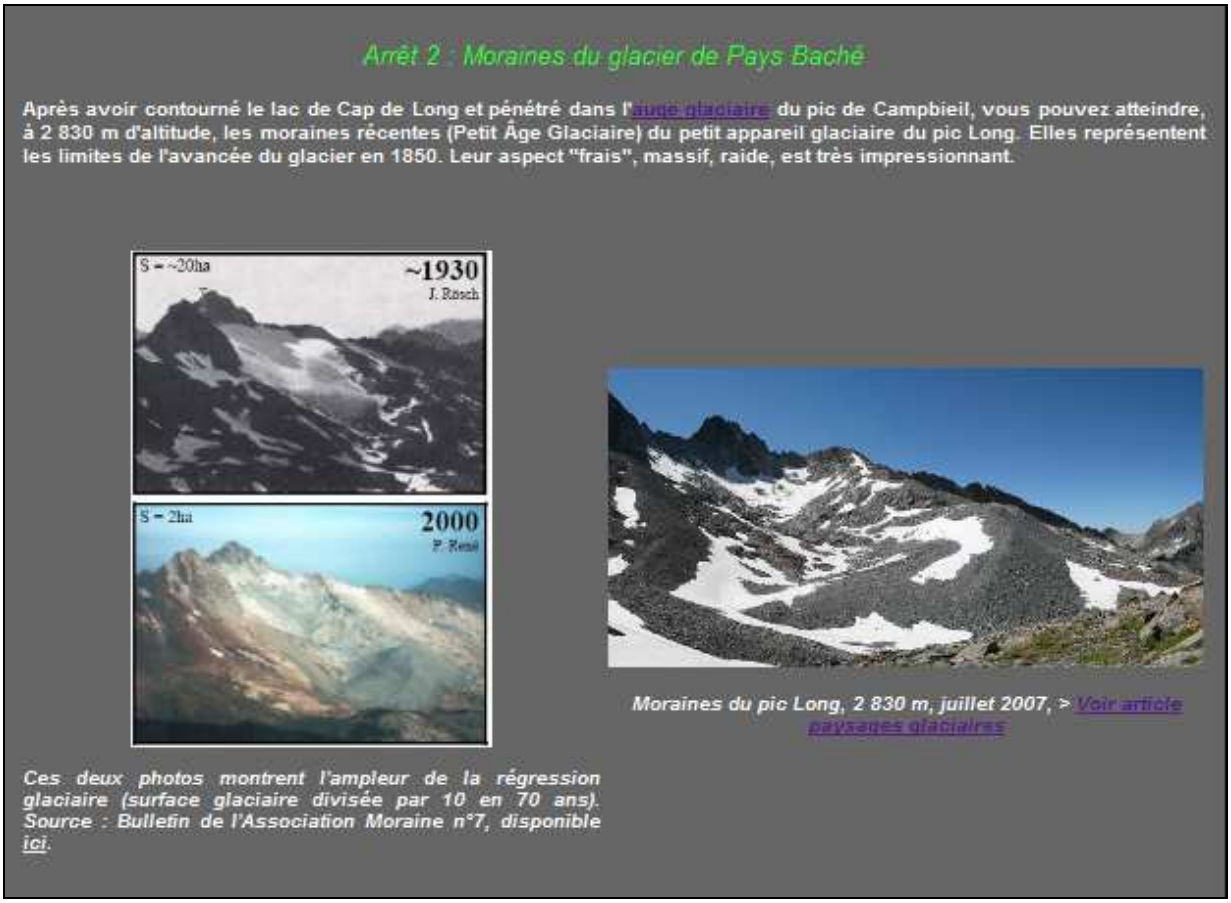


Figure 7.15.
Arrêt n°2 du parcours du Campbieil : les moraines du glacier de Pays Baché (G28).

b) Le parcours de Cambalès

Ce parcours est un itinéraire d'environ 8h de marche (1 500 à 2 700 m), dans le secteur granitique du Marcadau (fig. 7.16). Il présente, comme l'itinéraire précédent, une variété de sites glaciaires et périglaciaires, dont deux ont été référencés comme géomorphosites dans le chapitre VI (G10 et G11).

Le départ est fixé au très touristique Pont d'Espagne (157 000 visiteurs lors de l'été 2007, soit 19% du nombre total de visiteurs dans le PNP). Le premier arrêt permet de présenter les particularités de la portion de l'auge située entre le Pont d'Espagne et le refuge Wallon. Le deuxième arrêt est situé au Pla de la Gole (géomorphosite n°11) et donne l'occasion de décrire les nombreuses formes glaciaires (polis, roches moutonnées, stries) qui le jalonnent. La valorisation de ce site est facilitée par la présence du refuge Wallon-Marcadau, refuge gardé le plus fréquenté du PNP (120 places, 5 300 nuitées en 2007[26]).

[26] Il est d'ailleurs intéressant de noter que si les visiteurs du parc ont nettement diminué depuis 2004, le nombre de nuitées en refuge a augmenté de façon généralisée.

Figure 7.16.
Carte du « parcours Cambalès » (http://geopyrenees.free.fr/P2Cambales.php).

Les deux arrêts suivants concernent également des formes glaciaires, généralement bien conservées dans les massifs granitiques. L'ensemble des lacs glaciaires de Cambalès (une dizaine au total) constitue l'avant-dernier site. Ces ombilics alternent avec des verrous de dimension variable et permettent d'approcher la problématique des actions glaciaires et de l'érosion différentielle. Enfin, le dernier arrêt est localisé au col de Cambalès (2 713 m), depuis lequel la vue sur le glacier rocheux actif éponyme (géomorphosite n°10) est idéale (fig. 7.17). Une page entière du site, accessible en lien interne depuis la page du parcours, est consacrée à sa description (http://geopyrenees.free.fr/grcambales.php). Celle-ci est étayée par des schémas représentant l'évolution spatio-temporelle de la forme.

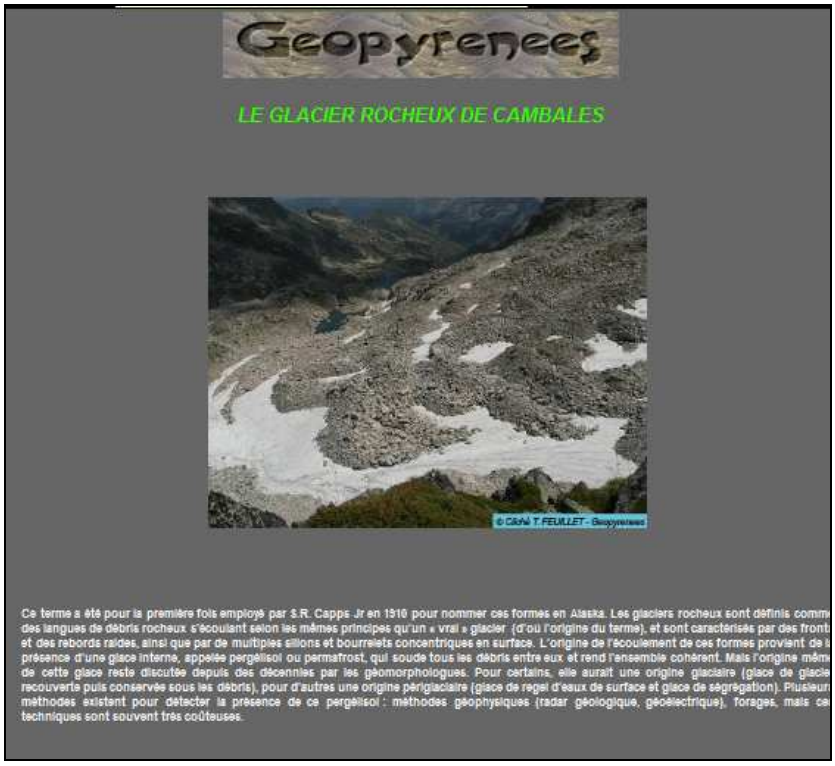


Figure 7.17.
Arrêt final du parcours : le glacier rocheux actif de Cambalès (géomorphosite n°10).
http://geopyrenees.free.fr/grcambales.php.

c) Le parcours des glaciers rocheux de Bastan

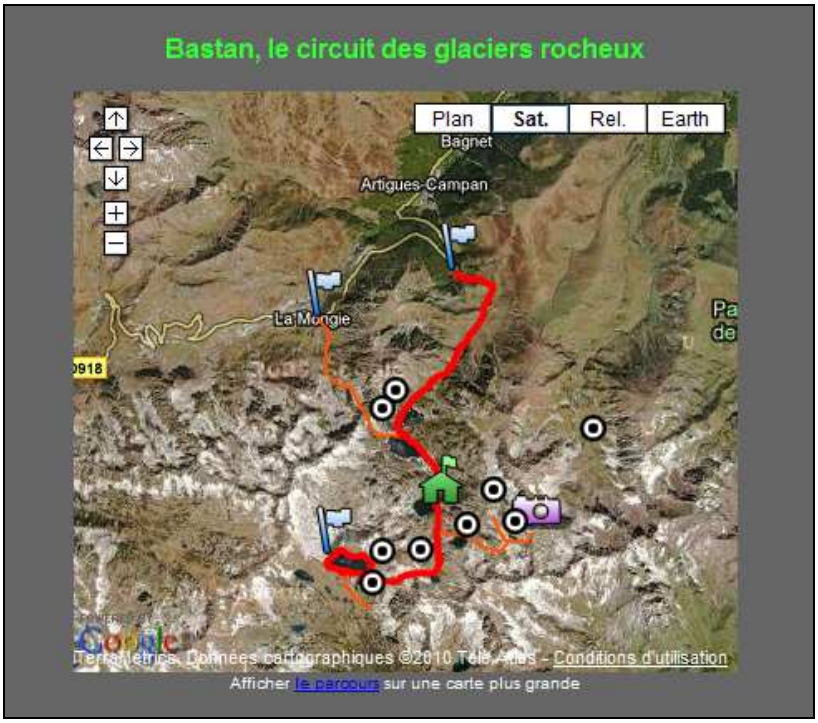


Figure 7.18.
Carte du « parcours Bastan » (http://geopyrenees.free.fr/P3Bastan.php).

Ce secteur du Néouvielle (fig. 7.18) présente une quinzaine de glaciers rocheux, pour la plupart largement végétalisés. Ils sont régulièrement situés le long des sentiers de randonnée. Cette forte présence de formes représentatives des dynamiques glaciaires et périglaciaires, facilement accessibles, ainsi que l'existence d'un refuge gardé (1 000 nuitées en 2007), justifient le choix de concevoir un parcours didactique sur ce site. Le circuit englobe en outre le géomorphosite n°30 (glacier rocheux de Bastan).

Deux lieux de départ ont été proposés, en fonction du niveau sportif des randonneurs. Comme le nombre de sites d'observation est important et que le circuit est long, nous proposons un système d'itinéraire bis, conseillé aux visiteurs qui passent la nuit au refuge de Campana. En tenant compte de cet itinéraire bis, huit glaciers rocheux sont décrits. La figure 7.19 en illustre un exemple (glacier rocheux de Gréziolles, en début de parcours).

Figure 7.19.
Le glacier rocheux de Gréziolles, premier arrêt du circuit de Bastan (http://geopyrenees.free.fr/P3Bastan.php).

CONCLUSION

Cette troisième et dernière partie a établi les fondements d'une patrimonialisation des paysages de l'étage périglaciaire au sein du parc national des Pyrénées. Cette démarche répondait de façon particulièrement adaptée aux objectifs prioritaires d'un parc national : connaître, préserver et transmettre son patrimoine naturel.

Cela a consisté dans un premier temps à sélectionner et à évaluer 30 géomorphosites potentiels de nature glaciaire et périglaciaire (chapitre VI). Cette évaluation numérique a permis la caractérisation de géomorphosites prioritaires, *via* une méthode statistique de classification hiérarchique. Deux classements ont été mis en valeur : l'un est d'ordre touristique, l'autre d'ordre scientifique. Ces résultats sont considérés comme une aide à la décision à destination des gestionnaires du parc national. Les géomorphosites classés prioritaires peuvent ainsi déjà faire l'objet d'une attention particulière.

La seconde étape consistait à proposer des exemples de valorisation de ces paysages. Cette valorisation repose sur la vulgarisation, c'est-à-dire sur la transmission du savoir scientifique à destination du grand public (chapitre VII). Des panneaux didactiques valorisant trois géomorphosites prioritaires, d'échelles spatio-temporelles variées, ont ainsi été conçus et présentés. Ces panneaux sont destinés à être implantés sur site au format A0, afin d'être lus par les randonneurs. Le panneau concernant les blocs laboureurs de Pouey Aspé doit être imprimé à très court terme et servir de premier test. Outre cet outil signalétique, un site web relatif au patrimoine géomorphologique du parc a été créé et mis en ligne en novembre 2008. Les 9 000 internautes l'ayant déjà visité prouvent la réelle demande du public en faveur d'une plus grande connaissance du patrimoine naturel. Le site présente entre autres trois parcours de découverte géomorphologique (Marcadau, Cap de Long et Néouvielle), ponctués d'arrêts didactiques mettant en valeur des formes et des processus variés.

Ces travaux ne représentent qu'une étape dans la valorisation du patrimoine géomorphologique, et les perspectives sont nombreuses. D'une part, la multiplication des outils didactiques (panneaux et itinéraires pédagogiques) est conseillée. D'autre part, d'autres outils peuvent être utilisés. C'est par exemple le cas des livrets pédagogiques, dont les 30 géomorphosites évalués et présentés sous forme de fiches pourraient faire l'objet. Enfin, les objets valorisés sont destinés à être élargis à des formes de nature autre, telles que celles d'origine gravitaire, structurale ou fluviale.

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'objectif de la thèse était, à partir de méthodes variées, de contribuer à améliorer la connaissance des formes périglaciaires actuelles et passées dans les Pyrénées centrales françaises (**parties 1 et 2**), ainsi que de diffuser cette connaissance (**partie 3**). Au terme de ce travail, plusieurs résultats ont permis d'y répondre.

1. Une meilleure connaissance des caractéristiques climatiques et géomorphologiques de l'étage périglaciaire pyrénéen

– Synthèse des ambiances climatiques de l'air et du sol à plusieurs échelles de temps.

L'analyse des données climatiques à plusieurs échelles de temps (décennales, annuelles et quotidiennes) dans les Pyrénées centrales ont permis de mettre en valeur différents éléments (**chapitre I**). Tout d'abord, l'altitude des principales isothermes moyennes a été établie. L'isotherme annuelle 0°C est située vers 2 750 m en versant nord, l'isotherme estivale 10°C vers 2 350 m, alors que la température moyenne aux plus hautes altitudes de la chaîne, vers 3 300 m, est estimée à environ -3,2°C.

Le nombre de cycles gel-dégel dans l'air a été estimé à partir des données de températures quotidiennes de cinq stations régionales. La courbe de ces cycles en fonction de l'altitude présente deux pics : l'un vers 1 400 m (151 cycles par an), l'autre vers 1 900 m (133

cycles). Leur nombre s'abaisse ensuite progressivement avec l'altitude (61 cycles à 3 200 m), car les dégels deviennent rares (un jour sur trois en moyenne). Leur répartition saisonnière montre que plus l'altitude est élevée, plus ils ont tendance à avoir lieu en été. Les cycles gel-dégel de l'air ne sont pas directement transposables en termes de dynamique périglaciaire, car les cycles dans le sol dépendent en grande partie de la présence de neige au sol. Or, nous avons montré que la neige est un élément très présent dans cette région soumise aux influences océaniques humides. La période nivale peut atteindre 250 jours par an à 2 500 m et les hauteurs de neige à la même altitude sont parfois proches de 4 mètres. Ainsi, les cycles gel-dégel sont nettement moins nombreux dans le sol que dans l'air. Les mesures sur le site du Taillon sud (2 750 m) indiquent que leur nombre, à la surface du sol, est compris entre 14 et 52 par an et qu'ils sont dus à des gels faibles. Ils concernent, pour la plupart, les 10 premiers centimètres du sol et sont donc superficiels. Néanmoins, nous avons montré que la profondeur maximale atteinte par le gel pouvait fortement varier selon le contexte local d'enneigement. Ainsi, sur le versant sud du site de mesure, une température de -5,8°C a été enregistrée à 30 cm de profondeur, ce qui est à mettre en relation avec un déneigement partiel au cœur de l'hiver 2005-2006. La profondeur d'engel, estimée à l'aide du logiciel de simulation ALIZÉ-LCPC, aurait été de l'ordre du mètre.

– *Synthèse sur la nature et l'altitude des marqueurs morphologiques de l'étage périglaciaire.*

Nous avons fait état de la nature des principaux marqueurs actifs de l'étage périglaciaire dans les Pyrénées centrales et des différentes études en ayant fait l'objet (**chapitre II**). Ils ont été regroupés sous trois familles : les formes de solifluxion sous pelouse, les sols structurés et les formes associées au pergélisol. Leur répartition altitudinale a été définie à partir d'observations de terrain et de photo-interprétation, sur huit versants de référence (**chapitre III**). Il en ressort que les premières formes de solifluxion sous pelouse (terrassettes, lobes) apparaissent dès 1 800 à 1 900 m en versant nord, et les sols structurés (cercles de pierres) vers 2 300 m. Ce seuil correspond également à l'altitude moyenne des glaciers rocheux inactifs. Toujours en versant nord, le seuil de 2 600 m correspond à l'apparition des sols structurés de plus grande dimension (décimétrique), ainsi qu'à l'altitude moyenne des glaciers rocheux actifs et des éboulis fluants, c'est-à-dire à la limite inférieure du pergélisol discontinu. Les formes périglaciaires les plus hautes ont été relevées vers 3 100 m (coulées de solifluxion à front pierreux au pic de Campbieil).

La première conclusion est que l'hypothèse proposée en introduction, selon laquelle les Pyrénées centrales françaises abritent un étage périglaciaire à gel saisonnier particu-

lièrement large, est vérifiée. En effet, en tenant compte des altitudes extrêmes, les formes s'étagent sur plus de 1 200 m, ce qui en fait un domaine singulier en Europe. À l'exception d'une partie des Alpes et de certains massifs scandinaves, les étages périglaciaires à gel saisonnier des massifs européens sont moins étendus. Certains de ces massifs sont trop peu élevés en altitude (Monts Ibériques, Monts Cantabriques, Massif Central, Highlands), d'autres sont trop méridionaux (Sierra Nevada, Alpes Maritimes). Dans un second temps, l'association des résultats des chapitres I et III permet la définition de limites morphoclimatiques régionales précises (fig. 7.20). La limite inférieure de l'étage périglaciaire se confond avec l'isotherme annuelle 5°C et se situe à l'altitude où les cycles gel-dégel dans l'air sont parmi les plus nombreux (130 par an en moyenne). La limite inférieure des sols structurés miniatures correspond à peu près à l'isotherme annuelle 2,5°C et à l'isotherme estivale 10°C. Enfin, la limite inférieure du pergélisol discontinu se situe vers l'isotherme annuelle 1°C. Ce climat relativement clément, marquée par une amplitude thermique annuelle faible, fait du périglaciaire pyrénéen un exemple typique de périglaciaire tempéré de moyennes latitudes. Le nombre de degrés-jours de gel et de dégels est assez faible, contrairement aux climats périglaciaires des milieux arctiques continentaux. Par exemple, le nombre de degré-jours de gel par an à 3 200 m dans les Pyrénées est estimé à 1700, alors qu'il peut atteindre 3 000 dans les Alpes, dépasser 4 700 en Mongolie, voire 7 000 au nord du Canada. Ces constatations signifient qu'au sein de l'étage périglaciaire pyrénéen, les températures stagnent régulièrement autour de 0°C et que les extrêmes, négatifs ou positifs, sont relativement faibles (aux lacs d'Ardiden à 2 450 m, 87% des journées sont comprises entre -8°C et 12°C, sur deux années de mesure). Le pergélisol reste ainsi ponctuel et les sols structurés sont pour la plupart « flottants » (c'est-à-dire qu'ils ne concernent que les premiers centimètres du sol) et de dimension inférieure au mètre. Comme nous l'avons néanmoins estimé dans le chapitre I, le gel peut ponctuellement atteindre un mètre de profondeur lorsqu'un déneigement se produit en hiver.

2. Vers une définition des variations spatiales et paléoenvironnementales des formes périglaciaires pyrénéennes

– Les facteurs non climatiques de développement des formes périglaciaires

Si le climat est nécessaire aux dynamiques périglaciaires, il n'est pas suffisant. Le constat selon lequel la répartition des formes pouvait varier fortement entre les versants amène à essayer d'identifier les paramètres favorisant ou défavorisant leur développement.

Nous avons donc tenté de mesurer l'influence de quatre principaux facteurs sur les disparités spatiales de l'étage périglaciaire (exposition, humidité, lithologie, végétation), puis nous avons proposé un essai de hiérarchisation de ces paramètres à l'échelle d'un massif (**chapitre IV**).

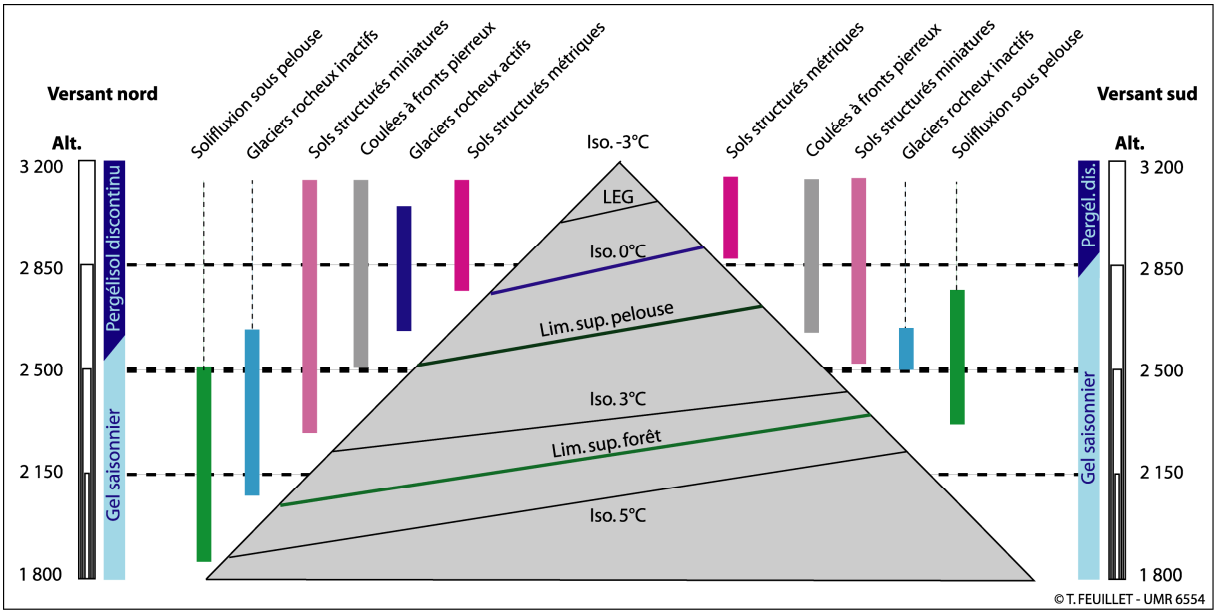


Figure 7.20.
Exemple d'étagements morphoclimatiques dans un massif pyrénéen.

On constate d'abord que chacun des quatre paramètres a une influence plus ou moins importante selon les sites. L'exposition a bien évidemment un rôle de premier ordre, puisqu'elle joue directement sur le climat. Un décalage altitudinal d'environ 200 m pour des formes identiques a été observé entre les adrets et les ubacs. L'humidité est également garante d'un développement accru des dynamiques périglaciaires en favorisant le gonflement cryogénique et explique la forte concentration de formes aux abords des névés, des lacs temporaires et des zones proglaciaires. Il existe là un certain paradoxe, dans la mesure où les sites longuement enneigés sont moins soumis aux alternances gel et dégel. L'humidité importante semble donc compenser le déficit du nombre limité de cycles, en les rendant particulièrement morphogènes. La lithologie et la granulométrie des régolites qui en découlent commandent également en partie la dispersion des formes périglaciaires dans l'espace. Nous concluons à ce propos que les roches d'origine magmatique (granite, granodiorite) sont favorables à l'extension du pergélisol en raison de la structure *openwork* de leur régolite qui facilite la préservation de la glace. C'est pourquoi les glaciers rocheux sont les plus nombreux dans ces lithologies. Les sols structurés se développent en revanche préférentiellement dans

les lithologies productrices d'éléments fins, telles que les calcaires et les grès. Les fines favorisent effectivement le gonflement cryogénique. Enfin, nous avons montré la correspondance altitudinale qui existe entre les limites de végétation et la répartition altitudinale des formes. Cette relation est particulièrement forte entre la distribution des sols structurés et la répartition de la pelouse alpine. En effet, un couvert végétal fermé empêche systématiquement la formation de figurés périglaciaires. La connaissance des paramètres qui contrôlent la limite supérieure de la pelouse alpine est donc primordiale, mais est pourtant peu traitée dans la littérature. En prenant l'exemple du Taillon, nous avons défini trois facteurs limitant le développement de la pelouse continue : un ruissellement actif, une absence de sol et des contraintes géomorphologiques d'origine gravitaire (éboulements, éboulisation).

La seconde étape consistait, à l'aide d'analyses factorielles, à hiérarchiser les facteurs contrôlant la présence ou l'absence des sols structurés dans le massif du Taillon. Le principal résultat de ces analyses montre que c'est la présence de matériaux morainiques récents qui explique le mieux la présence des sols structurés. Ces formations superficielles, riches en fines, sont des hôtes parfaits pour l'extension de ces formes. En outre, leur présence s'accompagne généralement d'un fort effet de domination du relief, d'une humidité importante et d'une absence de couvert végétal fermé. La zone proglaciaire du glacier du Taillon répond particulièrement bien à tous ces critères.

