Quantification de la dénudation glaciaire et postglaciaire dans l'orogène pyrénéen : bilans comparés parmi des cirques et des petits bassins versants en contexte climatique océanique et méditerranéen à l'aide des nucléides cosmogéniques produits in-situ et de mesures topométriques sous SIG

Yannick Crest

▶ **To cite this version:**

Yannick Crest. Quantification de la dénudation glaciaire et postglaciaire dans l'orogène pyrénéen : bilans comparés parmi des cirques et des petits bassins versants en contexte climatique océanique et méditerranéen à l'aide des nucléides cosmogéniques produits in-situ et de mesures topométriques sous SIG. Géographie. Université de Perpignan, 2017. Français. NNT : 2017PERP0028 . tel-01661359v2

HAL Id: tel-01661359

https://theses.hal.science/tel-01661359v2

Submitted on 14 Dec 2017

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

Docteur

Délivré par

UNIVERSITE DE PERPIGNAN VIA DOMITIA

Préparée au sein de l'école doctorale **ED 544**
Et de l'unité de recherche HNHP UMR 7194 CNRS

Spécialité : Géomorphologie

Présentée par Yannick Crest

Quantification de la dénudation glaciaire et postglaciaire dans l'orogène pyrénéen.

Bilans comparés parmi des cirques et des petits bassins versants en contexte climatique océanique et méditerranéen à l'aide des nucléides cosmogéniques produits in-situ et de mesures topométriques sous SIG

Soutenue le 15 septembre 2017 devant le jury composé de

Marc CALVET (Pr.), Univ. Perpignan-Via Domitia	Directeur de thèse
Yanni GUNNELL (Pr.), Univ. Lyon Lumières	Co-directeur de thèse
Magali DELMAS (MCF), Univ. Perpignan-Via Domitia	Encadrante de thèse
Marie-Françoise ANDRÉ (Pr.), Univ. B. Pascal, Clermont 2	Rapporteur
Vincent REGARD (Pr.), Univ. P. Sabatier Toulouse III	Rapporteur
Jean-Jacques BAHAIN (Pr.), Muséum National d'Histoire Naturelle	Examinateur
Régis BRAUCHER (CR), CEREGE, Aix-Marseille Université	Examinateur
Étienne COSSART (Pr.), Univ. J. Moulin Lyon III	Examinateur
Romain DELUNEL (CR.), Universität Bern	Examinateur
Philippe VERNANT (MCF), Univ. de Montpellier	Examinateur

Résumé

Ce travail de thèse vise à quantifier la dénudation glaciaire et non-glaciaire, et caractériser ses impacts sur le relief dans la Zone Axiale des Pyrénées — un orogène des moyennes latitudes, d'altitude modérée, à faible activité tectonique, et dans lequel l'impact topographique des glaciations pléistocènes augmente d'est en ouest. L'étude se caractérise par son unité de lieu et son unité de temps : elle se focalise sur les zones culminantes majoritairement cristallines d'un tronçon de la chaîne s'étendant des Pyrénées orientales françaises (massif du Carlit) aux Pyrénées centrales espagnoles (massif de la Maladeta), et sur un cycle glaciaire–interglaciaire complet : le Würm et l'Holocène. Ce travail de quantification – mené en croisant différentes méthodes complémentaires - s'inscrit dans un contexte plus large, celui des débats sur le rôle respectif du climat, de l'érosion et de la tectonique dans l'évolution des systèmes orogéniques. Dans les zones de cirques (massifs de Maladeta, Bassiès, Carlit), les résultats obtenus grâce aux nucléides cosmogéniques terrestres produits *in situ* (NCT) montrent un accroissement de l'amplitude du relief au Würm, avec des sommets s'abaissant moins vite (10–25 mm/ka) que les planchers de cirques (30–40 mm/ka). Les valeurs obtenues montrent également une accélération de la dénudation des planchers lors des glaciations restreintes (Dryas Récent : 30–400 mm/ka ; Néoglaciaire : 20–110 mm/ka), résultant certainement d'une remontée en altitude de la LEG jusqu'à la zone des cirques. Cela se traduit probablement par une transition de glaciers à base froide, qui préservent les surfaces culminantes, à des glaciers de cirque à base tempérée, qui durant ces périodes de conditions optimales érodent plus efficacement le substrat rocheux. Les taux d'érosion des glaciers de cirques néoglaciaires (180–700 mm/ka voire > 1 m/ka), calculés sous SIG à partir de la mesure des volumes de tills du massif de la Maladeta, complètent la caractérisation des dynamiques glaciaires durant l'interglaciaire holocène. La forte corrélation (r = 0,89) entre taux d'érosion et hauteur des murailles dans ces cirques montre que ces dernières jouent un rôle non négligeable dans la production de sédiments, leur potentiel de démantèlement et de déstabilisation augmentant avec leur hauteur. Les surfaces d'altérites de plateaux ont également été échantillonnées ; les NCT montrent que des plateaux englacés périodiquement (durant le Würm) et soumis aux flux humides atlantiques s'abaissent plus rapidement (plateau de Beille : 30–40 mm/ka en contexte déglacé) que les plateaux restés déglacés durant le Quaternaire et subissant un climat plus sec (plateaux externes du sud-Carlit : 21–25 mm/ka). Ces surfaces végétalisées s'abaissent deux à huit fois plus rapidement que les surfaces rocheuses non végétalisées que constituent les tors (3–10 mm/ka sur un à deux cycles

glaciaire–interglaciaire). Ces valeurs traduisent logiquement une dénudation inférieure à celle des fonds de vallées (supposée > 30–40 mm/ka sur la durée du Würm) et donc une relative préservation de ces surfaces, qui s'abaissent autant voire plus lentement que les crêtes supraglaciaires. Cette érosion différentielle entre surfaces de plateau et fond de vallée aboutit à une augmentation progressive du dénivelé entre ces deux surfaces au cours du temps. Cela semble confirmer l'augmentation de l'amplitude du relief pyrénéen sous l'influence des périodes glaciaires, conformément aux modèles classiques de géomorphologie glaciaire. Les plateaux soumis à une dénudation glaciaire plus active (plateaux internes du sud-Carlit) montrent un décapage massif des altérites préglaciaires ainsi qu'une abrasion un peu plus conséquente (> 30 mm/ka). Enfin, la dénudation a été mesurée par l'intermédiaire d'inventaires de NCT dans les alluvions de bassins versants d'altitude (1400–2800 m d'altitude moyenne) de différentes tailles (3 à 185 km² ; bassins versants d'ordre 1 à 3-4) dans différents secteurs d'étude (Haute-Esera, Haut-Vicdessos Aston–Beille, et Carlit–Cerdagne). Cela produit des taux de dénudation (25–450 mm/ka) associés à des temps d'intégration variables englobant parfois le Würm (1,5–23 ka). La dénudation augmente de manière linéaire avec l'accroissement de la déclivité moyenne des bassins versants (r = 0,83), une situation typique des orogènes chaînes de montagne à faible tectonique active. La dénudation augmente ainsi depuis les secteurs méditerranéens, peu marqués par l'impact des glaciers pléistocènes (forte proportion de plateaux, cirques peu développés, auges glaciaires peu incisées…), vers les secteurs soumis aux flux d'origine atlantique, où les processus d'érosion glaciaire ont été plus influents (cirques plus développés, auges glaciaires profondes, plateaux plus rares, voire absents…). La dénudation des bassins versants non englacés des zones culminantes reste très basse (25–30 mm/ka), augmente progressivement sur les zones de plateau en fonction de leur degré d'englacement würmien (30–55 mm/ka), et s'accroît dans les vallées autrefois entièrement englacées proportionnellement à la déstabilisation des versants provoquée par le recul des glaciers pléistocènes (130–350 mm/ka, voire 450 mm/ka). Les valeurs élevées (300–450 mm/ka) et s'éloignant de la relation linéaire avec la pente témoignent de la présence de glaciers (et donc de tills) holocènes, ou de la survenue d'instabilités gravitaires, notamment dans les lithologies les plus vulnérables (formations méta-sédimentaires schisteuses…). L'ensemble des résultats traduit une augmentation de l'amplitude du relief pyrénéen au cours du dernier cycle glaciaire–interglaciaire. Les glaciers pléistocènes semblent y avoir joué un rôle notable, que ce soit dans leur capacité d'érosion (base tempérée), leur pouvoir de préservation (base froide), ou leur propension à remodeler les paysages (héritage et pré-conditionnement topographique) et donc à influer sur la dénudation en contexte postglaciaire.

Abstract

This thesis aims to quantify glacial and non-glacial denudation and to characterize their respective impacts on topographic relief in the Axial Zone of the Pyrenees. As such, it is a contribution to ongoing studies on the respective contributions of climate, erosion and tectonics to the evolution of mountain ranges. The Pyrenees form a mid-latitude, intermediate altitude mountain range displaying weak tectonic activity and a westward gradient of increasing topographic inheritance from the work of Pleistocene glaciers. The study focuses on the most elevated areas of the French Eastern Pyrenees (Carlit Massif) to the Spanish central Pyrenees (Maladeta Massif) during the last glacial–interglacial cycle: Würm and Holocene. Denudation in these mainly crystalline massifs is quantified through a range of complementary methods. Within the cirque zones of the Maladeta, Bassiès and Carlit massifs, *in situ* terrestrial cosmogenic nuclide (TCN) inventories reveal that Würmian denudation on supraglacial ridges (10–25 mm/ka) was slower than on cirque floors (30–40 mm/ka), thereby resulting in an increase in topographic relief. Results also show an increase in cirque-floor denudation rate, probably caused by the ELA retreating to the cirque zone, during the Younger Dryas (30–400 mm/ka) and the Neoglacial (20–110 mm/ka). At these times, the higher-altitude environments underwent a transition from extensive and protective cold-based glaciers to smaller, warm-based glaciers. Erosion rates for the Neoglacial glaciers in the Maladeta Massif (180–700 mm/ka, locally > 1 m/ka) –calculated independently from DEM- and GIS-derived measurements of glacial debris volumes – provided additional data on Holocene glacial denudation in cirques. Strong correlation ($r = 0.89$) between erosion rates and headwall heights in these cirques (i.e. slope instability increases with headwall height) emphasizes the importance of headwall retreat and lowering in the delivery of sediment to the glacial system. Denudation on regolith-covered plateau surfaces was also analyzed using TCN concentrations. Results for the Würm show that periodic lowering of glaciated highland plateaus situated in the more humid Atlantic environments (Beille: 30–40 mm/ka in postglacial times) has been higher than still deglaciated plateau under drier Mediterranean conditions (plateau of southern Carlit: 21–25 mm/ka). Lowering of these vegetated surfaces is two to eight times faster than unvegetated bedrock surfaces such as pediments displaying tors (3–10 mm/ka over a span of one to two glacial–interglacial cycles). These values are 10 times lower than Würmian denudation rates in valley bottoms (> 30–40 mm/ka), which (at denudation rates similar and even greater than for supraglacial crests) explains the relatively good preservation of these preglacial land surfaces. As in the cirque zone, differential

denudation between plateaus and valley bottoms emphasizes an increase in topographic relief of the Pyrenees during glacial periods, in good agreement with classic models of glacial geomorphology. Plateaus where glacial activity was more intense (e.g. southern Carlit) are characterized by heavy dismantling of preglacial regolith and deeper scouring of bedrock (> 30 mm/ka). Finally, denudation was measured through TCN concentrations in alluvial sediment in elevated catchments (mean altitudes: 1400–1800 m) of different sizes (3–185 km²; Strahler orders 3 and 4) in different massifs (Upper-Esera, Upper-Vicdessos, Aston–Beille, and Carlit–Cerdagne). Denudation rates (25–450 mm/ka) are associated with variable integration times, sometimes including part of the Würm (1.5–23 ka). Denudation reveals a linear increase as a function of catchment mean slope (r = 0.83), as expected in orogens with weak tectonic activity. Accordingly, denudation increases from the Mediterranean areas, where topographic inheritance from Pleistocene glaciation is weak (extensive preservation of preglacial plateau, poorly developed cirques, feebly incised glacial troughs…), to the Atlantic areas, where glacial dynamics were more intense (conspicuous cirques, deeper glacial troughs, scarcity of preglacial plateau surfaces…). Denudation in unglaciated catchments of the summit zones is very low (25–30 mm/ka); on plateaus it gradually increases (30–55 mm/ka) as a function of the intensity of past glaciation, rising further still in catchments that were entirely glaciated during the Würm and where paraglacial slope instability caused by glacier retreat was likewise intense (130–450 mm/ka). The highest values (300–450 mm/ka), which form outliers to the main trend, correspond to watersheds impacted by residual Holocene glaciers and their till deposits, or to areas with widespread occurrence of rockslope failure (more frequent in metasedimentary rocks, e.g. schist). All the results produced in this study demonstrate an increase in topographic relief in the Pyrenean range during the last glacial–interglacial cycle. Given their capacity to either erode (warm-based ice) or preserve (cold-based ice) rock materials, and to subsequently influence patterns of postglacial denudation after deeply reshaping the landscape (effects of glacial inheritance and topographic pre-conditioning), Pleistocene glaciers have thus had a measurable impact on the topographic evolution of the Pyrenees.

Mots-clés : Pyrénées, dénudation, cirques, bassins versants, Würm, Holocène, paraglaciaire.

Keywords: Pyrenees, denudation, cirques, catchments, Würm, Holocene, paraglacial.

Remerciements

Enfin ! J'arrive au bout de ma thèse ! Je sors de cette longue période de rédaction et je vais enfin pour voir écrire ce que tout bon thésard se languit de faire : rédiger les remerciements ! Je vais pouvoir exprimer ma gratitude à beaucoup de personnes dans un langage qui se veut (évidemment) le plus correct possible mais également - parce que cela fait du bien de relâcher la pression - décontracté. Cependant, fort de mon statut de scientifique, ce ton badin ne m'empêchera pas d'organiser mes remerciements selon un gradient décroissant (au beurre) de participation scientifique à ma thèse : i) le trio de tête, ii) toutes les autres personnes qui ont participé au déroulé scientifique de ma thèse, iii) les personnes qui ont façonné mon parcours universitaire et professionnel, iv) les collègues de l'UPVD, v) mes amis et bien évidemment vi) ma famille.

Dans un premier temps, je souhaite remercier chaleureusement mon directeur de thèse Marc Calvet qui a su m'aiguiller et me pousser à aller toujours plus loin tout au long de cette thèse. J'adresse de vifs remerciements à mon encadrante Magali Delmas, toujours enjouée et de bonne humeur, qui a été très présente et très pédagogue durant ces trois années. Je n'oublie pas Yanni Gunnell, co-directeur de la thèse, incroyablement réactif en toutes circonstances et dont les remarques « tapent » toujours juste. Je vous remercie tous les trois pour tout le temps que vous avez passé à lire et corriger ce mémoire et à m'aider à la rédaction de l'article, je n'ai pas le souvenir d'une seule annotation qui n'ait pas été pertinente ou d'un seul commentaire qui n'ait pas été une piste véritablement intéressante à suivre. D'une manière plus générale, merci pour ce sujet de thèse, l'aventure humaine et scientifique trépidante que cela a été et bien évidemment pour les paysages magnifiques que j'ai parcourus !

Un grand merci à toute l'équipe du laboratoire LN2C au CEREGE pour son accueil chaleureux lors des phases d'analyse des échantillons, pour son professionnalisme et son niveau d'excellence. A ce titre, je tiens à remercier tout particulièrement Régis Braucher pour son encadrement et son aide précieuse depuis les analyses chimiques jusqu'au calcul des âges apparents et tranches érodées. Merci à Frédéric Chauvet, Valéry Guillou et Laetitia Leanni qui m'ont encadré et guidé tout au long de la préparation des échantillons et des analyses chimiques en laboratoire. Merci également à Philippe Dussoulliez (équipe GEOTEC) pour son aide inestimable dans le calcul des taux de production des bassins versants sous Matlab. Merci à Didier Bourlès pour sa bienveillance et ses encouragements.

Je souhaite adresser mes remerciements et ma reconnaissance à trois personnes de première importance dans mon parcours universitaire et professionnel. Tout d'abord Cécile Miramont, ma tutrice de M1 qui m'a fait découvrir le monde de la géomorphologie et des environnements postglaciaires au travers de l'étude dendrochronologique des gisements de bois subfossiles des Alpes du Sud. Ensuite, Matthieu Ghilardi, anciennement mon tuteur de M2 et aujourd'hui mon ami, grâce à qui j'ai vécu une aventure scientifique et humaine extraordinaire durant six mois dans le cadre d'une étude sur l'évolution du delta du Lilas et du Kalas (île d'Eubée, Grèce). J'en garde un souvenir impérissable ! C'est également Mathieu qui m'a encouragé à faire une thèse, qui m'a donné l'occasion d'acquérir de l'expérience, des compétences lors de différents contrats de vacation, et qui m'a transmis l'appel à candidature de la présente thèse. Enfin, Claude Vella qui lui aussi, après mon Master, m'a donné ma chance en me proposant plusieurs contrats de travail riches en acquisition de compétences, en expériences incroyables et en terrains passionnants (la Camargue !). Cet apprentissage n'aurait pas non plus été possible sans l'aide précieuse de Philippe Dussoulliez et Jules Fleury. Je n'oublie pas Marie-Jo Soncini qui m'a fait confiance, m'a permis de vivre une expérience unique et originale de six mois de Service Civique à la Réserve Géologique Naturelle de Haute-Provence, et m'a conseillé sur la réalisation d'une thèse.

Bien évidemment, je remercie tous mes collègues (également dans le sens marseillais du terme) de l'UPVD, et en premier lieu Amandine alias Le Dahu, alias la reine du mail croustillant à l'extérieur avec des vannes à l'intérieur, et qui fréquente un ewok vraiment pas très recommandable. Kévin, qui connaît toutes les blagues à base de beurre doux, qui me font beaucoup rire et qui s'est rapidement transformé en un inconditionnel de la plage ensoleillée. Nora, je te décerne le prix Lucchini-Zuckerberg de la personne la plus bavarde et la plus sociable que je connaisse. Félix, je crois que le monde n'est pas prêt pour toutes les théories et les modèles de société qu'on a élaborés ! Cédric, l'homme par qui le sucre arrive, l'agent secret infiltré par les Schokobons à l'UPVD. Fanny, désormais je sais que tu fais partie du PDVA (Parti des Directives Vestimentaires Autoritaires). Romain, une des rares personnes à savoir que i) n'est pas cochon dinde qui veut et que ii) cette thèse n'est pas une thèse sur le cyclimse. Aurélie, un grand merci pour tes conseils avisés sur la rédaction de la thèse. Paul, je vais citer tous les noms de famille rigolos que tu aurais pu porter : Nord, Tronc, Tergeist, Aire, Isson, Igone, Ipoquette, Iphasé. Issam, l'alliance personnifiée de la persévérance et du style vestimentaire toujours impeccable. Cécile et Afraa, je n'ai plus de petite phrase ou de *private joke* en stock à la fin de ce paragraphe, mais je ne vous oublie pas pour autant !

Je remercie tous mes amis pour leur soutien et leur présence. Audrey, que de chemin parcouru depuis l'époque des nains pervers qui ricanent et la préparation de cocktail en saladier. Aurélie, il faut que tu trouves un moyen de mêler ta passion pour le vélo avec ta propension à confectionner des mojitos : tente le vélojito. Christopher « Baka », la seule autre personne qui reconnaît « le pur style de The King », on va réussir à élever notre beach volley au rang de 11ème art. Julien N., meilleur fournisseur de blagues sur les schtroumpfs et les pingouins, ne t'inquiètes pas, on va en trouver encore une flopée de chemins impraticables à explorer. Michel, je crois que tu as raison, il n'y aura jamais assez de papier peint pour toute la salle. Nico E., on aura encore l'occasion de parler de Jean-Paul André, le premier chanteur nucléaire et de Magali de Piau Engaly. Nico O., on finira bien par les trouver ces gorges du Verdon…tu as également le bonjour de Francisco de Mi Corazon de Vamos a la Playa. Ornella, je garde en tête ta parfaite imitation du pigeon (rhou…rhou…) ; sinon j'ai aussi des noms de famille pour toi, Gage, Boration, Sticité. Vanessa, rescapée de la Section Universitaire d'Elite, il va falloir que tu me rappelles la définition de *biscamboy* une bonne fois pour toutes. Je remercie également Pascal, Carl, Charlotte, Anaïs, JP, Julien C., et Sylvain.

Enfin, je remercie mes parents pour à peu près tout, et quoi que je fasse dans la vie, je les en remercierai et serai reconnaissant pour tout ce qu'ils m'ont donné et tout ce qu'ils m'ont appris. Je n'oublie pas de remercier également ma sœur, Mélissa. Bien évidemment, je remercie infiniment ma compagne Céline Durand pour sa patience à toute épreuve, son soutien sans faille, qui a réussi à me supporter du début à la fin de cette thèse.

Enfin, j'ai une pensée émue pour tous les objets, malencontreusement au mauvais endroit et au mauvais moment (près de moi lorsque un logiciel se met à *bugger* sans raison), et qui nous ont quittés prématurément.

A la suite de ma soutenance, je souhaite vivement remercier l'ensemble des membres du jury pour leur lecture de mon manuscrit, leurs commentaires élogieux, leur esprit critique et constructif, ainsi que leur bienveillance. Je remercie ainsi les rapporteurs Marie-Françoise André et Vincent Regard, les examinateurs Jean-Jacques Bahain, Régis Braucher, Etienne Cossart, Romain Delunel et Philippe Vernant, et bien évidemment mon directeur de thèse Marc Calvet, mon co-directeur de thèse Yanni Gunnell et mon encadrante Magali Delmas. Cette journée de soutenance fut l'une des plus belles de ma vie, un grand merci pour ce cadeau inestimable !