Finalement, il convient de distinguer un étage périglaciaire potentiel, dont les bornes sont définies par des indicateurs uniquement climatiques, d'un étage périglaciaire observé, dont les limites locales dépendent d'un ensemble de paramètres environnementaux. Ainsi, les modelés périglaciaires sont des indicateurs climatiques *et* environnementaux, et doivent être considérés, comme l'indiquait Höllermann (1985), d'un point de vue géoécologique.

– Apport sur les paléoenvironnements périglaciaires pyrénéens

Le **chapitre V** avait pour objectif d'étudier la mobilité des formes périglaciaires en réponse aux évolutions climatiques depuis le Pléistocène supérieur. Si les traces périglaciaires du Pléniglaciaire sont rares, celles du Tardiglaciaire sont plus fréquentes. Nous avons ainsi pu identifier une série de glaciers rocheux datant de phases postérieures à la déglaciation des vallées, mais dont les âges précis sont inconnus. Seules des hypothèses ont pu être émises, à l'aide des connaissances actuelles, encore rares, dont on dispose sur la déglaciation pyrénéenne et une série de travaux réalisés dans les Alpes. D'après la physionomie et les altitudes étagées de ces glaciers rocheux, on a estimé qu'au moins deux générations de genèse se sont succédées entre le Pléniglaciaire et le Tardiglaciaire. La première a pu se mettre en

place rapidement après la déglaciation post-MIS 2 (18-15 ka BP) et la seconde lors de la période froide et sèche du Dryas récent. Nous précisons néanmoins que ces hypothèses ne pourront être vérifiées qu'à l'aide de la datation absolue des formes. On a par ailleurs localisé plusieurs sols structurés dont les dimensions, qui peuvent atteindre 10 mètres de diamètre, nous portent à croire qu'ils datent d'une époque où le climat était nettement plus sévère qu'aujourd'hui. En tenant compte de leur altitude assez élevée et des chronologies paléoclimatiques de référence, nous estimons probable que ces formes se sont développées au Dryas récent ou au début de l'Holocène.

L'étude de formes périglaciaires holocènes a principalement reposé sur la datation au ^{14}C de paléosols situés sous des coulées de solifluxion. La première coulée datée, à Estaubé (1 850 m), indique une période d'activité entre 6 100 et 5 500 ^{14}C BP (Atlantique). Le fait que cela corresponde à une période reconnue chaude peut provenir d'un vieillissement des dates, issu soit de l'incorporation de matière organique ancienne dans le paléosol, soit d'un temps de résidence du carbone particulièrement long. Le second site daté, sur le versant sud du Taillon (2 750 m), indique une date de 4 630 ^{14}C BP, ce qui correspond à une phase fraîche et humide dans les Alpes comme dans les Pyrénées, selon de nombreux auteurs.

Enfin, la dernière partie du chapitre a mis en valeur la mobilité des formes périglaciaires depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, vers 1850. La première étape a consisté à mettre en relation la colonisation des sols structurés et la chronologie de la déglaciation sur deux marges proglaciaires (glacier du Taillon et glacier de Pays Baché). Nous concluons que cette colonisation, parfois très rapide (certains cercles de pierres se sont développés en une dizaine d'années seulement), est paraglaciaire, dans la mesure où elle est davantage commandée par le retrait glaciaire et les conditions favorables qu'il propose, que par l'évolution régionale des températures. Néanmoins, l'augmentation des températures de l'air d'au moins 1°C depuis le PAG a pour conséquence à la fois une conquête périglaciaire de la partie amont des versants et une fossilisation des formes de la partie aval. Ce décalage altitudinal est très difficilement chiffrable, car il varie sur chaque versant en fonction des paramètres non climatiques définis dans le chapitre précédent.

3. Vers une patrimonialisation des paysages périglaciaires pyrénéens

Le dernier objectif de la thèse était de proposer, en collaboration avec le service « Connaissance du patrimoine naturel et culturel » du parc national le plus visité de France, les outils nécessaires à la patrimonialisation des paysages périglaciaires. Cette démarche,

novatrice dans cette région, consiste à vulgariser les résultats obtenus dans les deux premières parties à destination du grand public et repose sur une évaluation préalable des géomorphosites.

– Une première évaluation des géomorphosites du parc national des Pyrénées

30 géomorphosites situés au sein de l'étage périglaciaire du parc national des Pyrénées ont été sélectionnés, puis évalués à l'aide de critères reconnus dans la communauté scientifique internationale (**chapitre VI**). Ces critères reposent sur des valeurs scientifiques (rareté, exemplarité, etc.) et des valeurs additionnelles, qui comprennent elles-mêmes des valeurs d'usage (accessibilité, fragilité, etc.) et des valeurs culturelles (importance religieuse, importance historique, etc.). La classification des géomorphosites a été réalisée à l'aide d'une méthode statistique adaptée (classification ascendante hiérarchique), qui a donné lieu à l'établissement de deux classements : l'un servant d'aide à la décision pour les gestionnaires scientifiques du parc, l'autre à destination des garants de la valorisation touristique des paysages. Cette approche par classification statistique, pour la première fois employée dans un contexte d'évaluation de géomorphosites, est reproductible sur tout autre massif et est ainsi proposée comme modèle méthodologique général.

– Proposition d'outils de vulgarisation variés

Le **chapitre VII** a été l'occasion de présenter trois exemples de panneaux éducatifs réalisés sur des géomorphosites considérés, lors de l'évaluation du chapitre précédent, comme prioritaires du point de vue de la valorisation. Ces trois géomorphosites (épaulement de Saugué, moraines du glacier d'Ossoue et blocs laboureurs de Gavarnie) sont variés en termes d'échelle spatio-temporelle (des modelés kilométriques würmiens aux modelés métriques actuels) et permettent d'aborder des thèmes centraux en géomorphologie des milieux froids, tels que l'impact des changements climatiques sur l'évolution des paysages et les effets des cycles gel-dégel sur la dynamique des versants. Ces panneaux sont destinés à être imprimés, puis installés sur site. L'un d'entre eux, portant sur les blocs laboureurs de Gavarnie, servira de test en étant très prochainement implanté dans un refuge et dans les maisons des vallées du parc national des Pyrénées.

Un site Internet (http://geopyrenees.free.fr/) a également été conçu et présenté dans ce même chapitre. Son objectif est la vulgarisation de l'ensemble des paysages périglaciaires du parc. Fort de ses 9 000 visites en 18 mois, ce site prouve l'importance du web comme moyen de diffusion des connaissances géomorphologiques. Il intègre notamment la description de

trois sentiers didactiques (Néouvielle, Marcadau et Cap de Long). Chaque sentier comprend au moins un géomorphosite et permet à tout randonneur de suivre un parcours adapté à la découverte scientifique des paysages géomorphologiques.

4. Perspectives

La thèse ne pouvait bien entendu pas prétendre à l'exhaustivité, mais elle permet en revanche de définir précisément des perspectives de recherche pour de futures études.

– Approfondissement des connaissances sur le climat périglaciaire pyrénéen

Nous avons la chance de disposer, aux lacs d'Ardiden, d'une station d'enregistrement climatique appartenant à Météo France. En septembre 2009, nous avons pu installer un enregistreur thermique, dont les quatre sondes ont été disposées dans le sol (entre 0 et -15 cm) à proximité de la station. Cette installation nous assure de résultats futurs particulièrement intéressants, puisque nous disposerons alors, à une échelle de temps très fine et à l'altitude de 2 450 m, de la hauteur de neige, des températures de l'air, ainsi que de celles du sol à différentes profondeurs. Une telle base de données, rare en haute montagne, autorisera la modélisation des relations entre ces trois variables, ce qui permettra notamment de mieux cerner l'influence précise de l'épaisseur de la couche de neige sur le régime thermique du sol. En outre, il est prévu d'approfondir la modélisation des températures dans le sol à l'aide du logiciel Alizé-LCPC, en la testant sur de nouvelles séries de données.

– Modéliser la limite supérieure de la pelouse alpine

Les facteurs limitant le développement de la pelouse alpine, dont on sait l'importance sur la répartition des sols structurés (chapitre IV), n'ont été traités ici que visuellement, sans l'aide des statistiques. Une étude intéressante et novatrice consisterait à appliquer des régressions multiples pour déterminer les variables expliquant son altitude. Elle reposerait sur la digitalisation de la limite dans un SIG, puis sa division en points également répartis. L'altitude de chaque point pourrait alors être associée aux variables intégrées dans le SIG (exposition, pente, lithologie, perturbations géomorphologiques, etc.). Cette étude assurerait en outre une continuité dans le domaine de recherche associant la géomorphologie et l'écologie.

– Projets de datation de la déglaciation régionale et des glaciers rocheux

Les Pyrénées centrales françaises souffrent encore aujourd'hui d'une lacune concernant la connaissance des étapes de sa déglaciation. Très peu de datations absolues y ont été réalisées, contrairement aux Pyrénées orientales depuis la thèse récente de Magali Delmas (2009). Étant donné la forte présence des versants granitiques ayant préservé le modelé glaciaire würmien (Néouvielle, Ardiden, Cauterets), des datations au ^{10}Be seraient tout à fait appropriées. En outre, les glaciers rocheux y sont nombreux et peuvent également faire l'objet de datations. La comparaison de ces études parallèles ne pourra que contribuer pleinement à la compréhension des relations complexes liant la déglaciation et la genèse des glaciers rocheux.

– Approfondir la valorisation du patrimoine géomorphologique

Ce travail représente la première étude de valorisation du patrimoine géomorphologique dans le parc national des Pyrénées. Pour le moment, seuls les paysages de l'étage périglaciaire ont été considérés. La richesse et la variété des paysages du parc justifieraient que l'on élargisse les objets visés à toutes les formes ayant trait aux sciences de la terre. En accord avec le parc national, deux perspectives étaient dans un premier temps envisagées, mais n'ont pu être réalisées dans le cadre de la thèse. La première était d'ordre gestionnaire et consistait à créer et à tenir à jour la base de données photographique des paysages du parc à l'aide d'un système d'indexation (IPTC). La seconde était d'intégrer une couche d'information « géomorphosites » au SIG récemment créé par le parc et disponible en ligne (http://carmen.carmencarto.fr/96/PNP16.map). Ces deux perspectives pourront être réalisées dans le cadre du contrat de coopération général qui unit depuis 2008 le laboratoire Géolittomer et le parc national.

BIBLIOGRAPHIE

AGUDO C., SERRANO E., MARTÍNEZ DE PISÓN E., 1989. El glaciar rocoso activo de los Gemelos en el Macizo del Posets (Pirineo Aragonés). *Cuaternario y geomorfología,* 3 : 83–91.

AHNERT F., 1994. Modelling the development of non-periglacial sorted nets. *Catena,* 23 (1-2) : 43-63.

ALLEY R.B., ÁGÚSTSDÓTTIR A.M., 2005. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary science reviews,* 24 : 1123-1149.

ALMEIDA J.A.S., BARBOSA L.M.S., PAIS A.A.C.C., FORMOSINHO S.J., 2007. Improving hierarchical cluster analysis: a new method with outlier detection and automatic clustering. *Chenometrics and intelligent laboratory systems,* 87 : 208-217.

AMBERT M., 2009. Vulgarisation et valorisation du patrimoine géologique et géomorphologique en Languedoc-Roussillon : retour d'expériences. *Bulletin de l'association de géographes français,* 1 : 82-95.

ANDERSON D.G., BLISS L.C., 1998. Association of plant distribution patterns and microenvironments on patterned ground in a polar desert, Devon Island, N.W.T., Canada. *Arctic, antarctic and alpine research,* 30 : 97-107.

ANDRÉ M.F., 1990. Colonisation végétale et géodynamique des versants en milieu polaire océanique (Svalbard, 79° N). *Inter-Nord,* 19 : 415-425.

ANDRÉ M.F., 1994. Rock glaciers in Svalbard. Tentative dating and inferred long-term velocities. *Geografiska Annaler,* 76A (4) : 235-245.

ANDRÉ M.F., 1999. La livrée des paysages polaires : l'arbre qui cache la forêt ? *Géomorphologie : relief, processus, environnement,* 3 : 231-252.

ANDRÉ M.F., 2003. Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions? *Geomorphology,* 52 : 149-164.

ANDRIEU V., HUBSCHMAN J., JALUT G., HÉRAIL G., 1988. Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des

paléolacs : application à l'interprétation du retrait glaciaire. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire,* 34-35 : 55–67.

ANGÉLY A.G., 1967. Anciens glaciers dans l'est des Pyrénées centrales. *Revue géographique des Pyrénées et du sud-ouest,* 38 (1) : 5-28.

ARBELLA M., VILLAR L., 1984. Quelques données floristiques sur deux montagnes des Pyrénées centrales en rapport avec leur dynamique périglaciaire. *Documents d'écologie pyrénéenne,* 3-4 : 147-154.

AUBERT S., BELET J.M., BOUCHETTE A., OTTO T., DEDOUBAT J.J., FONTUGNE M., JALUT G., 2004. Dynamique tardiglaciaire et holocène de la végétation à l'étage montagnard dans les Pyrénées centrales. *CR Biologies,* 327 : 381-388.

AURIOL D., BARDOU C., LAFFORGUE M., MERLO J.P., SOUTADÉ G., 1972. Modelés périglaciaires du massif du Carlit (Pyrénées-Orientales, France). *Bulletin de la société d'histoire naturelle de Toulouse,* 108 : 255-262.

BAIZE D., GIRARD MC. (eds.), 2008. *Référentiel pédologique français*. Association française pour l'étude du sol, Versailles, Éditions Quae, 405 p.

BALLANTYNE C.K., 1996. Formation of miniature sorted patterns by shallow ground freezing: a field experiment. *Permafrost and periglacial processes,* 7 : 409-424.

BALLANTYNE C.K., 2001. Measurement and theory of ploughing boulder movement. *Permafrost and periglacial processes,* 12 : 267-288.

BALLANTYNE C.K., HARRIS C. 1994. *The periglaciation of Great Britain*. Cambridge University Press, 330 p.

BALLANTYNE C.K., MATTHEWS J.A., 1982. The development of sorted circles on recently-deglaciated terrain, Jotunheimen, Norway. *Arctic and alpine research,* 14 : 341-354.

BALLANTYNE C.K., MATTHEWS J.A., 1983. Desiccation cracking and sorted polygonal development, Jotunheimen, Norway. *Arctic and alpine research,* 15 : 339-349.

BARRÈRE P., 1952a. Évolution mécanique et nivation sur les versants calcaires de la haute montagne Pyrénéenne. *Pirineos,* 24 : 201-211.

BARRÈRE P., 1952b. Le relief des massifs granitiques du Néouvielle, de Cauterets et de Panticosa. *Revue géographique des Pyrénées et du sud-ouest,* 23 : 69-98.

BARRÈRE P., 1953. Équilibre glaciaire actuel et quaternaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales. *Revue géographique des Pyrénées et du sud-ouest,* 24 (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 : 516-526.

BARRÈRE P., 1993. Quaternaire. *In* Mirouse et Barrère (eds.) : 57-65.

BARRÈRE P., 1995. Terrains sédimentaires - Quaternaire. *In* Ternet *et al*. (eds.) : 59-69.

BARRÈRE P., 1999. Formations superficielles - Quaternaire. *In* Majesté-Menjoulàs *et al*. (eds.) : 60-82.

BARRÈRE P., CAZENAVE-CAPLANE F., FAYET M.C., POUYLLAU D., POUYLLAU M., REAUD G., RODES M., 1975. L'action morphologique des englacements dans la haute chaine pyrénéenne. *Actes du 96e congrès national des sociétés savantes*, Toulouse, 1971, Paris, BN.

BARSCH D., 1978. Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. *Third International Conference on Permafrost*, Ottawa, Canada, 349-353.

BARSCH D., 1988. Rockglaciers. *In* CLARK M.J. (ed.) : 69-87.

BARSCH D., 1992. Permafrost creep and rockglaciers. *Permafrost and periglacial processes*, 3 : 175-188.

BARSCH D., 1996. *Rockglaciers. Indicators for the present and former geoecology in high mountain environments*. Berlin, Springer, 319 p.

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.

BÉGUIN C., PROGIN SONNEY M., VONLANTHEN M., 2006. La végétation des sols polygonaux aux étages alpin supérieur et subnival en Valais (Alpes centro-occidentales, Suisse). *Botanica helvetica*, 116 : 41-54.

BELTRAMI H. 2001. On the relationship between ground temperature histories and meteorological records: a report on the Pomquet station. *Global and planetary change*, 29 : 327–348

BELTRANDO G, CHÉMERY L., 1995. *Dictionnaire du climat*. Paris, Larousse, 344 p.

BENEDICT J.B., 1970. Downslope soil movement in a Colorado alpine region: rates, processes, and climatic significance. *Arctic and Alpine research*, 2 : 165–226.

BENEDICT J.B., 1976. Frost creep and gelifluction features: A review. *Quaternary research*, 6 (1) : 55-76.

BENNINGHOFF W.S., 1952. Interaction of vegetation and soil frost phenomena. *Arctic*, 5 : 34-44.

BENZÉCRI J.P., 1980. *L'analyse des données. Tome 2 : L'analyse des correspondances*. Paris, Dunod.

BÉRALDI H., 1898. *Cent ans aux Pyrénées*. Tome 1, réédité en 2001. Pau, Librairie des Pyrénées et de Gascogne, 247 p.

BERTHLING I., ETZEMÜLLER B., ISAKSEN K., SOLLID J.L., 2000. Rock glaciers on Prince Karls Forland. II : GPR soundings and the development of internal structures. *Permafrost and periglacial processes*, 11 : 357-369.

BERTHLING I, EIKEN T, MADSEN H, SOLLID J.L. 2001. Downslope displacement rates of ploughing boulders in a mid-alpine environment, Finse, southern Norway. *Geografiska Annaler*, 83A(3) : 103-116.

BERTRAN P. (éd.), 2004. Dépôts de pente continentaux : dynamique et faciès. *Quaternaire*, Hors-série 1, 240 p.

BERTRAN P., ALLENET G., GÉ T., NAUGHTON F., POIRIÉ P., SANCHEZ GOÑA M.F., 2009. Coversand and Pleistocene palaeosols in the Landes region, southwestern France. *Journal of quaternary science*, 24 (3) : 259-269.

BERTRAN P., BEAUVAL C., BOULOGNE S., BRENET M., CHZRAVZEZ J., CLAUD E., COSTAMAGNO S., LAROULANDIE V., LENOBLE A., MALAURENT P., MALLYE JB., SIN P., TEXIER J.P., 2006. *Gavarnie. Dynamique des abris sous roche et des proches de grottes en contexte périglaciaire. Études taphonomiques*. Rapport d'activité 2006, 53 p.

BERTRAN P., BEAUVAL C., BOULOGNE S., BRENET M., CHZRAVZEZ J., CLAUD E., COSTAMAGNO S., LAROULANDIE V., LENOBLE A., MALAURENT P., MALLYE JB., SIN P., TEXIER J.P., 2007. *Gavarnie. Dynamique des abris sous roche et des proches de grottes en contexte périglaciaire. Études taphonomiques*. Rapport d'activité 2007, 15 p.

BERTRAN P., COUTARD J.P., 2004. Solifluxion. *In* BERTRAN P. (éd.) : 84-109.

BERTRAN P., FABRE R., 2005. Pleistocene cryostructures and landslide at Petit-Bost (southwestern France, 45°N). *Geomorphology*, 71 : 344-356.

BERTRAN P., FRANCOU B., TEXIER J.P., 1995. Stratified slope deposits: the stone banked sheets and lobes model. *In* SLAYMAKER O. (ed.) : 147-169.

BERTRAN P., KLARIC L., LENOBLE A., MASSON B., VALLIN L., 2010. The impact of periglacial processes on Palaeolithic sites: The case of sorted patterned grounds. *Quaternary international*, 214 (1-2) : 17-29.

BESKOW G., 1947. *Soil freezing and frost heaving with special application to roads and railroads*. NW University, Technological institute, Evanston, 242 p.

BIXEL F., CLIN M., TIHAY J.P., 1985. *Notice de la carte géologique du pic du Midi d'Ossau et du haut bassin du rio Gallego*. Parc National des Pyrénées.

BLOT J., 1985. Contribution à l'inventaire des vestiges protohistoriques en vallée de Cauterets. *Archéologie des Pyrénées occidentales*, 5 : 121-134.

BODIN X., 2007. *Géodynamique du pergélisol de montagne : fonctionnement, distribution et evolution récente. L'exemple du massif du Combeynot (Hautes Alpes)*. Thèse, Université Paris Diderot – Paris VII, 274 p.

BOISSON G., 1959. Pic Aillary – Lac d'Arlet. *Pyrénées*, 38.

BORDONAU J., 1992. *Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als pirineus*. Geoforma édiciones, Logroño, 251 p.

BOUCAU H., 1922. Les glaciers des Pyrénées occidentales, d'après M. Ludovic Gaurier. *Revue de géographie alpine*, 10 (4) : 635-648.

BOUILLÉ R., 1886. Le Pic du Midi ou d'Ossau (2885 m). Sa faune, sa flore. Quelle action orogénique a présidé à sa formation. *Annuaire du CAF* : 152-178.

BOYÉ M., 1952. Gélivation et cryoturbation dans le massif du Mont-Perdu (Pyrénées centrales). *Pirineos*, 23 : 5-30.

BRANDT O., LANGLEY K., KOHLER J., HAMRAN S.E., 2007. Detection of buried ice and sediment layers in permafrost using multi-frequency Ground Penetrating Radar: A case examination on Svalbard. *Remote sensing of environment*, 111 : 212-227.

BRENNING A., TROMBOTTO D., 2006. Logistic regression modelling of rock glacier and glacier distribution: topographic and climatic controls in the semi-arid Andes. *Geomorphology*, 81 (1-2) : 141-154.

BRITOW C.S., JOL H.M. (eds.), 2003. *Ground Penetrating Radar in sediment*. Geological Society, London, Special publications, 211, 330 p.

BROEKER W.S., KULP J.L., TUCEK C.S., 1956. Lamont natural radiocarbon measurements III. *Science*, 124 : 154.

BROSCHE K.U., 1971. Beobachtungen an rezenten Periglazialerscheinungen in einigen Hochgebirgen der Iberischen Halbinsel. *Die Erde*, 102 : 34-52.

BROSCHE K.U., 1978. Formas actuales y límitas inferiores periglaciares en la Península Ibérica. *Estudios geográficos*, 151 : 131-162.

BRUSCHI V.M., CENDRERO A., 2005. Geosite evaluation; can we measure intangible values? *Il Quaternario*, 18 (1) : 291-306.

BRUSCHI V.M., CENDRERO A., 2009. Direct and parametric methods for the assessment of geosites and geomorphosites. *In* REYNARD E. *et al*. (eds.) : 73-88.

BÜCHER A., DESSENS J., 1991. Secular trend of surface temperature at an elevated observatory in the Pyrenees. *Journal of climate*, 4 : 859-868.

CAILLEUX A., HUPÉ P., 1947. Présence de sols polygonaux et striés dans les Pyrénées françaises. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences*, 225 : 1353-1355.

CALVET M., 1996. *Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne* : *les Pyrénées orientales.* Thèse d'État, document du BRGM, 255, 3 t., 1 177 p.

CALVET M., 2004. The Quaternary glaciation of the Pyrenees. *In* EHLERS J., GIBBARD P. (eds.) : 119-128.

CANÉROT J., COLIN JP., PLATEL JP., BILOTTE M. (eds.) 2008. *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*. Biarritz, Atlantica, 331 p.

CANNONE N., GERDOL R., 2003. Vegetation as an ecological indicator of surface instability in rock glaciers. *Arctic, antarctic and alpine research*, 35 : 384-390.

CANNONE N., GUGLIELMIN M., GERDOL R., 2004. Relationships between vegetation patterns and periglacial landforms in northwestern Svalbard. *Polar biology*, 27 : 562-571.

CARTON A., CORATZA P., MARCHETTI M., 2005. Guidelines for geomorphological sites mapping: examples from Italy. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 3 : 209-218.

CASTILLO-RODRÍGUEZ M., LÓPEZ-BLANCO J., PALACIOS D., 2007. Multivariate analysis of the location of rock glaciers and environmental implications in a tropical volcano: La Malinche (Central Mexico). *Zeitschrift für Geomorphologie NF*, 51 (2) : 39-54.

CAVAILLÈS A., 1923. La haute vallée du Gave de Pau : action glaciaire, irrigation et élevage. *Annales de géographie*, 32 (180) : 520-525.

CAYLA N., 2009. *Le patrimoine géologique de l'arc alpin. De la médiation scientifique à la valorisation géotouristique*. Thèse, Université de Savoie, 309 p.

CAZENAVE-PIARROT F., TIHAY J.P., 1983. Éboulis, formations morainiques et glaciers rocheux dans le massif de l'Ardiden. *Éboulis et environnement géographique passé et actuel*, Paris, Publication du centre de géographie physique : 121-132.

CAZENAVE-PIARROT F., TIHAY J.P., 1986. *Glaciers rocheux dans les Pyrénées centrales et occidentales*. Communication à la Société Hydrotechnique de France (section Glaciologie), Paris, 8 p.

CHARDON M., 1984. Montagne et haute montagne alpine, critères et limites morphologiques remarquables en haute montagne. *Revue de géographie alpine*, 72 : 213-224.

CHARDON M., 1989. Essai d'approche de la spécificité des milieux de la montagne alpine. *Revue de géographie alpine*, 76 : 15-28.

CHOLER P., 2002. *La distribution des pelouses alpines à Carex curvula (s.l.) en Europe : essai de biogéographie fonctionnelle et évolutive.* Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble, 197 p.

CHUECA J., 1992. A statistical analysis of the spatial distribution of rock glaciers, Spanish central Pyrenees. *Permafrost and periglacial processes*, 3 : 261-265.

CHUECA J., JULIÁN A., 1995. Cuantificación de movimientos en masa lentos en medios de montaña : Pirineo central. *Lurralde*, 18 : 173-196.

CHUECA J., JULIÁN A., 2004. Determinación de la existencia de permafrost en la Sierra de Telera (Pirineo central español) a partir de sondeos eléctricos verticales y mediciones BTS. *Boletín de la real sociedad española de historia natural*, 99(1-4) : 65-74.

CHUECA J., JULIÁN A., 2005. Movement of Besiberris rock glacier, central Pyrenees, Spain : Data from a 10-year geodetic survey. *Arctic, Antarctic, and Alpine research*, 37(2) : 163-170.

CHUECA J., JULIÁN A., LAMPRE F., 1992. Measurement of surficial dynamics in Besiberris active rock glacier. *Lurralde*, 15 : 45–50.

CHUECA J., JULIÁN A., SAZ M.A., CREUS 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., SLAYMAKER O. (eds.), 1985. *Field and theory: lectures in Geocryology*. Vancouver, University of British Columbia Press, 213 p.

CLARK M.J. (ed.), 1988. *Advances in periglacial geomorphology*. Chichester, John Wiley & Sons, 481 p.

CLARK H.C., STEIG E.J., POTTER N.J.R., GILLESPIE A.R., 1998. Genetic variability of rock glaciers. *Geografiska Annaler*, 80A : 175-182.

CORATZA P., GIUSTI C., 2005. Methodological proposal for the assessment of the scientific quality of geomorphosites. *Il Quaternario*, 18 (1) : 307-313.

COSSART E., FORT M., BOURLES D., CARCAILLET J., PERRIER R., SIAME L., BRAUCHER R., 2010. Climatic significance of glacier retreat and rockglaciers re-assessed in the light of cosmogenic dating weathering rind thickness in Clarée valley (Briançonnais, French Alps). *Catena*, 80 : 204-219.

COUTARD J.P., GABERT P., OZOUF J.X., 1988. Étude du processus de cryoreptation en divers sites la Haute-Ubaye (Alpes du sud). *Bulletin du centre de géomorphologie de Caen,* 34 : 9-28.

CREUS J., GARCIA-RUIZ J.M., 1977. Observaciones sobre solifluxión en el Alto valle del río Gállego. *Actas II Reun. Nac. GET C. Jaca*, Madrid : 57-64.

DAVIS B.A.S., BREWERB S., STEVENSONA A.C., GUIOTC J., 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary science reviews*, 22 : 1701-1716.

DAVIS P.T., MENOUNOS B., OSBORN G., 2009. Holocene and latest Pleistocene alpine glacier fluctuations: a global perspective. *Quaternary science reviews*, 28 : 2021-2033.

DE BEAULIEU J.L., JORDA M., 1977. Tardiglaciaire et Postglaciaire des Alpes-de-Haute-Provence. Le glaciaire de la Blanche, Trois Évêchés. *Bulletin de l'association française pour l'étude du Quaternaire*, 14 (3) : 3-15.

DE WAELE J., MELIS M.T. 2008. Geomorphology and geomorphological heritage of the Ifrane-Azrou region (Middle Atlas, Morocco). *Environmental geology*, 55 : 587-599.

DEFOSSÉ G.E., BERTILLER M.B., ROBBERECHT R., 1997. Effects of topography, soil moisture, wind and grazing on Festuca seedlings in a Patagonian grassland. *Journal of vegetation science*, 8 (5) : 677-684.

DEGENHARDT J.J., GIARDINO J.R., JUNCK M.B., 2003. GPR survey of a lobate rock glacier in Yankee Boy Basin, Colorado, USA. *In* BRITOW C.S., JOL H.M. (eds.) : 167-179.

DEGENHARDT J.J., 2009. Development of tongue-shaped and multilobate rock glaciers in alpine environments – Interpretations from ground penetrating radar surveys. *Geomorphology,* 109 (3-4) : 94-107.

DEL BARRIO G., 1990. El régimen térmico estacional en alta montaña. *In* GARCÍA RUIZ J.M. (ed.) : 115-143.

DEL BARRIO G., CREUS J., PUIGDEFÁBREGAS J., 1990. Thermal seasonality on the high mountain belts of the Pyrenees. *Mountain research and development,* 130 : 227-233.

DELALOYE R., LAMBIEL C., REYNARD E., LUGON R., 2003. Réponse du pergélisol à l'avancée glaciaire du Petit Âge Glaciaire : quelques exemples alpins et pyrénéens. *Environnements périglaciaires*, 10 : 46-65.

DELIBRIAS G., 1979. Problèmes liés à la datation des sols fossiles par le carbone 14. *Bulletin de l'association française pour l'étude du Quaternaire,* 16 (1-2) : 35-42.

DELINE P., 1998. L'étagement morphodynamique de la haute montagne alpine : l'exemple du Val Veny (val d'Aoste, Italie). *Revue de géographie alpine*, 3 : 27-35.

DELMAS M., 2005**.** La déglaciation dans le massif du Carlit (Pyrénées orientales) : approches géomorphologique et géochronologique nouvelles. *Quaternaire,* 16 : 45-55.

DELMAS M., 2009. *Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées*. Thèse, Université de Paris I - Panthéon-Sorbonne, 529 p.

DELMAS M., GUNNELL Y., BRAUCHER R., CALVET M., BOURLÈS D., 2008. Exposure age chronology of the last glacial cycle in the eastern Pyrenees. *Quaternary research,* 69 : 231-241.

DEMANGEOT J., 1941. Contribution à l'étude de quelques formes de nivation. *Revue de géographie alpine,* 29 (2) : 337-352.

DESSENS J., BÜCHER A., 1995. Changes in minimum and maximum temperatures at the Pic du Midi in relation with humidity and cloudiness, 1882-1984. *Atmospheric research*, 37 : 147-162.

DIXON J.C., ABRAHAMS A.D. (eds.), 1992. *Periglacial Geomorphology*. Chichester, John Wiley & Sons, 394 p.

DUREAU DE LA MALLE A., 1808. *Les Pyrénées, poème, précédé d'un voyage à Vignemale et d'une description des vallées d'Azun, de Cauterets et de Lutour*. Paris, Guiguet et Michaud, 126 p.

EHLERS J., GIBBARD P. (eds.), 2004. *Quaternary glaciations - Extent and chronology, part I : Europe.* Oxford, Elsevier, 488 p.

ELLIS S., 1979. Radiocarbon dating evidence for the initiation of solifluction ca. 5500 yr B.P. at Oksindan, north Norway. *Geografiska Annaler*, 61A : 29-33.

ENQUIST F., 1916. Der Einfluss des Windes auf die Verteilung der Gletscher. *Bulletin of the geological institute of the University of Uppsala*, 14 : 1-108.

ESCOFIER B., PAGÈS J., 2008. *Analyses factorielles simples et multiples, objectifs, méthodes et interprétation*. Paris, Dunod, 318 p.

ETLICHER B., 1986. *Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais : régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline*. Thèse d'État, Études foreziennes, Saint Étienne, 687 p.

ÉVIN M., 1985. Contribution à l'étude de la macrofissuration dans les parois situées à l'amont des glaciers rocheux des Alpes du sud (France, Italie). *Revue de géomorphologie dynamique,* 34 (1) : 17-30.

ÉVIN M., 1987. Lithology and fracturing control of rock glaciers in southwestern Alps of France and Italy. *In* GIARDINO J.R. *et al*. (eds.) : 83-106.

ÉVIN M., 1988. Répartition, morphologie et structure interne des glaciers rocheux des Alpes du sud en fonction de la lithologie et de la fracturation. *Bulletin du centre de géomorphologie de Caen*, 34 : 137-158.

EYDOUX D., MAURY L., 1907. Les glaciers orientaux du Pic Long (Pyrénées centrales). *La Géographie*, 16 (1) : 1-18.

FABRE D., GARCIA F., ÉVIN M., MARTÍNEZ R., SERRANO, E., ASSIER, A., SMIRAGLIA, C., 1995. Structure interne du glacier rocheux actif de las Argualas (Pyrénées aragonaises, Espagne). *La Houille Blanche*, 5-6 : 144– 147.

FEUILLET T., 2004. *Critères de définition de la limite inférieure de l'étage périglaciaire en Haute Tarentaise (Tignes – Savoie)*. Mémoire de maîtrise, Université de Nantes, 82 p.

FEUILLET T., 2009. L'évolution des températures à Nantes entre 1946 et 2000. Analyses statistiques des ruptures de tendance et interprétations. *Cahiers nantais*, 2 : 19-25.

FEUILLET T., (en révision). Statistical analyses of active patterned ground occurrence in the Taillon Massif (Pyrénées, France/Spain). *Permafrost and periglacial processes*.

FEUILLET T., PORTAL C., 2008. Les glaciers rocheux des Pyrénées centrales : un patrimoine naturel à découvrir. *Pyrénées*, 235 : 267-280.

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.

FEUILLET T., SÉNÉCHAL G., ROUSSET D., 2010. Contribution à l'étude de la structure interne d'un glacier rocheux dans les Pyrénées françaises : apport du radar géologique. *Actes de la journée des jeunes géomorphologues*, mars 2009, PUR (sous presse).

FEUILLET T., SOURP É., (accepté). Geomorphological heritage of the Pyrenees National Park (France): assessment, clustering and promotion of geomorphosites. *Geoheritage*.

FLURIN R., 2006. *Histoire de Cauterets : des origines à nos jours*. Nonette, Éditions Créer, 648 p.

FÖHN P.M.B., 1980. Snow transport over mountain crests. *Journal of glaciology*, 26 (94) : 469-480.

FORT M., 1993. *Étude géomorphologique d'une chaîne de collision intracontinentale (Himalaya du Népal, Transversale des Annapurnas)*. Thèse d'État, Université Paris VII, 702 p.

FRANCOU B., 1989. Régime thermique des sols et rôle du gel 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., BERTRAN P., 1997. A multivariate analysis of clast displacement rates on stone-banked sheets, Cordillera Real, Bolivia. *Permafrost and periglacial processes*, 8 : 371-382.

FRANCOU B., HÉTU B., 1989. Éboulis et autres formations de pente hétérométriques. Contribution à une terminologie géomorphologique. *Environnements périglaciaires,* 14 : 11-69.

FRANCOU B., LE MÉHAUTÉ N., JOMELLI V., 2001. Factors controlling spacing distances of sorted stripes in a low-latitude, alpine environment (Cordillera Real, 16°S, Bolivia). *Permafrost and periglacial processes*, 12 (4) : 367-377.

FRENCH H.M. 2007. *The periglacial environment*. Chichester, John Wiley & Sons, third edition, 458 p.

FRIEDEL H., 1956. Die Alpine Vegetation des obersten Mölltales (Hohe Tauern). Erläuterung zur Vegetation der Umgebung der Pasterze (Großglockner). *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte*, 16 : 1-153.

FRÖDIN J., 1924. Les associations végétales des hauts pâturages pyrénéens. Étude sur leurs affinités et sur leurs rapports avec les mouvements du sol dans les Pyrénées. *Bulletin de la société d'histoire naturelle de Toulouse*, 52 : 21-53.

FUKUI K., SONE T., STRELIN J.A., TORIELLI C.A., MORI J., 2007. Ground penetrating radar sounding on an active rock glacier on James Ross Island, Antarctic Peninsula region. *Polish polar research*, 28 (1) : 13-22.

FURRER G., BACHMANN F., FITZE P., 1971. Erdströme als Formelemente von Solifluktiondecken im Raum Munt Chavagl/Munt Buffalora (Schweizerischer Nationalpark). *Ergeb. Wiss. Unters. Schweiz. Nationalpark,* 65 : 189-269.

GALIBERT G., 1965. *La haute montagne alpine : l'évolution actuelle des formes dans les hauts massifs des Alpes et dans certains reliefs de comparaison (à l'exclusion des montagnes désertiques)*. Thèse de doctorat, Université de Toulouse, 405 p.

GAMPER M.W., 1981. Heutige Solifluktionsbeträge von Erdströmen und klimamorphologische Interpretation fossiler Böden. Ergeb. Wiss. Unters. Schweiz. Nationalpark, 79 : 355-443.

GAMPER M.W., 1983. Controls and rates of movement of solifluction lobes in the eastern Swiss Alps. *Proc. 4th Int. Conf. Permafrost*, Fairbanks, Alaska. Natl. Acad. Sci., Washington, DC : 433–438.

GANGLOFF P., HÉTU B., COURCHESNE F., RICHARD P., 1994. Présence d'un pergélisol würmien sur le piémont des Pyrénées Atlantiques. *Géographie physique et Quaternaire*, 48 (2) : 169-178.

GARCÍA RUIZ J.M. (ed.), 1990. *Geoecológica de las áreas de montaña*. Logroño, Geoformo, 337 p.

GARCIA-RUIZ J.M., ALVERA B., DEL BARRIO G., PUIGDEFABREGAS J., 1990. Geomorphic processes above timberline in the Spanish Pyrenees. *Mountain research and development*, 10 (3) : 201-214.

GARCIA-RUIZ J.M., MARTI BONO C., 2001. *Mapa geomorfológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido*. Madrid, Organismo Autónomo de Parques Nacionales.

GARCÍA-RUIZ J.M., PUIGDEFÁBREGAS J., CREUS J., 1985. *Los recursos hídricos superficiales del Alto Aragón*. Instituto de Estudios Aragoneses, Huesca, 224 p.

GARCÍA-RUIZ J.M., VALERO-GARCES B.L., MARTI BONO C., GONZALEZ-SAMPERIZ P., 2003. Asynchroneity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of quaternary science,* 18 (1) : 61-72.

GAUQUELIN T., 1982. *Végétation et dynamique des formations superficielles sur les montagnes du bassin occidental de la Méditerranée*. Thèse 3e cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, 149 p.

GAURIER L., 1921. *Études glaciaires dans les Pyrénées françaises et espagnoles de 1900 à 1909*. Pau, Garet-Haristoy, 363 p.

.

GELLATLY A.F., GROVE JM., BÜCHER A., LATHAM R., WHALLEY W.B., 1995. Recent historical fluctuations of the glacier du Taillon, Pyrénées. *Physical geography*, 15 (5) : 399-413.

GELLATLY A.F., GROVE JM., SWITSUR V.R., 1992. Mid-Holocene glacial activity in the Pyrenees. *The Holocene*, 2 (3) : 266-270.

GELLATLY A.F., PARKINSON R.J., 1991. Soil formation on Holocene moraines in the cirque de Troumouse, Pyrenees. *Pirineos*, 138 : 69-82.

GIARDINO J.R., SCHRODER J.F., VITEK J.D. (eds.), 1987. *Rock glaciers*. London, Allen and Unwin, 335 p.

GILLEPSI A., MOLNAR P., 1995. Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. *Reviews of geophysics*, 33 : 311-364.

GOLDTHWAIT R.P., 1976. Frost sorted patterned ground: a review. *Quaternary research*, 6 : 27-35.

GÓMEZ DE LLARENA J., 1936. Algunos datos sobre el glaciar actual del Monte Perdido (Pirineos). *Boletín de la real sociedad española de historica natural*, 36 : 327-343.

GÓMEZ ORTIZ A., SERRAT D., 1977. Las formaciones geométricas periglaciares de los altos niveles del Pirineo Oriental. *V Coloquio de Geografía.* Granada, AGE-Universidad de Granada : 75-81.

GONZÀLES MARTIN J.A., 1986. Rasgos generales del periglaciarismo de la Península Ibérica y áreas insulares. Iv y V. Dominio pirenaico y dominio subtropical de las islas Canarias. *Munibe*, 38 : 133-154.

GONZÁLES TRUEBA J.J., 2006. *El macizo central de los picos de Europa : geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica*. Thèse, Universidad de Cantabria, Departamento de Geografía, 820 p.

GONZÁLES TRUEBA J.J., MARTÍN MORENO R., SERRANO E., 2007. El glaciarismo de la Pequeña Edad del Hielo en las Montañas Ibéricas. Síntesis y estado actual de conocimiento. *Rev. C & G.*, 21 (1-2) : 57-86.

GONZÁLES TRUEBA J.J., MARTÍN MORENO R., MARTÍNEZ DE PISÓN E., SERRANO E., 2008. 'Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene*, 18 (4) : 551-568.

GOODRICH L.E. 1982. The influence of snow cover on the ground thermal regime. *Canadian geotechnical journal*, 19 : 421–432.

GORBUNOV AP., 1991. Ploughing blocks of the Tien Shan. *Permafrost and periglacial processes*, 2: 237–243.

GOTTARDI F., 2009. *Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne. Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement.*

Application aux grands massifs montagneux français. Thèse, Institut polytechnique de Grenoble, 262 p.

GRAB S., 2000. Stone-banked lobes and environmental implications, High Drakensberg, Southern Africa. *Permafrost and periglacial processes*, 11 : 177-187.

GRANDGIRARD V. 1999. L'évaluation des géotopes. *Geologia Insubrica*, 4 : 59-66.

GREENACRE M., 1984. *Theory and applications of correspondence analysis*. London, Academic Press, 364 p.

GROVE JM., 1988. *The Little Ice Age*. London, Methuen, 498 p.

GROVE JM., GELLATLY A.F., 1995. Little Ice Age glaciers fluctuations in the Pyrénées. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 31 : 199-206.

GROVE JM., GELLATLY A.F., 1997. Glacier fluctuations in the Pyrenees in the Little Ice Age and Mid-Holocene. *Paläoklimaforschung*, 24 : 67-83.

GUILLIEN Y., MARCELIN P., RONDEAU A., 1951. Le modelé cryo-nival autour de Nîmes et d'Avignon. *Bulletin de l'association française pour l'étude du Quaternaire*, 2 (3-4) : 185-187.

GUTIERREZ ELORZA M., PEÑA MONNE J.L., 1981. Los glaciares rocosos y el modelado acompañante en el área de la Bonaigua (Pirineo de Lérida). *Boletín geológico y minero*, 92 (2) : 101-110.

HAAS J.N., RICHOZ I., TINNER W., WICK L., 1998. Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps. *The Holocene*, 8 (3) : 301-309.

HAEBERLI W., 1973. Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9 : 221-227.

HAEBERLI W., 1979. Holocene push-moraines in alpine permafrost. *Geografiska Annaler* 61A (1-2) : 43-48.

HAEBERLI W., 1990. Glaciers and permafrost signals of 20th-century warming. *Annals of glaciology*, 14 : 99-101.

HAEBERLI 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.

HAEBERLI W., VONDER MÜHLL D. 1996. On the characteristics and possible origin of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 104 : 43-57.

HAMELIN L.E., CLIBBON P., 1962. Vocabulaire périglaciaire bilingue. *Cahiers de géographie du Québec*, 6 (12) : 201-226.

HAMILTON L., 1988. The development, age and present status of a rock glacier in the Posets Massif, Spanish Pyrenees. *Pirineos,* 131 : 43–56.

HARRIS S.A., 1981a. Distribution of active glaciers and rock glaciers compared to the distribution of permafrost landforms, based on freezing and thawing indices. *Canadian journal of earth sciences*, 18 : 376-381.

HARRIS S.A., 1981b. Climatic relationships of permafrost zones in areas of low winter snow-cover. *Biuletyn peryglacjalny*, 28 : 227-240.

HARRIS S.A., 1982. Distribution of zonal permafrost landforms with freezing and thawing indices. *Biuletyn peryglacjalny*, 29 : 163-182.

HARRISON S., MACKLIN M.G., 1991. Form and size characteristics of clasts on stone-banked solifluction lobes, Okstindan, North Norway. *Norsk geografisk tidsskrift*, 45 : 155-160.

HASTENRATH S., 1960. Klimatische Voraussetzungen und großräumige Verteilung der Froststrukturböden. *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF (4) : 69-73.

HAUGLAND J.E., 2004. Formation of patterned ground and fine-scale development within two late Holocene glacial chronosequences: Jotunheimen, Norway. *Geomorphology*, 61 (3-4) : 287-301.

HAUGLAND J.E., 2006. Short-term periglacial processes, vegetation succession and soil development within sorted patterned ground: Jotunheimen, Norway. *Arctic, antarctic, and alpine research*, 38 (1) : 82-89.

HAUGLAND J.E., BEATTY S.W., 2005. Vegetation establishment, succession and microsite frost disturbance on glacier forelands within patterned ground chronosequences. *Journal of biogeography*, 32 : 145-153.

HAUGLAND J.E., OWEN B.S., 2005. Temporal and spatial variability of soil pH in patterned-ground chronosequences: Jotunheimen, Norway. *Physical geography*, 26 (4) : 299-312.

HÉTU B., 2004. Talus d'éboulis : environnement et histoire. *In* Bertran (2004) : 199-216.

HJORT J., LUOTO M., 2007. Can abundance of geomorphological features be predicted using presence-absence data? *Earth surface processes and landforms*, 33 (5) : 741-750.

HJORT J., LUOTO M., 2009. Interaction of geomorphic and ecologic features across altitudinal zones in a subarctic landscape. *Geomorphology*, 112 (3-4) : 324-333.

HJORT J., MARMION M., 2009. Periglacial distribution modelling with a boosting method. *Permafrost and periglacial processes*, 20 : 15-25.

HJORT J., LUOTO M., SEPPÄLÄ M., 2007. Landscape scale determinants of periglacial features in subarctic Finland: a grid-based modelling approach. *Permafrost and periglacial processes*, 18 : 115-127.

HÖLLERMANN P.W., 1967. Zur Verbreitung rezenter periglazialer Kleinformen in den Pyrenäen und Ostalpen. *Göttinger Geographische Abhandlungen,* 40 : 198 p.

HÖLLERMANN P.W., 1968. Die rezenten Gletscher der Pyrenäen. *Geographica Helvetica,* 23 (4) : 157-168.

HÖLLERMANN P.W., 1985. The periglacial belt of mid-latitude mountains from a geoecological point of view. *Erdkunde,* 39 : 259-270.

HUC S., 2008. Mobilité des éboulis supraforestiers des Pyrénées orientales (France) : morphodynamique et marqueurs biologiques. *Géomorphologie : relief, processus, environnement,* 2 : 99-112.

HUMLUM O., 1982. Rock glaciers in Northern Spitsbergen. *Journal of geology,* 90 : 214-218.

HUPÉ P., 1961. À propos des sols polygonaux et striés des Pyrénées. *Compte rendu sommaire des séances de la société géologique de France,* 3 : 228-229.

ISAKSEN K., ØDEGÅRD S.R., EIKEN T., SOLLID J.L., 2000. Composition, flow and development of two tongue-shaped rock glaciers in the permafrost of Svalbard. *Permafrost and periglacial processes,* 11 : 241–257.

IVY-OCHS S., KERSCHNER H., MAISCH M., CHRISTL M., KUBIK P.W., SCHLÜCHTER C., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary science reviews,* 28 : 2137-2149.

JAESCHE P., VEIT H., HUWE B., 2003. Snow cover and soil moisture controls on solifluction in an area of seasonal frost, Eastern Alps. *Permafrost and periglacial processes,* 14 : 399-410.

JALUT G., ANDRIEU V., DELIBRIAS G., FONTUGNE M., PAGÈS P., 1988. Palaeoenvironment of the valley of Ossau (Western French Pyrenees) during the last 27,000 years. *Pollens et spores,* 30 : 357-394.

JALUT G., TURU I MICHELS V., 2008. Le dernier glaciaire-interglaciaire dans les Pyrénées : englacement, climat, végétation. *In* CANÉROT J. *et al*. (eds.) : 145-161.

JOERIN U.E., STOCKER T.F., SCHÜCHTER C., 2006. Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene,* 16 (5) : 697-704.

JOERIN U.E., NICOLUSSI K., FISCHER A., STOCKER T.F., SCHLÜCHTER C., 2008. Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierva Glacier, Eastern Swiss Alps. *Quaternary science reviews,* 27 : 337-350.

JOHNSEN S.J., DAHL-JENSEN D., GUNDESTRUP N., STEFFENSEN J.P., CLAUSEN H.B., MILLER H., MASSON-DELMOTTE V., SVEINBJÖRNSDOTTIR A.E., WHITE J., 2001. Oxygen isotopes and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye 3, GRIP, GISP2, Renland and North GRIP. *Journal of quaternary science,* 16 : 299–307.

JOHNSON P.G., 1984. Rock glacier formation by high-magnitude, low-frequency slope processes in the southwest Yukon. *Annals of the association of American geographers***,** 74 : 408-415.

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.

JONASSON S., SKÖLD S.E., 1983. Influences of frost-heaving on vegetation and nutrient regime of polygon-patterned ground. *Vegetation,* 53 : 97-112.

JORDA M., ROSIQUE T., 1994. Le Tardiglaciaire des Alpes françaises du sud : rythme et modalités des changements bio-morphoclimatiques. *Quaternaire,* 5 (3-4) : 141-150.

JULIAN M., 1977. Âges et origine des glaciers rocheux des Alpes-Maritimes. *Actes du colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords*, Strasbourg, Association géographique d'Alsace : 45-52.

JULIÁN A., CHUECA J., 1998. Le Petit Âge Glaciaire dans les Pyrénées centrales méridionales : estimation des paléotempératures à partir d'inférences géomorphologiques. *Sud-ouest européen,* 3 : 79-88.

JULIÁN A., CHUECA J., 2007. Permafrost distribution from BTS measurements (Sierra de Telera, central Pyrenees, Spain): assessing the importance of solar radiation in mid-elevation shaded mountainous area. *Permafrost and periglacial processes*, 18 : 137-149.