Table des matières

Introduction générale……1

1. Contexte scientifique 2

1.1. L'efficacité relative de la dénudation glaciaire 4

1.2. Evolution de l'amplitude du relief en contexte englacé 6

1.3. La dénudation en contexte paraglaciaire 8

2. Cadre de la thèse..... 10

2.1. Objectifs de la thèse et stratégie d'approche 10

2.2. Organisation du mémoire 12

Chapitre 1. L'évolution du relief au Quaternaire : focus sur les zones d'altitude en contexte glaciaire et paraglaciaire……..16

1. Introduction I..... 17

2. Les glaciers : des agents d'érosion lents mais efficaces..... 18

2.1. Le mouvement des glaciers 18

2.1.1. Le bilan de masse 19

2.1.2. Les différents types de mouvements de la glace 21

2.2. La dénudation par les glaciers 23

2.2.1. L'incision du lit glaciaire..... 23

2.2.1.1. L'abrasion sous-glaciaire..... 23

2.2.1.2. L'arrachage de blocs ou quarrying 25

2.2.1.3. Processus liés aux écoulements d'eau sous-glaciaire 29

2.2.1.4. Mesure de l'abrasion et de la dénudation des planchers..... 30

2.2.2. Le recul des murailles..... 30

2.2.2.1. Le démantèlement des murailles 30

2.2.2.2. La rimaye : un rôle pivot dans le développement des cirques..... 31

2.2.2.4. Quantification du recul des parois..... 33

2.3. L'efficacité de la dénudation glaciaire 34

2.3.1. Variations temporelles..... 35

2.3.2. Variations latitudinales..... 36

2.3.3. Les glaciers constituent-ils les agents d'érosion les plus efficaces ?..... 36

3. Les formes générées par la dénudation glaciaire dans les zones culminantes : les cirques et bassins versants d'altitude..... 37

3.1. Les cirques : zones de contrôle de l'altitude des sommets 37
3.1.1. Définition et formes 38
3.1.2. L'évolution allométrique des cirques sur le long-terme 41
3.1.3. Un développement tendant vers un état d'équilibre dynamique ? 44
3.1.4. La possibilité d'une dénudation accrue lors des glaciations restreintes 45
3.2. Les bassins versants d'altitude 47
3.2.1. Problématiques de la dénudation à l'échelle d'un bassin versant 48
3.2.2. La dénudation des bassins versants 51
3.2.3. Mécanisme de diffusion de l'érosion 54
3.2.4. Les sols : catalyseurs de l'altération ? 59
3.2.5. Le contexte paraglaciaire 60
4. Les possibilités d'évolution d'un relief englacé 64
4.1. Le « glacial buzzsaw » ne peut pas tout… 65
4.2. La dénudation au niveau de la LEG comme chef d'orchestre ? 69
4.2.1. Les glaciations restreintes 69
4.2.2. Les glaciations étendues 71
4.2.3. Modulations liées au climat et à la tectonique 73
4.3. L'exagération du relief préglaciaire : un passage obligé 74
4.3.1. Conditions de mise en place : tectoniques et climat 74
4.3.2. L'impact ponctuel de la lithologie : l'exemple des « *Teflon Peaks* » 75
4.3.3. Une phase transitoire ? 77
5. Conclusion partielle I 79

Chapitre 2. Les Pyrénées, un orogène de collision intracontinentale modérément impacté par les glaciations pléistocènes……..……..80

1. Introduction 81
2. Cadre géologique 83
2.1. Grands ensembles lithostructuraux 83
2.2. Les formations géologiques de la Zone Axiale 85
2.2.1. Terrains sédimentaires à méta-sédimentaires paléozoïques 86
2.2.2. Batholites granitiques carbonifères 86
2.2.3. Dômes gneissiques ordoviciens/carbonifères 87

2.2.4. L'érosion des formations cristallines 88
2.3. Collision et orogenèse alpine 88
2.4. Évolution post-orogénique et formation des surfaces d'aplanissement 90
3. Un climat entre influences océaniques et méditerranéennes 94
3.1. Aires de répartition des influences climatiques 95
3.2. Variations climatiques locales 96
4. Chronologie des glaciations pléistocènes 98
4.1. Glaciations pré-würmiennes 98
4.2. L'englacement würmien 100
4.3. La déglaciation ou Late Glacial-Interglacial Transition (LGIT) 102
4.3.1. Dryas Ancien (GS-2.1a) 102
4.3.2. Bølling-Allerød (GI-1e à GI-1a) et Dryas Récent (GS-1) 104
4.4. L'Holocène et le Petit Age de Glace 106
5. L'impact des glaciations pléistocènes sur la topographie 109
5.1. Un impact contrasté entre Pyrénées centrales et orientales 109
5.2. Les surfaces paléiques 111
5.3. Les cirques des Pyrénées 115
5.4. Une réponse paraglaciaire faible 117
6. Focus sur les secteurs d'étude 119
6.1. La Haute-Ésera : un secteur de haute altitude encore englacé 119
6.1.1. Géologie 119
6.1.2. Impact des glaciations quaternaires 121
6.1.3. Chronologie de la déglaciation 123
6.1.4. Conditions climatiques locales 124
6.2. Haut-Vicdessos : une haute topographie très abrupte et déglacée 124
6.2.1. Géologie 124
6.2.2. Impact de glaciation quaternaires 126
6.2.3. Chronologie de la déglaciation 126
6.2.4. Conditions climatiques locales 128
6.3. Aston-Beille : entre plateaux et zones de cirques 128
6.3.1. L'omniprésence des terrains orthogneissiques 128
6.3.2. Impact géomorphologique des glaciations quaternaires 130
6.3.3. Chronologie de la déglaciation 131
6.3.4. Conditions climatiques locales 131
6.4. Carlit-Cerdagne : l'imposante préservation des plateaux d'altérites 132

6.4.1. Géologie 132
6.4.2. Impact des glaciations quaternaires 132
6.4.3. Chronologie de la déglaciation 135
6.4.4. Conditions climatiques locales 135
7. Conclusion partielle II 136

Chapitre 3. L'association des outils NCT, SIG et de mesure in situ pour étudier la variabilité spatio-temporelle de la dénudation...137

1. Introduction III 138
2. Les nucléides cosmogéniques terrestres produits in situ 140
2.1. Les rayons cosmiques ne sont pas de notre galaxie 140
2.2. Accumulation des NCT à la surface terrestre 141
2.3. Description du protocole analytique 143
2.3.1. Les taux de production brut (*scaling factors)* 144
2.3.2. Les corrections topographiques 144
2.3.3. L'épaisseur du manteau neigeux (*snow shielding*) 147
2.3.3.1. Calcul de la correction 147
2.3.3.2. Origine des valeurs utilisées 148
2.3.4. Protocole chimique et détermination de la concentration en NCT 149
2.3.4.1. Broyage et tamisage 149
2.3.4.2. Elimination des minéraux non quartzeux 150
2.3.4.3. Elimination du ^{10}Be atmosphérique 150
2.3.4.4. Dissolution totale 151
2.3.4.5. Récupération du béryllium 151
2.3.4.6. Mesure de la concentration en NCT par Spectromètre de masse par Accélérateur (SMA) 152
3. La dénudation dans les cirques à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire 154
3.1. Les mesures NCT sur surfaces rocheuses 155
3.1.1. La datation des blocs morainiques 155
3.1.2. L'appréciation de la dénudation sur plancher 158
3.1.3. Taux de dénudation sur surfaces ayant atteint le *steady-state* 161
3.2. La mesure SIG des volumes sédimentaires d'origine glaciaire 163
3.2.1. Les méthodes de mesure des formations glaciaires du PAG 165
3.2.1.1. Moraines : mesure par interpolation intégrale (MII) 165

3.2.1.2. Cônes proglaciaires : mesure par interpolation par transects (MIT) 167
3.2.2. L'incertitude analytique associée 169
3.2.3. Calcul des taux d'érosion 170
4. La dénudation à l'échelle des bassins versants à l'Holocène 172
4.1. Taux de dénudation dans des bassins versants 173
4.1.1. Stratégie d'échantillonnage 174
4.1.2. Problématiques relatives aux bassins versants 176
4.1.2.1. Lithologie et minéral-cible 176
4.1.2.2. La connectivité du réseau hydrographique 177
4.1.2.3. Temps de transit et stocks sédimentaires 178
4.1.2.4. Les phénomènes de subsurface : la problématique des sols 181
4.1.2.5. Les mouvements gravitaires de masse 182
4.1.2.6. L'impact des glaciers actuels et holocènes 184
4.2. L'appréciation de la dénudation aérienne holocène en altitude 185
5. Conclusion partielle III 188

Chapitre 4. Dénudation sous-glaciaire et amplitude du relief : approche quantitative à l'échelle d'un cycle glaciaire–interglaciaire complet, le Würm……..….207

1. Introduction IV 208
Partie I. Les zones de cirques 209
2. Article 209
3. Principaux points de discussion 210
3.1. Des apports sur la chronologie de la déglaciation 210
3.2. Une méthode innovante de quantification de la dénudation 211
3.3. L'accélération de la dénudation glaciaire au LGIT et à l'Holocène 211
3.4. L'accroissement de l'amplitude du relief 212
Partie II. Les zones de plateaux 213
4. Stratégie d'échantillonnage 214
5. La situation des sites d'échantillonnage 216
5.1. Les plateaux externes du sud-Carlit 220
5.2. Les plateaux internes du sud-Carlit 222
5.3. Le plateau de Beille 224

6. Résultats et interprétations 228
6.1. Les plateaux du sud-Carlit 231
6.2. Le plateau de Beille 232
7. Discussion 234
7.1. Apports sur la chronologie de la déglaciation 234
7.1.1. Plateau de Beille 234
7.1.2. Plateaux du Carlit 235
7.2. Les modalités de la dénudation des tors par les glaciers 235
7.2.1. La dénudation nulle du tor de Prat de Moll 236
7.2.2. La question du régime basal de la glace du plateau de Beille 236
7.2.3. Un glacier à base tempérée dans le Carlit 237
7.3. La dénudation des plateaux 238
7.3.1. Variabilité de la dénudation des altérites 238
7.3.2. L'abaissement des tors selon l'englacement 238
7.3.3. Evolution des topographies déglacés 239
7.3.4. Evolution des topographies englacées 239
7.4. Comparaison des données de plateaux et de cirques 240
7.4.1. La variabilité de la dénudation 240
7.4.2. Evolution du relief à l'échelle du cycle würmien 242
8. Conclusion partielle IV 243

Chapitre 5. Focus sur l'érosion glaciaire holocène : approche par quantification topométrique des volumes sédimentaires sous SIG dans les cirques du massif de la Maladeta……..….245

1. Introduction V 246
2. Contexte géographique : les cirques du massif de la Maladeta 247
2.1. Les cirques quaternaires 248
2.2. Description des bassins glaciaires du PAG 250
2.2.1. Aneto 250
2.2.2. Barrancs et Tempestades 251
2.2.3. Maladeta 252
2.2.4. Creguenya 253
2.2.5. Corones 254

2.2.6. Lloses 254
2.2.7. Salenques 255
3. Méthode : de la quantification des volumes sédimentaires au calcul des taux d'érosion glaciaire et périglaciaire à l'Holocène 256
3.1. Caractéristiques des dépôts mesurés 258
3.1.1. Les cordons morainiques du PAG 258
3.1.2. Les cônes proglaciaires du PAG 260
3.1.3. Masses volumiques du matériel sédimentaire 260
3.2. Caractérisation des surfaces réelles de production 262
3.2.1. Étendue et dimensions 262
3.2.2. Altitudes 262
3.2.3. Pente 263
3.2.4. Profil en long 263
3.2.5. Les murailles 264
4. Résultats 264
4.1. Les surfaces de production 264
4.1.1. Étendue et dimensions 265
4.1.2. Altitudes 267
4.1.3. Pente 267
4.1.4. Profils de pente 267
4.1.5. Paramètres des murailles 270
4.2. Volumes de till, tranches érodées et taux d'érosion glaciaire 272
5. Discussion 277
5.1. Fiabilité et limite des mesures 277
5.1.1. L'incertitudes liée aux processus d'érosion et aux dépôts morainiques hérités 277
5.1.2. Incertitudes autour des valeurs d'érosion, cirque par cirque 278
5.1.2.1. Aneto 278
5.1.2.2. Barrancs 279
5.1.2.3. Corones 279
5.1.2.4. Creguenya 280
5.1.2.5. Lloses 280
5.1.2.6. Maladeta 281
5.1.2.7. Salenques 281
5.1.2.8. Tempestades 281
5.2. Une érosion dans les « normes » mondiales 282
5.3. Comparaison avec les données de dénudation ^{10}Be sur planchers 283

5.4. Conséquences pour la surrection pyrénéenne 285
5.5. Variabilité de l'érosion au sein du massif de la Maladeta 286
5.5.1. Importance de l'exposition des cirques 286
5.5.2. Influence du climat et de la topographie locale sur le gradient de masse 287
5.5.3. Rôle des murailles 288
6. Conclusion partielle V 291

Chapitre 6. Dénudation dans les bassins versants des Pyrénées centrales et orientales……294

Introduction VI 295
Partie I : caractérisation des bassins versants 297
1. Les caractéristiques morphométriques 297
1.1. Stratégie d'échantillonnage : différents types de bassins versants 298
1.2. Des marqueurs de l'impact des glaciations quaternaires 302
1.3. Englacement et enneigement holocènes 303
2. Cartographie géomorphologique 306
2.1. Hydrographie et connectivité 306
2.2. Lithologie et production de NCT 307
2.3. Les différentes surfaces de production sédimentaire potentielles 309
2.3.1. Les différents types de substrats-ensembles 309
2.3.1.1. Les surfaces rocheuses saines sans végétation 310
2.3.1.2. Les surfaces végétalisées (couvert herbeux et arbustif) 311
2.3.1.3. Les surfaces végétalisées (couvert forestier) 312
2.3.1.4. Les surfaces de plateaux 314
2.3.2. Les différents types de dépôts 315
2.3.2.1. Les moraines/dépôts de till 316
2.3.2.2. Les dépôts alluviaux/colluviaux 317
2.3.2.3. Les glaciers rocheux et tabliers d'éboulis 318
Partie II : la dénudation moyenne des bassins versants 326
3. Résultats 327
3.1. Dénudation des surfaces rocheuses saines 327
3.2. Résultats d'analyse par ^{10}Be 331
Les concentrations en NCT 331
Les taux de dénudation 332

Les temps d'intégration 333
3.3. Lien entre dénudation et paramètres morphométriques 336
4. Discussion 341
4.1. Interprétation des résultats en fonction des bassins versants 341
4.1.1. Haute-Esera 342
4.1.1.1. Maladeta 342
4.1.1.2. Aneto 344
4.1.1.3. Creguenya 346
4.1.1.4. Vallibierna 347
4.1.1.5. Esera 348
4.1.2. Haut-Vicdessos 350
4.1.2.1. Artigue 350
4.1.2.2. Escale 351
4.1.2.3. Haut-Vicdessos 352
4.1.3. Aston-Beille 353
4.1.3.1. Artarante 353
4.1.3.2. Gargante et Mourègnes 354
4.1.3.3. Aston 355
4.1.4. Carlit-Cerdagne 357
4.1.4.1. Grave 357
4.1.4.2. Mesclan d'Aygues 358
4.1.4.3. Estagnets 359
4.1.4.4. Brangoli 360
4.1.4.5. Bena 361
4.1.4.6. El Raür 361
4.1.4.7. Salit 363
4.1.4.8. Egat 363
4.2. Comparaison des taux pyrénéens 364
4.2.1. Bassin versant de la Têt 364
4.2.2. Bassin versant de l'Ebre 365
4.2.3. Bassin versant de la Garonne 366
4.3. Le contrôle exercé par la déclivité des versants 367
4.3.1. Les bassins versants des plateaux 367
4.3.2. Les vallées stables des Pyrénées centrales 369
4.3.3. Les bassins versants « instables » ou partiellement englacés 370

4.4. Taux de dénudation et implications géodynamiques 371
4.5. L'impact des glaciers dans la dénudation 374
4.5.1. L'efficacité des dynamiques glaciaires 374
4.5.2. Le rôle des glaciers a posteriori sur la dénudation holocène 375
5. Conclusion partielle VI 376

Conclusion générale……379

1. Quantification de la dénudation sur différents objets géomorphologiques à différentes échelles de temps 380
1.1. L'abaissement des planchers de cirque au cours d'un cycle glaciaire-interglaciaire 380
1.2. Le démantèlement des crêtes supraglaciaires 382
1.3. L'érosion des cirques au Néoglaciaire 382
1.4. L'abaissement des surfaces de plateaux 383
1.5. La dénudation des bassins versants d'altitude 384
2. Variations de l'amplitude du relief 385
2.1. A l'échelle d'une période glaciaire : le Würm 385
2.2. A l'échelle d'un interglaciaire : l'Holocène 386
2.3. A l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire 388
3. Impact des processus d'érosion et du pré-conditionnement topographique par l'englacement quaternaire 389
3.1. La déstabilisation des versants 389
3.2. La composante sédimentaire du contexte paraglaciaire 390
4. Implications géodynamiques 392
5. Bilan et perspectives 394

Bibliographie.....400

Table des figures.....436

Table des tableaux.....444

Annexes.....446

Introduction générale

1. Contexte scientifique 2

1.1. L'efficacité relative de la dénudation glaciaire 4

1.2. Evolution de l'amplitude du relief en contexte englacé 6

1.3. La dénudation en contexte paraglaciaire 8

2. Cadre de la thèse 10

2.1. Objectifs de la thèse et stratégie d'approche 10

2.2. Organisation du mémoire 12

1. Contexte scientifique

La formation des chaînes de montagnes est un phénomène résultant fondamentalement de forçages tectoniques (zones de collision, zones d'obduction…). Leur évolution au cours du temps constitue un processus plus complexe mettant en balance les forçages tectoniques avec ceux d'ordre climatique mais également, et plus secondairement, avec les caractéristiques lithologiques de l'orogène (Molnar et England, 1990 ; Champagnac et al., 2012 ; Champagnac et al., 2014). Tandis que les mouvements tectoniques provoquent la surrection des masses rocheuses, les processus d'érosion (météorisation et transport), dont l'efficacité est principalement contrôlée par les conditions climatiques (action des cours d'eau, des glaciers…), attaquent et redistribuent ces masses au cours du temps : il en résulte des volumes topographiques dont le relief est en évolution permanente. La lithologie, quant à elle, module l'impact des processus d'érosion sur le relief. Les activités anthropiques peuvent également jouer un rôle dans ces processus (Champagnac et al., 2014). D'une manière plus générale, la dénudation d'un relief est fonction de facteurs d'érodabilité internes (lithologie, structure, failles…) et externes (tectonique, climat, couvert végétal…) au substrat, mais aussi de l'amplitude du relief (différence d'altitude entre les zones en creux et la ligne de crêtes), laquelle évolue en fonction des facteurs d'érodabilité. Les fonds de vallée et zones faîtières sont surtout sensibles aux paramètres liés à l'érodabilité du substrat rocheux, tandis que la réponse des versants est davantage fonction de la manière dont évolue l'amplitude du relief (Champagnac et al., 2014).

L'évolution « récente » des orogènes est soumise à l'impact du refroidissement mondial qui s'est opéré au début du Pliocène (suite à la fermeture de l'isthme de Panama : 4 Ma) et de l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires mise en place au début du Quaternaire. En effet, les reliefs les plus élevés des hautes et moyennes latitudes passent alors d'un contexte initialement fluvial à un contexte plus communément englacé, où les glaciers deviennent d'importants agents d'érosion. Les processus d'érosion glaciaire (abrasion sous-glaciaire, quarrying…) et périglaciaire (cryoclastie…), qui se sont intensifiés au Quaternaire, sont réputés :

i) provoquer une augmentation sensible de la dénudation moyenne en zone de montagne par rapport au régime exclusivement fluvial et préglaciaire (Montgomery, 2002 ; Van der Beek et Bourbon, 2008 ; Norton et al., 2010 ; Herman et al., 2013),

ii) contribuer à profondément modifier le relief préglaciaire dans les zones effectivement englacées (Van der Beek et Bourbon, 2008 ; Egholm et al., 2009 ; Sternai et al., 2012; Yanites et Ehlers, 2012).

iii) générer pour les périodes postglaciaires des topographies pré-contraintes par les héritages glaciaires (Norton et al., 2010 ; Yanites et Ehlers, 2012 ; Champagnac et al., 2014). La dénudation en contexte paraglaciaire puis interglaciaire est, en effet, fortement influencée par l'héritage topographique issu de l'action des glaciers.

Ces trois aspects et leurs relations mutuelles - présentés plus en détail ci-dessous - représentent le cœur du contexte scientifique dans lequel s'insère le projet de cette thèse. En effet, l'impact de l'érosion glaciaire sur les systèmes orogéniques et la réponse postglaciaire des bassins versants au sein du domaine englacé font débat depuis une vingtaine d'années. Agents d'érosion réputés très efficaces (Hallet et al., 1996), les glaciers sont susceptibles d'exagérer le relief par élargissement et surcreusement des vallées, suscitant une surrection accélérée par réajustement isostatique (Molnar et England, 1990). La théorie de la 'scie circulaire' (b*uzzsaw hypothesis* : Mitchell et Montgomery, 2006) postule, en revanche, une érosion glaciaire maximale au niveau et au-dessus de la limite des neiges permanentes, qui contrôlerait l'altitude moyenne des montagnes englacées. Cette théorie passe toutefois sous silence les modalités de la dynamique glaciaire et les processus d'érosion dans les zones d'accumulation de glace que sont les cirques (Oskin et Burbank, 2005 ; Brook et al., 2006 ; Evans, 2006 ; Sanders et al. 2010, 2013). L'accent est mis tantôt sur le creusement des planchers par les processus sous-glaciaires, tantôt sur un recul périglaciaire des parois, exacerbé par les processus paraglaciaires (Ballantyne, 2002). L'hétérogénéité spatio-temporelle de l'érosion glaciaire et le poids des paramètres lithologiques, structuraux, topographiques et climatiques sont, en outre, des faits documentés dans les milieux polaires (Sugden et John, 1976 ; Fabel et al., 2002, 2004). Le laboratoire naturel offert par les Pyrénées permet de tester cette hétérogénéité spatio-temporelle de l'érosion dans un orogène récent en appuyant les stratégies d'échantillonnage sur la présence de topographies préglaciaires bien conservées (Gunnell et al., 2009) et sur des données localement acquises concernant l'épaisseur des tranches érodées lors du dernier cycle glaciaire (Delmas et al., 2009).

1.1. L'efficacité relative de la dénudation glaciaire

L'avènement du Pléistocène et son cortège de périodes glaciaires – durant lesquelles les glaciers s'étendent sur des surfaces initialement totalement déglacées et dont l'emprise maximale atteint ~30% de la surface de la Terre – constituent une perturbation d'origine climatique de grande ampleur par rapport à la répartition initiale de la dénudation au sein des orogènes au début du Pliocène. Les topographies passent d'une dénudation principalement régie par l'action des cours d'eau, en réponse à des forçages principalement d'ordre tectonique (Whipple et Tucker, 1999 ; Yanites et Ehlers, 2012), à une dénudation contrôlée par les écoulements de glace à base tempérée, dont l'action érosive est supposée plus efficiente que celle des cours d'eau (Montgomery, 2002 ; van der Beek et Bourbon, 2008 ; Norton et al., 2010 ; Herman et al., 2013), mais aussi par les zones où des glaces à base plus froide préservent au contraire le substrat rocheux sous-jacent d'une érosion aussi intense qu'elle pourrait l'être sous d'autres régimes climatiques (Fabel et al., 2002).

Le fonctionnement érosif de l'environnement fluvial repose sur l'action des cours d'eau en fond de talweg, ce qui a pour conséquence de provoquer une érosion régressive à l'amont des cours d'eau et en pied de versants. La déclivité des versants – dont dépend l'essentiel de la dénudation à l'échelle d'un bassin versant (Ahnert, 1970 ; Montgomery et Brandon, 2002 ; DiBiase et al., 2010 ; Portenga et Bierman, 2011) – est ainsi fonction de la vitesse de sape de leur base par les cours d'eau et de l'amplitude du relief ainsi produite (Champagnac et al., 2014). Une incision lente des cours d'eau permet le développement de versants végétalisés et peu déclives s'érodant lentement (Norton et al., 2014), tandis qu'une incision rapide produit des versants rocheux soumis à une érosion gravitaire considérable opérant par mouvements de masse (Korup et al., 2010). La vitesse d'incision – qui contrôle ainsi la dénudation à l'échelle du bassin versant – dépend du contexte tectonique et climatique. En domaine englacé, plus la surrection du relief est rapide, plus l'incision l'est en retour (Whipple et Tucker, 1999 ; Yanites et Ehlers, 2012). De la même manière, un climat plus humide est susceptible de favoriser l'incision dans un contexte préalablement propice à une incision rapide (*i.e.* zones tectoniquement actives) (Roe et al., 2003 ; Yanites et Ehlers, 2012).

Lors du passage d'un environnement fluvial à un environnement glaciaire, la tectonique et le climat continuent de jouer un rôle important : une forte activité tectonique (Brocklehurst et Whipple, 2007) et/ou un climat humide (Brozović et al., 1997 ; Mitchell and Humphries, 2015) favoriseront l'incision par les glaciers (Yanites et Ehlers, 2012). Néanmoins, les modalités d'action de la glace sur le substrat rocheux diffèrent de celles des cours d'eau. D'abord, la localisation des processus contrôlant la dénudation des versants n'est plus unimodale et continue (en fond de vallée en suivant le tracé des cours d'eau) mais bimodale et déconnectée puisque le maximum de dénudation est situé au niveau de la ligne d'équilibre (Boulton, 1996 ; Hallet et al., 1996 ; Anderson et al., 2006) (permettant le développement des cirques et vallées suspendues) et en fond de vallée (Fig. I.1) (Herman et al., 2011, 2013).