JULIÁN A., CHUECA J., RENÉ P., 2004. El glaciarismo actual en los macizos de Balaitús e Infiernos-Punta zarra (Pirineo central). *In* PEÑA J.L *et al*. (eds.) : 95-101.

JULIUSSEN H., HUMLUM O., 2007. Towards a TTOP ground temperature model for mountainous terrain in central-eastern Norway. *Permafrost and periglacial processes*, 18 : 161-184.

KADE A., ROMANOVSKY V. E., WALKER D. A., 2006. The n-factor of nonsorted circles along a climate gradient in Arctic Alaska. *Permafrost and periglacial processes,* 17 : 279-289.

KAISER B., 1987. *Les versants de Vanoise : enjeux traditionnels et fonctionnement morphoclimatique*. Thèse d'État, Université Paris 7, 1088 p.

KAISER K., 1965. Ein Beitrag zur Frage des Solifluktionsgrenze in den Gebirgen Vorderasiens. *Zeitschrift für Geomorphologie,* 10 : 264-302.

KAPLAR C.W., 1974. Freezing test for evaluating relative frost susceptibility of various soils. US army corps of engineers, CRREL tech. rep., 250, 23 p.

KARTE J., 1983. Periglacial phenomena and their significance as climatic and edaphic indicators. *Geojournal*, 74 : 329-340.

KARUNARATNE K.C., BURN C.R., 2004. Relations between air and surface temperature in discontinuous permafrost terrain near Mayo, Yukon Territory. *Canadian journal of earth sciences*, 41 : 1437-1451.

KELLETAT D., 1985. Patterned ground by rainstorm erosion on the Colorado plateau, Utah. *Catena*, 12 (4) : 255-259.

KING L., FISCH W., HAEBERLI W., WAECHTER HP., 1987. Comparison of resistivity and radio-echo soundings on rockglacier permafrost. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 23 (1) : 77-97.

KING L., GORBUNOV A.P., ÉVIN M., 1992. Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena. *Permafrost and periglacial processes*, 3 : 73-81.

KINNARD C., LEWKOWICZ A.G., 2005. Movement, moisture and thermal conditions at a turf-banked solifluction lobe, Kluane Range, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and periglacial processes*, 16 : 261-275.

KNEISEL C., HAUCK C., VONDER MÜHLL D., 2000. Permafrost below the timberline confirmed and characterized by geoelectrical resistivity measurements, Bever valley, Eastern Swiss Alps. *Permafrost and periglacial processes*, 11 : 295-304.

KNIGHT J., HARRISON S. (eds.), 2009. *Periglacial and paraglacial processes and environments*. The Geological Society, London, Special publications, 320, 272 p.

LAFFLY D., MERCIER D., 2002. Global change and paraglacial morphodynamic modification in Svalbard. *International journal of remote sensing*, 43 (21) : 4743-4760.

LAGASQUIE J.J., 1984. *Géomorphologie des granites. Les massifs granitiques de la moitié orientale des Pyrénées françaises*. CNRS, Toulouse, 374 p.

LAUTRIDOU J.P., 1982. La fraction fine des débris de gélifraction expérimentale. *Biuletyn peryglacjalny*, 29 : 77-85.

LAUTRIDOU J.P., 1984. Les expérimentations dans le domaine de la cryoclastie. *Bulletin du centre de géomorphologie de Caen*, 27 : 15-18.

LAUTRIDOU J.P., OZOUF J.C., 1982. Experimental frost shattering: 15 years of research at the Centre de Géomorphologie du CNRS. *Progress in physical geography*, 6 (2) : 215-232.

LAVEDAN L., 1945. *Campagne topographique de 1945 – Glacier du Taillon*. Direction générale des Eaux et forêts, Tarbes.

LEBRET P., DUPAS A., CLET M., COURBOULEIX S., COUTARD J.P., GARCIN M., LAUTRIDOU J.P., LEVY M., VAN VLIET-LANOË B., 1994. Modelling of permafrost thickness during the late glacial stage in France: preliminary results. *Canadian journal of earth sciences*, 31 : 959-968.

LEBRET P., DUPAS A., CLET M., COURBOULEIX S., COUTARD J.P., GARCIN M., LAUTRIDOU J.P., LEVY M., VAN VLIET-LANOË B., 1996. Modélisation de la profondeur du pergélisol au cours du dernier cycle glaciaire en France. *Bulletin de la Société géologique de France*, 167 (1) : 169-179.

LLIBOUTRY L., 1965. *Traité de glaciologie*. Paris, Masson, 1040 p.

LLOBET S., 1947. *El medio y la vida en Andorra. Estudio geográfico*. Barcelona, Inst. J.B. Elcamo, CSIC.

LLOBET S., 1978-1979. Esbós d'alguns fenòmens periglacials a Andorra. *Revista de geografía*, 12-13 : 9-16.

LLOBET S., GÓMEZ ORTIZ A., 1979. Primeros resultados experimentales acera de la funcionalidad en los circulos de piedras del macizo de Calmquerdos (Pirineo Oriental). *Actas de la IV Reunión del GETC*. Banyoles : 154-165.

LOZINSKI W., 1909. Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. *Bulletin international de l'Académie des Sciences de Cracovie – Sciences mathématiques et naturelles*, 1 : 1-25.

LUBÈS-NIEL H., MASSON J.M., PATUREL J.E., SERVAT E., 1998. Variabilité climatique et statistiques. Étude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. *Revue des sciences de l'eau*, 3 : 383-408.

LUGON R., DELALOYE R., SERRANO E., REYNARD E., LAMBIEL C., GONZÁLEZ-TRUEDA J.J., 2004. Permafrost and Little Ice Age glacier relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and periglacial processes*, 15 : 207-220.

LUNARDINI V.J., 1978. Theory of N-factors. *Third International Conference on Permafrost, Edmonton, Canada, Proceedings*, 1. National Research Council of Canada, Ottawa : 40–46.

LUOTO M., HJORT J., 2004. Generalized linear models in periglacial studies: terrain parameters and patterned ground. *Permafrost and periglacial processes*, 15 : 327-338.

LUOTO M., HJORT J., 2005. Evaluation of current statistical approaches for predictive geomorphological mapping. *Geomorphology*, 67 : 299-315.

LUOTO M., HJORT J., 2006. Scale matters – A multi-resolution study of the determinants of patterned ground activity in subarctic Finland. *Geomorphology*, 80 : 282-294.

LUOTO M., SEPPÄLÄ M., 2002. Modelling the distribution of palsas in Finnish Lapland with logistic regression and GIS. *Permafrost and periglacial processes*, 13 : 17-28.

MAJESTÉ-MENJOULÀS C., DEBON F., BARRÈRE P. (eds.), 1999. *Notice explicative de la carte géologique de France (1/50 000^{e}), feuille Gavarnie (1082).* BRGM, Orléans.

MANGINI A., SPÖTL C., VERDES P., 2005. Reconstruction of temperature in the Central Alps during the past 2000 yr from a $\delta^{18}O$ stalagmite record. *Earth and planetary science letters*, 235 : 741-751.

MARMION M., HJORT J., THUILLER W., LUOTO M., 2008. A comparison of predictive methods in modelling the distribution of periglacial landforms in Finnish Lapland. *Earth surface processes and landforms*, 33 (14) : 2241-2254.

MARNEZY A., 1977. Aspects du modelé périglaciaire dans le vallon de la Rocheure (massif de la Vanoise). *Revue de géographie alpine*, 2 : 367-384.

MARTINS C., COLLOMB E., 1868. Essai sur l'ancien glacier de la vallée d'Argelès (Hautes-Pyrénées). *Bulletin de la société géologique de France*, 25 : 141-166.

MASACHS V., MONTURIOL J., 1961. Las formas periglaciares del Port de la Bonaigua y del circo de Els Erculls (Pirineo de Lérida). *Speleón*, 12 (3-4) : 23-38.

MATSUOKA N., 1996. Soil moisture variability in relation to diurnal frost heaving on Japanese high mountain slopes. *Permafrost and periglacial processes*, 7 (2) : 139-151.

MATSUOKA N., 2001. Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-science reviews*, 55 : 107-134.

MATSUOKA N., ABE M., IJIRI M., 2003. Differential frost heave and sorted patterned ground: field measurements and a laboratory experiment. *Geomorphology* 52 (1-2) : 73-85.

MATTHEWS J.A., 1992. *The ecology of recently-deglaciated terrain: a geoecological approach to glacier forelands*. Cambridge, Cambridge University Press, 386 p.

MATTHEWS J.A., 1993. Radiocarbon dating of buried soils with particular reference to Holocene solifluction. *Paläoklimaforschung*, 11 : 309-324.

MATTHEWS J.A., BALLANTYNE C.K., HARRIS C., McCARROLL D., 1993. Solifluction and climatic variation in the Holocene: discussion and synthesis. *Paläoklimaforschung*, 11 : 340-361.

MATTHEWS J.A., SEPPÄLÄ M., DRESSER P.Q., 2005. Holocene solifluction, climate and fire in a subarctic landscape at Pippokangas, Finnish Lapland, based on radiocarbon-dated buried charcoal. *Journal of quaternary science*, 20 (6) : 533-548.

MATTHEWS J.A., SHAKESBY R., BERRISFORD M., MCEWEN L., 1998. Periglacial patterned ground on the Styggedalsbreen glacier foreland, Jotunheimen, southern Norway: micro-topographic, paraglacial and geoecological controls. *Permafrost and periglacial processes*, 9 : 147-166.

McGREGOR G.R., GELLATLY A.F., BÜCHER A., GROVE J.M., 1995. Climate and glacier response in the Pyrénées, 1878-1994. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 31 : 207-214.

MEILLON A., 1987. *Esquisse toponymique sur la vallée de Cauterets*. Toulouse, Sirius, 396 p.

MELLOR M., 1965. *Blowing snow*. CRREL monograph, part III, section A3c, US army corps of engineers, Cold regions science and engineering laboratory. Hanover, NH, USA, 79 p.

MERCIER D., 2010. *La géomorphologie paraglaciaire : analyse de crises érosives d'origine climatique dans les environnements englacés et sur leurs marges*. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, volume III, Université Blaise Pascal – Clermont II, 262 p.

MESSERLI B., 1965. *Beiträge zur Geomorphologie der Sierra Nevada (Andalusien).* Zurich, Juris Verlag, 178 p.

MICHELIER M., 1887. Rapport sur les variations des glaciers des Pyrénées. *Annales du bureau central météorologique de France* : 1-235.

MIROUSE R., BARRÈRE P. (eds.), 1993. *Notice explicative de la carte géologique de France (1/50 000^{e}), feuille Vielle-Aure (1083).* BRGM, Orléans.

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*. Université Paris XII – Val de Marne, 330 p.

MONNIER S., CAMERLYNC C., REJIBA F., 2008. Ground penetrating radar and stratigraphic interpretation of the Plan du Lac rock glaciers, Vanoise massif, northern French Alps, *Permafrost and periglacial processes,* 19 : 19-30.

MOREAU M., MERCIER D., LAFFLY D., ROUSSEL E., 2008. Impacts of recent paraglacial dynamics on plant colonization: A case study on midtre Lovenbreen foreland, Spitsbergen (79°N). *Geomorphology*, 95 (1-2) : 48-60.

MUSIL M., MAURER H., HOLLINGER K., GREEN A.G., 2006. Internal structure of an alpine rock glacier based on crosshole georadar traveltimes and amplitudes. *Geophysical prospecting,* 54 : 273–285.

NÈGRE R., 1974. Nouvelle contribution à l'étude des gispetières pyrénéennes. *Bol. Soc. Broteriana,* 18 : 209-251.

NESJE A., 2009. Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary science reviews,* 28 : 2119-2136.

NICOLÁS MARTINEZ P., 1981. Morfología del circo de Tucarroya (Macizo del Monte Perdido, Pirineo aragonés). *Cuadernos de investigación geográfica,* 7 : 51-80.

NICOLUSSI K., KAUFMANN M., PATZELT G., VAN DER PLICHT J., THURNER A., 2005. Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Vegetation history and archaeobotany*, 14 : 221-234.

OELKE C., ZHANG T., SERREZE M.C., ARMSTRONG R.L., 2003. Regional-scale modelling of soil freeze/thaw over the Arctic drainage basin. *Journal of geophysical research*, 108 : 1-19.

OLIVA M., SCHULTE L., GÓMEZ ORTIZ A., 2009. Morphometry and Late Holocene activity of solifluction landforms in the Sierra Nevada, southern Spain. *Permafrost and periglacial processes*, 20 (4) : 369-382.

OUTCALT S., NELSON F.E., HINKEL K.M., 1990. The zero-curtain effect: heat and mass transfer across an isothermal region in freezing soil. *Water resources research*, 26 (7) : 1509-1516.

OVERDUIN P.P., KANE D.L., 2006. Frost boils and soil ice content: field observations. *Permafrost and periglacial processes*, 17 (4) : 291-307.

OZENDA P., 1985. *La végétation de la chaîne alpine dans l'espace montagnard européen*. Paris, Masson, 330 p.

OZENDA P., 2002. *Perspectives pour une géobiologie des montagnes*. Lausanne, Presses polytechniques et universitaires romandes, 196 p.

PALLÀS R., RODÉS A., BRAUCHER R., CARCAILLET J., ORTUNO M., BORDONAU J., BOURLÈS D., VILAPLANA J.M., MASANA E., SANTANACH P., 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from 10Be exposure ages, south central Pyrenees. *Quaternary science reviews*, 25 : 2937-2963.

PANCZA A., 1998. Les bourrelets-protalus : liens entre les éboulis et les glaciers rocheux. *Permafrost and periglacial processes*, 9 : 167-175.

PANIZZA M., 2001. Geomorphosites: concepts, methods and examples of geomorphological survey. *Chinese science bulletin*, 46 : 4-6.

PANIZZA M., PIACENTE S., 1993. Geomorphological assets evaluation. *Zeitschrift für Geomorphologie*, S.P. 87 : 13-18.

PECH P., 1996. Mesures de la cryoreptation sur le Plateau de Bure (2 600 m) dans le massif du Dévoluy (Hautes-Alpes, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4 : 37-60.

PEÑA J.L., LONGARES L.A., SÁNCHEZ M. (eds.), 2004. *Geografía física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza y Institución Fernando el Católico, Zaragoza, Spain.

PENNER E., 1970. Thermal conductivity of frozen soils. *Canadian journal of earth sciences*, 7 (3) : 982-987.

PEREIRA P., PEREIRA D., CAETANO ALVES M., 2007. Geomorphosite assessment in Montesinho Natural Park (Portugal). *Geographica Helvetica*, 62 (3) :159-168.

PÉREZ F.L., 1997. Microbiotic crusts in the high ecuatorial Andes, and their influence on paramo soils. *Catena*, 31 : 173-198.

PETEIHL R., 1964. *Campagne topographique de 1964 – Glacier du Taillon*. Direction générale des Eaux et forêts, Tarbes.

PEULVAST J.P., 1985. *Relief, érosion différentielle et morphogenèse dans un bourrelet montagneux de haute latitude : Lofoten-Versterålen et Sogn-Jotun (Norvège)*. Thèse d'État, Université de Paris 1 – Panthéon-Sorbonne, 1 642 p.

PEULVAST J.P., 1991. Modelés "froids" et morphogenèse dans la région de Scoresby Sund (Gröenland oriental). *Physio-Géo*, 21 : 117-154.

PEYRON O., GUIOT J., CHEDDADI R., TARASOV P., REILLE M., DE BEAULIEU J.L., BOTTERNA S., ANDRIEU V., 1998. Climatic reconstruction in Europe for 18,000 yr BP from pollen data. *Quaternary research*, 49 : 183-196.

PHILBERT K., 1961. Sols polygonaux et striés dans les Pyrénées. *Compte rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France*, 3 : 88-90.

PHILBERT K., 1964. Recherches sur les sols polygonaux et striés. *Biuletyn Peryglacjalny*, 13 : 99-198.

PISSART A., 1987. *Géomorphologie périglaciaire : textes des leçons de la Chaire Francqui belge*. Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Université de Liège, 135 p.

PISSART A., 1993. Understanding the controls on solifluction movements in different environments: a methodology and its application in the French Alps. *Paläoklimaforschung*, 11 : 209–215.

PISSART A., FRANCOU B., 1992. Vertical movements of boulders in a subnival boulder pavement at 2800 m a.s.l. in the Alps (France). *Permafrost and periglacial processes*, 3 (3) : 203-208.

PORTAL C., 2009. La vulgarisation de la géomorphologie dans les parcs naturels régionaux de l'Ouest de la France. Expériences dans les parcs naturels régionaux de Brière (Loire-Atlantique) et d'Armorique (Finistère). *Bulletin de l'association de géographes français*, 1 : 110-123.

POSER H., 1954. Die Periglazial-Erscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmbrundes (Zillertaler Alpen). *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 15 : 125-180.

POTTER N. JR., 1972. Ice-cored rock glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Geological society of America bulletin*, 83 : 3025-3058.

POTTER N.J.R., STEIG E.J., CLARK D.H., SPEECE M.A., CLARK G.M., UPDIKE A.U. 1998. Galena Creek rock glacier revisited – new observations on an old controversy. *Geografiska Annaler*, 80A : 251-265.

PRALONG J.P., 2003. Valorisation et vulgarisation des sciences de la Terre : les concepts de temps et d'espace et leur application à la randonnée pédestre. *In* REYNARD E. *et al*. (eds.) : 115-127.

PRALONG J.P., 2005. A method for assessing tourist potential and use of geomorphological sites. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3 : 189-196.

PRALONG J.P., 2006. *Géotourisme et utilisation de sites naturels d'intérêt pour les sciences de la terre : les régions de Crans-Montana-Sierre (Valais, Alpes suisses) et Chamonix-Mont-Blanc (Haute-Savoie, Alpes françaises).* Thèse, Université de Lausanne, 224 p.

PUTKONEN J., SWANSON T., 2003. Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quaternary research*, 59 : 255-261.

RABATEL A., 2005. *Chronologie et interprétation paléoclimatique des fluctuations des glaciers dans les Andes de Bolivie (16°S) depuis le Maximum du Petit Âge Glaciaire (17ème siècle)*. Thèse, Université de Grenoble I, 208 p.

RAMOND L., 1789. *Observations faites dans les Pyrénées, pour servir de suite à des observations sur les Alpes.* Paris, Belin, 452 p.

RAMOND L., 1801. *Voyages au Mont-Perdu et dans la partie adjacente des Hautes-Pyrénées*. Paris, Belin, 392 p.

RANDIN C.F., VUISSOZ G., LISTON G.E., VITTOZ P., GUISAN A., 2009. Introduction of snow and geomorphic disturbance variables into predictive models of alpine plant distribution in the Western Swiss Alps. *Arctic, antarctic, and alpine research*, 41 (3) : 347-361.

RAUP H.M., 1971. The vegetational relations of weathering, frost action, and patterned ground processes, in the Mesters Vig district, Northeast Greenland. *Meddelelser om Grønland*, 194 : 1-91.

REGER R.D., PÉWÉ T.L., 1976. Cryoplanation terraces: indicators of a permafrost environment. *Quaternary research*, 6 : 99-109.

REID J.R., NESJE A., 1988. A giant ploughing block, Finse, southern Norway. *Geografiska Annaler*, 70A : 27-33.

REILLE M., LOWE J.J., 1993. A re-evalutation 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.

RENÉ P., 2003. *Reconstitution des variations frontales de trois glaciers pyrénéens depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (1850)*. Rapport du programme Eclipse, Laboratoire GEODE, Toulouse, 32 p.

RENÉ P., 2008. Les glaciers actuels des Pyrénées. *In* CANÉROT J. *et al*. (eds.) : 163-176.

REYNARD E., 2005. Géomorphosites et paysages. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3 : 181-188.

REYNARD E. 2006. Fiche d'inventaire des géomorphosites. http://www.unil.ch/igul/page17893.html.

REYNARD E., 2009. Geomorphosites: definitions and characteristics. *In* REYNARD E. *et al*. (eds.) : 9-20.

REYNARD E., CORATZA P., REGOLINI-BISSIG G. (eds.), 2009. *Geomorphosites*. München, Pfeil, 240 p.

REYNARD E., FONTANA G., KOZLIK L., SCAPOZZA C., 2007. A method for assessing «scientific» and «additional values» of geomorphosites. *Geographica Helvetica*, 62 (3) : 148-158.

REYNARD E., HOLZMANN C., GUEX D., SUMMERMATTER N. (eds.), 2003. *Géomorphologie et Tourisme*. Institut de géographie, Université de Lausanne, Travaux et Recherches, 24.

REYNARD E., PANIZZA M., 2005. Geomorphosites: definition, assessment and mapping. An introduction. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3 : 177-180.

RIBOLINI A., CHELLI A., GUGLIELMIN M., PAPPALARDO M., 2007. Relationships between glacier and rock glacier in the Maritime Alps, Schiantala Valley, Italy. *Quaternary research*, 68 : 353-363.

RISEBOROUGH D.W., 2002. The mean annual temperature at the top of permafrost, the TTOP model, and the effect of unfrozen water. *Permafrost and periglacial processes*, 13 : 137-143.

RODÉS BOLUMBURU A., 2008. *La última deglaciación en los Pirineos : Datación de superficies de exposición mediante ^{10}Be, y modelado numérico de paleoglaciares*. Thèse, Université de Barcelone, 238 p.

ROLIN D., 2001. *Étude morphodynamique d'un bassin-versant de haute montagne*. Thèse, Paris XII - Val de Marne, 423 p.

SCAPOZZA C., 2008. *Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes tessinoises orientales*. Mémoire de master, Université de Lausanne, 286 p.

SCHMIDT W.L., GOSNOLD W.D., ENZ J.W., 2001. A decade of air–ground temperature exchange from Fargo, North Dakota. *Global and planetary change*, 29 : 311-325.

SCHMITZ H. 1969. Glazialmorphologische Untersuchungen im Bergland Nordwestspaniens, Galicien/León. *Kölner geographische Arbeiten*, 23, 157 p.

SCHRADER F., 1875. Nouvelles explorations dans le massif calcaire des Pyrénées. *Annuaire du CAF*, 2 : 395-439.

SCHRADER F., 1894. Sur l'étendue des glaciers des Pyrénées. *Annuaire du CAF*, 21 : 403-423.

SCHRADER F., 1914. *Massif de Gavarnie et du Mont Perdu*, carte au 1/20000^{e}.

SCHÜTLER C. (éd.), 1979. *Moraines and varves: origin, genesis, classification*. Rotterdam, Balkema, 441 p.

SELLIER D., 2002. *Géomorphologie des versants quartzitiques en milieux froids – L'exemple des montagnes de l'Europe du nord-ouest*. Thèse d'État, Université de Paris 1 - Panthéon-Sorbonne, 1888 p.

SELLIER D., 2006. Les limites inférieures de l'étage périglaciaire fonctionnel dans les montagnes atlantiques de l'Europe : éléments d'identification à partir de marqueurs morphologiques. *Environnements périglaciaires*, 13 : 41-59.

SELLIER D., 2009. La vulgarisation du patrimoine géomorphologique : objets, moyens et perspectives. *Bulletin de l'association de géographes français*, 1 : 67-81.

SEPPÄLÄ M., 1994. Snow depth controls palsa growth. *Permafrost and periglacial processes*, 5 (4) : 283-288.

SEPPÄLÄ M., 2004. *Wind as a geomorphic agent in cold climates*. Cambridge, Cambridge University Press, 358 p.

SERRANO E., AGUDO C., 2004. Glaciares rocosos y deglaciación en la alta montaña de los Pirineos aragoneses (España). *Boletín de la real sociedad española de historia natural*, 99 : 159-172.

SERRANO E., AGUDO C., DELALOYE R., GONZÁLEZ-TRUEBA J.J., 2001. Permafrost distribution in the Posets massif, Central Pyrenees. *Norsk geografisk tidsskrift*, 55 : 245-252.

SERRANO, E., AGUDO, C., GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., 2002. La deglaciación de la alta montaña del macizo del Posets (Pirineo aragonés). Morfología, evolución y fases morfogenéticas glaciares. *Cuaternario y Geomorfología*, 16 : 11-126.

SERRANO E., AGUDO C., MARTÍNEZ DE PISÓN E., 1999. Rock glaciers in the Pyrenees. *Permafrost and periglacial processes*, 10 : 101-106.

SERRANO E., GONZÁLEZ TRUEBA J.J., 2005. Assessment of geomorphosites in natural protected areas: the Picos de Europa National Park (Spain). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 3 : 197-208.

SERRANO E., MARTÍNEZ DE PISÓN E., MARTÍNEZ R., CANTARINO I., NAVARRO J., 1991. El glaciar noroccidental del Besiberri (Pirineo de Lérida). *Pirineos,* 137 : 95–109.

SERRANO E., RUBIO V., 1989. El glaciar rocoso activo de las Argualas (Pirineo Aragonés). *Ería*, 19-20 : 195– 198.

SERRANO E., SAN JOSÉ J.J., SILIÓ F., AGUDO C., 1995. Movimiento superficial del glaciar rocoso de las Argualas. *Pirineos*, 145–146 : 103–110.

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 D., 1979. Rock glacier morainic deposits in the eastern Pyrenees. *In* SCHÜTLER C. (éd.) : 93-100.

SERRAT D., VENTURA J., 1993. Glaciers of the Pyrenees, Spain and France. *U.S. Geological Survey Profesional.* Paper 1386-E-2 : 49-61.

SERVE L., 1972. *Recherches comparatives sur quelques groupements végétaux orophiles et leurs relations avec la dynamique périglaciaire dans les Pyrénées orientales et la Sierra Nevada*. Thèse de 3e cycle, Perpignan, 334 p.

SLAYMAKER O. (ed), 1995. *Steeplands geomorphology*. Chichester, John Wiley & Sons, 283 p.

SMITH D.J., 1992. Long-term rates of contemporary solifluction in the Canadian Rocky Mountains. *In* DIXON J.C., ABRAHAMS A.D. (eds.) : 203-221.