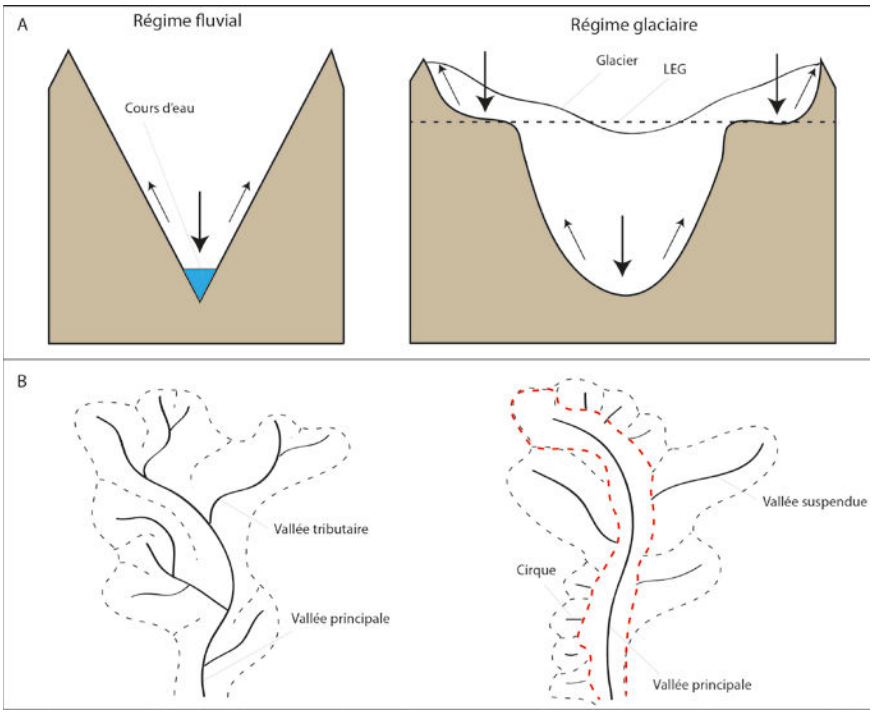

Figure I.1. Description schématique des modèles de répartition de la dénudation dans un environnement fluvial (à gauche) et dans un environnement glaciaire (à droite). A. Coupes transversales représentant les niveaux auxquels les processus contrôlant la dénudation des versants sont effectifs (flèches en gras). Les petites flèches marquent le mouvement de transmission de la dénudation vers les versants. Au niveau et au-dessus de la LEG (ligne d'équilibre des glaces) se forment les cirques et vallées suspendues. B. Vues en plan des réseaux de drainage. Les traits noirs continus représentent les zones contrôlant la dénudation des versants adjacents (cours d'eau en contexte fluvial et glaciers en contexte glaciaire). Les tirets marquent la ligne de crêtes. L'ensemble du réseau fluvial montre une continuité de l'action de sape des versants par les cours d'eau tandis que la LEG (ligne rouge discontinue) sépare le champ d'action du fond de vallée principale de celui des cirques et vallées suspendues.

Ensuite, l'occupation de toute la largeur de la vallée par le volume du glacier implique une dénudation opérant directement sur le fond mais également sur une partie des versants. Cela permet la métamorphose des vallées fluviales (« en V ») en vallées glaciaires typiques (« en U »). L'important volume érodé lors de cette phase d'ajustement transitoire survenant en début de glaciation est à l'origine de la plus grande efficacité glaciaire et de l'amplitude du relief accrue qui en résulte (Montgomery, 2002 ; Brocklehurst et al., 2008 ; van der Beek et Bourbon, 2008). Le surcreusement notable des vallées glaciaires semble par ailleurs être l'apanage des bassins versants les plus étendus (> 50 km²) (Montgomery, 2002). En dehors de cette période d'ajustement, la dénudation glaciaire fait jeu égal avec celle d'origine fluviale en particulier, en contexte tectoniquement actif (Koppes and Montgomery, 2009).

1.2. Evolution de l'amplitude du relief en contexte englacé

D'une manière générale et schématique, l'action des différents processus d'érosion et leur répartition dans la topographie contrôlent l'évolution de l'amplitude du relief (différence d'altitude entre les zones en creux et la ligne de crêtes) (Fig. I.2). L'amplitude du relief évolue alors selon trois modalités (Champagnac et al., 2014) : i) une augmentation supposant une dénudation plus rapide des fonds de vallée au détriment des sommets, ii) une diminution impliquant un schéma inverse de répartition de la dénudation, ou bien iii) le maintien d'un relief constant (« *steady-state* ») dans lequel la dénudation est aussi intense dans les zones en creux que dans les zones faîtières (répartition homogène de la dénudation). Le premier et le second scenario entraînent respectivement une augmentation et une baisse progressive de l'altitude des sommets, tandis que le troisième implique, à relief constant, une évolution de l'altitude des sommets qui est fonction de la vitesse de surrection d'origine tectonique.

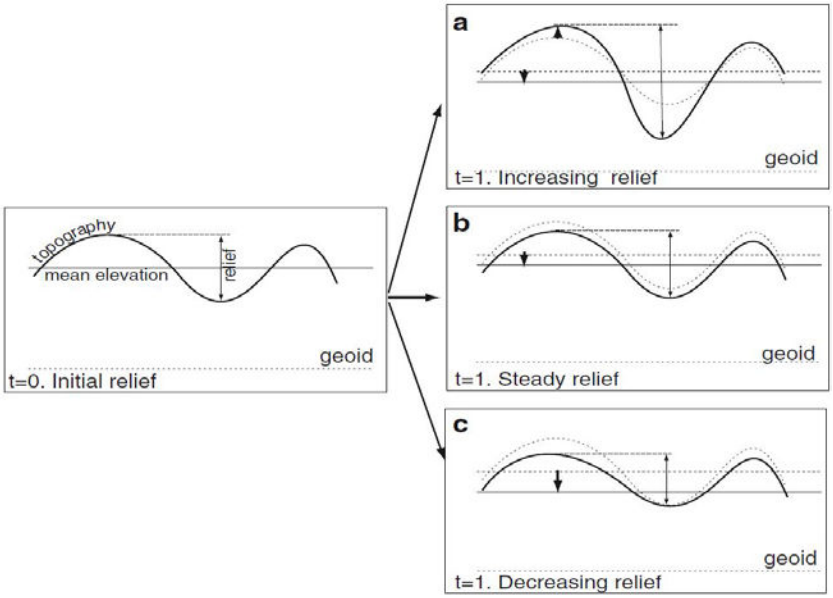

Figure I.2. Différents scénarios relatifs à l'évolution du relief au cours du temps [extrait de Champagnac et al., 2014]. Le panneau de gauche définit la topographie initiale (ligne noire continue) à t = 0, le relief et l'altitude par rapport au géoïde (ligne pointillée). a. Accroissement du relief (par approfondissement au niveau des vallées, c'est-à-dire des taux de dénudation plus élevé en aval que dans les zones faîtières), aboutissant à une diminution de l'altitude moyenne de la topographie par rapport au géoïde. b. Accroissement constant du relief (dénudation spatialement uniforme), aboutissant à une diminution de l'altitude moyenne par rapport au géoïde. c. Diminution du relief (dénudation préférentielle au niveau de la ligne de crêtes), aboutissant à une diminution de l'altitude moyenne par rapport au géoïde. Ces trois scénarios dépeignent les modifications de mode de dénudation, sans changement de niveau de base (engendré par surrection ou par chute du niveau marin), et tous considèrent l'évolution du relief associée à une diminution de l'altitude moyenne. Dans les panneaux a-c, la ligne sinueuse noire continue marque la surface finale de la Terre et la ligne pointillée la surface initiale. La ligne en tirets montre la position constante du géoïde (utilisé ici en tant que référence conceptuelle). Le segment noir correspond à l'altitude moyenne du relief final tandis que le segment en pointillés se réfère à l'altitude moyenne initiale. La ligne verticale doublement fléchée montre le relief absolu final.

La question de l'évolution du relief — et plus précisément de son amplitude (différence d'altitude entre les zones en creux et la ligne de crêtes) — en contexte dominé par la dénudation glaciaire fait actuellement l'objet d'un débat. Certains auteurs s'accordent à dire que les glaciers produisent i) une exagération du relief préglaciaire avec élévation progressive de l'altitude des sommets (accroissement de l'amplitude du relief) (Fabel et al., 2002 ; Anderson, 2005 ; Herman et Braun, 2008 ; Kleman, 2008 ; Thomson et al., 2010 ; Ward et al., 2012 ; Yanites et Ehlers, 2012) ; tandis que d'autres mettent en évidence ii) une situation d'équilibre dynamique (« *glacial buzzsaw* ») dans laquelle l'altitude de la ligne de crêtes est nivelée par l'action de sape de la base des glaciers sur les versants (situation d'amplitude du relief constante) (Brozović et al., 1997 ; Mitchell et Montgomery, 2006 ; Foster et al., 2008 ; Egholm et al., 2009 ; Anders et al., 2010 ; Steer et al., 2012 ; Mitchell et Humphries, 2015).

Alors que les massifs susceptibles de se conformer à la première théorie semblent être principalement situés dans les hautes latitudes, ceux dans lesquels s'applique la théorie du « *glacial buzzsaw* » sont généralement répartis sous des climats tempérés et sont caractérisés par une forte activité tectonique. La réalité de l'une de ces deux théories antagonistes au sein d'un massif semble néanmoins résulter et dépendre de la conjonction de différents paramètres climatiques, tectoniques et temporels (Yanites et Ehlers, 2012), comme le suggère déjà par ailleurs la répartition contrastée des massifs soumis à l'un ou l'autre des schémas de dénudation.

1.3. La dénudation en contexte paraglaciaire

L'avènement du Pléistocène et son cortège de périodes glaciaires ont profondément modifié la topographie préglaciaire (van der Beek et Bourbon, 2008 ; Egholm et al., 2009 ; Sternai et al., 2012; Yanites et Ehlers, 2012) en créant des éléments du paysage typiques des milieux soumis à la dénudation glaciaire (auges glaciaires, vallées suspendues, cirques) et en laissant des dépôts caractéristiques (moraines, cônes fluvio-glaciaires…). Ainsi, les orogènes fraîchement ou partiellement déglacés depuis le début de l'Holocène favorisent les environnements paraglaciaires, contextes dans lesquels les processus érosifs non-glaciaires sont directement conditionnés par l'impact géomorphologique des glaciations antérieures (Church et Ryder, 1972), que ce soit au niveau de la stabilité des versants ou du stock sédimentaire disponible (Ballantyne, 2002b). Ainsi, si les processus d'érosion et d'altération typiques d'un environnement fluvial ont à présent pris le relais des processus glaciaires, les modalités de transport (pente notamment) et les zones-sources (parois abruptes, dépôts…) sont respectivement contrôlées et produites par l'action glaciaire passée. Cette période d'ajustement et de transition vers un fonctionnement « purement » non-glaciaire oscillerait entre 10^1 et 10^4 années (Ballantyne, 2002b).

La question de la stabilité des versants résulte dans un premier temps de la persistance d'une morphologie et d'une amplitude du relief typiquement glaciaires dans un contexte postglaciaire à régime fluvial (l'héritage topographique : « *landscape memory* ») impliquant une dénudation des versants en rapport avec la topographie produite par l'action des glaciers, ceci illustrant le concept de topographie pré-contrainte (« *pre-conditionning topography* ») (Norton et al., 2010 ; Yanites et Ehlers, 2012 ; Champagnac et al., 2014).

L'augmentation de la déclivité des versants — généralement en limite de stabilité — issue de la dénudation glaciaire (Montgomery, 2002 ; Egholm et al., 2009) favorise leur démantèlement (Augustinus, 1992), notamment sous forme de mouvements gravitaires de masse (Korup et al., 2010 ; DiBiase et al., 2010). Les versants subissent également le phénomène de relaxation des contraintes précédemment appliquées par la glace (« *debutressing* »), qui survient après la déglaciation (Shakesby et Matthews, 1996 ; Ballantyne, 2002a, 2002b ; Cossart et al., 2008 ; Evans, 2013).

L'importance de la remobilisation de stocks sédimentaires issus de l'érosion glaciaire constitue une contribution variable dans le budget sédimentaire puisqu'elle est fonction du volume initialement disponible lors du retrait des glaciers, du temps écoulé depuis le début de la période paraglaciaire, et de l'occurrence d'évènements climatiques à fort potentiel érosif (tempêtes, orages…) (Ballantyne, 2002a). Si le remaniement des dépôts glaciaires situés en fond de vallée dépend principalement de l'action des cours d'eau, celui des dépôts répartis sur les versants est avant tout favorisé par la forte déclivité de ces derniers (Ballantyne, 2002a). Le schéma de transport des sédiments n'est cependant pas linéaire puisque ces dépôts et ceux qui sont issus du démantèlement postglaciaire des versants se comportent à la fois comme des zones-sources et comme des zones de stockage dans lesquelles le matériel sédimentaire connaît un temps de résidence plus ou moins long (Cossart et al., 2013 ; Heckmann et Schwanghart, 2013). Les lacs, en particulier ceux qui occupent les ombilics glaciaires et autres lieux de surcreusement du substrat rocheux, constituent également des pièges à sédiments pouvant fortement, voire totalement, empêcher le transit des sédiments (Ballantyne, 2002b ; Cossart et al., 2013). Ces éléments illustrent l'importance de la connectivité du réseau hydrographique d'un bassin versant pour apprécier et quantifier la dénudation qu'il a effectivement enregistrée. En effet, en dépit d'un fort taux d'ablation et de transport, si ce dernier reste parcellaire, les sédiments seront alors stockés dans le bassin versant et le bilan sédimentaire à l'exutoire ne sera pas représentatif des processus actifs plus en amont.

2. Cadre de la thèse

2.1. Objectifs de la thèse et stratégie d'approche

Cette thèse s'inscrit dans le cadre des études sur l'évolution du relief terrestre à la lumière des interactions entre climat et tectonique (Molnar et England, 1990 ; Brozovic, 1997), en se focalisant plus précisément sur la dénudation et l'évolution des zones culminantes en contextes glaciaire et paraglaciaire. La question sera d'évaluer si la dénudation glaciaire dans les Pyrénées est suffisante pour expliquer au moins une proportion de la surrection du volume montagneux, et donc dans quelle mesure les moteurs tectoniques demeurent incontournables. Le terrain proposé est un transect E–W, portant sur un échantillon de cirques granitiques (prélèvement de roche-mère, lithologie homogène) déglacés (Bassiès) ou partiellement englacés (Aneto) et un échantillon de bassins versants (prélèvement de sédiments dans le lit du collecteur principal aux exutoires). Ces derniers sont situés dans les environnements de haute montagne mentionnés. Les méthodes utilisées seront les nucléides cosmogéniques ^{10}Be et ^{26}Al produits in situ (Dunai, 2010), outils servant à quantifier les vitesses de dénudation d'un substratum rocheux ou d'un sol en fonction de leur durée d'exposition au rayonnement cosmique.

Il s'agira ainsi i) de détecter l'existence d'héritages d'exposition, synonymes de très faible tranche érodée lors du dernier cycle glaciaire (Fabel et al., 2002, 2004), héritages inconnus jusqu'ici dans les Alpes (Ivy Ochs et al., 2007) mais déjà repérés dans l'est des Pyrénées (Delmas et al., 2008, 2011) ; ii) de comparer les taux moyens de dénudation post-glaciaire de bassins versants sélectionnés en fonction de leur passé (glaciaire ou non), de l'ambiance climatique postglaciaire (influences atlantiques ou méditerranéennes), et enfin, sur chaque secteur d'étude ainsi défini, de leur taille (échantillonnages compartimentés sur des bassins versants emboîtés de rang 1, 2, et 3 ; v. méthode in Godard et al., 2012). Une approche complémentaire consistera à quantifier systématiquement, dans les quelques cirques témoins, les volumes érodés par cubage des matériaux morainiques tardiglaciaires ou holocènes. Ces bilans de masse impliqueront éventuellement aussi un effort de datation de ces formations, dont la chronologie (en particulier les glaciations holocènes) est encore très mal connue dans les Pyrénées.

L'étude porte ainsi sur la moitié orientale de l'orogène pyrénéen, dont les caractéristiques climatiques et tectoniques en font un cas particulier par rapport aux massifs habituellement investigués, lesquels sont généralement tectoniquement très actifs. L'aire d'étude, en effet, est caractérisée par une activité tectonique modérée puisque le taux de surrection au Pléistocène avoisinerait ~100 mm/ka (Calvet et al., 2015 ; Genti, 2015), bien que des valeurs plus élevées (100-200 mm/ka) aient été mesurées (Vergès et al., 1995 ; Sinclair et al., 2005). Par ailleurs, et bien qu'ayant été quasi-intégralement englacée durant les périodes glaciaires du Pléistocène, l'aire d'étude présente les marques d'un impact glaciaire inégal car localement limité (présence de surfaces paléiques sommitales, cirques peu développés…) (Calvet, 1996 ; Delmas et al., 2009 ; Gunnell et al., 2009 ; Calvet et al., 2015b).

La dénudation des zones culminantes contrôle l'ajustement du relief par rapport à l'approfondissement des fonds de vallée (Mitchell et Montgomery, 2006 ; Anders et al., 2010 ; Yanites et Ehlers, 2012 ; Champagnac et al., 2014 ; Mitchell et Humphries, 2015). L'essentiel des processus dont dépend l'évolution du relief y étant regroupé, elles constituent de ce fait un espace d'étude à privilégier, en particulier dans une aire où la morphologie des sommets traduit une évolution du relief spatialement inhomogène. Les cirques et bassins versants d'altitude — les deux entités géomorphologiques étudiées — modelant l'amont des massifs et faisant la jonction entre vallée et crêtes sommitales, représentent l'essentiel des zones culminantes pyrénéennes. La sélection des cirques — répartis sur trois massifs cristallins (Maladeta, Bassiès, Carlit) — et des bassins versants — regroupés dans quatre secteurs d'étude (Haute-Esera, Haut-Vicdessos, Aston-Beille, Carlit-Cerdagne) — dont certains sont encore partiellement englacées à l'Holocène, permet d'apprécier la dénudation selon deux modes différents (glaciaire et non-glaciaire) et sur plusieurs pas de temps (Würm, Tardiglaciaire, Holocène).

Dans un tel cadre scientifique et géologique, l'objectif premier est ainsi de quantifier la dénudation en contexte glaciaire et interglaciaire dans le cadre de deux objets géomorphologiques typiques des reliefs culminants : les cirques et bassins versants d'altitude. Cette première étape est réalisée à l'aide de l'analyse par nucléides cosmogéniques produits in situ (NCT), qui présente le double avantage de parfaitement correspondre aux échelles de temps investiguées (un cycle glaciaire–interglaciaire, soit ~120 ka) et de fournir des résultats de vitesse de dénudation ponctuels dans les cirques mais également au niveau de l'ensemble d'un bassin versant.

Des mesures de volumes morainiques et de dégradation de polis glaciaires seront également pratiquées afin de compléter le panorama de vitesses de dénudations. Ainsi, les mesures quantifient non seulement la dénudation glaciaire des cirques en contexte glaciaire et interglaciaire, mais également le pouvoir érosif des processus liés à un environnement fluvial en contexte paraglaciaire. Cette phase de quantification fournit le matériel de travail (vitesse de dénudation) sur lequel repose la réalisation du second objectif, à savoir la détermination des variations d'amplitude des reliefs culminants au Würm et à l'Holocène en fonction des paramètres climatiques (importance relative des climats océaniques et méditerranéens) et géomorphologiques (degré d'impact des glaciations pléistocènes) caractérisant les différents secteurs d'étude. Ceci se traduit essentiellement par la comparaison des vitesses de dénudation des sommets par rapport à celles relevées dans les zones plus en aval (plancher notamment). Enfin, le troisième objectif consiste à établir dans quelle mesure les différents processus (glaciaires et non-glaciaires) ont participé à la dénudation des reliefs d'altitude en contexte paraglaciaire et à quel point le pré-conditionnement glaciaire impacte le bilan de dénudation. Cela requiert une mise en perspective des valeurs de dénudation glaciaires et non-glaciaires et de les replacer dans leur contexte climatique et géomorphologique.

2.2. Organisation du mémoire

Le premier chapitre détaille les modalités d'évolution du relief au cours du Quaternaire, plus particulièrement en contexte englacé car ce dernier représente l'essentiel de la durée de cette période géologique. Le chapitre débute par une description des glaciers, de leur fonctionnement et de leur pouvoir érosif puisque ces derniers constituent le principal agent de la dénudation en contexte englacé. Ces rappels permettent, en outre, de fixer le vocabulaire relatif à la géomorphologie glaciaire, qui sera nécessaire au développement de la suite du chapitre et des chapitres suivants. Ce chapitre détaille ensuite le contexte théorique et bibliographique dans lequel s'insère la thèse (évolution du relief en contexte englacé), ainsi que les deux cadres d'étude dans lesquels les processus érosifs et le relief sont étudiés : les cirques et bassins versants d'altitude.

Le chapitre 2 présente le contexte géologique et géomorphologique de la thèse : la moitié orientale des Pyrénées. La première partie s'attache à présenter l'aire d'étude d'un point de vue global : cadre géologique (évolution sur le long-terme, caractéristiques tectoniques…), description du climat (répartition des aires climatiques…), et l'impact des glaciations quaternaires sur la topographie (gradient d'impact croissant d'est en ouest, préservation des plateaux à couverture d'altérites préglaciaires…). La seconde partie du chapitre détaille chacun des secteurs d'étude (Haute-Ésera, Haut-Vicdessos, Aston–Beille, et Carlit–Cerdagne) afin de définir dans quels contextes spécifiques les mesures de la dénudation des cirques et des bassins versants s'inscrivent.

Le chapitre 3 dévoile les méthodes utilisées, les stratégies d'échantillonnage mises en place, et explicite leur complémentarité pour obtenir les vitesses de dénudation à différentes échelles spatiales et temporelles essentielles à l'atteinte des objectifs fixés. Le chapitre se consacre à une présentation méthodologique de l'analyse par nucléides cosmogéniques ^{10}Be et ^{26}Al, qui représente la charpente sur laquelle repose l'ensemble de la thèse. Les autres méthodes (mesure des volumes morainiques et cônes proglaciaires, dégradation de polis glaciaires) complétant l'étude de la dénudation des zones d'altitude (principes, cadre, limites) sont également présentées.

Le chapitre 4 traite de la question de la dénudation des cirques et plateaux, à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire. La partie sur les cirques se présente sous forme d'un article (Crest et al., 2017) édité dans *Geomorphology*, qui expose la méthode utilisée et la stratégie d'échantillonnage mise en place pour mesurer à l'aide des NCT la dénudation dans cinq cirques d'altitude parmi trois massifs (Maladeta, Bassiès, Carlit) présentant divers degrés d'impact des englacements pléistocènes sur leur topographie. Cela fournit une première série de données NCT i) reconstituant l'histoire de la déglaciation würmienne dans ces massifs (prélèvements sur moraines). Ceci permet par la suite ii) de déterminer le taux de dénudation des surfaces polies présentes sur le plancher des cirques pour différentes échelles de temps, puis iii) de le mettre en relation avec la vitesse de dénudation relevée sur la ligne de crêtes. La seconde partie traite de l'abaissement des plateaux dans différents contextes (plateau sommital de Beille probablement englacé au Würm ; plateaux internes du sud-Carlit englacés au Würm ; plateaux externes du sud-Carlit toujours déglacés) par NCT. La comparaison permet de caractériser la différence d'évolution entre des objets géomorphologiques (cirques) censés activement abaisser la topographie et d'autres (plateaux dérivant de paléotopographies tertiaires) qui matérialisent précisément la préservation de cette dernière.

Le chapitre 5 aborde la question de la dénudation glaciaire dans les cirques à l'Holocène (et plus précisément au Néoglaciaire) en se focalisant sur le massif de la Maladeta. Il y existe en effet un englacement holocène et actuel, dont les produits (moraines et cônes proglaciaires) sont suffisamment bien conservés pour permettre une quantification directe des volumes produits par l'érosion dans huit cirques glaciaires. Ceci permettra une comparaison avec les valeurs produites par la mesure des taux de dénudation dans les cirques et celles issues de l'analyse par les NCT, ainsi qu'une mise en perspective par rapport aux caractéristiques topoclimatiques des différents cirques étudiés.

Le chapitre 6 aborde les dynamiques d'un échantillon de vingt bassins versants en contexte paraglaciaire, avec divers degrés de précontraintes topographiques et d'englacement holocène, et selon un gradient climatique passant des influences humides de l'Atlantique aux conditions plus sèches de la Méditerranée. Les analyses par NCT réalisées sur les alluvions prélevées ont vocation à fournir un taux de dénudation moyen maximum des bassins versants (DMM). Ceci est associé à une mesure de la dénudation de substrats rocheux sains au moyen des NCT et par mesure de la dégradation de polis. Ces apports complémentaires relatifs à la vitesse de d'altération chimique postglaciaire et à l'action du ruissellement sont combinés à une cartographie de différents paramètres relatifs aux bassins versants (réseau hydrographique, types de substrat, lithologie…) de manière à faciliter la compréhension des processus et l'identification des substrats contribuant le plus fortement au budget sédimentaire à l'exutoire. Ceci permet i) de quantifier la dénudation dans un contexte paraglaciaire déglacé ou partiellement englacé, et ii) de dégager un schéma d'évolution de la dénudation en fonction de paramètres morphométriques, tels que la déclivité des versants, et planimétriques, comme les surfaces relatives occupées par les différents types de substrats.

Enfin, la conclusion générale met en relation les résultats obtenus dans ces trois derniers chapitres. Elle vise d'abord à montrer dans quelle mesure ce travail a répondu aux objectifs fixés en début de mémoire (cf. supra) et a permis d'avancer sur la question de la relation entre surrection, dénudation glaciaire et non-glaciaire, moteurs tectoniques dans les Pyrénées. Elle est d'abord l'occasion de mettre en perspective les taux de dénudation obtenus dans les cirques à différentes échelles de temps avec les taux de dénudation des bassins versants à l'Holocène, afin de caractériser le passage d'une dénudation exclusivement glaciaire et périglaciaire à un système paraglaciaire plus diversifié.

La conclusion générale permet également de montrer quel est l'apport de ces nouvelles données parmi celles déjà relevées ailleurs dans le monde, mais également parmi celles mesurées ailleurs dans l'orogène pyrénéen. Les données de bassins versants viennent en effet compléter une littérature relative au fonctionnement géomorphologique et géodynamique des Pyrénées en plein essor. D'une manière plus générale, cette dernière partie présentera un modèle quantifié d'évolution du relief d'un orogène tectoniquement peu actif, situé dans la périphérie de la calotte glaciaire würmienne scandinave, en contexte glaciaire et paraglaciaire, et de le comparer aux modèles existants.

Chapitre 1

L'évolution du relief au Quaternaire : focus sur les zones d'altitude en contexte glaciaire et paraglaciaire

1. Introduction I..... 17

2. Les glaciers : des agents d'érosion lents mais efficaces..... 18

2.1. Le mouvement des glaciers 18

2.2. La dénudation par les glaciers 23

2.3. L'efficacité de la dénudation glaciaire 34

3. Les formes générées par la dénudation glaciaire dans les zones culminantes : les cirques et bassins versants d'altitude 37

3.1. Les cirques : zones de contrôle de l'altitude des sommets..... 37

3.2. Les bassins versants d'altitude 47

4. Les possibilités d'évolution d'un relief englacé 64

4.1. Le « glacial buzzsaw » ne peut pas tout… 65

4.2. La dénudation au niveau de la LEG comme chef d'orchestre ?..... 69

4.3. L'exagération du relief préglaciaire : un passage obligé..... 74

5. Conclusion partielle I ……..……..…….79

1. Introduction I

L'objectif de cette thèse est de quantifier la dénudation des zones culminantes à différentes échelles de temps (Würm, Tardiglaciaire, Holocène) en contexte englacé et non englacé mais précontraint par les glaciations passées afin de caractériser l'évolution du relief pyrénéen à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire. De fait, le paramètre déterminant dans ces problématiques est l'action des glaciers, qu'elle soit directe (contexte englacé, période glaciaire) ou indirecte (contexte déglacé et paraglaciaire). La question essentielle à laquelle essaie de répondre ce chapitre est : « par quels moyens et dans quelle mesure l'action des glaciers contrôle l'évolution du relief en contexte englacé mais également en contexte paraglaciaire? Pour y répondre, ce chapitre débute par une présentation des glaciers, de leur fonctionnement et de la manière dont ils érodent les reliefs ainsi que la vitesse à laquelle ceci se produit. Ce sont des prérequis indispensables à la compréhension du développement de formes du relief issus de l'action des glaciers et qui constituent les unités géomorphologiques étudiées dans le cadre de cette thèse : cirques d'altitude (chapitres 4 et 5) et bassin versants en contexte fluvial précontraint (chapitre 6). Si l'évolution des premiers exerce un contrôle sur l'altitude des sommets en contexte glaciaire et interglaciaire, l'influence des seconds est cantonnée aux périodes interglaciaires et déglacées. Le tout permet de connaître de la manière la plus exhaustive possible les forçages et processus modelant le relief dans les deux environnements typiques du Quaternaire (englacé et déglacé). Enfin, le dernier paragraphe de ce chapitre abordera d'un point de vue plus théorique l'évolution de l'amplitude d'un relief englacé en tentant de synthétiser au sein d'un même concept les deux actions antagonistes que sont l'exagération du relief préglaciaire et le maintien au cours du temps d'une amplitude du relief constant (« glacial buzzsaw »).

2. Les glaciers : des agents d'érosion lents mais efficaces

Les glaciers constituent des masses de glace plus ou moins imposantes se déplaçant à la surface d'un substrat rocheux ou sédimentaire sous l'action de la gravité. Ils se forment lorsque les conditions de température et de précipitations - ainsi que les paramètres topographiques - sont suffisamment favorables pour permettre la transformation de la neige en glace et générer son déplacement. Le déplacement de la glace lorsqu'il est associé à des conditions favorables (présence de débris rocheux, fracturation de la roche, régime thermique basal…) engendre une dénudation du lit glaciaire (abrasion, quarrying…) et des versants alentours (sapement de la base des parois, processus périglaciaires…). Cette action érosive est à l'origine des formes du relief typiques des contextes englacés telles que les vallées en auge, les vallées suspendues et les cirques (Fig. 1.1).

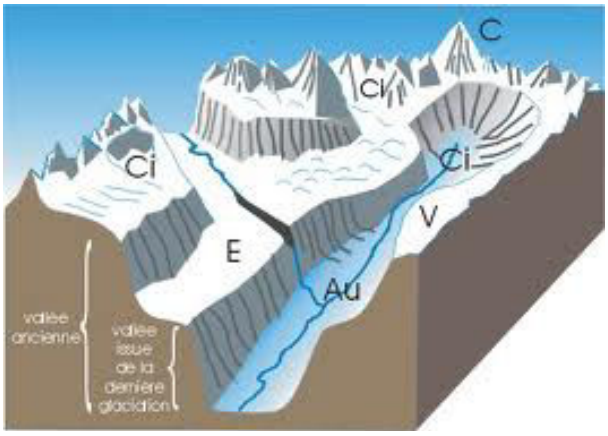

Figure 1.1. Formes schématiques du paysage généré par la dénudation glaciaire (Au = auge ; E = épaulement ; Ci = cirque ; C = crêtes). La vallée tributaire de l'auge glaciaire constitue une vallée suspendue http://piotr.robertovitch.free.fr/spip/spip.php?article124.

2.1. Le mouvement des glaciers

Le déplacement des glaciers constitue le moteur de la dénudation glaciaire et est à l'origine du modelé de nombreuses topographies. Si la vitesse de déplacement des glaciers - générée entre autres par la gravité et le poids de la glace – s'établit aux alentours de 10^2 m/an voire 10^3 m/an dans les environnements polaires, elle reste cependant nettement inférieure à celle des cours d'eau (10^8 m/an) en raison d'une viscosité plus élevée. Cette caractéristique de la glace ainsi que sa propension à fondre lorsque la température est trop élevée ou sous certaines conditions de pression en font un matériau complexe qui génère différents types de déplacement au sein des glaciers.

2.1.1. Le bilan de masse

Le mouvement d'un glacier repose sur le principe de bilan de masse, *i.e.* la différence entre le volume de glace accumulé (notamment au travers des précipitations neigeuses, de la grêle, du gel, des chutes d'avalanche ainsi que de la pluie ; Fig. 1.2) et le volume de glace fondu (principalement par fusion et sublimation, lesquels sont provoqués par le rayonnement solaire reçu en surface du glacier, la friction due au déplacement du glacier en profondeur ainsi que la chaleur géothermique reçue en profondeur ; Fig. 1.2) au cours d'une période donnée. Au sein d'un glacier et à l'échelle d'une année, la zone d'accumulation – en amont – a un bilan positif tandis que la zone d'ablation – en aval – a un bilan négatif. Concrètement, la neige tombée en hiver ne fond pas en été dans la zone d'accumulation, contrairement à ce qui se passe dans la zone d'ablation.

La limite entre les deux zones (accumulation et ablation) constitue la ligne d'équilibre du bilan de masse ou ligne d'équilibre des glaces (LEG) - c'est-à dire une interface à bilan entre gains et pertes nul – au niveau de laquelle sont localisées le maximum de vitesse horizontale de déplacement de la glace et de dénudation glaciaire (Boulton, 1996 ; Hallet et al., 1996 ; Anderson et al., 2006a). La position de la LEG traduit un équilibre entre volume de glace dans zone d'accumulation (2/3 de la surface totale du glacier) et volume de glace dans zone d'ablation (1/3 du volume de glace total du glacier).

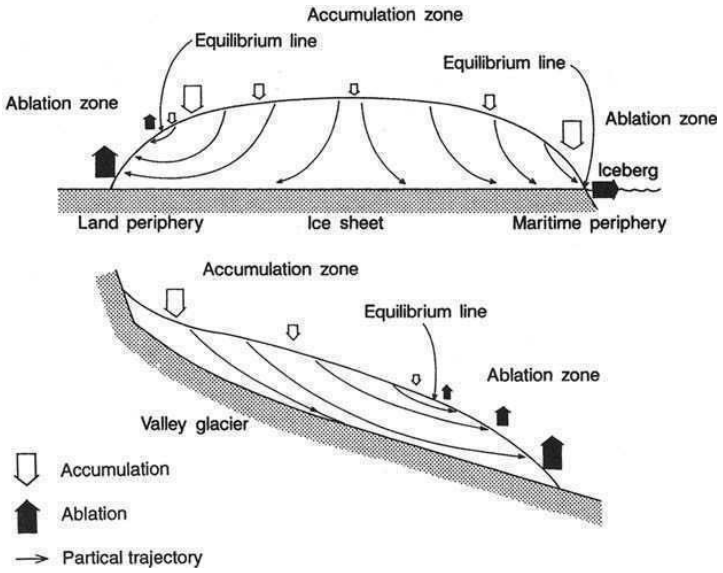

Figure 1.2. Schéma d'une calotte glaciaire (en haut) et d'un glacier de vallée (en bas) montrent la localisation de la zone d'accumulation, de la zone d'ablation et de la ligne d'équilibre. Les principaux flux sont également indiqués. [Modifié d'après Sugden et John (1976), figure 4.8, p. 63].

Lorsque le bilan de masse d'un glacier est positif durant plusieurs années, le volume de glace dans la zone d'accumulation augmente (le glacier s'épaissit en amont) puis au bout d'un temps variable (selon la longueur du glacier, la vitesse d'écoulement de la glace…), le front du glacier avance. Dans le cas d'un bilan négatif sur plusieurs années, l'épaisseur du glacier dans la zone d'ablation diminue, puis langue de glace recule et peut, à terme, disparaître. Une situation d'équilibre du bilan de masse avec stagnation du glacier est également possible.

Les changements climatiques à l'échelle pluriannuelle affectent ainsi fortement le bilan de masse d'un glacier. Les réchauffements climatiques provoquent une élévation de la LEG puis un retrait du front glaciaire ; les péjorations climatiques engendrent une baisse de la LEG puis une avancée du front du glacier. Le temps de réponse augmente avec la taille du glacier tandis qu'il diminue avec une vitesse d'écoulement accrue (en raison d'un fort gradient de masse, forte pente du substrat…). La taille d'un glacier dépend de la superficie de la zone d'accumulation, laquelle est fonction de l'altitude de la LEG mais également de la topographie et de la pente du substrat au-dessus de la LEG. Ainsi, une variation d'altitude de la LEG affectera une surface plus grande sur un glacier avec une pente plus faible (Fig. 1.3).

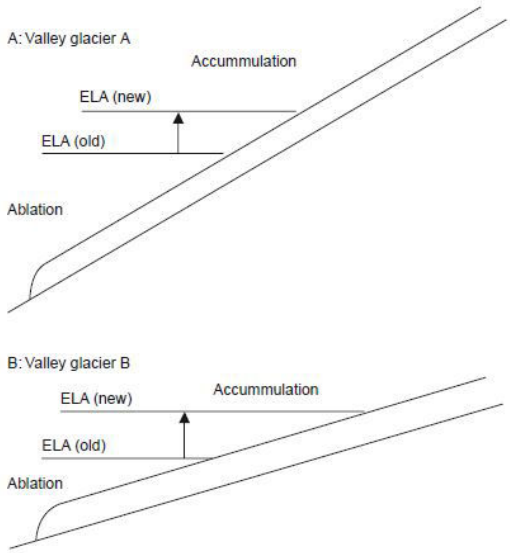

Figure 1.3. L'impact de l'élévation de la ligne d'équilibre (LEG ; ELA sur le schéma) sur deux glaciers de vallées présentant des gradients de pente différents. L'impact du changement climatique est plus important dans le glacier B puisque la déclivité du substrat rocheux est moins forte. En outre, l'élévation de la LEG affecte une surface plus vaste [extrait de Bennett et Glasser (2009), figure 3.20, p. 72].

La pente de surface d'un glacier tend à s'accentuer avec l'augmentation de l'accumulation de glace, jusqu'à ce que les contraintes au sein de la glace soient suffisantes pour que celle-ci flue. La glace peut alors être transférée depuis la zone d'accumulation vers la zone d'ablation, réduisant ainsi la pente de surface et les contraintes exercées au sein de la glace. De fait, l'importance du gradient entre zone d'accumulation et zone d'ablation (augmentation des gains en glace avec l'altitude) contrôle la vitesse de déplacement de la glace. Plus les gains en glace sont élevés en amont, plus la vitesse du transfert vers l'aval est rapide (Fig. 1.4).

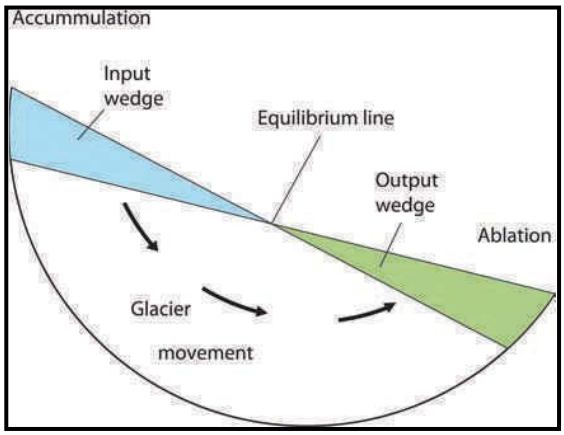

Figure 1.4. Représentation schématique d'un glacier "idéal" avec zone d'accumulation (input wedge) et zone d'ablation (output wedge). [Modifié d'après Sugden et John (1976), figure 3.5, p. 41].

2.1.2. Les différents types de mouvements de la glace

Le déplacement de la glace intervient selon trois grands types de mouvements : la déformation par fluage viscoplastique, le glissement basal et la déformation du lit sous-glaciaire. Le fluage viscoplastique implique un glissement différentiel par rapport au lit rocheux très lent ou nul (glace froide qui adhère au substrat) et donc peu érosif (lire encadré n°1). La présence d'eau de fonte basale dans un glacier à base tempérée permet le glissement basal de ce dernier *i.e.* un déplacement plus rapide, autorisant en conséquence une abrasion plus efficace (sous réserve de la présence d'une quantité optimale de débris). Lorsqu'une trop grosse épaisseur de sédiments s'accumule à la base du glacier (tills de fond), ce dernier est alors séparé du lit glaciaire par une couche de débris qui se déforme sous l'action du déplacement et qui protège le substrat de la dénudation glaciaire.

Encadré n°1.

La **température de la glace basale** (pouvant varier spatialement au sein d'un même glacier) constitue un important contrôle sur l'impact géomorphologique du glacier (érosion, dépôt). Il existe deux grands types de régimes thermiques basaux : à base tempérée ou bien à base froide. Les premiers présentent une base de glacier constamment en fusion, facilitant le glissement basal et permettant ainsi un déplacement plus rapide de la glace et accroissant l'érosion du lit glaciaire. A l'inverse, les seconds, totalement gelées, ne permettent ni glissement basal, ni déplacement rapide et n'impacte que très peu le lit sous-glaciaire.

La **température de la glace basale** est déterminée par la balance entre chaleur générée à la base du glacier (chaleur géothermique, chaleur de friction ou issue de la déformation interne du glacier) et gradient thermique des couches de glace sus-jacentes (température à la surface du glacier, percolation d'eau, épaisseur de glace, conductivité thermique de la glace). La température de la glace basale est d'autant plus élevée que l'épaisseur de glace est importante.

Le déplacement du glacier par fluage viscoplastique est le résultat de l'interaction de forces externes au glacier (gravité) et de paramètres caractéristiques de ce dernier (densité de la glace, pente de surface…). Le résultat de l'interaction de ces forces correspond à la principale contrainte exercée dans le glacier et entraînant son mouvement : la contrainte de cisaillement ($\boldsymbol{\tau}$) (lire encadré n°2). La contrainte de cisaillement est intimement liée au gradient de bilan de masse : lorsque celui-ci augmente, la contrainte de cisaillement augmente jusqu'à ce que la glace se déforme ou flue. Ce mouvement de la glace et la contrainte de cisaillement qui en résulte sont à l'origine de l'action de dénudation des glaciers, laquelle se décline en différents processus.

Encadré n°2

La contrainte de cisaillement ($\boldsymbol{\tau}$) déforme la glace à partir de 50 kPa ; la déformation plastique intervient dès 100 kPa (la contrainte de cisaillement basale est généralement comprise entre 50 et 100 kPa). La contrainte de cisaillement est calculable en différents points à l'intérieur du glacier et notamment à sa base :

- $\boldsymbol{\tau = \rho \times g \times (s - z) \times \sin \alpha}$

  ρ = densité de glace ($kg.m^{-3}$)

  g = accélération gravité ($N.s^{-2}$)

  α = pente de surface du glacier

  s = altitude de surface du glacier (m)

  z = altitude d'un point dans le glacier (m)

2.2. La dénudation par les glaciers

Le mouvement des glaciers décrit dans le paragraphe précédent est indispensable à tous les processus d'érosion glaciaire. Ces derniers agissent à deux niveaux : sur le lit glaciaire et la base des murailles c'est-à-dire en contexte sous-glaciaire mais également depuis les parois surplombant les glaciers c'est-à-dire en contexte périglaciaire. Ce sont les différents phénomènes sous-glaciaires et périglaciaires contribuant à cette dénudation qui sont décrits dans ce paragraphe. Les phénomènes se situant à l'interface entre le milieu sous-glaciaire et périglaciaire, matérialisé par la rimaye, sont caractéristiques des zones de cirques. Sont d'abord présentés les processus participant à l'incision du lit glaciaire (approfondissement) puis ceux en relation avec le recul des murailles (allongement, élargissement). Enfin, les taux de dénudation des glaciers sont présentés afin d'apprécier la vitesse à laquelle ceux-ci peuvent impacter le relief.

2.2.1. L'incision du lit glaciaire

2.2.1.1. L'abrasion sous-glaciaire

L'abrasion glaciaire constitue le processus par lequel les particules de roche transportées à la base du glacier érodent la surface du lit glaciaire sous-jacent. La glace seule n'a aucun pouvoir d'abrasion car elle se déforme pour des niveaux de contraintes nettement inférieurs à ceux nécessaires pour briser la roche. De fait, la glace n'est un agent d'abrasion que si elle est chargée de débris. Les stries, les surfaces polies, les cannelures présentes sur le substrat rocheux sont autant de témoignages géomorphologiques de l'abrasion. Le polissage, produit par les particules rocheuses les plus fines (silts), représente quantitativement le plus de pouvoir abrasif, par rapport aux éléments plus volumineux qui rayent le lit glaciaire (Bennett et Glasser, 2009). En effet, l'abrasion générée par les éléments volumineux est plus efficace que celle des fines ; cependant, ces dernières sont généralement plus densément réparties au niveau du substrat. L'abrasion augmente avec la concentration en débris rocheux basaux jusqu'à un certain seuil au-delà duquel la concentration en débris freine la vitesse de glissement du glacier et donc son pouvoir abrasif (Fig. 1.5). Une érosion optimale requiert en outre un apport constant de débris.

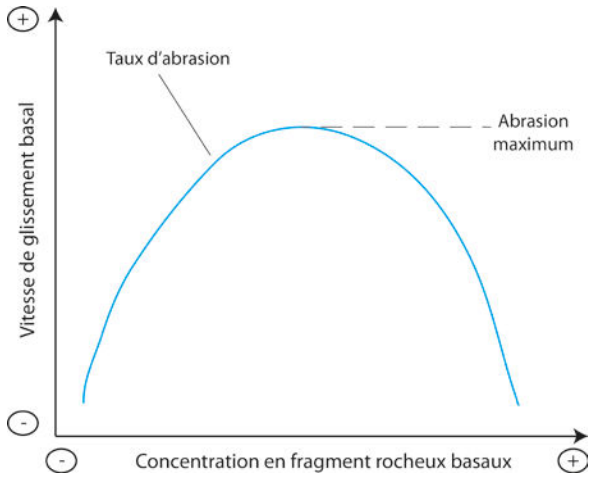

Figure 1.5. Représentation schématique de la relation entre vitesse de glissement basal du glacier et concentration en fragments rocheux à l'interface glace/substrat rocheux [modifié d'après Bennett et Glasser (2009), figure 5.1, p. 113].