SMITH M.W., RISEBOROUGH D.W., 2002. Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis. *Permafrost and periglacial processes*, 13 : 1-15.

SOLE SUGRAÑES L., 1973. Nota sobre el límite inferior de derubios estratificados de vertiente (grèzes litées) en el sector de St. LLorenç de Morunys (Pre-Pirineo oriental, prov. De Lérida). *Acta geol. hisp*., 8 (5) : 167-173.

SOMSON P., 1983. *Contribution à l'étude de la végétation des pierriers et éboulis pyrénéens dans ses relations avec la dynamique du modèle support*. Thèse d'état, université Paul Sabatier, Toulouse, 230 p.

SOUTADÉ G., 1973. Aspects du modelé périglaciaire supra-forestier des Pyrénées orientales. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 4 : 239-254.

SOUTADÉ G., 1976. Détermination du caractère fonctionnel de certains éboulis lités des Pyrénées catalanes : les terragalls du Puigmal. *Acta geológica hispania*, 2 : 38-45.

SOUTADÉ G., 1980. *Modelé et dynamique actuelle des versants supra-forestiers des Pyrénées Orientales*. Thèse d'État, Université de Bordeaux III, 452 p.

STEINMANN S., 1978. Postglaziale Reliefgeschichte und gegenwärtige Vegetations-differenzierung in der alpinen Stufe der Südtiroler Dolomiten (Puez- und Sellagruppe). *Landschaftsgenese und Landschaftsökologie*, 2 : 1-93.

SUMMERMATTER N., 2003. Quelques réflexions sur les techniques scripto-illustratives utilisées dans les brochures relatives aux itinéraires didactiques. *In* REYNARD E. *et al*. (eds.) : 129-144.

TAILLEFER F., 1957. Glaciaire pyrénéen : versant nord et versant sud. *Revue géographique des Pyrénées et sud-ouest,* 28 : 221-244.

TAILLEFER F., 1964. Le modelé post-würmien des hautes montagnes françaises. *Revue géographique des Pyrénées et du sud-ouest,* 35 : 129-138.

TAILLEFER F., 1969. Le néoglaciaire pyrénéen. *In Mélanges de Géographie O. Tulippe*. Gembloux, Duculot : 134-147.

TAILLEFER F., 1985. Idées actuelles sur les glaciations dans les Pyrénées de l'Ariège. *Revue géographique des Pyrénées et du sud-ouest,* 56 : 323-328.

TASTET J.P., 1999. Le Pléistocène de la façade atlantique du Nord-Médoc (France) : état des connaissances sur la lithologie et la chronostratigraphie des « Argiles du Gurp » s.l. *Quaternaire*, 10 (2-3) : 199-212.

TERNET Y., BARRÈRE P., DEBROAS E.J. (eds.), 1995. *Notice explicative de la carte géologique de France (1/50 000^{e}), feuille Campan (1071)*. BRGM, Orléans.

TERNET Y., MAJESTÉ-MENJOULÀS C., CANÉROT J., BAUDIN T., COCHERIE A., GUERROT C., ROSSI P. (eds.) 2004. *Notice explicative de la carte géologique de France (1/50 000^{e}), feuille Laruns-Somport (1069)*. BRGM, Orléans.

TEXIER J.P., 1996. Présence d'un réseau de grands polygones au sud de l'estuaire de la Gironde (France) : interprétations et implications paléoclimatiques. *Géographie physique et Quaternaire*, 50 (1) : 103-108.

TEXIER J.P., BERTRAN P., 1993. Données nouvelles sur la présence d'un pergélisol en Aquitaine au cours des dernières glaciations. *Permafrost and periglacial processes*, 4 : 183-198.

TIHAY J.P., 1973. Note sur quelques paléoformes "périglaciaires" observées en Algérie orientale. *Méditerranée*, 13 (2) : 37-47.

TIHAY J.P., 1992. Le cirque de Gavarnie et ses glaciers, images d'une disparition annoncée. *Pyrénées,* 170-171 : 175-185.

THORN C.E., 1988. Nivation: a geomorphic chimera. *In* CLARK M.J. (ed.) : 3-31.

THORN C.E., DARMODY R.G., ALLEN C.E., 2008. Ground temperature variability on a glacier foreland, Storbreen, Jotunheimen, Norway. *Norsk geograpfisk tidsskrift*, 62 (4) : 290-302.

TODISCO D., BERTRAN P., PECH P., 2000. Déplacements superficiels et contrôle climatique des coulées à front pierreux de la Mortice, Haute-Ubaye, Alpes Françaises du Sud. *Permafrost and periglacial processes*, 11 : 97-108.

TREML V., KRIZEK M., ENGEL Z., 2010. Classification of patterned ground based on morphometry and site characteristics: a case study from the High Sudetes, Central Europe. *Permafrost and periglacial processes*, 21 (1) : 67-77.

TRICART J., CAILLEUX A., 1967. *Le modelé des régions périglaciaires*. Traité de géomorphologie, Paris, CEDES, 512 p.

TROLL C., 1944. Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. *Geologische Rundschau*, 34 : 545-694.

TROLL C., 1947. Die Formen der Solifluktion und die periglazialer Bodenabtragung. *Erdkunde*, 1 : 162-175.

TROLL C., 1973. High mountain belts between the polar caps and the equator: their definition and lower limit. *Arctic and alpine research*, 5 : 19-27.

TRUTAT E., 1875. Les glaciers de la Maladeta et le pic des Posets. *Annuaire du CAF*, 2 : 440-464.

TUFNELL L., 1972. Ploughing blocks with special reference to NW England. *Biuletyn peryglacjalny*, 21 : 237-270.

TYRTIKOV A.P., 1959. Perennially frozen ground and vegetation. *In Principles of Geocryology* (permafrost studies), Part I, general Geocryology, chapter XII. Academy of sciences of the USSR, Moscow : 399-421.

TYRTIKOV A.P., 1976. *Effects of vegetation on the freezing and thawing of soils*. New Delhi, Amerind Pub., 196 p.

VALADAS B., 1975. Les modelés d'origine périglaciaire et leur évolution récente sur les plateaux de la Margeride et du Mont Lozère. *Bulletin de l'association de géographes français*, 422-423 : 64-66.

VAN VLIET-LANOË B., 1988. *Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages.* Thèse d'État, Université Paris I-Panthéon-Sorbonne, 854 p.

VAN VLIET-LANOË B., 1991. Differential frost heave, load casting and convection: converging mechanisms. A discussion of the origin of cryoturbations. *Permafrost and periglacial processes*, 2 : 123-139.

VAN VLIET-LANOË B., 2005. *La planète des glaces. Histoire et environnements de notre ère glaciaire*. Paris, Vuibert, 470 p.

VEIT H., 1993. Holocene solifluction in the Austrian and southern Tyrolean Alps: dating and climatic implications. *Paläoklimaforschung*, 11 : 23-32.

VIEIRA G.T., 2004. *Geomorfologia dos planaltos e altos vales da Serra da Estrela, ambientes frios do Plistocénico superior e dinâmica actual*. Thèse, Universidade de Lisboa, Faculdade de Letras, Departamento de Geografia, 724 p.

VILLAR L., 1977. Algunos aspectos sobre solifluxión, crioturbación, flora y vegetación. *Trabajos sobre el Neógeno Cuaternario*, 6 : 299-308.

WAHRHAFTIG C., COX A., 1959. Rock glaciers in the Alaska Range. *Bulletin of the geological society of America*, 70 : 383-436.

WASHBURN AL., 1956. Classification of patterned ground and review of suggested origins. *GSA bulletin*, 67 : 823-866.

WASHBURN A.L., 1969. Patterned ground in the Mesters Vig district, Northeast Greenland. *Biuletyn peryglacjalny*, 18 : 259-330.

WASHBURN A.L., 1979. *Geocryology: A survey of periglacial processes and environments*. London, Arnold, 405 p.

WASHBURN A.L., 1985. Periglacial problems. *In* CHURCH M., SLAYMAKER O. (eds.) : 167-202.

WHALLEY W.B., 1974. *Rock glaciers and their formation as part of a glacier-debris transport system*. *Geographical papers,* 24, Reading, 60 p.

WHALLEY W.B., 2009. On the interpretation of discrete debris accumulations associated with glaciers with special reference to the British Isles. *In* KNIGHT J., HARRISON S. (eds.) : 85-102.

WHALLEY W.B., MARTIN HE., 1992. Rock glaciers: II Models and mechanisms. *Progress in physical geography*, 16 : 127-186**.**

WILSON P., 2004. Relict rock glaciers, slope failure deposits, or polygenetic features? A re-assessment of some Donegal debris landforms. *Irish geography*, 37 (1) : 77-87.

WOODWARD J., 2009. *The Physical Geography of the Mediterranean*. Oxford, Oxford University Press, 663 p.

ZOUROS N., 2007. Geomorphosite assessment and management in protected areas of Greece. The case of the Lesvos island coastal geomorphosites. *Geographica Helvetica*, 62 (3) : 169-180.

ANNEXES

G01 – Glacier rocheux de Saoubathou

Données générales	
Secteur : Aspe	
Code d'identification	**Forme**
G01PER	Glacier rocheux
Coordonnées	**Altitude**
42°51'42" N - 00°38'05" O	1 900 m
Site	**Type**
Pic Rouge	Surfacique

Cliché © Geoportail IGN

Les glaciers rocheux sont des formes dont l'origine reste discutée (glaciaire/périglaciaire). Il s'agit de grandes masses rocheuses cohérentes, soudées par de la glace interne (pergélisol) et dont les nombreux sillons longitudinaux et bourrelets transversaux témoignent de la dynamique de reptation du pergélisol. Le glacier rocheux de Saoubathou est hérité (absence de pergélisol) et date probablement de la période tardiglaciaire.

Autres glaciers rocheux évalués : G04, G10, G30.

VS = 4.50	***NG = 4.35***	**VA = 4.06**	***NT = 4.21***
Classement gestion = 21/30		***Classement tourisme = 21/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté		**X**			
Il existe environ 48 glaciers rocheux dans le PNP. La note est augmentée, car il n'existe pas d'autre modelé semblable à l'échelle locale.					
Intérêts paléo-géographiques				**X**	
Cette forme témoigne probablement d'un âge tardiglaciaire, comme la plupart des glaciers rocheux situés dans cet étage altitudinal. L'intérêt paléogéographique est donc important.					
Représentativité				**X**	
Représentativité importante dans le domaine de la géomorphologie périglaciaire et glaciaire. Les conditions de genèse d'un glacier rocheux sont discutées depuis plusieurs décennies dans la communauté scientifique, où deux hypothèses sont avancées : origine glaciaire et/ou origine périglaciaire.					
Exemplarité			**X**		
L'exemplarité de ce site est modérée, car le modelé est partiellement caché par la végétation.					
Connaissance scientifique	**X**				
Aucune.					
Note valeur scientifique : 2,25					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue			**X**		
Points de vue du sentier en aval et du col de Saoubathou.					
Contraste de couleur			**X**		
Le glacier rocheux est constitué d'un calcaire blanc qui contraste avec le couvert végétal alentour.					
Accessibilité		**X**			
Sentier très proche, mais qui nécessite plusieurs heures de marche.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelle : 3,25					

G02 – Formes glaciaires du lac d'Arlet

Données générales	
Secteur : Aspe	
Code d'identification	**Forme**
G02GLA	Cirque, ombilic, verrou
Coordonnées	**Altitude**
42°50'21" N - 00°36'52" O	1 990 m
Site	**Type**
Pic d'Arlet	Surfacique

Cliché F. Brès (11/2005)

Le site du lac d'Arlet présente un système classique de formes glaciaires : l'ombilic (occupé par le lac), le verrou en aval (caractérisé par des roches moutonnées). L'exemplarité de ces modelés en fait un site particulièrement riche.
Géomorphosites semblables : G03, G07.

VS = 4.50	***NG = 4.35***	**VA = 4.06**	***NT = 4.21***
Classement gestion = 22/30		***Classement tourisme = 22/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Ces paysages glaciaires sont fréquents aux échelles régionale et locale.					
Intérêts paléo-géographiques			**X**		
Cette forme témoigne de l'englacement würmien. Aucune datation n'a été réalisée à ce jour.					
Représentativité				**X**	
Représentativité importante dans le domaine des processus d'ablation glaciaire.					
Exemplarité				**X**	
Exemplarité élevée.					
Connaissance scientifique		**X**			
Ternet *et al*. (2004).					
Note valeur scientifique : 2,25					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique		**X**			
Dr G. Boisson (1959) (revue Pyrénées).					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue			**X**		
Trois principaux points de vue : pic d'Aillary, col d'Arlet, pic d'Arlet.					
Contraste de couleur	**X**				
Aucun.					
Accessibilité			**X**		
Sentier sur le site. La note est augmentée grâce à la présence du refuge d'Arlet.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 3,25					

G03 – Formes glaciaires de Gourgue Sec

Données générales	
Secteur : Aspe	
Code d'identification	**Forme**
G03GLA	Moraines, roches moutonnées, verrou, ombilic
Coordonnées	**Altitude**
42°50'02" N - 00°35'38" O	1 850 m
Site	**Type**
Montagne de Barbasse	Surfacique

Cliché F. Brès (11/2005)

Les paysages glaciaires de Gourgue sec, juste à l'est de ceux du lac d'Arlet, présentent une superficie importante. Les formes d'abrasion glaciaire (ombilic, verrou, roches moutonnées) se sont développées au fond d'un cirque en fauteuil caractéristique de la haute montagne pyrénéenne (montagne de Barnasse).

Géomorphosites semblables : G02, G07.

VS = 4.00	***NG = 3.81***	**VA = 3.44**	***NT = 3.63***
Classement gestion = 27/30		***Classement tourisme = 28/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Ces paysages glaciaires sont fréquents aux échelles régionale et locale.					
Intérêts paléo-géographiques			**X**		
Cette forme témoigne de l'englacement würmien. Aucune datation n'a été réalisée à ce jour.					
Représentativité				**X**	
Représentativité importante dans le domaine de la géomorphologie glaciaire.					
Exemplarité				**X**	
Exemplarité élevée.					
Connaissance scientifique	**X**				
Aucune.					
Note valeur scientifique : 2,00					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue			**X**		
Trois principaux points de vue : pic d'Arlet, pic d'Arri, pic du Baralet.					
Contraste de couleur	**X**				
Aucun.					
Accessibilité		**X**			
Sentier proche, mais qui nécessite 5h de marche. Présence de cabanes.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 2,75					

G04 – Moraines de Pombie

Données générales	
Secteur : Ossau	
Code d'identification	**Forme**
G04GLA	Moraines, glacier rocheux, talus d'éboulis
Coordonnées	**Altitude**
42°50'23" N - 00°25'14" O	1 670 – 2000 m
Site	**Type**
Pic du Midi d'Ossau	Surfacique

Cliché JP. Tihay (09/2008)

Les moraines de Pombie, situées sur la face est du pic du Midi d'Ossau, sont une parfaite association entre un glacier rocheux (en amont) et des moraines (en aval) formant sa continuité. L'ensemble de cette grande langue complexe mesure près de 2 km de long. C'est un site unique dans les Pyrénées, qu'il convient de préserver.
Autres glaciers rocheux évalués : G01, G10, G30.

VS = 8.00	***NG = 6.90***	**VA = 4.69**	***NT = 5.79***
Classement gestion = 2/30		***Classement tourisme = 4/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté					**X**
L'association du glacier rocheux hérité et des moraines, ainsi que l'ampleur de la forme, rendent ce site unique dans le PNP.					
Intérêts paléo-géographiques				**X**	
Cette forme composite est doublement intéressante en termes de datation relative. Les moraines témoignent directement de la présence d'un paléoglacier, tandis que le glacier rocheux témoigne d'une séquence périglaciaire post-glaciaire.					
Représentativité				**X**	
Représentativité importante dans le domaine de la géomorphologie glaciaire et périglaciaire.					
Exemplarité					**X**
Exemplarité très élevée (bourrelets nettement visibles, cônes de débris nets et connectés à la racine, etc).					
Connaissance scientifique			**X**		
Bouillé (1886), Barrère (1953, 1963), Bixel *et al*. (1985), Ternet *et al.* (2004), Feuillet et Portal (2008).					
Note valeur scientifique : 4,00					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique		**X**			
Trace d'occupation humaine préhistorique (cercles de pierres).					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Le pic du Midi d'Ossau est emblématique et a été de nombreuses fois cité et représenté. Néanmoins, nous n'avons pas trouvé de référence littéraire ou artistique relative uniquement aux moraines de Pombie.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue			**X**		
Plusieurs points de vue (pic du Midi, refuge de Pombie, soum de Pombie, pic Saoubiste, …).					
Contraste de couleur			**X**		
Contraste entre la langue de blocs et le couvert végétal environnant.					
Accessibilité			**X**		
Sentier proche et route importante à 1h de marche (col du Pourtalet). La note est augmentée grâce à la présence proche du refuge d'Ayous.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 3,75					

G05 – Bloc erratique (Ayous)

Données générales	
Secteur : Ossau	
Code d'identification	**Forme**
G05GLA	Bloc erratique
Coordonnées	**Altitude**
42°50'42" N - 00°29'08" O	1 950 m
Site	**Type**
Versant est du pic d'Ayous	Ponctuel

Cliché T. Feuillet (07/2006)

Les blocs erratiques sont des formes d'accumulation glaciaire. Il s'agit à l'origine de blocs supraglaciaires, allochtones, abandonnés sur place lors de la fonte du glacier. Cet abandon peut se réaliser brusquement et explique la position parfois instable du bloc.

VS = 5.00	***NG = 4.48***	**VA = 3.44**	***NT = 3.96***
Classement gestion = 19/30		***Classement tourisme = 26/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Les blocs erratiques sont très fréquents à toutes les échelles. L'originalité de celui-ci repose sur sa position bancale, en équilibre sur des roches moutonnées, et sur son aspect cubique.					
Intérêts paléo-géographiques			**X**		
Cette forme témoigne du retrait glaciaire. Il peut éventuellement être daté (cosmonucléides).					
Représentativité					**X**
Représentativité très importante dans le domaine des dépôts glaciaires. Les blocs erratiques sont, avec les moraines, les principales formes d'accumulation glaciaire.					
Exemplarité					**X**
Exemplarité très élevée due à la géométrie et à la position particulière du bloc.					
Connaissance scientifique	**X**				
Aucune.					
Note valeur scientifique : 2,50					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue		**X**			
Il s'agit d'une forme ponctuelle de dimension métrique qui nécessite une relative proximité.					
Contraste de couleur			**X**		
Le bloc repose sur un couvert végétal continu et présente donc un contraste de couleur.					
Accessibilité			**X**		
Sentier proche. La note est augmentée grâce à la présence proche du refuge d'Ayous.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité			**X**		
Fragilité modérée. L'utilisation potentielle doit être prudente.					
Note des valeurs additionnelles : 2,75					

G06 – Langue de blocs du Pourtalet

Données générales	
Secteur : Ossau	
Code d'identification	**Forme**
G06PER	Langue de blocs
Coordonnées	**Altitude**
42°48'44" N - 00°24'58" O	1 750 – 1 850 m
Site	**Type**
Col du Pourtalet	Surfacique

Cliché © Geoportail IGN

Cette langue de blocs héritée, proche du col de Pourtalet, peut s'apparenter à un glacier rocheux. Son originalité provient de la disproportion entre sa superficie et les parois relativement modestes qui la surplombent. Les questions concernant sa genèse présentent donc un intérêt certain en géomorphologie.
.

VS = 3.50	***NG = 4.00***	**VA = 5.00**	***NT = 4.50***
Classement gestion = 26/30		***Classement tourisme = 16/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Formes relativement fréquentes aux échelles régionale et locale.					
Intérêts paléo-géographiques			**X**		
Comme toute forme héritée, elle présente un intérêt paléogéographique. Aucune datation n'a été réalisée à ce jour.					
Représentativité				**X**	
Représentativité importante dans le domaine de la géomorphologie glaciaire et périglaciaire.					
Exemplarité			**X**		
L'exemplarité est modérée, car la forme est partiellement cachée par la végétation.					
Connaissance scientifique	**X**				
Aucune.					
Note valeur scientifique : 1,75					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue			**X**		
Col du Pourtalet, pic de Peyreget, Soum de Pombie, route.					
Contraste de couleur			**X**		
Contraste entre la langue de blocs et le couvert végétal environnant.					
Accessibilité					**X**
Près d'une route nationale.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 4,00					

G07 – Formes glaciaires du lac d'Artouste

Données générales	
Secteur : Balaïtous	
Code d'identification	**Forme**
G07GLA	Ombilic, verrou
Coordonnées	**Altitude**
42°51'33" N - 00°19'54" O	2 000 m (lac)
Site	**Type**
Palas	Surfacique

Cliché T. Feuillet (07/2006)

Le lac artificiel d'Artouste, très fréquenté en raison de son accès par le train touristique, est un parfait exemple d'ombilic de fond de cirque. Ce fort attrait touristique et l'exemplarité du site nécessite de le considérer comme un élément du patrimoine géomorphologique à préserver.

Géomorphosites semblables : G02, G03.

VS = 4.50	***NG = 4.77***	**VA = 5.31**	***NT = 5.04***
Classement gestion = 17/30		***Classement tourisme = 11/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Ces paysages glaciaires sont fréquents dans le PNP.					
Intérêts paléo-géographiques			**X**		
Cette forme témoigne du retrait glaciaire. La chronologie postglaciaire peut être datée (cosmonucléides). La déglaciation du verrou date probablement du Tardiglaciaire.					
Représentativité				**X**	
Représentativité importante dans le domaine de la géomorphologie glaciaire.					
Exemplarité				**X**	
Exemplarité élevée (grande variété de formes glaciaires, dimensions importantes).					
Connaissance scientifique		**X**			
Barrère (1952b, 1953).					
Note valeur scientifique : 2,25					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique			**X**		
Présence du train touristique depuis 1924.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue					**X**
Très nombreux points de vue (Lacs d'Arrémoulit, pic d'Arriel, pic Palas, pic d'Artouste, etc.).					
Contraste de couleur	**X**				
Pas de contraste (homogénéité lithologique - granite).					
Accessibilité				**X**	
Bonne accessibilité avec le train touristique (téléphérique depuis Fabrèges) et le refuge proche d'Arrémoulit.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 4,25					

G08 – Couloirs d'avalanches du pic de Palouma

Données générales	
Secteur : Balaïtous	
Code d'identification	**Forme**
G08PER	Couloirs d'avalanches
Coordonnées	**Altitude**
42°52'36" N - 00°15'42" O	1 550 – 2 200 m
Site	**Type**
Versant ouest du pic de Palouma	Linéaires

Cliché © Geoportail IGN

Les couloirs d'avalanches sont des formes fréquentes en haute montagne. Ceux du lac de Suyen présentent une densité importante et une ampleur remarquable. Ils sont fonctionnels, comme en attestent les traces morphologiques fraîches.

VS = 3.00	***NG = 3.35***	**VA = 4.06**	***NT = 3.71***
Classement gestion = 28/30		***Classement tourisme = 27/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Les couloirs d'avalanches sont fréquents dans le PNP.					
Intérêts paléo-géographiques	**X**				
Cette forme est actuelle et ne donne des renseignements paléogéographiques qu'à très court terme.					
Représentativité				**X**	
Représentativité modérée dans le domaine de la géomorphologie périglaciaire. Ces formes sont cependant fréquemment entretenues par des processus azonaux (ruissellement).					
Exemplarité				**X**	
Exemplarité élevée (couloirs et dépôts bien visibles).					
Connaissance scientifique	**X**				
Aucune.					
Note valeur scientifique : 1,50					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue		**X**			
Peu de points de vue.					
Contraste de couleur			**X**		
La violence de la dynamique d'avalanches empêche les espèces ligneuses de se développer. Les couloirs, de couleur claire car très peu végétalisés, contrastent donc avec les verts interfluves forestiers.					
Accessibilité			**X**		
Sentier proche. Route départementale (D105) à 30 minutes.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 3,25					

G09 – Zone proglaciaire du glacier de Las Néous

Données générales	
Secteur : Balaïtous	
Code d'identification	**Forme**
G09GLA	Zone proglaciaire
Coordonnées	**Altitude**
42°50'26" N - 00°16'43" O	2 300 – 2 800 m
Site	**Type**
Versant est du Balaïtous	Surfacique

Cliché F. Mabrut 09/2009

Le glacier résiduel de Las Néous, dans le massif du Balaïtous, est le plus occidental des glaciers pyrénéens. Il présente une marge proglacaire caractéristique des glaciers de paroi, avec un vallum morainique du PAG bien dessiné.

Géomorphosites semblables : G13, G29.

VS = 6.00	***NG = 5.15***	**VA = 3.44**	***NT = 4.29***
Classement gestion = 12/30		***Classement tourisme = 20/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté		**X**			
Il existe autant de zones proglaciaires actives que de glaciers. La topographie et la taille du glacier déterminent la dimension de la zone. La rareté locale de la présence glaciaire augmente la note.					
Intérêts paléo-géographiques				**X**	
Les moraines témoignent de l'avancée maximale du glacier au PAG.					
Représentativité				**X**	
Représentativité importante dans le domaine de la géomorphologie glaciaire.					
Exemplarité				**X**	
Exemplarité élevée. Les moraines sont en effet facilement distinguables dans le paysage et proches du glacier actuel.					
Connaissance scientifique			**X**		
Barrère (1952a,b, 1953, 1980), René (2003, 2008), Julián *et al.* (2004).					
Note valeur scientifique : 3,00					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue			**X**		
Paysage étendu pouvant être vu de loin (point de vue particulièrement intéressant du pic de Labassa).					
Contraste de couleur	**X**				
Homogénéité lithologique.					
Accessibilité		**X**			
Sentier proche, mais nécessitant plusieurs heures de marche. Refuge Ledormeur à proximité.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible					
Note des valeurs additionnelles : 2,75					

G10 – Glacier rocheux de Cambalès

Données générales	
Secteur : Marcadau	
Code d'identification	**Forme**
G10PER	Glacier rocheux
Coordonnées	**Altitude**
°' N - °' E	2 650 m
Site	**Type**
Pic de Cambalès	surfacique

Cliché T. Feuillet (08/2007)

Les glaciers rocheux sont des formes dont l'origine reste discutée (glaciaire/périglaciaire). Il s'agit de grandes masses rocheuses cohérentes, soudées par de la glace interne (pergélisol) et dont les nombreux sillons longitudinaux et bourrelets transversaux témoignent de la dynamique de reptation du pergélisol. Le glacier rocheux de Cambalès (10 ha) est un des rares glaciers rocheux actifs (contenant encore de la glace) pyrénéens.

Autres glaciers rocheux évalués : G01, G04, G30.

VS = 5.00	***NG = 4.79***	**VA = 4.38**	***NT = 4.58***
Classement gestion = 16/30		***Classement tourisme = 15/30***	

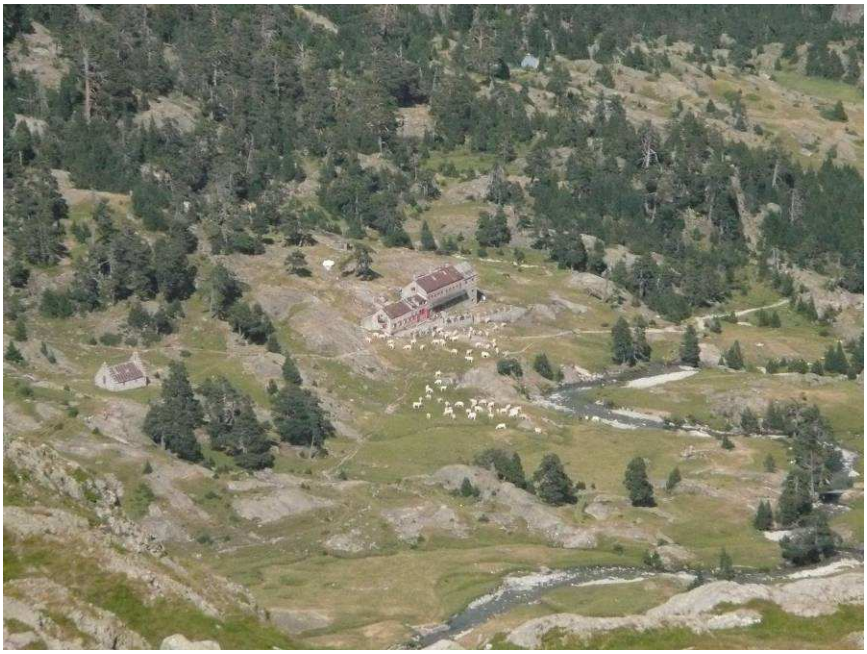
Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté		**X**			
Il existe 48 glaciers rocheux dans le PNP, mais seuls 13, dont celui de Cambalès, présentent des indices d'activité (Bastampe, Ardiden, Grande Fache, Guerreys). Ces indices sont une absence de végétation et un modelé de surface (rebord, sillons, bourrelets, front) particulièrement marqué.					
Intérêts paléo-géographiques		**X**			
Un glacier rocheux dégradé présente davantage d'intérêt paléogéographique qu'un glacier rocheux actif. Néanmoins, même s'il est actif, sa genèse peut remonter à des périodes plus froides de l'Holocène et contribue ainsi à une meilleure connaissance des environnements passés.					
Représentativité				**X**	
Représentativité importante dans le domaine de la géomorphologie périglaciaire et glaciaire. Les conditions de genèse d'un glacier rocheux sont discutées depuis plusieurs décennies dans la communauté scientifique, où deux hypothèses sont avancées : origine glaciaire et/ou origine périglaciaire.					
Exemplarité					**X**
Exemplarité très élevée (modelé de surface bien marqué et non végétalisé).					
Connaissance scientifique		**X**			
Barrère (1953), Barrère *et al*. (1975), Feuillet et Portal (2008). D'autres formes semblables dans le PNP ont été décrites par Angély (1967) et Cazenave-Piarrot et Tihay (1983, 1986).					
Note valeur scientifique : 2,50					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue				**X**	
Quatre principaux points de vue : pic de Cambalès, Peyregnets de Cambalès, col de Cambalès, sentier aval.					
Contraste de couleur		**X**			
Faible. La présence des névés dans les sillons accentue ce contraste.					
Accessibilité			**X**		
Sentier proche. La note est augmentée grâce à la présence proche du refuge Wallon.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 3,50					

G11 – Roches moutonnées du Pla de la Gole

Données générales	
Secteur : Marcadau	
Code d'identification	**Forme**
G11GLA	Roches moutonnées
Coordonnées	**Altitude**
42°49'10" N - 00°11'48" O	1 860 m
Site	**Type**
Refuge Wallon	Surfacique



Cliché T. Feuillet (07/2007)

Le Pla de la Gole est un replat d'altitude d'origine glaciaire. L'aspect arrondi des nombreux affleurements granitiques témoigne de l'érosion du paléoglacier. Les micromodelés d'ablation sont également denses. Le site présente un intérêt scientifique et pédagogique certain, et bénéficie en outre de la proximité du refuge Wallon.

Géomorphosites semblables : G17, G19, G22.

VS = 4.00	***NG = 4.65***	**VA = 5.94**	***NT = 5.29***
Classement gestion = 18/30		***Classement tourisme = 7/30***	

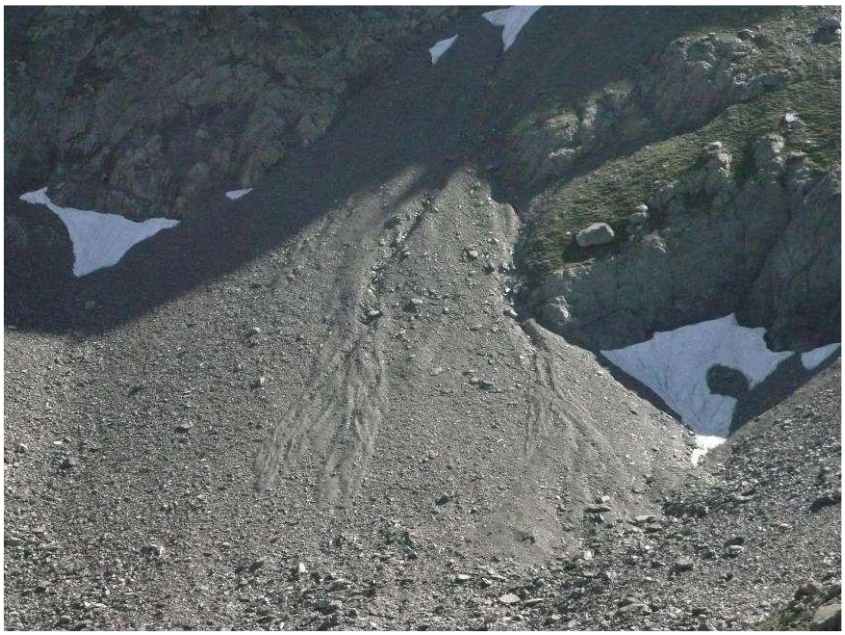
Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Les roches moutonnées sont des formes fréquentes en haute montagne, particulièrement dans les granitoïdes, dont l'érosion post-glaciaire est limitée.					
Intérêts paléo-géographiques			**X**		
Ces formes témoignent du retrait glaciaire. Elles peuvent être datées (cosmonucléides). Des datations ont été réalisées sur le site proche de la Pouretère (Aubert *et al.*, 2004).					
Représentativité				**X**	
Représentativité importante dans le domaine de la géomorphologie glaciaire.					
Exemplarité			**X**		
Exemplarité modérée (végétalisation importante).					
Connaissance scientifique		**X**			
Blot (1985), Aubert *et al.* (2004)					
Note valeur scientifique : 2,00					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique		**X**			
Présence d'une chapelle sur une des roches moutonnées.					
Importance historique					**X**
Pastoralisme très ancien. Présence de vestiges archéologiques (cromlechs). L'occupation humaine de ce site à la protohistoire peut en partie s'expliquer par l'aspect aéré du modelé, et donc la facilité d'accès, malgré la haute altitude (voir Blot, 1985). Les liaisons transpyrénéennes sont également aisées par cet itinéraire.					
Importance littéraire et artistique		**X**			
V. Hugo, pris dans un orage dans la vallée du Marcadau, a été inspiré par ce site.					

Valeur esthétique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue					**X**
Nombreux poins de vue.					
Contraste de couleur	**X**				
Homogénéité lithologique.					
Accessibilité			**X**		
Sentier proche. La note est augmentée grâce à la présence proche du refuge Wallon.					
Intégrité				**X**	
Faiblement endommagé (refuge et chapelle).					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 4,75					

G12 – Coulée de débris de la Grande Fache

Données générales	
Secteur : Marcadau	
Code d'identification	**Forme**
G12PER	Coulée de débris (*debris flow*)
Coordonnées	**Altitude**
42°48'34" N - 00°13'44" O	2 460 m
Site	**Type**
Grande Fache	Ponctuel



Cliché T. Feuillet (07/2007)

Les coulées de débris (ou debris flow) sont des modelés typiques de bas de paroi, caractérisés par des chenaux torrentiels. Ils sont très fréquents dans les milieux alpins. La dynamique du debris flow de la Grande Fache est particulièrement visible.

VS = 3.50	***NG = 3.17***	**VA = 2.50**	***NT = 2.83***
Classement gestion = 30/30		***Classement tourisme = 30/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Formes fréquentes aux échelles régionale et locale.					
Intérêts paléo-géographiques	**X**				
Très court terme.					
Représentativité			**X**		
Représentativité modérée dans le domaine de la géomorphologie périglaciaire (forme polygénique).					
Exemplarité					**X**
Exemplarité très élevée (ravines et dépôts bien visibles, non végétalisés).					
Connaissance scientifique	**X**				
Aucune.					
Note valeur scientifique : 1,50					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue		**X**			
Il s'agit d'une forme ponctuelle de dimension plurimétrique qui nécessite une forte proximité pour être visible.					
Contraste de couleur	**X**				
Couleur homogène.					
Accessibilité		**X**			
Sentier proche, mais nécessitant plusieurs heures de marche.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité			**X**		
Fragilité modérée. L'utilisation potentielle doit être prudente.					
Note des valeurs additionnelles : 2,00					

G13 – Zone proglaciaire des Oulettes de Gaube

Données générales	
Secteur : Vignemale	
Code d'identification	**Forme**
G13GLA	Moraines – dépôts fluvio-glaciaires
Coordonnées	**Altitude**
42°47'06" N - 00°08'38" O	2 100 – 2 300 m
Site	**Type**
Oulettes de Gaube	Surfacique

Cliché T. Feuillet (08/2009)

Les zones proglaciaires sont des espaces situés en aval des fronts glaciaires et qui ont été récemment déglacés. Ils sont caractérisés par des dépôts morainiques et des formations fluvio-glaciaires témoignant de la fonte. Le versant nord du Vignemale en est un vaste exemple, où sont disposées plusieurs générations de moraines. C'est en outre le front glaciaire le plus bas des Pyrénées.

Géomorphosites semblables : G09.

VS = 6.00	***NG = 5.56***	**VA = 4.69**	***NT = 5.13***
Classement gestion = 9/30		***Classement tourisme = 9/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Il existe autant de zones proglaciaires actives que de glaciers. La topographie et la taille du glacier déterminent la dimension de la zone.					
Intérêts paléo-géographiques				**X**	
Les nombreuses moraines présentent un intérêt paléographique élevé. La chronologie de la déglaciation depuis le PAG est bien connue.					
Représentativité				**X**	
Représentativité importante. Regroupe plusieurs formes caractéristiques des zones proglaciaires (moraines, ravines, erratiques, etc.).					
Exemplarité					**X**
Exemplarité très élevée (grande dimension, glaciers proches).					
Connaissance scientifique			**X**		
Références scientifiques à cette zone, plus particulièrement au retrait bien connu du glacier des Oulettes : Gaurier (1921), Barrère (1952, 1953), Taillefer (1957), Galibert (1965), René (2003, 2008)					
Note valeur scientifique : 3.00					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique		**X**			
Référence littéraire : Meillon (1987), site également référencé dans les *Voyages* de G. Flaubert.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue					**X**
Les points de vue sont nombreux.					
Contraste de couleur	**X**				
Inexistant.					
Accessibilité			**X**		
Sentier proche. La note est augmentée grâce à la présence proche du refuge des Oulettes de Gaube.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 3,75					

G14 – Moraines PAG du glacier d'Ossoue

Données générales	
Secteur : Vignemale	
Code d'identification	**Forme**
G14GLA	Moraines
Coordonnées	**Altitude**
42°46'32" N - 00°07'29" O	2 550 m (moyenne)
Site	**Type**
Vignemale	Surfacique

Cliché P. René 09/2009

Les moraines PAG nord du glacier d'Ossoue sont particulièrement bien développées. Elles s'allongent en une crête continue de 500 m de longueur, dimensions exceptionnelles dans les Pyrénées.

Géomorphosites semblables : G26, G28.

VS = 7.50	***NG = 6.88***	**VA = 5.63**	***NT = 6.25***
Classement gestion = 3/30		***Classement tourisme = 1/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Les crêtes morainiques sont des formes fréquentes aux échelles régionale et locale.					
Intérêts paléo-géographiques				**X**	
Intérêt paléogéographique élevé. Cette moraine représente l'avancée maximale PAG du glacier d'Ossoue.					
Représentativité					**X**
Représentativité très élevée dans le domaine de la géomorphologie glaciaire.					
Exemplarité					**X**
Exemplarité très élevée (dimension, couleur et géométrie remarquables de la crête).					
Connaissance scientifique					**X**
Gaurier (1921), Boucau (1922), Barrère (1953), Barrère *et al*. (1975), Grove (1988), Grove et Gellatly (1995), René (2003), Woodward (2009)					
Note valeur scientifique : 3,75					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique		**X**			
Présence des grottes Russel en aval de la moraine.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue				**X**	
Nombreux points de vue (col de la Gentiane, Petit Vignemale…).					
Contraste de couleur					**X**
Fort contraste entre la moraine blanchâtre et la lithologie environnante. Il s'agit d'un effet très utile dans le cadre de la description de formes à des non initiés.					
Accessibilité			**X**		
Sentier sur le site. La note est augmentée grâce à la présence proche du refuge de Baysselance. Cette crête morainique est située sur l'itinéraire d'ascension du Vignemale par le glacier d'Ossoue.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 4,50					

G15 – Oulettes d'Ossoue

Données générales	
Secteur : Vignemale	
Code d'identification	**Forme**
G15GLA	Ombilic glaciaire comblé
Coordonnées	**Altitude**
42°45'33" N - 0°06'07" O	1 830 – 1 860 m
Site	**Type**
Versant est du Vignemale	Surfacique

Cliché T. Feuillet (08/2009)

Les ombilics sont des formes d'ablation glaciaire. Ils se situent en amont des verrous glaciaires et témoignent du surcreusement du glacier (souvent dans une roche plus tendre que celle constituant le verrou). La dépression fermée qui en résulte est régulièrement occupée par un lac qui se charge de la colmater, comme c'est le cas pour les Oulettes d'Ossoue.

VS = 5.50	***NG = 4.46***	**VA = 4.38**	***NT = 4.42***
Classement gestion = 20/30		***Classement tourisme = 17/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Ce type d'ombilic comblé est fréquent aux échelles régionale et locale. On en dénombre plusieurs dans la seule vallée du Gave d'Ossoue.					
Intérêts paléo-géographiques				**X**	
Les ombilics comblés présentent un intérêt paléoenvironnemental élevé (possibilité de dater les accumulations).					
Représentativité				**X**	
Représentativité élevée.					
Exemplarité			**X**		
Exemplarité modérée.					
Connaissance scientifique		**X**			
Barrère *et al*. (1975).					
Note valeur scientifique : 2,25					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique		**X**			
Plusieurs références littéraires : Beraldi (1898), Flurin (2006)… pour l'importance du site comme lieu de transit plus que comme lieu de visite.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue					**X**
Très nombreux points de vue.					
Contraste de couleur	**X**				
Aucun contraste de couleur particulier.					
Accessibilité				**X**	
Accessible en voiture par la D 128 (5 minutes de marche).					
Intégrité			**X**		
Site modérément endommagé (présence d'un barrage et d'un sentier traversant les accumulations sédimentaires).					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 3,50					

G16 – Auge de Lutour

Données générales	
Secteur : Néouvielle	
Code d'identification	**Forme**
G16GLA	Auge
Coordonnées	**Altitude**
42°49'53" N - 00°05'48" O	1250-1850 m
Site	**Type**
Vallée de Lutour	Surfacique

Image Google earth

L'auge de Lutour est remarquable par sa dimension et sa forme en « U » caractéristique. Elle fait partie des nombreuses vallées glaciaires méridiennes des Pyrénées centrales. À l'époque pléniglaciaire, elle était occupée par un glacier qui confluait vers ceux s'écoulant depuis le Marcadau.

VS = 5.00	***NG = 4.90***	**VA = 4.69**	***NT = 4.79***
Classement gestion = 15/30		***Classement tourisme = 13/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Les auges sont des formes fréquentes.					
Intérêts paléo-géographiques				**X**	
Cette forme témoigne du paléoenglacement würmien (possibilité de datation).					
Représentativité			**X**		
Représentativité modérée (combinaison de processus et de formes à l'échelle du site).					
Exemplarité					**X**
L'exemplarité est très élevée (dimension, symétrie des versants).					
Connaissance scientifique		**X**			
Barrère (1952b).					
Note valeur scientifique : 2,50					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique		**X**			
Dureau de la Malle (1808).					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue					**X**
Très nombreux points de vue.					
Contraste de couleur	**X**				
Absent.					
Accessibilité				**X**	
Accessible en voiture dans la partie aval, puis présence d'un sentier.					
Intégrité				**X**	
Présence d'une route en aval.					
Fragilité					**X**
Faible					
Note des valeurs additionnelles : 3,75					

G17 – ND des Neiges

Données générales	
Secteur : Gavarnie	
Code d'identification	**Forme**
G17PER	Verrou glaciaire
Coordonnées	**Altitude**
42°44'22" N - 00°01'03" E	1 487 m
Site	**Type**
Gavarnie	surfacique

Cliché T. Feuillet (08/2009)

Le site d'élévation de cette statue n'est pas anodin. Afin de dominer la vallée et d'être visible de loin, les hommes ont décidé de l'installer sur un verrou glaciaire. Ce verrou est constitué de roches moutonnées très arrondies. Il s'agit ici d'un excellent exemple de mise en valeur involontaire par l'homme d'une forme géomorphologique caractéristique.

VS = 4.50	***NG = 5.08***	**VA = 6.25**	***NT = 5.67***
Classement gestion = 13/30		***Classement tourisme = 5/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Les verrous glaciaires sont des formes très fréquentes.					
Intérêts paléo-géographiques			**X**		
Les verrous sont des témoins de l'ancien passage des glaciers et représentent des sites potentiels de datations du retrait glaciaire (cosmonucléides).					
Représentativité					**X**
Représentativité importante dans le domaine de la géomorphologie glaciaire.					
Exemplarité				**X**	
Exemplarité élevée (géométrie nette du verrou).					
Connaissance scientifique	**X**				
Aucune référence à ce site précis.					
Note valeur scientifique : 2,25					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique					**X**
Importance religieuse très élevée (présence de la statue de ND des Neiges).					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue				**X**	
Les points de vue sont nombreux (route du barrage d'Ossoue, du col de Tente, de la vallée…).					
Contraste de couleur		**X**			
Faible.					
Accessibilité					**X**
Quelques mètres d'une route régionale très fréquentée.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 5,00					

G18 – Blocs laboureurs de Pouey Aspé

Données générales	
Secteur : Gavarnie	
Code d'identification	**Forme**
G18PER	Blocs laboureurs
Coordonnées	**Altitude**
42°42'35" N - 0°02'25" O	1 900 – 1 970 m
Site	**Type**
Vallée des Pouey Aspé	Ponctuel

Cliché T. Feuillet (08/2008)

Les blocs laboureurs sont des formes de solifluxion (dynamique gel/dégel). Ils se développent sur des versants dont les formations superficielles fluent moins rapidement que les blocs (dans le cas inverse, il s'agit de blocs freineurs). Ils se reconnaissent par le développement d'un sillon en amont et d'un bourrelet en aval. Ces modelés ont la particularité d'être des marqueurs de la limite inférieure de l'étage périglaciaire. Le site de Pouey Aspé présente des blocs laboureurs exceptionnellement bien développés et associés en grand nombre.

VS = 6.50	***NG = 6.00***	**VA = 5.00**	***NT = 5.50***
Classement gestion = 5/30		***Classement tourisme = 6/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté			**X**		
Les blocs laboureurs sont des formes fréquentes au sein de l'étage périglaciaire. Ceux de Pouey Aspé sont néanmoins associés en grand nombre. D'autres sites de ce type sont inconnus, la note a donc été relevée.					
Intérêts paléo-géographiques		**X**			
L'activité de ces blocs laboureurs n'est pas vérifiée, mais il est probable que la dynamique ait débuté lors de périodes plus fraîches (Petit Âge Glaciaire ?).					
Représentativité					**X**
Très grande représentativité dans le domaine des formes solifluées. Les blocs laboureurs sont généralement retenus comme marqueurs de la limite inférieure de l'étage périglaciaire et sont caractéristiques de la dynamique de solifluxion.					
Exemplarité					**X**
Exemplarité très élevée (longueur des sillons et formation nette des bourrelets).					
Connaissance scientifique			**X**		
Références scientifiques à ces blocs laboureurs : Höllermann (1967), Feuillet & Sellier (2008). Ils font également l'objet d'un suivi de déplacement (travail de doctorat).					
Note valeur scientifique : 3,25					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue				**X**	
Les points de vue sont nombreux (cabane des Soldats, col de Tentes, port de Boucharo…).					
Contraste de couleur			**X**		
Contraste de couleur important entre la roche calcaire (blanchâtre) et le couvert végétal continu.					
Accessibilité				**X**	
Présence d'un parking (col de Tentes), et de plusieurs sentiers proches du site. 30 minutes de marche depuis le parking.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible					
Note des valeurs additionnelles : 4,00					

G19 – Roches moutonnées de la Brèche

Données générales	
Secteur : Gavarnie	
Code d'identification	**Forme**
G19GLA	Roches moutonnées
Coordonnées	**Altitude**
42°41'34" N - 0°02'03" O	2 710 m
Site	**Type**
Aval de la Brèche de Roland	Ponctuel

Cliché T. Feuillet (09/2008)

Ces roches moutonnées gréseuses ont été modelées par le glacier de la Brèche (aujourd'hui presque disparu). L'évidence des nombreuses marques d'érosion glaciaire (stries, arcatures, broutures) est due à une déglaciation récente et une lithologie favorable à leur conservation. Des milliers de randonneurs marchent dessus chaque été pour se rendre à la Brèche de Roland.

VS = 5.50	***NG = 5.23***	**VA = 4.69**	***NT = 4.96***
Classement gestion = 11/30		***Classement tourisme = 12/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté		**X**			
Les roches moutonnées sont des formes glaciaires fréquentes aux échelles régionale et locale. Néanmoins, la présence de stries glaciaires aussi marquées est originale.					
Intérêts paléo-géographiques				**X**	
Ces roches moutonnées sont des témoins directs du recul récent du glacier. Elles présentent un intérêt paléoenvironnemental élevé.					
Représentativité					**X**
Les roches moutonnées sont des formes exclusivement glaciaires.					
Exemplarité				**X**	
Exemplarité élevé (polis nets et nombreuses stries, non végétalisé).					
Connaissance scientifique	**X**				
Aucune référence à ce site précis (contrairement aux roches moutonnées du glacier du Taillon).					
Note valeur scientifique : 2,75					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Les œuvres littéraires et artistiques ne font référence qu'à la Brèche, et non au site particulier des roches moutonnées de l'ancien glacier de la Brèche.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue			**X**		
Deux principaux points de vue (refuge des Sarradets, Brèche de Roland).					
Contraste de couleur			**X**		
Contraste de couleur important entre la roche gréseuse en place (marron clair) et les éléments calcaires déposés, plus fins (blancs).					
Accessibilité				**X**	
Il faut deux heures de marche depuis le col de Tentes pour atteindre le site. Cependant, la présence proche du refuge des Sarradets (20 minutes) et l'exceptionnelle fréquentation du sentier de la Brèche autorisent une note élevée en termes d'accessibilité.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 3,75					

G20 – Epaulement de Saugué

Données générales	
Secteur : Gavarnie	
Code d'identification	**Forme**
G20GLA	Epaulement glaciaire
Coordonnées	**Altitude**
42°45'48 N - 0°00'25 E	1 650 m
Site	**Type**
Granges de Saugué (Gèdre - canton de Luz)	Surfacique

Cliché T. Feuillet (08/2008)

Les épaulements sont des formes d'ablation glaciaire caractéristiques. Il s'agit de vastes replats surplombant les versants raides des fonds d'auges. La plupart du temps, ils marquent les altitudes maximales atteintes par les glaciers de vallée. L'épaulement substructural de Saugué est d'une exemplarité remarquable par sa taille et sa symétrie.
Géomorphosites semblables : G21.