Indépendamment de la quantité de débris disponible, l'abrasion est fortement susceptible d'augmenter en même temps que la contrainte de cisaillement basal, c'est-à-dire lorsque la vitesse de déplacement du glacier, son épaisseur ou sa pente de surface s'accroîssent (Hallet et al., 1996). La dénudation sous-glaciaire par abrasion est également maximisée lorsque les glaciers présentent un déplacement sous forme de fluage rotationnel (Lewis, 1949, 1960). Ce dernier se met en place lorsque la pente de surface du glacier dépasse ~7° et favorise alors très fortement le glissement basal et transporte les débris rocheux basaux (Lewis, 1960) (Fig. 1.6). Les processus sous-glaciaires sont également maximisés sous les glaciers à base tempérée (White, 1970) et sous ceux disposant d'un réseau de drainage de l'eau de fonte sous-glaciaire bien développé (Benn et Evans, 2010). La présence d'eaux de fonte sous-glaciaires contribue en effet à évacuer la farine glaciaire ; ceci empêche la saturation en débris à la base du glacier, phénomène qui finirait par inhiber l'abrasion (Fig. 1.5) et provoquerait l'accumulation de till sous-glaciaire.

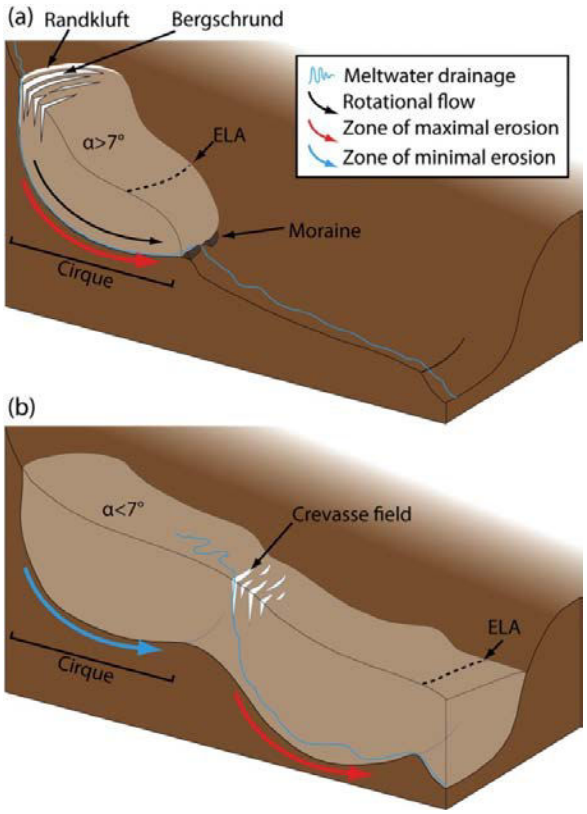

Figure 1.6. Développement d'un fond de vallée et d'un cirque en réponse à différentes extensions de l'englacement [extrait de Barr et Spagnolo, 2015]. (a) Développement actif du cirque recouvert par un petit glacier à fluage rotationnel, avec système de drainage de l'eau de fonte sous-glaciaire et un gradient de pente de surface (α) > 7°. (b) Développement restreint d'un cirque recouvert par un long glacier de vallée, où l'érosion se concentre en aval (au-delà des limites du cirque) et où la pente de surface au-dessus du cirque est < 7°, potentiellement avec une glace à base thermique froide et donc peu érosive.

L'apport de neige supplémentaire depuis des surfaces perchées au-dessus du cirque (par les vents ou les avalanches) majore la masse de la zone d'accumulation et contribue ainsi à augmenter la vitesse de déplacement du glacier et donc son pouvoir érosif. L'accumulation de débris rocheux par dissipation de l'énergie développée par les eaux de fonte sous-glaciaire dans la partie terminale du glacier limite la dénudation sur le substrat rocheux, participant à former et maintenir une pente inverse (verrou glaciaire) caractérisant un bassin surcreusé (Hooke, 1991).

2.2.1.2. L'arrachage de blocs ou quarrying

Le quarrying (ou plucking) correspond à un détachement de gros blocs (taille décimétrique à métrique) du substrat rocheux fonctionnant en deux temps : tout d'abord la fracturation/fragmentation du substrat rocheux et ensuite le délogement/transport des fragments par la glace sus-jacente (Fig. 1.7).

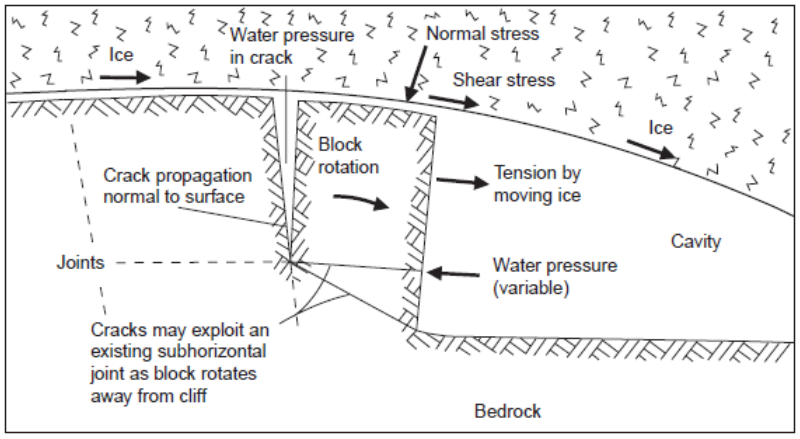

Figure 1.7. Schéma des processus impliqués dans le quarrying glaciaire [Extrait de Bennett et Glasser, 2009].

La fracturation du substrat rocheux exploite largement les faiblesses structurales du terrain s'il existe un réseau de fractures préexistantes dans le substrat rocheux. Dans le cas d'un important et dense réseau de faiblesses structurales (fractures, failles, diaclases, litage), les fragments potentiellement détachables présentent un début de désolidarisation par rapport au substrat rocheux, ce qui facilite le délogement puis le transport de ces fragments rocheux par la glace en déplacement (Duhnforth et al., 2010). De fait, le quarrying est plus efficace là où l'espacement des fractures du substrat rocheux est faible (Fig. 1.8) (Duhnforth et al., 2010) mais également sur les lithologies hétérogènes du fait de la plus grande occurrence de zones fragilisées (Iverson, 2012). A l'inverse, le quarrying est relativement inefficace sur les substrats rocheux massifs et peu fracturés (Fig. 1.9), faisant alors de l'abrasion le processus sous-glaciaire dominant, ce dernier restant néanmoins moins efficient que le quarrying (Briner et Swanson, 1998 ; Duhnforth et al., 2010).

L'intensité du quarrying semble par ailleurs être une fonction non linéaire de la vitesse de glissement du glacier (Iverson, 2012). L'augmentation de la vitesse de fluage accroît les contraintes exercées sur le substrat (via l'augmentation des variations de la pression d'eau basale) et favorise ainsi la propagation des fractures dans la roche. Ces variations de la pression d'eau basale (lire encadré n°3) agissent à deux niveaux : à la surface du lit rocheux en affectant la distribution et la magnitude des forces appliquées par la glace ainsi qu'à l'intérieur du substrat rocheux par la présence d'eau dans les fractures et microfissures.

Encadré n°3.

La pression normale effective constitue une force imposée par le glacier sur son lit rocheux, qui s'exerce verticalement par unité de surface ; elle correspond au poids du glacier, soit :

- $\boldsymbol{N = (\rho \times g \times h) - wp}$

ρ = densité de la glace ($kg.m^{-3}$)

g = accélération gravité ($N.s^{-2}$)

h = épaisseur de glace (m)

wp = pression d'eau sous-glaciaire

La pression d'eau basale (wp) constitue une force antagoniste à la pression normale effective, ce qui implique que lorsque la première augmente, elle diminue mécaniquement la seconde. L'épaisseur de la glace, en devenant plus importante, accroît la pression d'eau sous-glaciaire, au même titre que l'augmentation des apports en eau de fonte alimentant la base du glacier. La pression d'eau basale varie conséquemment aux fluctuations saisonnières d'entrée d'eau de fonte et d'épaisseur du glacier.

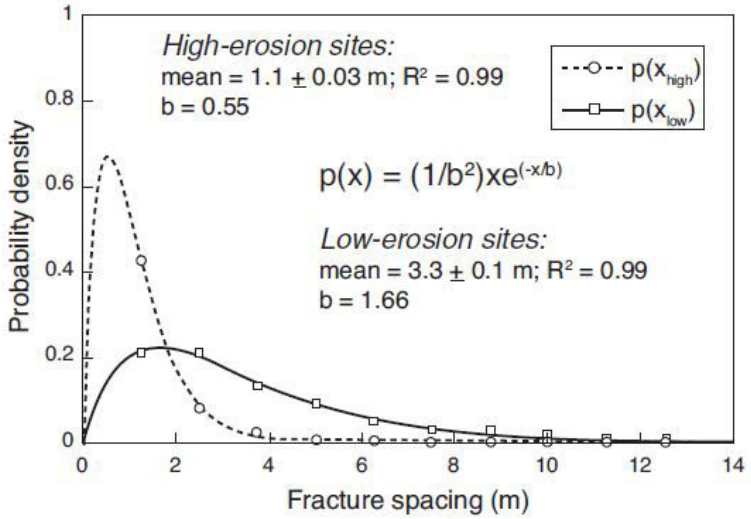

Figure 1.8. Mesure de l'espacement entre fractures, présenté comme une densité de probabilité, des vallées glaciaires de Tenaya Canyon et de Tuolumne River (Californie, USA) [extrait de Duhnforth et al., 2010]. La distribution de l'espacement des fractures diffère significativement entre les sites où les analyses par nucléides cosmogéniques révèlent de l'héritage (figurés carrés et ligne continue) et ceux où l'héritage est totalement « effacé » (figurés ronds et ligne discontinue) [extrait de Duhnforth et al., 2010]. Les échantillons sur surfaces très fracturées avec un espacement moyen de 1,1 ± 0,03 m montrent un contenu en nucléides en situation de « reset » alors que les échantillons provenant de surfaces à fort espacement des fractures (3,3 ± 0,1 m) sont caractérisés par des héritages d'exposition. Les mesures suggèrent qu'un substrat rocheux avec un espacement des fractures < 1 m est généralement plus prompt à favoriser le quarrying qu'un substrat à fracturation éparse.

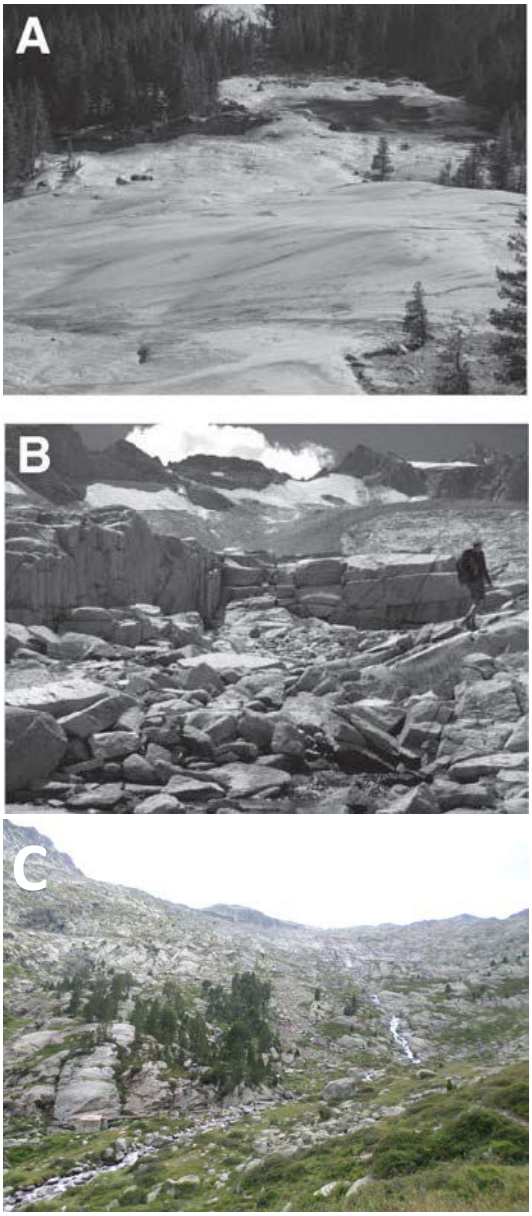

Figure 1.9. Différences dans le degré de fracturation entre deux sites ayant subi de la dénudation glaciaire [extrait de Duhnforth et al., 2010]. A. Surface rocheuse granodioritique non fracturée et notablement abrasée de Cathedral Peak (Californie, USA). B. Surface granodioritique fortement fracturée et ayant subi du quarrying de Kuna Crest (Californie, USA). C. Plancher de cirque würmien du cirque de la Maladeta (massif de la Maladeta, Aragon, Espagne), lequel fait partie des sites étudiés dans cette thèse. L'espacement des fractures est largement > 1 m et assez hétérogène (Cliché : Y. Crest, 2014).

Le détachement et l'incorporation des roches arrachées au substrat au glacier ne sont possibles que si les forces de traction par la glace sus-jacente dépassent les forces de friction qui maintiennent la roche en place. Les hautes valeurs de pression d'eau basale diminuent les forces de friction et facilitent de fait le transport des fragments rocheux. D'une manière plus générale, il semble que le processus de quarrying soit plus efficace sous les glaciers avec des variations régulières de pression d'eau basale et que, tandis que la pression normale effective (lire encadré n°3) favorise la fracturation du lit glaciaire, la pression d'eau basale en permet le détachement et le déplacement. Ceci explique que ce dernier est accentué là où l'eau de fonte pénètre le milieu sous-glaciaire (via la rimaye et les crevasses ; cf. paragraphe 1.2.2.2. La rimaye : un rôle pivot dans le développement des cirques) et où cette dernière regèle (lui donnant l'occasion de s'agripper au substrat rocheux, de déloger des blocs puis de les entraîner), c'est-à-dire à la base des murailles (Lewis, 1938 ; Andrews et LeMasurier, 1973 ; Hooke, 1991).

2.2.1.3. Processus liés aux écoulements d'eau sous-glaciaire

La circulation d'eaux issues de la fonte de glace à la base du glacier est également à l'origine de la dénudation du lit glaciaire, par des processus mécaniques (abrasion de type fluvial et cavitation) mais également par altération chimique. L'impact des processus mécaniques est fonction de la susceptibilité du lit rocheux, *i.e.* sa lithologie (dont dépend sa propension à se désagréger) ainsi que de la densité et la configuration de ses faiblesses structurelles (la circulation de l'eau de fonte dans ces interstices augmentant la surface dénudable). Le régime de décharge (vitesse de l'eau et niveau de turbulence) des eaux de fonte, la quantité de sédiments transportés ainsi que la dureté relative de ces derniers par rapport au lit rocheux influent fortement sur le taux d'érosion. Le passage d'une eau sans charge sédimentaire peut également provoquer suffisamment de vibrations pour permettre l'abrasion de la roche ou bien le détachement de blocs qui viendront buter contre le lit rocheux. En outre, les chocs à répétition provoqués par la formation et la désintégration de petites bulles de vapeur (phénomène de cavitation) dans des courants très turbulents entrainent la désagrégation progressive de la roche par micro-fracturation.

L'action chimique des eaux de fonte sous-glaciaires dépend également de la lithologie du lit rocheux : les roches carbonatées sont nettement plus sensibles à la dissolution que les roches cristallines. Les apports continus d'eau de fonte entrainent une circulation constante de l'eau sous-glaciaire qui ne se sature pas chimiquement : ces eaux sont par conséquent très agressives vis-à-vis de la roche et restent au maximum de leur potentiel d'altération.

L'altération chimique est par ailleurs accrue lorsque les eaux de fonte sont fortement chargées en CO_2 ; une diminution de la température accentue la solubilité de l'eau qui s'acidifie alors et devient par conséquent plus agressive pour les roches telles que le calcaire ou la craie. En raison de son importante surface exposée, la farine de roche constitue un matériel sédimentaire d'autant plus sensible à la dissolution chimique.

2.2.1.4. Mesure de l'abrasion et de la dénudation des planchers

La quantification de la dénudation appliquée au plancher passe par l'instrumentation de la base des glaciers (Boulton, 1974) pour des échelles de temps courtes (quelques années) et par l'analyse par nucléides cosmogéniques terrestres produits in situ (Fabel et al., 2002, 2004 ; Stroeven et al., 2002 ; Harbor et al., 2006 ; Li et al., 2008 ; Norton et al., 2008, 2010, 2011) pour des intervalles de temps plus longs (10^3 à 10^5 années). La première méthode ne mesure cependant que l'abrasion subie par le plancher, laquelle est estimée à 3-30 m/ka (Boulton, 1974). Les nucléides cosmogéniques terrestres produits in situ (NCT) prennent en revanche en compte la totalité des processus actifs sur le plancher (abrasion, quarrying, action des eaux de fonte). Ils montrent une dénudation de 10^1 mm/ka en régime basal tempéré et de 10^{-1} mm/ka sur les surfaces aux marges des glaciers et/ou sous des glaciers à base froide (Briner et al., 2003 ; Marquette et al., 2004 ; Staiger et al., 2005 ; Goodfellow, 2007). Les NCT mesurent généralement les valeurs de dénudation les plus faibles (cf. chapitre 3).

2.2.2. Le recul des murailles

2.2.2.1. Le démantèlement des murailles

Les processus sous-glaciaires (quarrying) et périglaciaires au sein de la rimaye (cf. paragraphe suivant) tendent à saper la base des murailles dont la stabilité diminue progressivement au fur et à mesure qu'elles s'élèvent et que leur déclivité s'accentue (Foster et al., 2008; Sanders et al., 2012). Lorsque la limite de stabilité est franchie et que les contraintes subies sont trop fortes, les murailles aériennes subissent des chutes de roche d'ampleurs variables (Sanders et al., 2013). Du matériel rocheux est également arraché sur les murailles lors d'avalanches de neige (McSaveney, 2002 ; Sanders et al., 2013). Ceci survient lorsque le glacier est actif mais également lorsque celui-ci régresse, les murailles subissant une décompensation brutale des contraintes précédemment appliquées par la glace (« *debutressing* ») (Evans, 2013). La perte de cohésion des parois par dégradation du permafrost (hausse des températures) est également à même de démanteler celles-ci (Rabatel et al., 2008 ; Ravanel and Deline, 2008), suggérant une évolution rapide de ces murailles en contexte de déglaciation et de réchauffement climatique.

Le phénomène de gélifraction (« *frost action* » : fracturation de la roche par l'action des cycles de gel-dégel sur l'eau interstitielle) n'est pas forcément nécessaire dans le processus de recul des murailles - la question de la stabilité de la pente est suffisante pour l'expliquer – mais intervient néanmoins lorsque les conditions d'action sont remplies (températures et taux de précipitations adéquats). La stabilité de la pente dépend de la déclivité de cette dernière ainsi que de sa hauteur, lesquelles sont déterminées par la résistance du substrat rocheux (« *rock mass strength* ») (Augustinus, 1995). Concrètement les chutes de roche surviennent lorsque les contraintes imposées par la hauteur et la pente des murailles dépasse ce que l'encaissant peut intrinsèquement supporter. La dénudation des murailles est ainsi d'autant plus faible que le substrat rocheux est résistant et semble également dépendre de l'orientation de la fracturation (Moore et al., 2009). Les fractures intersectées sont en effet les plus propices au délogement de blocs.

2.2.2.2. La rimaye : un rôle pivot dans le développement des cirques

La rimaye – crevasse en amont du glacier délimitant la glace mobile de la glace immobile (Fig. 1.10) - jouerait un rôle prépondérant dans le recul des murailles de cirques (Johnson, 1904). Cette hypothèse stipule qu'en modulant les variations de température de l'air, la rimaye augmente le phénomène de gélifraction. Cette hypothèse, bien que longtemps écartée faute de preuves tangibles de sa réalité, semble être actuellement mise en évidence notamment dans le cas de glaciers alpins tempérés. En effet, les températures relativement stables (comparé à l'air extérieur) (Fig. 1.11) et l'entrée d'eau de fonte au sein de la rimaye y favorisent bien les phénomènes de gélifraction et mais également les processus de fracturation glaciaire (« *ice segregation* » : fracturation de la roche par la croissance de la glace interstitielle) sur la base des murailles (Sanders et al., 2012). Le mouvement du glacier n'a plus alors qu'à entraîner les fragments détachés ou fragilisés pour provoquer un sapement de la base de la muraille, et donc participer activement à son recul. Cette action particulièrement érosive à l'interface entre milieu sous-glaciaire et aérien d'une part et entre plancher et murailles d'autre part ferait de la rimaye l'agent principal du « glacial buzzsaw » (cf. 4.1. Le « glacial buzzsaw » ne peut pas tout…).

Figure 1.10. Rimaye du Mont Dolent (massif du Mont Blanc, France) (à gauche) [Crédit : Tikgeit ; source : wikipedia.org]. Intérieur de la rimaye du glacier Washmawapta occidental (Sierra Nevada, Californie) (à droite) [extrait de Sanders et al., 2012].

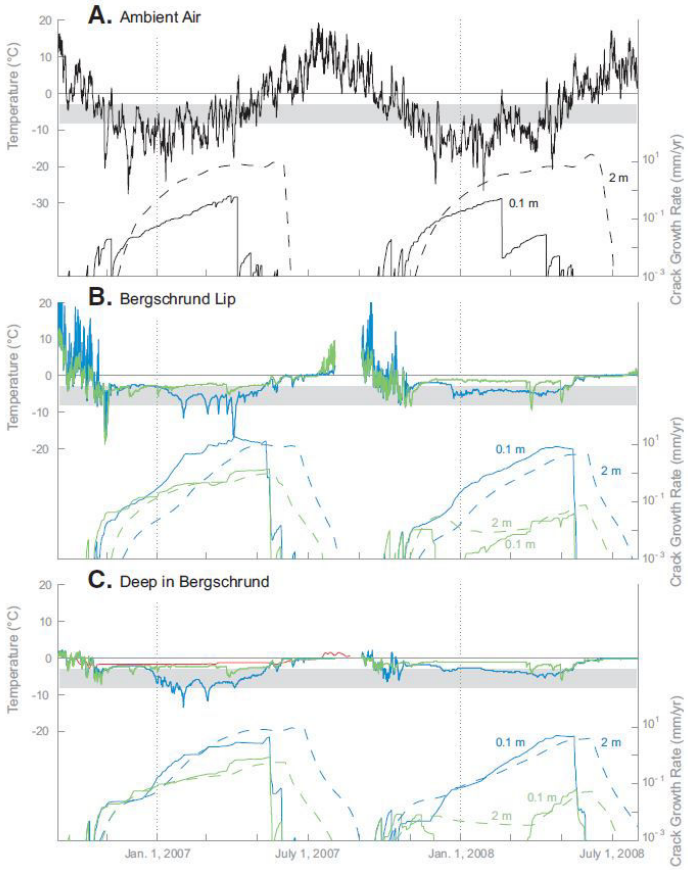

Figure 1.11. Mesure des températures (axe de gauche) et taux de gélifraction modélisé (axe de droite) pour une muraille subaérienne et dans la rimaye du glacier Washmawapta occidental (Sierra Nevada, Californie) [extrait de Sanders et al., 2012]. Les barres horizontales grises délimitent les valeurs nominales de l'intervalle de températures du substrat (-3 à -8°C) les plus propices à la gélifraction (« *frost-cracking window* » ; Anderson, 1998). A. Air ambiant (représentatif de la muraille subaérienne). B. Limite supérieure de la rimaye. C. Profondeur de 10 m à l'intérieur de la rimaye. Les lignes vertes représentent les valeurs mesurées sur parois méridionales (muraille latérale) du cirque et les bleues celles mesurées sur les parois occidentales (muraille de fond du cirque). La ligne continue rouge montre l'enregistrement de température dans la rimaye (8,5 m de profondeur) du glacier de Conness (Sierra Nevada, Californie).