VS = 7.00	***NG = 6.54***	**VA = 5.63**	***NT = 6.08***
Classement gestion = 4/30		***Classement tourisme = 2/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté			**X**		
Peu d'épaulements présentent une telle superficie, ainsi qu'une symétrie parfaite entre les deux versants d'auge, dans l'espace du PNP.					
Intérêts paléo-géographiques			**X**		
La forme permet une appréciation de la limite supérieure de la langue glaciaire à l'époque terminale du stade würmien.					
Représentativité					**X**
Un tel épaulement est d'une représentativité élevée dans le domaine de la géomorphologie glaciaire.					
Exemplarité					**X**
Exemplarité très élevée (symétrie, dimension).					
Connaissance scientifique			**X**		
Références scientifiques à l'épaulement glaciaire : Martins et Collomb (1868), Cavaillès (1923), Mirouse et Barrère (1993) et Majesté-Menjoulàs *et al.* (1999) : notices des cartes géologiques de Vielle-Aure et de Gavarnie.					
Note valeur scientifique : 3,50					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique		**X**			
Référence littéraire : Ramond (1801).					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue					**X**
Les points de vue sont très nombreux et doublés par la symétrie de l'épaulement (points de vue depuis Coumély ou Saugué).					
Contraste de couleur			**X**		
Le contraste lithologique permet une délimitation visuelle nette des épaulements.					
Accessibilité					**X**
La présence d'un parking, du GR10 et d'un lieu d'hébergement sur le site autorise une note maximale en termes d'accessibilité.					
Intégrité				**X**	
Présence d'une route et de pylônes électriques.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 4,50					

G21 – Plateau de Bellevue

Données générales	
Secteur : Gavarnie	
Code d'identification	**Forme**
G21GLA	Épaulement glaciaire
Coordonnées	**Altitude**
42°43'00" N - 00°01'11" O	1 750 m
Site	**Type**
Gavarnie	Surfacique

Cliché T. Feuillet (08/2009)

Cet épaulement glaciaire du stade würmien est assez similaire à celui de Saugué (G20). Il présente néanmoins deux particularités : il est uniquement constitué de roches sédimentaires (la base de l'épaulement de Saugué est creusé dans les migmatites) et il accueille trois crêtes morainiques subparallèles. Ce dernier élément lui octroie une dimension paléoenvironnementale non négligeable.

Géomorphosites semblables : G20.

VS = 4.50	***NG = 4.25***	**VA = 3.75**	***NT = 4.00***
Classement gestion = 24/30		***Classement tourisme = 25/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté		**X**			
Les épaulements sont des formes fréquentes. La particularité du plateau de Saugué tient à l'existence de ses trois crêtes morainiques.					
Intérêts paléo-géographiques				**X**	
L'épaulement et les moraines sont des indices précieux dans les reconstitutions de la déglaciation. Aucune datation n'a été réalisée à ce jour.					
Représentativité					**X**
Représentativité très élevée dans le domaine de la géomorphologie glaciaire.					
Exemplarité			**X**		
Exemplarité modéré (pas de symétrie de l'épaulement, crêtes morainiques peu visibles).					
Connaissance scientifique		**X**			
Références scientifiques à cet épaulement : Barrère, 1963, Barrère *et al*. (1975).					
Note valeur scientifique : 2,25					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue			**X**		
Les points de vue sont variés (Taillon, pic de la Pahule, Grande Cascade de Gavarnie).					
Contraste de couleur	**X**				
Pas de contraste.					
Accessibilité			**X**		
Environ une heure de marche du village de Gavarnie. Présence d'un sentier.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 3,00					

G22 – Roches moutonnées des Gloriettes

Données générales	
Secteur : Estaubé	
Code d'identification	**Forme**
G22GLA	Roches moutonnées
Coordonnées	**Altitude**
42°45'15" N - 00°03'03" E	1 650 m
Site	**Type**
Barrage des Gloriettes	Surfacique

Cliché © Geoportail IGN

Ces roches moutonnées sont situées en aval du verrou glaciaire du barrage des Gloriettes, dans le secteur du cirque d'Estaubé. Leur aspect pédagogique et leur grande accessibilité justifient leur sélection en tant que géomorphosite potentiel.

Géomorphosites semblables : G11, G17, G19

VS = 4.00	***NG = 4.33***	**VA = 5.00**	***NT = 4.67***
Classement gestion = 23/30		***Classement tourisme = 14/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Les roches moutonnées sont fréquentes aux échelles régionale et locale.					
Intérêts paléo-géographiques				**X**	
Ces formes témoignent du retrait glaciaire. Elles peuvent être datées (cosmonucléides).					
Représentativité				**X**	
Représentativité importante dans le domaine de la géomorphologie.					
Exemplarité			**X**		
Exemplarité modérée (végétalisation importante).					
Connaissance scientifique	**X**				
Aucune.					
Note valeur scientifique : 2,00					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue				**X**	
Nombreux points de vue (*in situ*, montagne de Coumély, crête de Campbieil, etc.).					
Contraste de couleur			**X**		
La plupart des roches moutonnées ne sont pas végétalisés, elles contrastent donc avec la pelouse.					
Accessibilité					**X**
Route importante sur le site.					
Intégrité				**X**	
Faiblement endommagé (présence de la route).					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 4,00					

G23 – Coulées de solifluxion d'Estaubé

Données générales	
Secteur : Estaubé	
Code d'identification	**Forme**
G23PER	Coulées de solifluxion
Coordonnées	**Altitude**
42°42'32" N - 00°03'01" E	1 850 m
Site	**Type**
Cirque d'Estaubé (Pla d'Ailhet)	Surfacique

Cliché A. Lenoble (08/2005)

Ces coulées de solifluxion sous pelouse sont situées au fond du cirque d'Estaubé, près du Pla d'Ailhet. Elles présentent l'intérêt de se développer à une altitude particulièrement basse. Elles ont été l'objet d'études scientifiques (suivi de dynamique et datations).

VS = 6.50	***NG = 5.27***	**VA = 2.81**	***NT = 4.04***
Classement gestion = 10/30		***Classement tourisme = 23/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté		**X**			
Les coulées de solifluxion sont fréquentes aux échelles régionale et locale. Elles sont néanmoins rares à cette altitude.					
Intérêts paléo-géographiques				**X**	
Ces formes témoignent d'une dynamique périglaciaire passée, même si elle est encore fonctionnelle aujourd'hui. Les datations au ^{14}C réalisées sur le site définissent un recouvrement de paléosol par la solifluxion postérieur à 5000 BP.					
Représentativité					**X**
Représentativité importante dans le domaine de la géomorphologie périglaciaire (forme exclusivement liée à la solifluxion).					
Exemplarité					**X**
Exemplarité très élevée (bonne visibilité des fronts).					
Connaissance scientifique		**X**			
Bertran *et al*. (2007).					
Note valeur scientifique : 3,25					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue		**X**			
Formes de dimension métrique nécessitant une proximité immédiate.					
Contraste de couleur	**X**				
Couverture végétale homogène.					
Accessibilité			**X**		
Sentier proche et très fréquenté.					
Intégrité					**X**
Intact					
Fragilité			**X**		
Formes fragiles, nécessitant une précaution lors de l'utilisation touristique.					
Note des valeurs additionnelles : 2,25					

G24 – Moraines de Pène Blanque

Données générales	
Secteur : Troumouse	
Code d'identification	**Forme**
G24GLA	Moraines
Coordonnées	**Altitude**
42°43'10" N - 00°06'43" E	2 200 m (moyenne)
Site	**Type**
Pène Blanque	Surfacique

Cliché © Geoportail IGN

Ces moraines impressionnantes par leur dimension sont apparentées à un glacier rocheux. Cette forte densité de matériel s'explique par l'ampleur des parois nord (près de 1000 m de commandement) et par le plancher du cirque de Troumouse qui a empêché leur évacuation. Il s'agit d'un site particulièrement fréquenté.

VS = 6.50	***NG = 5.90***	**VA = 4.69**	***NT = 5.29***
Classement gestion = 7/30		***Classement tourisme = 8/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté		**X**			
Les moraines sont fréquentes aux échelles régionale et locale. Cependant, cette forme est la plus large du cirque de Troumouse.					
Intérêts paléo-géographiques					**X**
Ces formes témoignent du retrait glaciaire. Elles ont été datées du milieu de l'Holocène pour la partie aval (Gellatly *et al*., 1992).					
Représentativité				**X**	
Représentativité importante dans le domaine de la géomorphologie glaciaire et périglaciaire (pour la dynamique de glacier rocheux).					
Exemplarité			**X**		
Exemplarité modérée (forte végétalisation).					
Connaissance scientifique				**X**	
Barrère (1953), Gellatly et Parkinson (1991), Gellatly *et al*. (1992), Mirouse et Barrère (1993), Calvet (2004), Woodward (2009).					
Note valeur scientifique : 3,25					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue				**X**	
Nombreux points de vue.					
Contraste de couleur	**X**				
Homogénéité.					
Accessibilité					**X**
Route importante à 15 minutes et sentier sur le site.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 3,75					

G25 – Cône d'éboulis (Troumouse)

Données générales	
Secteur : Troumouse	
Code d'identification	**Forme**
G25PER	Cône d'éboulis
Coordonnées	**Altitude**
42°43'33" N - 00°07'54" E	2 550 m
Site	**Type**
Pic de Troumouse	Ponctuel

Cliché T. Feuillet (08/2009)

Ce cône d'éboulis, situé sous le pic de Troumouse, présente des indices de reptation caractéristiques d'une dynamique de pergélisol (bourrelet). Il est donc un indicateur de la présence actuelle de glace enterrée.

VS = 3.50	***NG = 3.27***	**VA = 2.81**	***NT = 3.04***
Classement gestion = 29/30		***Classement tourisme = 29/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Les cônes sont des formes très fréquentes aux échelles régionale et locale.					
Intérêts paléo-géographiques	**X**				
Faible, car la forme est actuelle.					
Représentativité				**X**	
Représentativité importante dans le domaine de la géomorphologie périglaciaire.					
Exemplarité					**X**
La présence d'un bourrelet de fluage indiquant la présence d'un pergélisol en fait un site exemplaire et pédagogique.					
Connaissance scientifique	**X**				
Aucune référence à cette forme précise, malgré le nombre important d'études réalisées dans le cirque de Troumouse.					
Note valeur scientifique : 1,75					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue		**X**			
Il s'agit d'une forme ponctuelle qui nécessite une relative proximité.					
Contraste de couleur	**X**				
Aucun.					
Accessibilité	**X**				
Pas de sentier.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 2,25					

G26 – Moraines PAG de Barroude

Données générales	
Secteur : Troumouse	
Code d'identification	**Forme**
G26GLA	Moraines
Coordonnées	**Altitude**
42°42'52" N - 00°08'45" O	2 380 m
Site	**Type**
Barroude	Surfacique

Cliché T. Feuillet (08/2006)

Les moraines du Petit Âge Glaciaire du glacier de Barroude sont extrêmement volumineuses par rapport à la taille modeste du paléoglacier. Cela s'explique par les impressionnantes parois orientales du pic de Troumouse (3 085 m) qui ont fourni une grande quantité de débris supraglaciaires. Le vallum morainique est très bien conservé et non végétalisé. Le glacier résiduel actuel de Barroude couvre une superficie d'environ 5 ha.

Géomorphosites semblables : G14, G28.

VS = 6.50	***NG = 5.79***	**VA = 4.38**	***NT = 5.08***
Classement gestion = 8/30		***Classement tourisme = 10/30***	

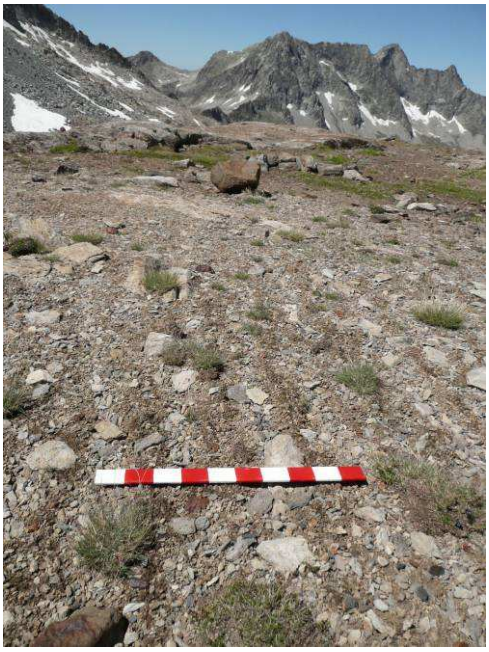
Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Les moraines sont des formes très fréquentes.					
Intérêts paléo-géographiques				**X**	
Intérêt paléogéographique élevé (permet la reconstitution du volume glaciaire au PAG).					
Représentativité					**X**
Représentativité élevée dans le domaine de la géomorphologie glaciaire.					
Exemplarité					**X**
Exemplarité très élevée (géométrie remarquable de la crête).					
Connaissance scientifique			**X**		
Références scientifiques au glacier de Barroude et/ou à ses moraines : Barrère (1993), René (2003, 2008), González Trueba *et al.* (2007).					
Note valeur scientifique : 3,25					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue			**X**		
Les points de vue sont variés (pic de la Géla, refuge de Barroude, port de Barroude, pic de Port-vieux).					
Contraste de couleur			**X**		
Contraste entre la moraine de pélites sombres et la couverture végétale en aval.					
Accessibilité			**X**		
Environ trois heures de marche de Piau-Engaly. La présence toute proche du refuge gardé de Barroude permet d'augmenter la note d'accessibilité.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 3,50					

G27 – Sols structurés du Campbieil

Données générales	
Secteur : Néouvielle	
Code d'identification	**Forme**
G27PER	Sols striés et polygonaux, cercles de pierres
Coordonnées	**Altitude**
42°47'46" N - 00°06'38" E	2 650 – 2900 m
Site	**Type**
Montagne de Cap de Long	Ponctuel



Cliché T. Feuillet (07/2006)

Les sols structurés sont des formes de cryoturbation (dynamique gel/dégel). La gamme de formes est vaste : ostioles, cercles de pierres, sols polygonaux sur les sites plats, sols striés (photo) sur les pentes. Les paramètres locaux favorisant leur développement sont nombreux et expliquent leur rareté dans les latitudes moyennes. Le site de la montagne de Cap de Long en abrite néanmoins une densité exceptionnellement élevée pour les Pyrénées.

VS = 7.50	***NG = 5.94***	**VA = 52.81**	***NT = 4.38***
Classement gestion = 6/30		***Classement tourisme = 18/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté				**X**	
En excluant les sites très localisés (Port de Barroude, Petit Vignemale), seuls deux autres sites présentent une expansion aussi large des sols structurés périglaciaires dans le PNP : le versant nord du Taillon et le site proche d'Estaragne. Sites plus nombreux en Espagne (lac de Tuquerouye, versant sud du Taillon, versant sud du Mont Perdu).					
Intérêts paléo-géographiques		**X**			
Formes non datées (PAG ?), faible intérêt paléogéographique.					
Représentativité					**X**
Représentativité très importante dans le domaine de la géomorphologie périglaciaire.					
Exemplarité					**X**
Exemplarité très élevée (forte densité, grande dimension).					
Connaissance scientifique				**X**	
Références scientifiques : Cailleux et Hupé (1947), Philberth (1961, 1964), Höllermann (1967), Feuillet et Sellier (2008).					
Note valeur scientifique : 3,75					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue	**X**				
Il s'agit de formes de détail qui nécessitent une proximité immédiate.					
Contraste de couleur			**X**		
Pour les sols striés, il existe un contraste de couleur entre les bandes de fines et les bandes de cailloux. *id*. pour les sols polygonaux.					
Accessibilité		**X**			
Lieu fréquenté par les randonneurs (itinéraire cairné juste à côté) pour l'ascension du pic de Campbieil et du pic Long. Environ 2h30 de marche du parking (barrage de Cap de Long).					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité			**X**		
Fragilité modérée. Utilisation nécessitant des précautions (accès limité).					
Note des valeurs additionnelles : 2,25					

G28 – Moraines du glacier de Pays Baché

Données générales	
Secteur : Néouvielle	
Code d'identification	**Forme**
G28GLA	Moraines
Coordonnées	**Altitude**
42°47'59" N - 00°06'33" E	2 800 – 2950 m
Site	**Type**
Versant est du pic Long	Surfacique

Cliché T. Feuillet (07/2006)

Ces puissantes moraines, situées sur le versant oriental du pic Long, délimitent l'avancée maximale du glacier de Pays Baché au Petit Âge Glaciaire (1856). Le glacier actuel, couvert de débris, a perdu environ 93% de sa surface en 150 ans (René, 2003). Le site présente un intérêt particulier car, outre son aspect pédagogique, la chronologie du retrait est bien connue.

Géomorphosites semblables : G14, G26.

VS = 8.00	***NG = 7.00***	**VA = 5.00**	***NT = 6.00***
Classement gestion = 1/30		***Classement tourisme = 3/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Les moraines du Petit Âge Glaciaire existent dans la plupart des sites actuellement ou anciennement englacés dans les Pyrénées (ex. glaciers d'Ossoue, des Oulettes, du Taillon, du Mont Perdu, etc.), ainsi qu'à l'échelle locale.					
Intérêts paléo-géographiques					**X**
Le glacier atteignait le sommet des crêtes morainiques en 1856 (témoignages historiques). Les étapes du retrait glaciaire sont très bien documentées. Toute la zone proglaciaire présente ainsi un intérêt paléoenvironnemental élevé.					
Représentativité					**X**
Représentativité très élevée dans le domaine de la géomorphologie glaciaire.					
Exemplarité					**X**
Exemplarité très élevée.					
Connaissance scientifique					**X**
Références scientifiques : Michelier (1887), Eydoux et Maury (1907), Gaurier (1921), Boucau (1922), Barrère (1953), Höllermann (1967, 1968), Grove et Gellatly (1995, 1997), René (2003), Grove (2004), Gonzáles Trueba *et al*. (2007).					
Note valeur scientifique : 4,00					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique			**X**		
Le corps d'un chasseur d'isards, Maubic, a été découvert en juillet 1868 en amont du vallum morainique. Maubic était surnommé « Pays Baché » et a donné son nom au glacier.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue				**X**	
Nombreux points de vue, particulièrement au très fréquenté pic de Campbieil.					
Contraste de couleur			**X**		
Les moraines sont constituées de roches cristallines, se déposant sur un substrat sédimentaire en aval. Cela favorise la distinction visuelle de la forme.					
Accessibilité		**X**			
Sentier proche, mais l'accès au lieu nécessite environ 3 heures de marche depuis le barrage du lac de Cap de Long. Aucun refuge à proximité.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 4,00					

G29 – Formes glaciaires de Maniportet

Données générales	
Secteur : Néouvielle	
Code d'identification	**Forme**
G29GLA	Moraines, verrou, ombilic
Coordonnées	**Altitude**
42°50'09" N - 00°06'23" E	2 650 m (lac bleu)
Site	**Type**
Pic de Néouvielle (ouest)	Surfacique

Cliché T. Feuillet (08/2006)

Ce paysage glaciaire est intéressant, car il a été très récemment déglacé (en réalité, quelques mètres carrés de glace subsistent encore sous le pic des Trois Conseillers). Il présente une moraine latérale d'environ 400 m de long, typique des glaciers d'exposition nord, ainsi que plusieurs lacs d'ombilics en amont du verrou.

Géomorphosites semblables : G09, G13.

VS = 5.50	***NG = 4.92***	**VA = 3.75**	***NT = 4.33***
Classement gestion = 14/30		***Classement tourisme = 19/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté		**X**			
Ce type de paysage est fréquent à l'échelle régionale, mais plus rare à l'échelle locale.					
Intérêts paléo-géographiques			**X**		
Ces formes témoignent du retrait glaciaire. La chronologie de la déglaciation peut être datée (lichénométrie, cosmonucléïdes, documents historiques).					
Représentativité				**X**	
Représentativité importante dans le domaine de la géomorphologie glaciaire.					
Exemplarité				**X**	
Exemplarité élevée.					
Connaissance scientifique			**X**		
Gaurier (1921), Barrère (1953), René (2003), Gonzáles Trueba *et al.* (2008).					
Note valeur scientifique : 2,75					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue				**X**	
Pic de Néouvielle, pic des Trois Conseillers, Turon de Néouvielle, col de Coume Estrète, pic de la Coume de L'ours).					
Contraste de couleur	**X**				
Homogénéité lithologique.					
Accessibilité		**X**			
Sentier proche. L'approche est cependant longue (depuis le lac d'Aubert ou la vallée de Barèges).					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible.					
Note des valeurs additionnelles : 3,00					

G30 – Glacier rocheux de Bastan

Données générales	
Secteur : Néouvielle	
Code d'identification	**Forme**
G30PER	Glacier rocheux
Coordonnées	**Altitude**
42°52'32" N - 00°10'51" E	2 300 m (front)
Site	**Type**
Pic du Contadé (ouest)	Surfacique

Cliché T. Feuillet (08/2007)

Ce glacier rocheux hérité de 42 ha est un des plus grands spécimens du Néouvielle. Constitué de gros blocs granodioritiques, il s'étend sur plus d'un kilomètre jusqu'au lac de Port-bielh. Sa dimension et son accessibilité justifient sa sélection.

Autres glaciers rocheux évalués : G01, G04, G10.

VS = 4.00	***NG = 4.02***	**VA = 4.06**	***NT = 4.04***
Classement gestion = 25/30		***Classement tourisme = 24/30***	

Valeur scientifique					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Rareté	**X**				
Les glaciers rocheux sont fréquents aux échelles régionales et locales.					
Intérêts paléo-géographiques			**X**		
Cette forme est héritée et témoigne d'une dynamique probablement tardiglaciaire ou postglaciaire ancien.					
Représentativité				**X**	
Représentativité importante dans le domaine de la géomorphologie glaciaire et périglaciaire.					
Exemplarité				**X**	
L'exemplarité est élevée (notamment grâce à la dimension de la forme), particulièrement à la lecture de la photographie aérienne.					
Connaissance scientifique	**X**				
Aucune.					
Note valeur scientifique : 2,00					

Valeur culturelle					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Importance religieuse et symbolique	**X**				
Aucun rapport.					
Importance historique	**X**				
Aucune trace.					
Importance littéraire et artistique	**X**				
Aucune référence.					