L'action de la rimaye semble être néanmoins limitée – en plus de conditions climatiques non favorables (températures trop élevées ou trop basses, trop peu de précipitations…) – par deux mécanismes liés au recul des murailles qu'elle engendre (Sanders et al., 2012). Des murailles trop hautes et/ou trop pentues ne permettent plus le stockage de neige (provoquant alors des avalanches) sur celles-ci et inhibe par conséquent fortement l'entrée d'eau de fonte dans la rimaye à la faveur de températures clémentes. L'action de la rimaye s'en trouve alors diminuée. Des murailles trop peu élevées et/ou trop peu déclives diminuent les contraintes subies par la roche, qui s'en trouve alors moins facturée et par conséquent moins sujette à subir de la gélifraction. Ces boucles de rétroaction négatives pourraient expliquer la persistance des fines et étroites arêtes séparant les cirques (White, 1970).

2.2.2.4. Quantification du recul des parois

Le recul des murailles est un paramètre moins étudié que la dénudation globale des zones englacées ou même que la vitesse d'abaissement des planchers. La quantification de ce processus passe par la mesure des volumes de sédiments uniquement issus des parois, *i.e.* les talus d'éboulis situés en pied de muraille (Moore et al., 2009 ; Otto et al., 2009) ou bien les glaciers rocheux (Delmas et al., 2009 ; Otto et al., 2009). D'une manière générale, les taux de recul des murailles appartiennent à une même gamme de valeur resserrée (~10^2-10^3 mm/ka) et ne varient que très peu selon l'intervalle de temps considéré (Fig. 1.12) et la lithologie de l'encaissant (Delmas et al., 2009). Les taux mesurées dans les cirques granitiques des Pyrénées restent dans cet intervalle de valeurs (~10^2 mm/ka ; Delmas et al., 2009). Une méthode développée récemment et basée sur la concentration en nucléides cosmogéniques (^{10}Be) des sédiments échantillonnée à l'exutoire des glaciers fournit des valeurs similaires (290 ± 170 mm/ka) (Guillon et al., 2015). Cependant, les vitesses de dénudation peuvent localement être très importantes que ce soit sous des latitudes moyennes (jusqu'à 1,20 m/ka dans la Sierra Nevada ; Moore et al., 2009) ou bien sous de hautes latitudes (jusqu'à 5-15 m/ka au Groenland ; Otto et al., 2009).

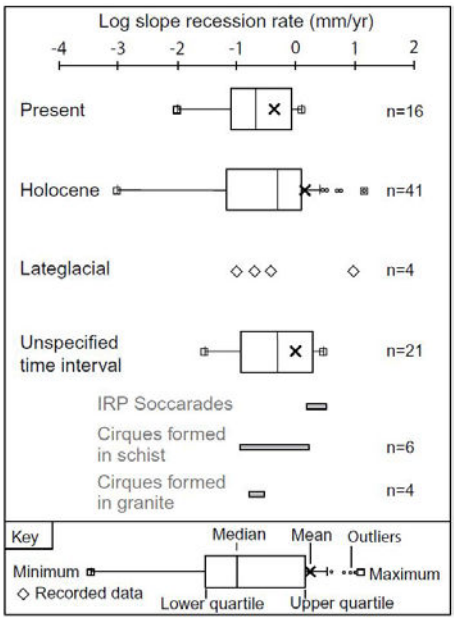

Figure 1.12. Vitesses mondiales de recul des murailles en fonction de l'intervalle de temps considéré [extrait de Delmas et al., 2009].

2.3. L'efficacité de la dénudation glaciaire

La somme de la dénudation subie par les murailles et les planchers représente la dénudation à l'échelle d'un glacier, d'un cirque ou d'une zone englacée (selon l'échelle considérée). L'apport de sédiments depuis les surfaces supraglaciaires peut également entrer dans le budget sédimentaire. La mesure de la totalité des processus d'érosion actifs dans un relief englacé passe par la quantification des volumes de sédiments (moraines, cônes proglaciaires, glaciers rocheux…) présents à l'exutoire (d'un glacier, d'un cirque, d'une muraille) (Delmas et al., 2009 ; Moore et al., 2009 ; Otto et al., 2009 ; Steer et al., 2012) mais également par estimation du volume mis en creux (Andrews et LeMasurier, 1973 ; Olyphant, 1981 ; Geirsdóttir et al., 2007). La thermochronologie – en quantifiant la vitesses d'exhumation des roches - permet également d'estimer la dénudation générée par les glaciers sur des échelles de temps plus larges que les méthodes énoncées ci-dessus, de l'ordre de 10^6 années (Shuster, 2005 ; Vernon et al., 2008 ; Thomson et al., 2010 ; Valla et al., 2011). A l'échelle mondiale, les glaciers (tous types confondus) sont ainsi caractérisés par une dénudation de l'ordre de 10^1-10^4 mm/ka (Delmas et al., 2009).

2.3.1. Variations temporelles

La vitesse de dénudation glaciaire varie en fonction de l'échelle de temps considérée : elle est nettement plus rapide lorsqu'elle est mesurée sur un pas de temps court et actuel (10^4 mm/ka) alors qu'elle ne dépasse que rarement 10^2 mm/ka pour les paléoenglacements (Fig. 1.13) (Holocène, Tardiglaciaire, à l'échelle d'un cycle glaciaire, pour l'ensemble du Quaternaire ; Delmas et al., 2009). Les hautes valeurs mesurées actuellement peuvent être imputables au fait qu'elles proviennent en grande partie des glaciers d'Alaska, lesquels sont particulièrement efficaces (Hallet et al., 1996). Cette explication n'est que partielle puisque la variabilité temporelle de la dénudation est également mesurée au sein de même glaciers alaskiens (Hallet et al., 1996) et sur d'autres sites (Patagonie ; Fernandez et al., 2011). Cette variabilité mettrait ainsi en évidence une plus grande efficacité érosive des glaciers en contexte de déglaciation (Koppes and Hallet, 2006 ; Fernandez et al., 2011) et un effet de lissage des valeurs mesurées sur un intervalle de temps long (prise en compte des périodes de dénudation rapide et de celles de dénudation réduite ; Delmas et al., 2009).

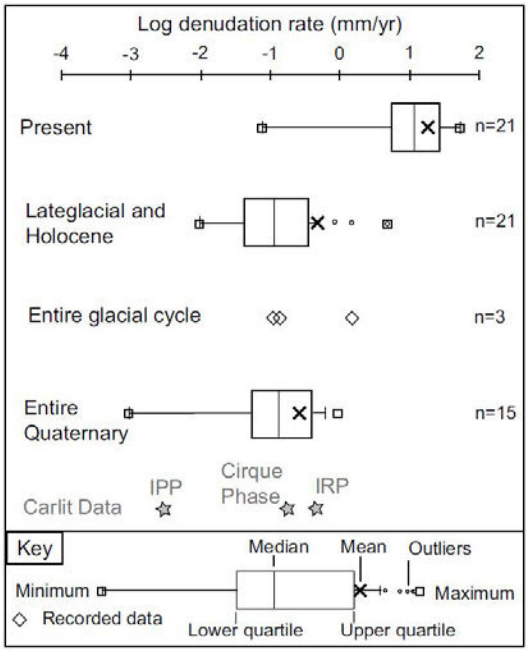

Figure 1.13. Taux mondiaux de dénudation de glaciers en fonction de l'intervalle de temps considéré [extrait de Delmas et al., 2009]. Les taux de dénudation sont obtenus à partir de la mesure des volumes sédimentaires accumulés aux marges et à l'exutoire des glaciers (IPP : *ice progression phase* ; IRP : *ice recession phase*).

2.3.2. Variations latitudinales

Les vitesses de dénudation glaciaire varient également en fonction de la latitude, du régime thermique basal et du contexte tectonique. Ainsi, sous les hautes latitudes, les vitesses de dénudation varient entre glaciers à base froide (~10^1 mm/ka) et petits glaciers à base tempérée (~10^2 mm/ka) (Hallet et al., 1996). Les glaciers tempérés des moyennes latitudes (Suisse et Asie centrale, en l'occurrence) sont légèrement plus rapides et érodent le substrat rocheux à des vitesses de l'ordre de 10^2-10^3 mm/ka (Hallet et al., 1996). Le taux de dénudation des glaciers d'Alaska est lui bien plus élevé (10-100 m/ka), ces derniers sont en effet particulièrement rapides, généreusement alimentés en neige, et érodent un substrat fragilisé dans un contexte tectonique très actif (Hallet et al., 1996).

2.3.3. Les glaciers constituent-ils les agents d'érosion les plus efficaces ?

Les glaciers sont souvent présentées comme les agents d'érosion les plus efficaces, notamment en comparaison des cours d'eau (Hallet, 1996 ; Koppes and Hallet, 2006). Cette affirmation a cependant été relativisée eût égard au contexte de réchauffement climatique dans lequel les mesures de dénudation glaciaire ont été effectuées (Koppes and Montgomery, 2009). La dénudation accélérée dans un tel contexte (Koppes and Montgomery, 2009 ; Fernandez et al., 2011) fausserait la comparaison avec la vitesse d'incision des cours d'eau. Ainsi, sur de larges échelles de temps, la dénudation fluviale et glaciaire se vaudraient et répondraient seulement l'une et l'autre à la surrection d'ordre tectonique. L'efficacité érosive des glaciers – qu'elle égale ou surpasse celle des cours d'eau en dépit d'une vitesse de déplacement 10^5 fois moins rapide – est à relier à des éléments inexistants dans les cours d'eau (poids de la glace, gradient de masse, transport de sédiments de toutes granulométries, périmètre d'action du glacier autrement plus étalé que le tracé linéaire d'un fleuve…).

De nombreuses publications démontrent effectivement une exagération du relief préglaciaire due aux glaciations quaternaires (Montgomery, 2002 ; Van der Beek et Bourbon, 2008 ; Norton et al., 2010 ; Yanites and Ehlers, 2012). L'ensemble des données obtenues par thermochronométrie montre clairement que dans un contexte de refroidissement climatique global, la dénudation s'est non seulement fortement accélérée depuis 2 Ma (Fig. 1.14) mais qu'elle est plus prononcée dans les orogènes englacés (Himalaya, Alpes européennes, Patagonie, Alaska, Alpes néo-zélandaises) (Herman et al., 2013). Pour autant, et à l'échelle du Quaternaire, le scenario qui se dessine progressivement est celui d'une dénudation accrue précisément en raison de l'alternance entre érosion glaciaire et érosion fluviale typique des variations climatiques des derniers 2 Ma (Valla et al., 2011 ; Sternai et al., 2013).

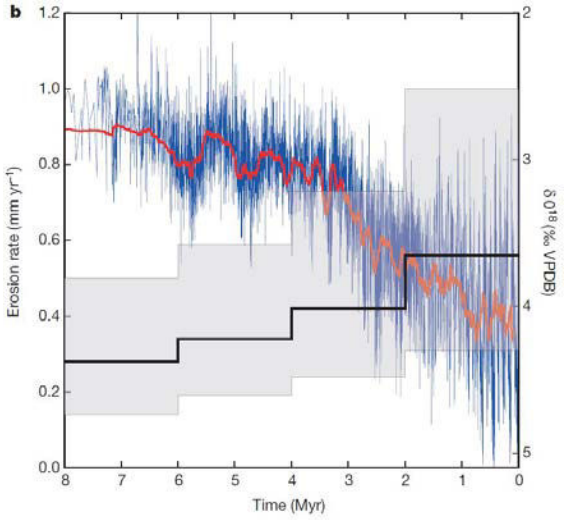

Figure 1.14. Évolution de la dénudation (ligne noire avec l'écart-type en zone grisée) et du $\delta^{18}O$ mesuré dans les sédiments marins (ligne bleue avec moyenne mobile en ligne rouge ; VPDB = Vienna Pee-Dee belemnite standard) durant le Cénozoïque supérieur [extrait de Herman et al., 2013]. Les données de $\delta^{18}O$ – issues de Zachos (2001) – montrent l'évolution du climat : l'augmentation du $\delta^{18}O$ traduit un refroidissement du climat.

3. Les formes générées par la dénudation glaciaire dans les zones culminantes : les cirques et bassins versants d'altitude

Le paragraphe précédent a introduit les principales notions liées à la dénudation glaciaire. Celui-ci se focalise sur ses effets sur les zones culminantes au travers de l'étude des deux cadres géomorphologiques sélectionnés dans cette thèse : cirques et bassins versants d'altitude. L'importance des zones culminantes est majeure dans le fonctionnement des variations d'amplitude du relief au cours du temps (Fabel et al., 2002 ; Herman and Braun, 2008 ; Kleman, 2008 ; Yanites and Ehlers, 2012) puisqu'elles constituent l'étage des orogènes dans lequel les processus contrôlant l'altitude des sommets sont potentiellement actifs (Mitchell and Montgomery, 2006 ; Foster et al., 2008 ; Anders et al., 2010 ; Yanites and Ehlers, 2012 ; Mitchell and Humphries, 2015).

3.1. Les cirques : zones de contrôle de l'altitude des sommets

Au sein des glaciers, c'est la partie la plus en amont – à savoir celle située dans les cirques - qui participe à l'abaissement des sommets tel que décrit dans le premier paragraphe (cf. 2.2.2. Le recul des murailles). Cette section consacrée aux cirques relève ainsi d'une caractérisation de la dénudation des zones culminantes en contexte englacé et montre comment la morphologie des cirques témoigne de l'impact de la dénudation glaciaire sur le relief.

A cela s'ajoute la composante temporelle et climatique, *i.e.* le développement des cirques durant les phases d'englacement maximal (périodes glaciaires) mais également durant les glaciations restreintes (périodes interglaciaires ou de déglaciation). Cette section permet ainsi de contextualiser le travail des chapitres 4 et 5 de cette thèse - lesquels sont très axés sur les problématiques liées aux cirques - et dans une moindre mesure celui du chapitre 6.

3.1.1. Définition et formes

Les cirques glaciaires constituent la partie la plus en amont des glaciers et représentent une dépression ouverte vers l'aval et fermée à l'amont par une paroi abrupte (*headwall*), arquée en plan autour d'un plancher en pente douce (Evans and Cox, 1974) (Fig. 1.15). Le cirque est en effet généralement constitué d'un bassin surcreusé à fond relativement plat connecté à une crête escarpée par une pente concave (Fig. 1.16) (Lewis, 1938 ; Sugden, 1969). Les bassins surcreusés abritent fréquemment des lacs lorsque le glacier se retire. Les longueurs et largeurs des cirques varient de quelques centaines de mètres à 1-2 km (rarement > 3 km), leur amplitude reste généralement < 1 km pour une superficie de 10^{-2}-10^{0} km².

Figure 1.15. Morphologie en plan du cirque de Sunrise Lake (USA) vue (a) sur un relief ombré (USGS National Elevation Database 10 m DEM et (b) sur une image aérienne Bing™. Vue oblique depuis le nord sous Google Earth™. Les pointillés rouges marquent les limites du cirque [extrait de Barr et Spagnolo, 2015].

Même si un grand nombre de cirques correspondent strictement à cette définition (cirques « en fauteuil »), certains s'en éloignent et présentent des caractéristiques atypiques (parois peu développées voire absentes, planchers en pente, formes rectilignes en plan…) dépendant de la lithologie, de la structure, de l'intensité des processus glaciaires et périglaciaires ainsi que de la topographie préglaciaire (Haynes, 1968 ; Gordon, 1977 ; Bennett, 1990). C'est notamment le cas des cirques pyrénéens – dits cirques « en van » (Fig. 1.16) en référence à l'instrument agricole servant jadis à nettoyer les céréales – qui sont caractérisés par une forme évasée avec un plancher relativement déclive et des murailles peu élevées. Le choix du terme de van est imputable à Henry Frédéric Faige-Blanc (1874) qui le choisit pour désigner les cirques de la province du Dauphiné (le terme de cirque glaciaire n'avait alors pas encore été inventé).

Le terme est repris par Allix (1929) pour caractériser les mêmes formes observées dans l'Oisans (Alpes occidentales) qu'il considère comme n'ayant pas véritablement atteint le stade de cirque : l'auteur parle alors de van et non de cirque « en van ». Cette seconde expression est forgée par Blache (1952) reprenant les écrits de cet auteur et émettant l'hypothèse d'un développement axé sur le recul des murailles plutôt que sur les processus d'abaissement du plancher. L'auteur précise également que si les cirques «en van » et les cirques « en fauteuil » représentent deux modèles antagonistes de développement, il existe toute une gamme de formes glaciaires de transition entre ces « deux pôles ».

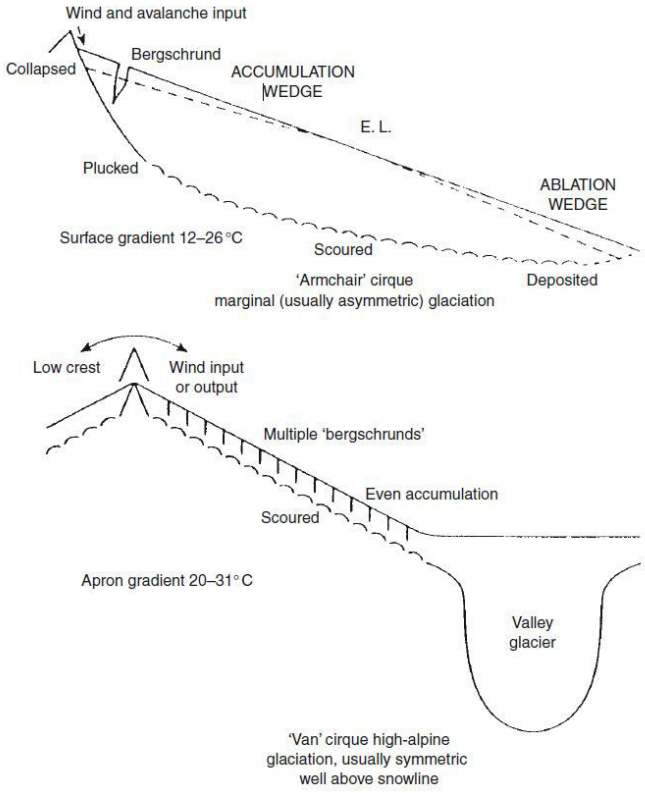

Figure 1.16. Vue en long d'un cirque en fauteuil (en haut) et d'un cirque en van (en bas) [extrait d'Evans, 1997].

Néanmoins et malgré ces variations morphologiques, les planchers et parois des cirques restent toujours définis par la valeur de leur pente (Fig. 1.17). Ainsi, au moins une partie du plancher est < 20° tandis que la pente des parois de cirques doit être au moins partiellement supérieure à la déclivité des talus (31-36°) (Evans and Cox, 1974). D'une manière plus générale, les parois de cirques ont tendance à dépasser la limite de stabilité des versants soit ~30°.

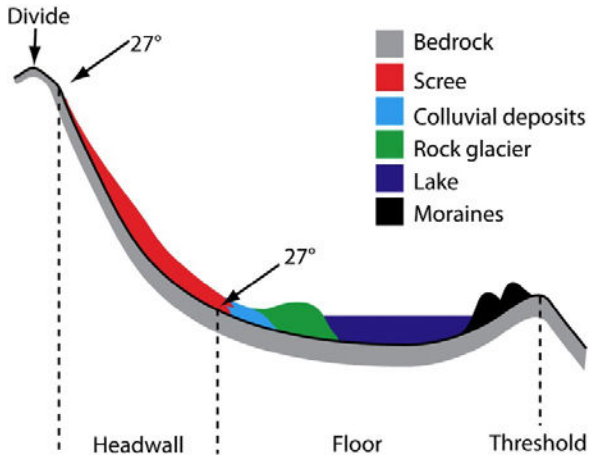

Figure 1.17. Coupe longitudinale d'un cirque typique, présentant le sommet des murailles (divide), des murailles à forte pente (headwall), un plancher peu déclive (floor) ainsi qu'un verrou glaciaire (threshold). Tous ces éléments ne sont pas toujours présents dans tous les cirques [extrait de Barr and Spagnolo, 2015].

La forme des cirques glaciaires est le résultat de l'interaction de nombreux paramètres (topographie préglaciaire, lithologie, climat, tectonique…) dont il est difficile de déterminer lequel est le plus important et dont le poids est variable selon les cirques considérés. D'un point de vue topoclimatique, le temps de résidence des glaciers (Sugden, 1969 ; Haynes, 1998 ; Brook et al., 2006) et l'intensité de la dénudation (Mîndrescu and Evans, 2014) – fortement dépendants du climat – influent favorablement sur la taille et le développement des cirques. L'importance de la lithologie et de la structure du substrat dans les modalités de développement des cirques et la forme qu'ils présentent est tantôt considérée comme secondaire (Evans, 1994 ; Evans et Cox, 1995) tantôt comme déterminante (Olyphant, 1981a ; Delmas et al., 2015). Le fort lien entre les processus de dénudation, la résistance du substrat rocheux (« *rock mass strength* ») (Augustinus, 1992) ainsi qu'avec sa structure et sa fracturation (Iverson, 2012 ; Duhnforth et al., 2010) soutient le second point de vue. En outre, les cirques les plus grands semblent se développer sur les lithologies gréseuses (Evans, 2006a) ou granitiques, un phénomène qui serait dû – au moins dans le second cas - à l'impact de la désintégration granulaire propre à l'altération chimique du granite, laquelle surviendrait en contexte préglaciaire et interglaciaire (Delmas et al., 2014), le cirque occupant et retouchant un alvéole d'altération différentielle. Les cirques qui se développent dans la direction des principaux plans de failles d'un massif tendent à présenter une forme allongée et un plancher relativement plat (recul des murailles de fond nettement supérieur à l'approfondissement) (Bennett et Glasser, 2009). A l'inverse, les cirques se développant perpendiculairement au réseau de failles principales sont caractérisés par une forme plus compacte et enserrée (approfondissement et d'allongement similaires) (Bennett et Glasser, 2009).

3.1.2. L'évolution allométrique des cirques sur le long-terme

Les cirques évoluent au cours du temps, au gré des variations temporelles et spatiales de la dénudation générée par les glaciers – entre 8 et 5 900 mm/ka (Tabl. 1.1) (Barr and Spagnolo, 2015) - et des différents processus matérialisant cette dénudation (abrasion, quarrying… ; cf. 2.2. La dénudation des glaciers). De fait, les cirques se développent en s'approfondissant, en s'allongeant et en s'élargissant, tendant au cours du temps à s'arquer en plan (Gordon, 1977 ; Brook et al., 2006) (Fig. 1.18). La quasi-totalité des études montrent une allométrie de développement des cirques caractérisée par un allongement du cirque résultant d'un recul des parois plus rapide que son approfondissement (Andrews et LeMasurier, 1973 ; Gordon, 1997 ; Oskin and Burbank, 2005 ; Evans, 2006a ; Brook et al., 2006).

Certaines études montrent ponctuellement une dénudation possiblement équivalente entre incision verticale et recul des murailles (respectivement 500-900 mm/ka et 1 200 mm/ka dans les Montagnes Rocheuses ; Sanders et al. 2013), voire une domination des dynamiques d'approfondissement (390 ± 330 mm/ka contre 290 ± 170 mm/ka pour le recul des parois dans le glacier des Bossons ; Guillon et al., 2015). Lorsque le cirque n'abrite plus que des glaciers rocheux (masse de débris rocheux mélangés à de la glace se déplaçant sous l'action de la gravité), son développement n'est plus réalisé que par recul des murailles (160-700 mm/ka ; Delmas et al., 2009).

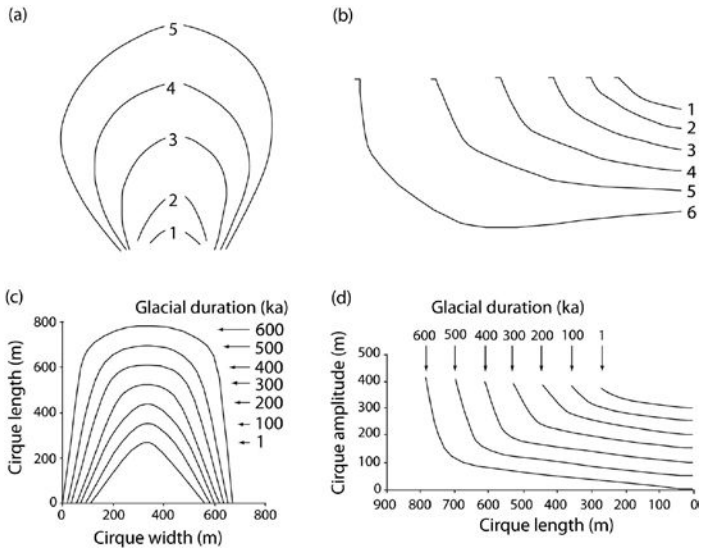

Figure 1.18. Schémas de l'évolution des cirques (a) en plan et (b) en long [extrait de Barr et Spagnolo, 2015]. Les nombres correspondent aux différents stades de développement des cirques. Les nombres ne sont pas directement comparables avec le système de classification des cirques d'Evans et Cox (1995). La concavité des cirques augmente en même temps que le degré de développement. Évolution (c) en plan et (d) en long du cirque « idéal » du massif de Ben Ohau (Nouvelle-Zélande). Le modèle du massif de Ben Ohau montre le développement d'un cirque à l'amont d'une vallée glaciaire (cirque de « bout d'auge ») plutôt que celui d'un cirque concave typique (Brook et al., 2006).

Les cirques, s'ils ont fait l'objet de multiples travaux morphométriques, restent les parents pauvres des études du domaine glaciaire en termes d'analyse et de mesure des processus évolutifs. En effet, relativement peu de travaux de quantification de la dénudation dans ces zones ont été menés : la plupart ont suivi la méthode de mesure des volumes à l'exutoire (Reheis, 1975; Anderson, 1978; Mills, 1979; Larsen and Mangerud, 1981; Hicks, 1990; Bogen, 1996) tandis que d'autres se sont basés sur le volume mis en creux (Andrews et LeMasurier, 1973 ; Olyphant, 1981 ; Brook et al., 2006). Les résultats montrent une dénudation verticale des cirques généralement comprise entre 10^2 et 10^3 mm/ka (tous intervalles de temps confondus) (Barr and Spagnolo, 2015) même si des valeurs notablement plus faibles (1-10^1 mm/ka) ont été mesurées sous climat polaire (Anderson, 1978). Les vitesses de recul des murailles de fond sont du même ordre de grandeur (100-6000 mm/ka). Enfin, la vitesse d'élargissement des cirques (recul des murailles latérales : 800 mm/ka) n'a à ce jour été mesurée qu'une seule fois en Antarctique (Andrews et LeMasurier, 1973). La dernière étude de quantification menée dans un cirque mêle échantillonnage sous-glaciaire, à l'exutoire et modélisation du transport et stockage des sédiments (Sanders et al., 2013). La dénudation des cirques n'a en revanche à ce jour jamais été mesurée par nucléides cosmogéniques et le chapitre 4 de cette thèse (Crest et al., 2017) constitue la première étude de ce type.

Tableau 1.1. Taux de dénudation dans les relevés dans la littérature [extrait de Barr and Spagnolo, 2015].

Location	Vertical erosion rate (mm a^{-1})	Headward/sidewall erosion rate (mm a^{-1})	Timescale (years)	Citation
Marie Byrd Land, Antarctica	0.4	5.8/0.8	$3–8 \times 10^5$	Andrews and LeMasurier (1973)
Arapaho Glacier, Front Range, Colorado, USA	0.095–0.17	–	Recent	Reheis (1975)
Pangnirtung Fiord, Baffin Island, Canada	0.008–0.076	–	$\sim 10^3$	Anderson (1978)
Sangre de Cristo Range, Colorado, USA	–	0.92–1.31	$\sim 10^4$	Grout (1979)
Kråkenes, Norway	0.5–0.6	0.1	7×10^5	Larsen and Mangerud (1981)
Rocky Mountains	0.147–1.811	–	10^3–10^4	Olyphant (1981)
Ivory Lake, Southern Alps, New Zealand	5.3–5.9	–	4	Hicks et al. (1990)
Ovre Beiarbreen, Norway	0.18	–	6	Bogen (1996)
Ben Ohau Range, New Zealand	0.29	0.44	7.5×10^5	Brook et al. (2006)
Nisqually Glacier, Washington, USA	5.0	–	Recent	Mills (1979)
Canadian Rocky Mountains, British Columbia	0.5–0.9	1.2	50	Sanders et al. (2013)

La dénudation verticale (sur le plancher) et l'érosion horizontale (recul des murailles de fond et des murailles latérales) sont mesurées distinctement. Les échelles de temps sur lesquelles sont mesurés ces taux de dénudation sont précisés (*timescale*) ainsi que les auteurs de l'étude (*citation*).

3.1.3. Un développement tendant vers un état d'équilibre dynamique ?

L'évolution morphologique des cirques sur le long-terme est parfois considérée comme tendant vers l'obtention d'un état d'équilibre ; lequel est atteint au bout d'une certaine durée d'englacement (Sugden 1969) (Fig. 1.20 a-b). Ceci sous-tend le concept de modèle ergodique selon lequel la forme des cirques représente leur évolution au cours du temps ; la forme et le stade d'évolution étant alors interchangeables (Sugden 1969 ; Cox, 1977 ; Gordon, 1977). Dans ce modèle, le recul des murailles – notamment au travers de l'action de la rimaye (cf. Le recul des parois) – représente une composante particulièrement importante puisque de sa vitesse dépend l'atteinte de l'état d'équilibre.

Ainsi, la morphologie à l'équilibre est celle d'un cirque typique « en fauteuil » (très arqué en plan et en long, disposant de hautes murailles très déclives et d'un plancher surcreusé ; Fig. 1.20 a-b), lequel a éliminé par érosion régressive et latérale toutes les surfaces préglaciaires présentes au-dessus du bassin glaciaire (Haynes, 1998). Les murailles des cirques ne forment plus qu'un réseau de crêtes de recoupement, c'est-à-dire que l'ensemble des cirques formés sur un massif ne sont plus alors séparés que par des arêtes (parois étroites et très déclives) (Haynes, 1998) ; les murailles de cirques sont coalescentes et à l'état d'équilibre dynamique (lire encadré n°4). Dès lors que cet état est atteint, la forme du cirque ne varie plus au cours du temps. Cet état d'équilibre dynamique représente un des principes de base du « glacial buzzsaw » (cf. 4.1. Le « glacial buzzsaw » ne peut pas tout…) puisque la coalescence des cirques implique que le nivellement de l'altitude des sommets par les glaciers devient possible.

Cette idée d'une évolution vers une forme d'équilibre n'est pas partagée par l'ensemble des auteurs étudiant la question. Certains proposent plutôt une évolution vers une forme d'amont de vallée allongé (Fig. 1.19 c-d) (Brook et al., 2006). La séparation (ressaut topographique, verrou) existant entre vallée et cirque tend alors progressivement à s'estomper jusqu'à ce que le plancher de cirque soit confondu avec le lit glaciaire de l'auge. D'autres considère les cirques comme des formes dont le développement varie au gré des conditions climatiques (notamment l'ensoleillement mais également la direction des vents) aboutissant à des asymétries incompatibles avec l'atteinte d'un état d'équilibre (Evans, 2006a). L'évolution de la morphologie des cirques est également décrite indépendamment des deux modèles précédemment évoqués, sous la forme de cinq stades de développement définis selon l'existence de caractères morphologiques spécifiques (Evans et Cox, 1995) (Figure 1.19). C'est à l'heure actuelle le système de classification le plus utilisé dans l'étude des cirques.

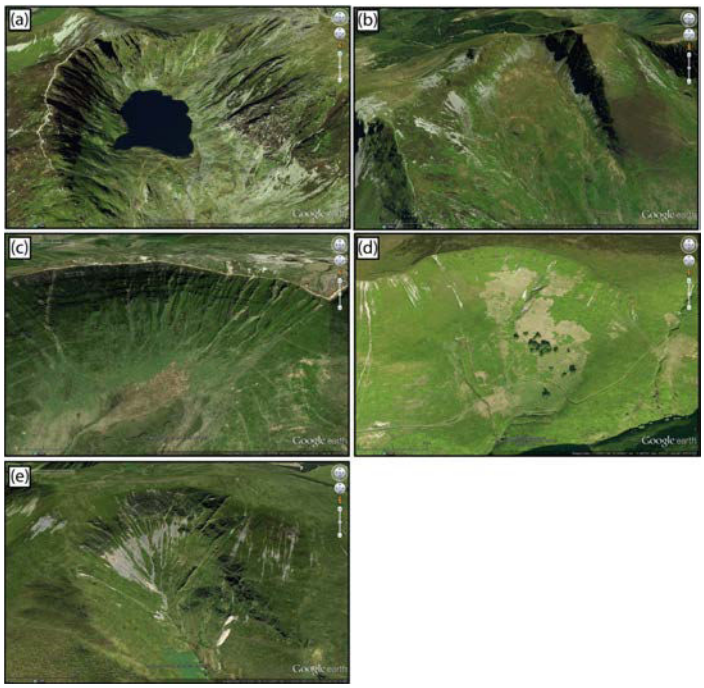

Figure 1.19. Vues obliques des différents stades de développement des cirques (d'après Evans et Cox, 1995) sous Google Earth™, au Pays de Galles [extrait de Barr et Spagnolo, 2015]. (a) Stade 1 : « *classic cirque* », disposant de tous les attributs caractéristiques. (b) Stade 2 : « *well-defined cirque* », où les murailles et le plancher sont clairement développés, et les murailles s'arquent autour du plancher. (c) Stade 3 : « *definite cirque* », pour lequel il n'y a aucun doute sur le statut de cirque, mais dont une caractéristique typique reste faiblement développée. (d) Stade 4 : « *poor cirque* », pour lequel le statut de cirque est sujet à débat, mais où quelques caractéristiques bien définies compensent celles qui sont faiblement développées. (e) Stade 5 : « *marginal cirque* », pour lequel le statut de cirque et l'origine glaciaire sont sujets à débat.

3.1.4. La possibilité d'une dénudation accrue lors des glaciations restreintes

Certains auteurs (Richardson et Holmlund, 1996 ; Gordon, 2001 ; Evans, 1997 ; Sanders et al., 2012) considèrent que la dénudation des cirques est maximale lors des périodes d'extension glaciaire. L'essentiel du développement des cirques se produirait alors durant ces phases. Cependant, un modèle alternatif décrit un développement des cirques qui se produirait principalement durant les périodes de glaciation restreintes. Le maximum de dénudation glaciaire – survenant au niveau de la LEG (Boulton, 1996 ; Hallet et al., 1996 ; Anderson et al., 2006a) – est alors situé dans l'emprise des cirques (Fig. 1.20) (Cook and Swift, 2012). La dénudation sous-glaciaire creuse le substrat rocheux d'autant plus efficacement, et les processus périglaciaires – qui ne sont plus inhibés par des températures trop rigoureuses – favorisent le recul des murailles (Delunel et al., 2010). A l'inverse, en contexte de glaciation extensive, la LEG chute fortement et le maximum de dénudation glaciaire agit plus en aval, au-delà des limites des cirques. Ces derniers sont alors occupés par de la glace à base thermique froide, ou à écoulement plus lent en raison de la faible pente de surface, inhibant la dénudation sous-glaciaire (Cook and Swift, 2012 ; Seif and Ebrahimi, 2014).

La croissance des cirques serait ainsi largement limitée aux périodes où ces derniers sont occupés par de petits glaciers ne dépassant pas leurs limites, ce qui se produit à de nombreuses reprises au cours d'un cycle glaciaire, c'est-à-dire au début et à la fin de chaque période (cycle ou stade) de glaciation (Barr and Spagnolo, 2015). Un tel scenario pourrait impliquer l'idée d'un « glacial buzzsaw » biphasé au cours duquel la dénudation en fond de vallée en période glaciaire est compensée par la dénudation dans les cirques en période interglaciaire. Cependant, et en dépit d'un temps d'englacement supérieur pour les cirques, leur incision reste modérée par rapport à celle opérée dans les fonds de vallées glaciaires lors des maxima d'extension des glaces (Cook and Swift, 2012). L'impact laissé par ces glaciers de cirques dépend alors de la durée relative des périodes glaciaires et interglaciaires ainsi que de leur taux de dénudation respectifs (Sugden, 1969 ; Haynes, 1998 ; Brook et al., 2006 ; Ward et al., 2012). Les glaciers restreints aux zones de cirques durant les maxima glaciaires sont également en condition de limiter l'altitude des sommets (Foster et al., 2008). L'alternance entre des périodes de glaciation et des périodes interglaciaires, produirait un effet cumulatif des processus de dénudation glaciaire et fluviaux favorisant le démantèlement des crêtes et conduisant à la limitation de l'altitude des sommets.

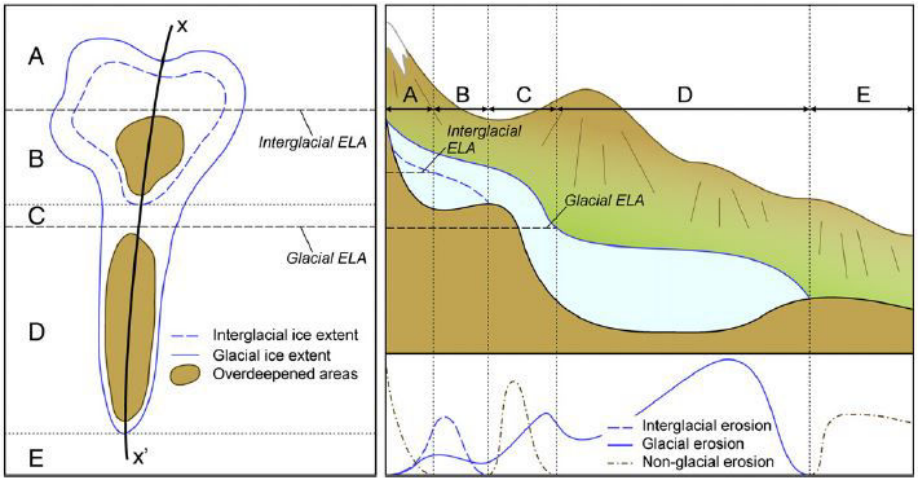

Figure 1.20. Schéma illustrant l'incision et le surcreusement d'une vallée soumise à la dénudation glaciaire sous deux types de climat [extrait de Cook et Swift, 2012]. (Gauche) Vue en plan des extensions de l'englacement durant une période glaciaire et durant une période interglaciaire, et les zones de surcreusement. Les lignes horizontales indiquent la LEG et les subdivisions le long du transect x-x'. (Droite) Coupe longitudinale du glacier et du substrat rocheux le long du transect x-x' et topographie environnante (échelle verticale exagérée). L'impact des différents processus de dénudation sur le substrat durant les périodes glaciaires et interglaciaires est qualitativement représenté dessous. Les zones A à E le long du transect indiquées en plan et en long sont délimitées selon leur contexte glaciaire et la contribution relative des différents processus érosifs glaciaires et interglaciaires.

Le temps d'évolution de la morphologie des cirques se développant principalement en contexte d'extension des glaciers s'inscrit dans la durée : de l'ordre de 10^5 années (Brook et al., 2006) à > 1 Ma, les processus périglaciaires à l'œuvre dans la rimaye sont favorisés par les faibles températures des périodes glaciaires (Sanders et al., 2012). D'autres auteurs considèrent que toute la durée du Quaternaire n'est pas suffisante pour aboutir aux formes de cirques bien développées que l'on observe aujourd'hui, à plus forte raison si l'essentiel de la dénudation glaciaire se concentre durant les courtes périodes de glaciation restreinte (Turnbull and Davies, 2006). En conséquence, les cirques glaciaires actuels se seraient développés à partir de larges dépressions du paysage préglaciaire formées à la suite de mouvements gravitaires de masse (Turnbull and Davies, 2006 ; Jarman et al., 2014) ou d'autres processus (alvéoles d'altération...). Il n'est pas impossible d'imaginer qu'un certain nombre de cirques peu développés et/ou considérés comme n'ayant pas atteint l'état de « maturité » soient simplement issus d'un processus de formation exclusivement en contexte de glaciations restreintes.

3.2. Les bassins versants d'altitude

Les bassins versants d'altitude permettent d'aborder la dénudation des zones culminantes en contexte déglacé (ou partiellement englacé), celle-ci concerne alors les périodes interglaciaire et phases de déglaciation. Les bassins versants d'altitude (d'orogènes englacés) doivent leur morphologie à un impact plus ou moins intense de la dénudation glaciaire (héritage topographique). Par ailleurs, nombre d'entre eux comportent des cirques. Ainsi, et s'ils connaissent un fonctionnement de type fluvial très différent de celui d'un environnement englacé (cf. 2. Les glaciers : des agents d'érosion lents mais efficaces), la marque de ce dernier persiste lors du retrait des glaces au niveau des processus de versants (contrôlés par la pente et le relief ; précontrainte d'origine glaciaire) et au niveau des stocks sédimentaires glacigéniques disponibles. Cette section vise à démontrer la complexité des relations entre dénudation et évolution du relief dans un tel contexte, qualifié de paraglaciaire. L'essentiel des notions abordées ici seront discutées à l'aune des résultats d'analyses dans le chapitre 6.

3.2.1. Problématiques de la dénudation à l'échelle d'un bassin versant

Les processus d'érosion actifs dans un bassin versant – et plus largement à l'échelle de la surface terrestre – se déclinent en trois temps géomorphologiques : la météorisation, le transport/ablation et le dépôt. L'abaissement vertical de la surface qui en résulte est désigné par le terme de dénudation. De fait, pour une surface donnée, la dénudation représente la somme de la météorisation et du transport/ablation (*erosion*) (Minasny et al., 2015a). À l'échelle d'un bassin versant, cette dénudation n'est donc effective que si l'ensemble des sédiments produits sont évacués hors de son emprise. Ceci implique que - d'une manière générale et plus précisément en contexte déglacé (ou partiellement englacé) – qu'importe l'intensité de la météorisation subie par une surface rocheuse, cette dernière ne contribuera au budget sédimentaire d'un bassin versant qu'à la condition que des processus érosifs (ruissellement et cours d'eau notamment) transportent le matériel produit vers l'aval et que la pente le permette. De fait, la contribution sédimentaire est intrinsèquement liée à la déclivité des pentes. Partant de ce principe, les zones de plateau – même si elles subissent une intense météorisation - ne contribuent que très minoritairement au budget sédimentaire du bassin versant.

Ce schéma se complexifie lorsque l'on tient compte de la connectivité du réseau hydrographique d'un bassin versant, c'est-à-dire l'agencement des liens existant entre les différentes zones-source, zones de transport et zones de dépôt de sédiments internes à la surface de drainage (Heckmann and Schwanghart, 2013 ; Cossart, 2014 ; Heckmann et al., 2015 ; Phillips et al., 2015). En effet, toutes les zones activement dénudées ne sont pas nécessairement connectées au réseau hydrographique principal ; cela implique qu'un certaine part des sédiments reste stockée au sein même du bassin versant et ne participe pas au budget sédimentaire à l'exutoire. De nombreux éléments du paysage – telles que les zones surcreusées (lacs, ombilic glaciaires…) et d'accumulations de débris rocheux (moraines, talus d'éboulis…) - peuvent agir comme des zones de stockage des sédiments en entravant leur transit vers l'aval ou bien comme des zones-tampon le ralentissant fortement (Fig. 1.21) (Ballantyne, 2002b ; Cossart et al., 2013). Le temps de résidence des sédiments dans ces zones-tampon peut alors être très variable (Cossart et al., 2013 ; Heckmann et Schwanghart, 2013).

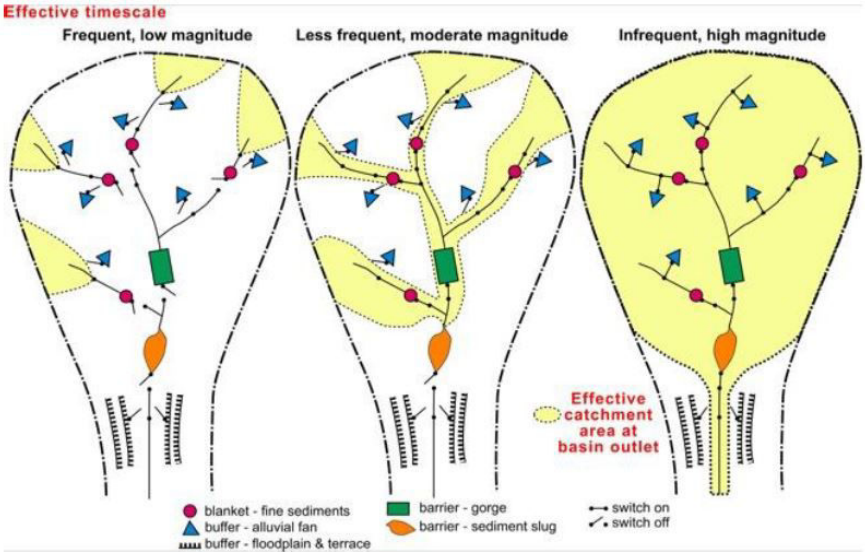

Figure 1.21. Différents degrés de connectivité du réseau hydrographique d'un bassin versant (croissant en allant vers la droite) [extrait de Cossart, 2014]. La charge sédimentaire à l'exutoire, vue ici comme la résultante du fonctionnement du système en cascade, dépend des comportements individuels des connecteurs (« *barrier* », « *buffer* », « *blancket* ») (Fryirs et al., 2007). Les connecteurs-tampons (« *buffer* » : cônes de débris, terrasses, plaine d'alluvionnement…) empêchent les sédiments de rentrer dans le réseau hydrographique chenalisé en altérant la connexion entre les marges du bassin versant du fond de vallée ; les connecteurs-barrière (« *barrier* » : gorges, zones de ralentissement du transit, barrage de bois, *knickpoints*…) perturbent le transport des sédiments dans le réseau hydrographique chenalisé, par leurs effets sur le niveau de base ou bien sur le profil de pente du lit fluvial ;les connecteurs-couverture (« blanket » : plaine d'inondation, dépôts fins interstitiels…) protègent des formations sous-jacentes du remaniement. Les zones effectivement contributrices sont marquées par la couleur jaune ; la surface effectivement contributrice augmente avec la magnitude des évènements à l'origine de flux hydriques suffisamment compétent pour entamer les zones-tampons et pour transporter le matériel sédimentaire vers l'aval.

Cette variabilité dépend notamment – outre le degré de connectivité au réseau hydrographique - de la granulométrie des sédiments (les fines sont plus facilement remaniées que les blocs) et de l'importance du ruissellement et du débit des cours d'eau (un fort débit permet d'entrainer des fractions granulométriques plus grossières ; Ballantyne, 2002). Ainsi, le fonctionnement d'un bassin versant en temps normal est susceptible de montrer une faible connectivité due à l'incapacité des flux hydriques incompétents à remanier les sédiments des zones-tampon (Fig. 1.21 : schéma de gauche). Des évènements de basse fréquence/haute magnitude (orages, précipitations exceptionnelles, fonte des glaces post-glaciation…) peuvent en revanche générer des débits hydriques à même de transporter les sédiments des zones-tampon qui deviennent alors temporairement des connecteurs francs (Fig. 1.21 : schéma de droite) (Fryirs et al., 2007 ; Cossart, 2014). Ceci implique que le budget sédimentaire mesuré à l'exutoire d'un bassin versant – quelle que soit la méthode – n'est pas forcément représentatif de l'ensemble des processus effectivement actifs dans un bassin versant et ni de la valeur réelle de la dénudation subie par les surfaces dans l'aire de drainage.