Valeur d'usage					
Notes	**0**	**0.25**	**0.5**	**0.75**	**1**
Points de vue				**X**	
Nombreux points de vue (notamment depuis le pic de Bastan).					
Contraste de couleur	**X**				
Homogénéité lithologique.					
Accessibilité			**X**		
Sentier proche.					
Intégrité					**X**
Intact.					
Fragilité					**X**
Faible					
Note des valeurs additionnelles : 3,25					

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1. Évolution des températures moyennes annuelles à Tarbes entre 1946 et 2007..... 21

Figure 1.2. Station d'enregistrement des lacs d'Ardiden, installée par Météo France en 1995. 23

Figure 1.3. Évolution des températures moyennes quotidiennes aux lacs d'Ardiden (2 450 m) entre le 27 juin 2007 et le 27 juin 2009. 24

Figure 1.4. Histogramme des températures quotidiennes moyennes aux lacs d'Ardiden entre le 27 juin 2007 et le 27 juin 2009. 25

Figure 1.5. Répartition annuelle moyenne des cycles gel-dégel dans l'air aux lacs d'Ardiden (2007-2009) : concentration durant la période nivale. 26

Figure 1.6. Répartition mensuelle des gradients des températures quotidiennes minimales et maximales en Bigorre pour la période 2008-2009. 28

Figure 1.7. Nombre de cycles gel-dégel de l'air par an en fonction de l'altitude (période 2007-2009). 30

Figure 1.8. Répartition saisonnière des cycles gel-dégel en fonction de l'altitude (période 2007-2009).. 31

Figure 1.9. Cartes des isohyètes annuelles (1957-1973). 33

Figure 1.10. Hauteurs moyennes quotidiennes de la couche nivale aux lacs d'Ardiden (2 450 m) entre 1995 et 2010. 35

Figure 1.11. Relation entre les températures quotidiennes minimales et maximales et la couche de neige aux lacs d'Ardiden entre juin 2007 et juin 2009. 36

Figure 1.12. Part des cycles gel-dégel de l'air ayant lieu sans couvert nival (« cycles morphogènes ») aux lacs d'Ardiden entre juillet et décembre 2007 et juillet et décembre 2008. 36

Figure 1.13. Emplacement des sites de mesure thermique sur le versant sud du Taillon (2 750 m). 39

Figure 1.14. Évolution des températures sur le versant sud de Gavarnie (versants ouest et sud) entre septembre 2005 et septembre 2007. 40

Figure 1.15. Comparaison des températures estimées et observées à -30 cm entre le 06/12/2005 et le 24/01/2006. 46

Figure 1.16. Estimation des températures à différentes profondeurs du 01/11/2005 au 31/03/2006. 47

Figure 1.17. Estimation de la pénétration maximale du front de gel (01/11/2005 au 31/03/2006) : 100 cm. 47

Figure 1.18. Températures observées et estimées à différentes profondeurs entre le 2 décembre 2007 et le 24 février 2008 dans le cirque d'Estaubé (1 850 m). 48

Figure 1.19. Estimation de la pénétration maximale du front de gel à Estaubé (déc. 2007 – avr. 2008) : 77 cm. 49

Figure 1.20. Équivalent en eau de la couche de neige de part et d'autre d'une ligne de crête lors de deux journées en Suisse (Föhn, 1980). 50

Figure 1.21. Pourcentage des types de temps en France entre 1955 et 2005 durant la période nivale (novembre-juin). 51

Figure 1.22. Vent et topographie : deux facteurs de répartition inégale du couvert nival. Exemple sur le versant sud du Taillon (2 700 - 2 800 m). 52

Figure 1.23. Influence de la microtopographie sur la répartition du manteau nival et sur les températures du sol. Contexte : palse en Laponie finlandaise. Extrait de Seppälä (1994). 53

Figure 2.1. Terrassettes de solifluxion dans le calcaire. 2 500 m, versant sud du Taillon. 61

Figure 2.2. Bloc laboureur sur le versant nord du Soum des Salettes, à 2 400 m. Pente ~ 8°. Le bloc, d'environ 1,50 m de grand axe, a creusé un sillon de plus de 10 mètres de long.. 61

Figure 2.3. Bloc freineur. Lithologie calcaire, 2 850 m, montagne de Cap de Long. 64

Figure 2.4. Micro bloc freineur gréseux dans un environnement de schistes, 2 400 m, plateau de Millaris. 64

Figure 2.5. Coulée de solifluxion sous pelouse, à front lobé. Versant bord du Taillon, 2 300 m. Pente ~ 12°, hauteur du front d'environ 50 cm. 65

Figure 2.6. Classification des sols structurés en fonction du tri, de la pente et de la structuration, selon Washburn (1979). 68

Figure 2.7. Sol structuré miniature. Montagne de Cap de Long, 2 800 m. Injection de fines au centre et bords caillouteux au granoclassement croissant vers l'extérieur. *Cl. 08/2009.* 69

Figure 2.8. Bourgeons de terre recouverts d'une croûte cryptogamique (*nubbins*). Enclave calcaire aux bords du lac grand d'Ardiden (2 450 m). 70

Figure 2.9. Cercle trié de dimension moyenne (environ 50 cm de diamètre) au centre très bombé. Zone proglaciaire du glacier du Taillon (2 550 m), lithologie calcaro-gréseuse. 70

Figure 2.10. Cercles triés métriques. Gourg de Cap de Long, 2 850 m. 71

Figure 2.11. Sols striés à période décimétrique. Montagne de Cap de Long, 2 800 m.. 72

Figure 2.12. Coulées de solifluxion à front pierreux. Versant sud du Taillon, 2 700 m, lithologie calcaro-gréseuse. 73

Figure 2.13. Éboulis fluants à front basal. Versant est du pic Long, 2 950 m, lithologie calcaire. 80

Figure 2.14. Bloc granitique plongeant (environ 20 cm de grand axe). Pente nulle. 83

Figure 2.15. Bourrelet de névé en situation lacustre. Lac grand d'Ardiden, 2 450 m. 85

Figure 2.16. Bloc pulvérisé par la gélifraction, marqueur *in situ* de l'action des cycles gel-dégel. Le bloc mesure 30 cm de côté. Montagne de Cap de Long, 2 850 m. 86

Figure 2.17. Gispetières dans les schistes de Troumouse (2 200 m). 88

Figure 3.1. Carte de localisation des massifs étudiés. 95

Figure 3.2. Exemple de cercles de pierres triés actifs. GPS = 20 cm. 2 850 m, montagne de Cap de Long. 99

Figure 3.3. Exemple de sols polygonaux inactifs au Taillon sud (2 700 m). 100

Figure 3.5. Cercles de pierres pluridécimétriques dans un lac temporaire, 2 600 m, granodiorite. 102

Figure 3.4. Localisation et observations dans le massif du Vignemale. 103

Figure 3.6. Localisation et observations dans le massif du Taillon. 105

Figure 3.7. Blocs laboureurs et coulées de solifluxion sur le versant nord du Taillon, vers 2 250 m. 106

Figure 3.8. Localisation et observations dans les cirques de Troumouse et de Barroude. 108

Figure 3.9. Cône d'éboulis fluant caractérisant la présence de pergélisol, 2 550 m, cirque de Troumouse. 109

Figure 3.10. Sols polygonaux évoluant en sols striés (largeur des bandes d'environ 20 cm), 2 620 m, crêtes de Barroude. 109

Figure 3.11. Localisation et observations dans le massif d'Ardiden. 112

Figure 3.12. Partie aval du glacier rocheux d'Ardiden (front à 2 460 m). 113

Figure 3.13. Localisation et observations dans le massif du pic des Quatre Termes. 114

Figure 3.14. Localisation et observations dans la montagne de Cap de Long. 116

Figure 3.15. Localisation et observations dans le massif du Soum des Salettes. 119

Figure 3.16. Localisation des glaciers rocheux actifs et inactifs dans les Pyrénées centrales françaises. 123

Figure 3.17. Carte géomorphologique simplifiée du site d'étude. 128

Figure 3.18. Sections radar des profils longitudinaux. 131

Figure 3.19. Sections radar des profils transversaux. 132

Figure 3.20. Limites morphoclimatiques des principaux modelés étudiés dans les Pyrénées centrales françaises. Association avec les limites du pergélisol et de la végétation. 133

Figure 3.21. Limites inférieures des sols structurés actifs en Europe. Extrait de Troll (1947), complété. 135

Figure 3.22. Bloc laboureur dans le massif du Mont Thabor, 2 750 m. 139

Figure 3.23. Représentation schématique des limites de la solifluxion et des sols structurés dans les Pyrénées et les massifs de la péninsule ibérique. Synthèse bibliographique. 140

Figure 3.24. Représentation schématique des limites de la forêt, de la solifluxion et des sols structurés dans quelques massifs alpins. Synthèse bibliographique. 141

Figure 3.25. Insertion de l'étage périglaciaire pyrénéen dans la classification de différentes régions périglaciaires en fonction des degré-jours de gel et de dégel et des TAMA. 143

Figure 4.1. Les facteurs du développement et de la répartition des phénomènes périglaciaires, adapté de Höllermann (1985). 150

Figure 4.2. Comparaison des températures moyennes mensuelles entre 1981 et 1998 entre le versant espagnol et le versant français à 2 220 m. 152

Figure 4.3. Différence entre les températures moyennes mensuelles entre 1981 et 1998 entre le versant espagnol et le versant français à 2 220 m. 153

Figure 4.4. Effet de l'exposition sur les limites inférieures des formes périglaciaires. Exemple dans le massif du Taillon. 154

Figure 4.5. Relation entre le gonflement du sol au gel et la granulométrie. Extrait de Beskow (1947). 157

Figure 4.6. Lithodépendance des sols structurés sur la montagne de Cap de Long. 160

Figure 4.7. Localisation préférentielle des glaciers rocheux selon la lithologie : prépondérance des roches magmatiques. 161

Figure 4.8. Exemple de configuration microtopographique favorable au développement de sols structurés dans le cirque de Tuquerouye. 164

Figure 4.9. Limite supérieure de la pelouse sur le versant nord du Taillon et localisation des quatre secteurs. 169

Figure 4.10. Interprétation de la limite supérieure de la pelouse dans les quatre secteurs considérés. 170

Figure 4.11. Hiérarchisation des paramètres de localisation des sols structurés actifs dans le massif du Taillon. 173

Figure 4.12. Statistiques descriptives des 67 carrés de la modalité « présence de sols structurés ». 176

Figure 4.13. Statistiques descriptives des 575 carrés de la modalité « absence de sols structurés ». 176

Figure 4.14. Analyse des correspondances multiples sur la modalité « présence de sols structurés » : plusieurs classes homogènes se dessinent. 178

Figure 4.15. Zone proglaciaire du glacier du Taillon, site idéal pour le développement des sols structurés. 180

Figure 5.1. Cercles de pierres du Campcardos attribués au Pléniglaciaire par Soutadé (1980) et Delmas (2009). *Cl. M. Delmas, 10/2004.* 189

Figure 5.2. Glacier rocheux de Naou Costes (GR I – 1 750-2 000 m), attribué à un stade antérieur au Dryas récent (déglaciation précoce ? Dryas ancien ?). 196

Figure 5.3. Générations de glaciers rocheux au nord du Soum de la Male. 197

Figure 5.4. Localisation des sols structurés plurimétriques hérités. 201

Figure 5.5. Cercles de pierres plurimétriques attribués à la fin du Dryas récent ou au début de l'Holocène. Régolites granodioritiques de la montagne de Cap de Long, 2 550 m. 202

Figure 5.6. Localisation et caractéristiques des coulées de solifluxion recouvrant le paléosol daté d'Estaubé. 207

Figure 5.7. Localisation et caractéristiques du paléosol daté sur le versant sud du Taillon... 208

Figure 5.8. Étapes de déglaciation et localisation des sols structurés dans la zone proglaciaire du Taillon. 216

Figure 5.10. Cercles de pierres localisés au pied de la moraine PAG (col des Sarradets, 2 565 m). Lithologie gréso-calcaire. 220

Figure 5.11. Glacier de Pays Baché vu du pic de Campbieil. En haut : début du XX^{e} siècle (cl. G. Ledormeur). En bas : en 2007. 221

Figure 5.12. Étapes de déglaciation et localisation des sols structurés dans la zone proglaciaire du glacier de Pays Baché. 223

Figure 5.13. Débris supraglaciaires au Pays Baché..... 224

Figure 5.14. Sols polygonaux miniatures observés dans la classe 3 (1856-1906) de la zone proglaciaire du glacier de Pays Baché, à 2 870 m. 227

Figure 5.15. Association des phases glaciaires et périglaciaires énoncées dans le texte à un calendrier isotopique de référence..... 229

Figure 6.1. Localisation de la zone centrale et des secteurs du parc national des Pyrénées. . 251

Figure 6.2. Nombre de visiteurs dans le PNP par secteur entre le 15 juin et le 15 septembre 2007. 252

Figure 6.3. Répartition des géomorphosites potentiels par type et par secteur géographique. 252

Figure 6.4. Localisation des géomorphosites. 253

Figure 6.5. Répartition des géomorphosites selon leur note « tourisme ». 254

Figure 6.6. Répartition des géomorphosites selon leur note « gestion ». 255

Figure 6.7. Les moraines du glacier de Pays Baché (G28), en tête du classement gestion.... 256

Figure 6.8. Les moraines du glacier d'Ossoue (G14), en tête du classement tourisme. 257

Figure 6.9. Résultats de l'application de la classification ascendante hiérarchique sur les 30 géomorphosites potentiels : définition de trois groupes homogènes aux priorités distinctes. 258

Figure 6.10. Les vaux perchés du Marboré, des formes structurales d'une exemplarité remarquable. 259

Figure 6.11. Le cône de déjection du pla d'Ailhet (cirque d'Estaubé), un géomorphosite potentiel d'origine torrentielle. 259

Figure 7.1. Modèle de panneau didactique..... 263

Figure 7.2. Caractéristiques spatio-temporelles des trois géomorphosites ayant fait l'objet de panneaux de vulgarisation. 264

Figure 7.3. Vue aérienne oblique de l'épaulement de Saugué-Coumély. 265

Figure 7.4. Schéma représentant l'évolution de la vallée en trois temps. 266

Figure 7.5. Panneau de vulgarisation représentant l'épaulement de Saugué. 267

Figure 7.6. Schéma accompagnant le panneau des moraines d'Ossoue et relatant le dépôt des moraines et le recul du glacier. 269

Figure 7.7. Panneau de vulgarisation représentant les moraines du glacier d'Ossoue..... 270

Figure 7.8. Blocs-diagrammes représentant la genèse et l'évolution d'un bloc laboureur. ... 271

Figure 7.9. Panneau de vulgarisation représentant les blocs laboureurs de Pouey Aspé. 273

Figure 7.10. L'entrée par les paysages, sur la page d'accueil du site *Géopyrénées*..... 274

Figure 7.11. Termes le plus fréquemment employés sur les moteurs de recherche pour accéder au site *Géopyrénées*. 275

Figure 7.12. Le panneau *Aratorés*, le long de la route géologique transpyrénéenne, décrit l'englacement würmien de la vallée de l'Aragon. 277

Figure 7.13. Présentation des trois parcours géomorphologiques : http://geopyrenees.free.fr/parcours.php. 278

Figure 7.14. Carte du « parcours Campbieil » 279

Figure 7.15. Arrêt n°2 du parcours du Campbieil : les moraines du glacier de Pays Baché (G28). 280

Figure 7.16. Carte du « parcours Cambalès ». 281

Figure 7.17. Arrêt final du parcours : le glacier rocheux actif de Cambalès (géomorphosite n°10). 282

Figure 7.18. Carte du « parcours Bastan » 282

Figure 7.19. Le glacier rocheux de Gréziolles, premier arrêt du circuit de Bastan..... 283

Figure 7.20. Exemple d'étagements morphoclimatiques dans un massif pyrénéen. 288

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1. Températures moyennes annuelles et mensuelles de l'air dans cinq stations entre 1959 et 1988. 17

Tableau 1.2. Températures moyennes mensuelles au pic du Midi de Bigorre et à Barèges entre 1959 et 1984. 19

Tableau 1.3. Détermination des dates de rupture dans les séries thermiques de cinq stations de piémont entre 1946 et 2007 à l'aide des tests de Pettitt et de Buishand. 20

Tableau 1.4. Comparaison des températures moyennes mensuelles au pic du Midi entre les périodes 1959-1984 et 1994-2007. 22

Tableau 1.5. Estimation des températures mensuelles moyennes en Bigorre à différentes altitudes à partir des gradients du tableau 3.4 (moyenne des périodes 1959-1984 et 1994-2007)..... 22

Tableau 1.6. Comparaison des isothermes caractéristiques en Bigorre entre les périodes 1959-1984 et 1994-2007..... 22

Tableau 1.7. Statistiques descriptives des températures quotidiennes aux lacs d'Ardiden (2 450 m) entre 2007 et 2009. 26

Tableau 1.8. Gradients entre les cinq stations étudiées pour l'année 2008-2009. 28

Tableau 1.9. Estimation des cycles gel-dégel journaliers et des températures quotidiennes en Bigorre pour la période 2007-2009. 29

Tableau 3.10. Répartition spatio-temporelle des inversions thermiques quotidiennes pour la période 2007-2009..... 30

Tableau 1.11. Caractéristiques du manteau nival aux lacs d'Ardiden entre 1995 et 2010. 34

Tableau 1.12. Caractéristiques des températures du sol sur le versant sud de Gavarnie (2 750 m) entre 2005 et 2007. 43

Tableau 1.13. Paramètres retenus après l'ajustement du modèle à Gavarnie 45

Tableau 1.14. Paramètres retenus après l'ajustement du modèle à Estaubé (légende dans le tableau 1.13). 48

Tableau 1.15. Variabilité spatio-temporelle de la pénétration maximale du front de gel (0°C) lors du cycle annuel.. 54

Tableau 2.1. Vocabulaire trilingue des termes les plus fréquemment employés.. 59

Tableau 2.2. Vitesse moyenne de la solifluxion dans l'étage du gel saisonnier des Alpes et des Pyrénées. 62

Tableau 3.1. Caractéristiques générales des huit versants étudiés. 97

Tableau 3.2. Modèle de « fiche de terrain » remplie lors de chaque observation de forme..... 98

Tableau 3.3. Caractéristiques des glaciers rocheux actifs et inactifs des Pyrénées centrales françaises.. 122

Tableau 3.4. Limites inférieures de la solifluxion et des sols structurés dans la péninsule ibérique. Synthèse bibliographique. 136

Tableau 3.5. Limites inférieures de la solifluxion et des sols structurés dans les Alpes. Synthèse bibliographique. 138

Tableau 4.1. Limites supérieures des principales pelouses pyrénéennes. 165

Tableau 4.2. Synthèse des variables retenues. 174

Tableau 4.3. Résultats des analyses bivariées (procédure *catdes*) sur les modalités présence et absence de sols structurés. 177

Tableau 5.1. Relation entre la taille des fragments et la taille des cellules des sols structurés selon Goldthwait (1976). 202

Tableau 5.2. Âges ^{14}C et âges calibrés BP sur les trois échantillons retenus. 209

Tableau 5.3. Évolution de la surface totale des glaciers pyrénéens depuis 1850. 215

Tableau 5.4. Recul du glacier du Taillon depuis 1850. 218

Tableau 5.5. Recul du glacier du glacier de Pays Baché depuis 1856. 220

Tableau 6.1. Caractéristiques des 30 géomorphosites potentiels sélectionnés. 244

Tableau 6.2. Synthèse des 13 critères retenus. 245

Tableau 6.3. Critères propres à la valeur scientifique des géomorphosites. 245

Tableau 6.4. Critères propres aux valeurs additionnelles des géomorphosites. 247

Tableau 6.5. Résultats de l'évaluation numérique des 30 géomorphosites potentiels. 248

TABLE DES MATIÈRES

SOMMAIRE **1**

INTRODUCTION GÉNÉRALE **3**

PARTIE 1 CARACTÉRISATION MORPHOCLIMATIQUE DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE PYRÉNÉEN **11**

CHAPITRE I CARACTÉRISATION CLIMATIQUE DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE 15

1.1. Caractérisation des températures de l'air *17*

1.1.1. Températures mensuelles moyennes (1959-1988) 17

a) Les moyennes à basses altitudes 17

b) Gradients et isothermes dans l'étage périglaciaire 18

1.1.2. Évolution des températures mensuelles moyennes (1946-2007) 19

a) Le réchauffement entre 1946 et 2007 19

b) Comparaison des isothermes 1959-1984 et 1994-2007 au pic 21

1.1.3. Températures quotidiennes (2007-2009) 23

a) Lacs d'Ardiden 23

b) Estimation des cycles gel-dégel en fonction de l'altitude 26

1.2. Caractéristiques des précipitations *31*

1.2.1. Totaux de précipitations et saisonnalité 31

a) Totaux annuels moyens 31

b) Saisonnalité pluviométrique 32

1.2.2. Caractéristiques de la couche nivale 33

a) Hauteur et durée d'enneigement quotidien aux lacs d'Ardiden entre 1995 et 2009 34

b) Cycles gel-dégel hors période nivale (2007-2009) 35

1.3. Régime thermique du sol *36*

1.3.1. Approche théorique de la température du sol 36

1.3.2. Données observées 38

a) Conditions de mesure 38

b) Moyennes thermiques 40

c) Cycles gel-dégel 41

1.3.3. Modélisation de la profondeur maximale du gel 42

a) Méthode : logiciel Alizé-lcpc 42

b) Résultats 44

1.3.4. Le vent, un facteur de remobilisation du manteau nival 49

a) À l'échelle du massif 49

b) À l'échelle locale 51

CHAPITRE II L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE ACTUEL : TYPOLOGIE DE SES MARQUEURS ET ÉTAT DES CONNAISSANCES 57

2.1. Les formes de solifluxion sous pelouse *59*

2.1.1. Des terrassettes aux nappes : des formes variées 59

a) Les formes miniatures 60

b) Les grandes formes 63

2.1.2. DES FORMES fréquentes dans les Pyrénées 65

a) Pyrénées occidentales et centrales 65

b) Pyrénées orientales 66

2.2. Les sols structurés *67*

2.2.1. Définition et typologie 67

a) Les formes sur terrain plat 67

b) Les formes sur pente : sols structurés soliflués 71

2.2.2. Limites pyrénéennes actuelles : des formes plus ponctuelles 73

a) Pyrénées centrales 73

b) Pyrénées orientales 74

2.3. Les formes associées au pergélisol *75*

2.3.1. Les glaciers rocheux 76

a) Définition 76

b) Les glaciers rocheux pyrénéens 78

2.3.2. Les éboulis fluants (*protalus rock glaciers*) 79

2.3.3. Bilan sur le pergélisol pyrénéen 81

2.4. Les autres formes de l'étage périglaciaire *82*

2.4.1. Les formes nivales ... 82
a) Formes de tassement ... 82
b) Formes d'accumulation : bourrelets de névé ... 84
c) Formes d'ablation : niches de nivation ... 84
2.4.2. Les formes de gélivation ... 85
2.4.3. Les éboulis : des marqueurs secondaires ... 86
2.4.4. Les formes ambigües ... 87
a) Les gispetières ... 87
b) La dessiccation non périglaciaire ... 88
CHAPITRE III CARACTÉRISATION GÉOMORPHOLOGIQUE DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE ACTUEL ... 93
3.1. Observations sur les étagements actuels ... 94
a) Critères de sélection des versants ... 94
b) Présentation des sites observés ... 95
c) Méthode d'observation et d'interprétation ... 97
d) Indices d'activité des formes (végétation, humidité, déformation) ... 98
3.1.2. Les massifs frontaliers ... 100
a) Le massif du Vignemale ... 100
b) Le massif du Taillon ... 104
c) Cirque de Troumouse ... 107
d) Barroude ... 110
3.1.3. Les massifs septentrionaux ... 110
a) Le massif d'Ardiden ... 110
b) Le massif des Quatre Termes ... 113
c) La montagne de Cap de Long (Campbieil - pic Long) ... 115
d) Le Soum des Salettes ... 118
3.1.4. Les glaciers rocheux à l'échelle régionale ... 120
a) Méthode ... 120
b) Résultats ... 120
3.2. Questionnements sur la qualité de « marqueurs » des formes marginales ... 124
3.2.1. L'activité des formes de solifluxion marginales ... 125
3.2.2. Présence de glace dans les glaciers rocheux inactifs : apport de la géophysique ... 126
a) Contexte et méthode ... 126
b) Résultats ... 129
3.3. Discussion ... 132
3.3.1. À l'échelle régionale : des étages périglaciaires ... 132
3.3.2. Mise en perspective : comparaison avec d'autres massifs ... 134
a) Péninsule ibérique ... 135
b) Alpes ... 136

PARTIE 2 DISPARITÉS SPATIALES DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE PYRÉNÉEN ... 145

CHAPITRE IV LES FORMES PÉRIGLACIAIRES DANS L'ESPACE ... 149
4.1. Les facteurs de disparités de l'étage périglaciaire ... 151
4.1.1. L'exposition ... 151
a) Contraste thermique versant sud/versant nord ... 152
b) Décalage altitudinal des formes en adret et en ubac ... 153
c) Discussion ... 155
4.1.2. La lithologie ... 156
a) Lithodépendance des sols structurés triés ... 156
b) Lithodépendance des glaciers rocheux ... 161
4.1.3. Les conditions d'humidité ... 162
4.1.4. La végétation ... 164
a) Constat : forte relation entre les étagements périglaciaires et la couverture végétale ... 164
b) Relation entre le couvert végétal et les dynamiques périglaciaires ... 165
c) Les facteurs limitant le développement de la pelouse dans les Pyrénées ... 166
4.2. Hiérarchisation des paramètres de localisation des sols structurés dans le massif du Taillon ... 171
4.2.1. Méthode ... 172
a) Délimitation des observations et échantillonnage spatial ... 172
b) Variables retenues et codage ... 174
c) Méthodes statistiques ... 175
4.2.2. Résultats ... 175
a) Statistiques descriptives ... 175
b) Analyses bivariées ... 176
c) Analyses multivariées ... 177
4.2.3. Discussion ... 179
a) Les zones favorables aux sols structurés ... 179
b) Discussion méthodologique : les problèmes de discrétisation et de corrélation des données ... 181

c) Perspectives ... 182
CHAPITRE V LES FORMES PÉRIGLACIAIRES DANS LE TEMPS ... 185
5.1. L'étage périglaciaire au Pléistocène supérieur ... 186
5.1.1. Pléniglaciaire ... 186
a) Paléoenglacements ... 186
b) Le périglaciaire pendant le Pléniglaciaire ... 188
5.1.2. Tardiglaciaire ... 189
a) Chronologie ... 189
b) Générations de glaciers rocheux ... 191
c) Sols structurés ... 198
5.2. L'Holocène pré-PAG ... 203
5.2.1. Estimation de l'âge de coulées de solifluxion holocènes ... 204
a) Localisation des sites et méthode ... 205
b) Résultats ... 209
c) Discussion ... 209
5.2.2. L'âge des glaciers rocheux actifs ... 211
5.3. La mobilité post-PAG ... 213
5.3.1. Relation déglaciation – développement des figurés périglaciaires ... 214
a) La zone proglaciaire du Taillon ... 215
b) La zone proglaciaire de Pays Baché ... 218
c) Discussion ... 222
5.3.2. Les traces de mobilité récente en contexte non glaciaire ... 226
PARTIE 3 VALORISATION DES FORMES DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE PYRÉNÉEN ... 233
CHAPITRE VI SÉLECTION ET ÉVALUATION DES GÉOMORPHOSITES ... 239
6.1. Sélection des géomorphosites potentiels ... 241
6.1.1. Critères de sélection ... 241
a) Critère génétique ... 241
b) Critère géographique ... 241
c) Critère touristique ... 242
d) Critères d'accessibilité ... 243
6.1.2. Liste et caractéristiques des géomorphosites potentiels ... 243
6.2. Évaluation des géomorphosites potentiels ... 243
6.2.1. Méthodes d'évaluation ... 243
a) Critères d'évaluation ... 243
b) Système de notation ... 246
6.2.2. Classification et sélection des géomorphosites finals ... 248
a) Résultats de l'évaluation ... 248
b) Géomorphosites prioritaires ... 249
CHAPITRE VII VULGARISATION DES PAYSAGES PÉRIGLACIAIRES ... 261
7.1. Vulgarisation des géomorphosites ... 262
7.1.1. Les panneaux de vulgarisation ... 262
7.1.2. Exemples de vulgarisation ... 264
a) Épaulement de Saugué ... 265
b) Moraines du glacier d'Ossoue ... 268
c) Blocs laboureurs de Gavarnie ... 271
7.2. Le web, un diffuseur de connaissances ... 274
7.2.1. Caractéristiques générales du site ... 274
a) Plan du site ... 274
b) Quels visiteurs ? ... 275
7.2.2. Présentation des sentiers didactiques ... 276
a) Le parcours de la montagne de Cap de Long ... 278
b) Le parcours de Cambalès ... 280
c) Le parcours des glaciers rocheux de Bastan ... 282
CONCLUSION GÉNÉRALE ... 285
BIBLIOGRAPHIE ... 295
ANNEXES ... 325
LISTE DES FIGURES ... 387
LISTE DES TABLEAUX ... 393
TABLE DES MATIÈRES ... 397