Ce point est particulièrement bien illustré par le budget sédimentaire de Coon Creek (Wisconsin, USA) entre 1853 et 1993 (Fig. 1.22) (Trimble, 1983 ; 2009). La quantité de sédiments sortant du système hydrographique au niveau du cours d'eau principal reste constante au cours du temps (36 ± 1 × 10^3 t/an) en dépit des importantes variations temporelles (de ~120 à ~440 × 10^3 t/an) des flux entrants (tributaires, érosion des sols, torrents) (Fig. 1.22). La part de sédiments sortant du système par rapport aux flux entrants varie ainsi entre 8-30%. Si une certaine part de cette charge sédimentaire se dépose en pied de versant (érosion des sols) ou dans les terrasses alluviales des tributaires et de la haute-vallée principale (transport fluvial) avant d'être transportée progressivement vers l'aval, l'essentiel est stocké dans la partie inférieure du cours d'eau principal (Trimble, 1983 ; 2009). Le rééquilibrage du système à la suite d'apports sédimentaire en excès se fait principalement par une aggradation massive au niveau de la plaine alluviale, laquelle se décharge progressivement au rythme permis par la compétence du cours d'eau. Concrètement, la basse plaine alluviale et les tributaires sont des pièges à sédiments tandis que la haute-vallée principale constitue une zone-source (Trimble, 1999).

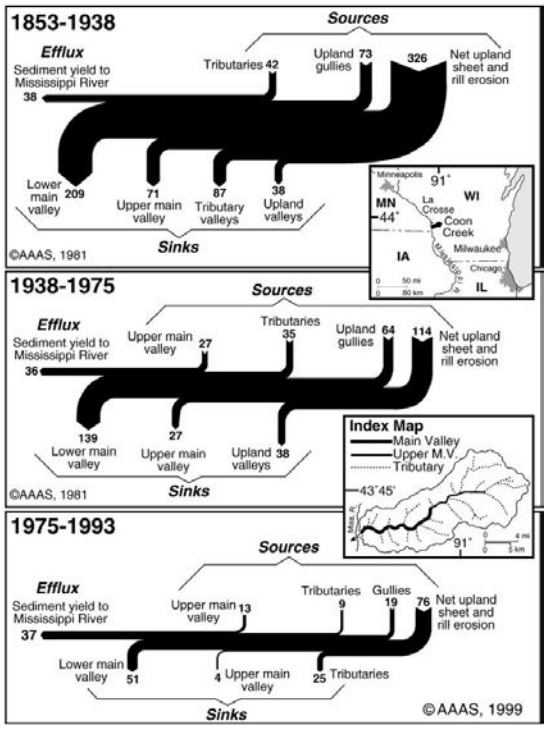

Figure 1.22. Budget sédimentaire de Coon Creek (360 km²) de 1853 à 1993 [extrait de Trimble, 2009]. Les valeurs sont des moyennes annuelles exprimées en 10^3 t/an. L'ensemble des valeurs est issu de mesures directes à l'exception de l'érosion des sols qui correspond à la somme des dépôts retranchée de celle des sources mesurées. L'évolution du budget sédimentaire depuis le XIX^{ème} s. montre bien que si l'arrêt de l'érosion des sols a fortement réduit les flux sédimentaires et le stockage net annuel, la quantité de sédiments sortant du système n'a pas varié. Par conséquent, la quantité d'alluvions en basse plaine alluviale a considérablement augmenté.

La durée et l'intensité des différents processus d'érosion sont variables dans l'espace mais également dans le temps. Les zones de montagne constituent à ce titre un terrain particulier dans lequel sont exacerbés les différents paramètres influant sur la dénudation (pentes prononcées, forte activité tectonique, forte amplitude du relief, possible présence de glaciers…) et où se mêlent des processus érosifs d'ordre paraglaciaire (action des cours d'eau, ruissellement, glissements de terrain, remaniement de dépôts glaciaires, phénomène de décompression des parois précédemment englacées…) mais également d'ordre glaciaire (action des glaciers sur les planchers et murailles) et périglaciaire (gélifraction…). Le transport de sédiments dans les zones de montagne est accompli selon deux régimes distincts : i) une érosion lente et progressive active l'essentiel du temps mais qui contribue relativement peu à la dénudation totale, et ii) des évènements érosifs catastrophiques circonscrits dans le temps mais dont l'impact sur la dénudation est majeur (Kirchner et al., 2001). Ce second régime est plus particulièrement actif à la fin du printemps lors de la fonte des glaces qui représente à la fois une phase de décharge sédimentaire et d'efficacité érosive considérable des glaciers, et un épisode de crue des cours d'eau dont l'action est fortement accrue. Ceci est renforcé par la survenue d'averses extrêmes à la même période sous climat océanique (ces averses surviennent à l'automne sous climat méditerranéen). Les mouvements gravitaires de masse constituent également autant d'évènements brefs avec un fort impact sur la dénudation (Niemi et al., 2005 ; Von Blanckenburg, 2005 ; Korup et al., 2010 ; Heimsath et al., 2012).

3.2.2. La dénudation des bassins versants

La dénudation en contexte déglacé est principalement régie par l'action des cours d'eau en fond de vallée (Champagnac et al., 2014). L'érosion se diffuse du fond de vallée ou de talweg aux versants, lesquels représentent l'essentiel de la surface d'un bassin versant. La dénudation moyenne d'un bassin versant correspond plus simplement à la dénudation subie par les versants (Champagnac et al., 2014). La dénudation provoquée par les cours d'eau a pour principale conséquence d'inciser le substrat rocheux en réponse à la surrection d'origine tectonique (Whipple et Tucker, 1999 ; Champagnac et al., 2012 ; Yanites et Ehlers, 2012) et plus secondairement aux changements climatiques (Riebe et al., 2001 ; Roe et al., 2003 ; Portenga and Bierman, 2011 ; Yanites et Ehlers, 2012). En revanche, la lithologie ne semble pas jouer un rôle majeur (Portenga and Bierman, 2011) tout comme la superficie de l'emprise des bassins versants. Ce dernier point relativise l'impact des effets d'échelle. La dénudation des bassins versants issue des NCT varie entre 10^1 et 10^3 mm/ka avec l'essentiel des valeurs de l'ordre de 10^1 à 10^2 mm/ka (n = 1149) (Fig. 1.23) (Portenga and Bierman, 2011).

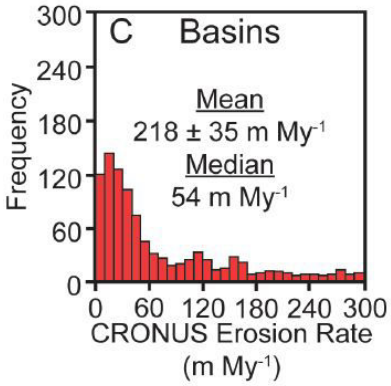

Figure 1.23. Histogramme des valeurs de dénudation des bassins versants mesurées par nucléides cosmogéniques à l'échelle globale (n = 1149) [extrait de Portenga et Bierman, 2011].

L'impact du contexte tectonique est effectivement observé à l'échelle mondiale puisque les taux de dénudation des bassins versants situés en zones tectoniquement actives (~180 mm/ka) sont notablement plus élevés que ceux relevés en zones tectoniquement inactives (~80 mm/ka) (Fig. 1.24) (Portenga and Bierman, 2011). Le rôle du climat (températures annuelles moyennes et précipitations annuelles moyennes) dans la dénudation des bassins versants semble ne pas être particulièrement prononcé, quelle que soit la lithologie ou l'activité tectonique (Portenga and Bierman, 2011). En effet, les valeurs climatiques et météorologiques moyennes ne rendent pas compte de l'intensité des évènements extrêmes (orages, précipitations exceptionnelles) qui eux sont susceptibles de générer une érosion conséquente, notamment dans certains bassins versants sous climats arides (Carretier et al., 2013). Cependant, ces climats montrent généralement un fort lien entre dénudation et quantité de précipitations (Portenga and Bierman, 2011 ; DiBiase and Whipple, 2011).

Des différences de valeurs de dénudation notables sont mises en évidences en fonction du contexte climatique. Si la plupart des climats (froid, tempéré, tropical) abritent des bassins versants dont les valeurs moyennes de dénudation restent stables (60-80 mm/ka), les climats arides sont caractérisés par des valeurs légèrement plus faibles (30-50 mm/ka) tandis que la dénudation en climat polaire (370 mm/ka) surpasse toutes les catégories (Fig. 1.24). Ces différences de valeurs de dénudation par types de climat soufrent cependant d'un manque de transparence vis-à-vis du découpage de différentes catégories (Portenga and Bierman, (2011). Rattacher chaque type de climat à des températures et des taux de précipitations permettrait d'aller plus loin dans l'interprétation de ces résultats, notamment en ce qui concerne les climats froids et polaires. De fait, il est difficile de relier le climat de l'actuelle aire d'étude à l'une des catégories ainsi créées ; tout juste est-il possible de la rattacher empiriquement aux catégories « climat tempéré » (d'après la latitude) et « climat froid » (d'après l'altitude).

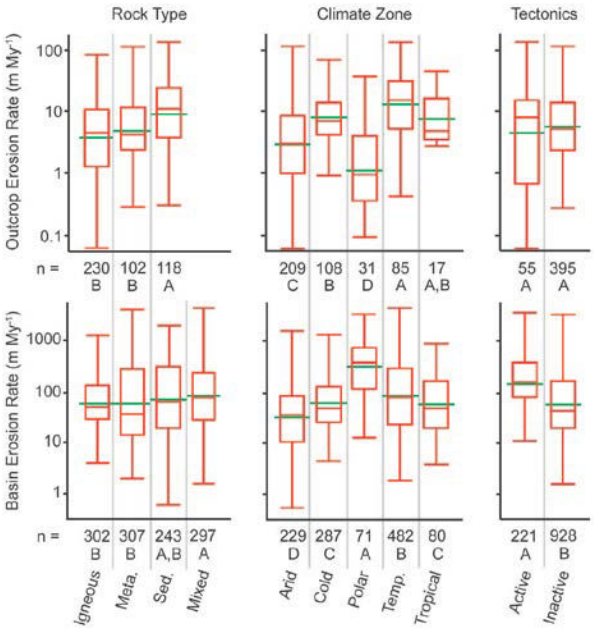

Figure 1.24. Analyse de variance (ANOVA) des valeurs de dénudation mesurées par nucléides cosmogéniques sur surfaces rocheuses et à l'échelle de bassin versants selon des catégories de lithologie, de climat et de régime tectonique [extrait de Portenga et Bierman, 2011]. Les lettres sous chaque boîte à moustaches représentent le résultat des catégories appariées issues des tests *t* de Student ; les catégories connectées par une même lettre sont similaires à p < 0,05. Les lignes vertes représentent les valeurs moyennes et les boîtes délimitent les premiers et troisièmes quartiles. Les moustaches correspondent à l'intervalle de valeurs.

Même si le lien n'est pas linéaire, le climat semble néanmoins avoir un impact sur la dénudation des bassins versants d'altitude au travers des processus glaciaires (Delunel et al., 2010 ; Norton et al., 2010) et périglaciaires (Hales and Roering, 2009 ; Delunel et al., 2010). Les bassins versants actuellement partiellement englacés présentent en effet une dénudation supérieure à ceux qui sont dépourvus de glaciers (Delunel et al., 2010 ; Norton et al., 2010). Ainsi, les glaciers augmentent le budget sédimentaire d'un bassin versant et complexifient également le schéma d'évolution de la topographie (Montgomery, 2002). La dénudation s'applique de manière linéaire dans les fonds de talweg par les cours d'eau et de manière plus diffuse dans les zones faîtières par la glace (les glaciers érodent une surface spatialement plus étendue – en section – que le tracé linéaire du lit fluvial). A cela s'ajoute le rôle des processus périglaciaires dans ces zones englacées dont les conditions de températures favorisent la gélifraction (Hales and Roering, 2009 ; Delunel et al., 2010). Ainsi, si le climat a un impact sur la dénudation d'un bassin versant, c'est au travers de processus périglaciaires et non grâce au ruissellement.

3.2.3. Mécanisme de diffusion de l'érosion

Dans un environnement de type fluvial, l'action des cours d'eau se concentre en fond de talweg, ce qui a pour conséquence de provoquer une érosion régressive à l'amont des cours d'eau et en pied de versants. L'incision des cours d'eau (lire encadré n°5) tend à augmenter l'amplitude du relief et par conséquent la déclivité des versants (Champagnac et al., 2014). Les processus actifs sur ces versants se décomposent en i) mouvements de reptation des sols, flux érosifs (résultant du ruissellement) et ii) mouvements gravitaires de masse (sur des pentes ayant franchi la limite de stabilité) (Schlunegger, 2002) (Fig. 1.25).

Encadré n°5

L'intensité de l'incision par les cours d'eau est considérée comme étant régie par une loi-puissance de la contrainte de cisaillement moyenne du lit, selon le concept de « *stream power* » (Whipple and Tucker, 1999 ; Whipple, 2004). Ce modèle fournit une explication physique de la loi-puissance intégrant la pente du lit fluvial et l'aire de drainage d'un bassin versant, particulièrement utilisée dans les bassins versants hecto-kilométriques des orogènes tectoniquement actifs :

$$S = k_s A^{-\theta}$$

S = pente du lit fluvial

A = aire de drainage du cours d'eau

θ = index de concavité

k_s = « *steepness index* » ou indice de pente

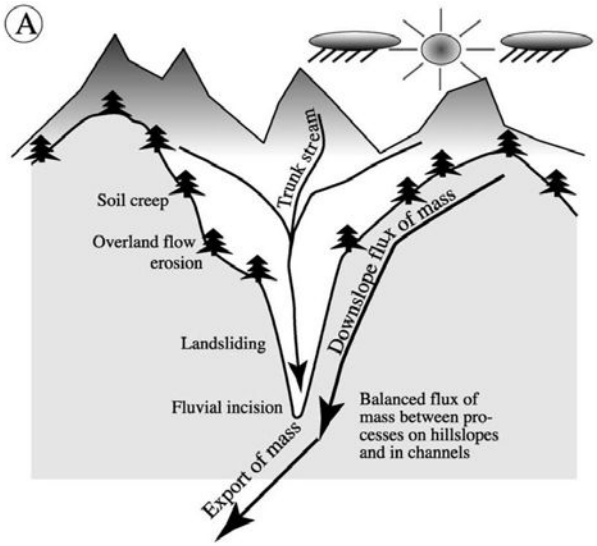

Figure 1.25. Modèle conceptuel illustrant les principaux processus d'érosion en contexte montagnard [extrait de Schlunegger, 2002].

L'impact de l'incision fluviale sur l'amplitude du relief a d'importantes répercussions la dénudation des versants au travers de la déclivité des pentes qu'elle génère (Champagnac et al., 2014). La déclivité constitue en effet l'un des paramètres favorisant le plus la dénudation à l'échelle des bassins versants (DiBiase et al., 2010 ; Portenga and Bierman, 2011, Carretier et al., 2013). Le rôle de la déclivité des versants sur le substrat rocheux est double : i) elle a un impact sur le démantèlement du substrat rocheux puisque la stabilité de la pente dépend de la déclivité de cette dernière ainsi que de sa hauteur, lesquelles sont déterminées par la résistance du substrat rocheux (« *rock mass strength* ») (Augustinus, 1992) et ii) elle permet un transport accru du matériel sédimentaire vers l'aval simplement par gravité. La probabilité de démantèlement (fracturation) des versants est par ailleurs plus forte lorsque leur déclivité dépasse la limite de stabilité (~30°) (DiBiase et al., 2010). L'augmentation de la déclivité des versants agit également en intensifiant l'érosion des substrats rocheux chimiquement altérés (altérites) et des sols (Berger et al., 2010). L'action de la déclivité des versants sur la dénudation se combine généralement à celle de la présence de sols, ces derniers étant considérés comme accélérant la vitesse d'altération des surfaces rocheuses (Heimsath et al., 1997, 1999). La présence des sols constituent la principale hypothèse expliquant l'origine des faibles dénudations mesurées par NCT sur surfaces rocheuses à nu (environ quinze fois moins rapides) par rapport à celles mesurées à l'exutoire des bassins versants indépendamment du climat, du régime tectonique ou de la lithologie (Portenga and Bierman, 2011). Une épaisseur de sol accrue entraine paradoxalement une diminution de la vitesse d'altération du substrat rocheux sous-jacent (lire encadré n°6) (Fig. 1.26) (Heimsath et al., 2012).

Les versants peu déclives (< ~30°) - résultant généralement d'une incision lente des cours d'eau - sont caractérisés par une dénudation relativement faible augmentant linéairement avec la pente moyenne (Fig. 1.27) (Montgomery and Brandon, 2002). Les processus tels que le ruissellement n'y sont pas forcément les plus efficaces mais c'est avant tout la présence de sols végétalisés sur ces surfaces qui les préservent d'une érosion trop intense. Des versants peu déclives permettent en effet l'établissement de sols épais peu prompts à altérer le substrat rocheux sous-jacent, l'altération chimique diminuant au fur et à mesure que l'épaisseur de sol s'accroît (Fig. 1.26) (Heimsath et al., 2012). Le mouvement de ces sols se fait par reptation (Norton et al., 2014), un processus peu efficace généralement < 200 mm/ka et induisant un mouvement lent et régulier d'érosion (DiBiase et al., 2010). Ceci est fort probablement à l'origine de la linéarité de la relation dénudation/déclivité.

Encadré n°6

L'altération des substrats rocheux sains passe par deux étapes : i) la formation d'altérites puis ii) le développement de sols humiques. Les altérites sont le résultat de la fragmentation et de l'altération chimique (dissolution) de la roche-mère par des flux hydriques notamment (précipitations, ruissellement). Cette roche fragmentée est, par conséquent, plus à même de retenir l'eau en dehors des épisodes de précipitations (infiltration), permettant ainsi l'action des phénomènes d'hydrolyse et celle des acides organiques. Ces processus chimiques sont à l'origine de la formation de sols. L'altération chimique du substrat rocheux entraînant sa transformation en altérites puis en sol dépend étroitement de l'élévation de la température et de la quantité de précipitations (Pelletier and Rasmussen, 2009 ; Norton et al., 2014).

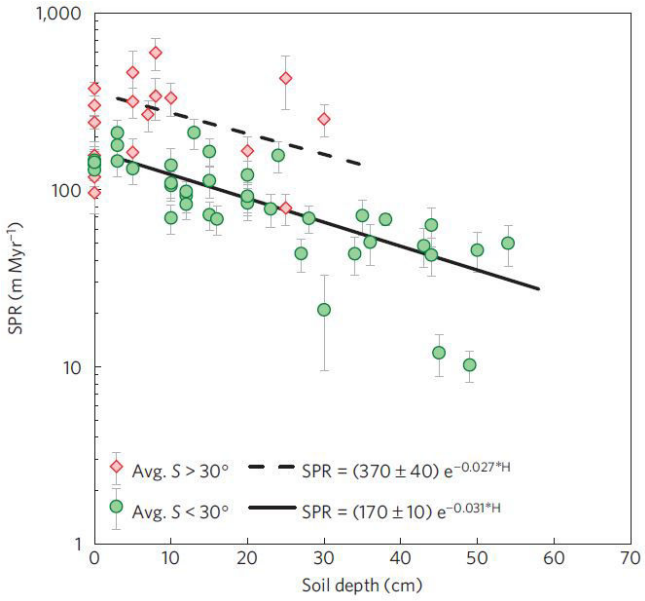

Figure 1.26. Taux de production de sols (SPR) en fonction de leur épaisseur et de la déclivité des versants sur lesquels ils se développent dans le massif de San Gabriel (Californie, USA) [extrait de Heimsath et al., 2012]. Les ronds verts représentent les valeurs des sols sur versants stables ne présentant que peu d'affleurements rocheux ou crêtes légèrement convexes. Les losanges rouges représentent les valeurs pour les sols sur versants instables privilégiant les mouvements gravitaires de masse. La ligne continue représente l'évolution de la variance ajustée aux échantillons sur versants stables, à l'exclusion des valeurs de profondeur = 0 cm, et constitue la fonction définissant le taux de production de sols selon l'épaisseur de sols H. La ligne discontinue est l'analogue pour les sols sur versants instables.

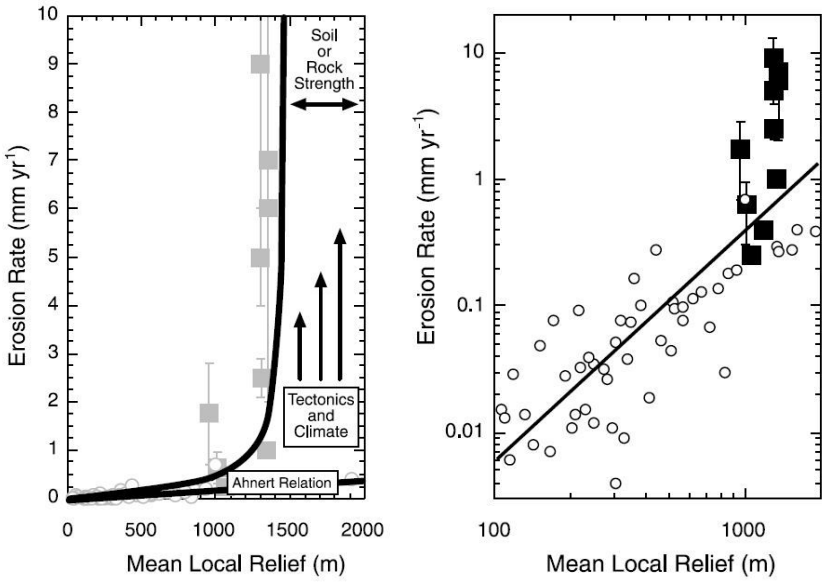

Figure 1.27. Évolution de la dénudation moyenne d'un bassin versant en fonction de l'amplitude du relief [extrait de Montgomery et Brandon, 2002]. Les cercles blancs représentent les valeurs de dénudation de bassins versants en contexte tectonique inactif et les carrés noirs les valeurs en contexte tectoniquement actif (les valeurs de dénudation sont compilées par Montgomery et Brandon (2002) à partir d'articles antérieurs). Gauche : les valeurs de dénudation en contexte tectoniquement non actif sont représentées par la relation d'Ahnert (1970) tandis que celles en contexte tectoniquement actif évoluent en fonction du taux de surrection et du climat, et secondairement en fonction des caractéristiques lithologiques du substrat. Droite : représentation logarithmique des valeurs présentées dans le graphe de gauche.

Lorsque la déclivité des versants augmente – causée par une incision rapide en réponse à un fort taux de surrection et/ou un climat très humide - les versants majoritairement instables sont recouverts d'un patchwork d'éboulis, de mouvements de terrains, de crêtes abruptes et de substrat rocheux à nu au sein duquel les mouvements gravitaires de masse sont prédominants (DiBiase et al., 2010 ; Korup et al., 2010). La dénudation augmente, dépassant largement 200 mm/ka (DiBiase et al., 2010 ; Norton et al., 2010, 2014) et devient plus chaotique notamment en contexte tectonique actif où sa relation avec la pente moyenne commence à s'estomper à partir de 25° (Montgomery and Brandon, 2002). La présence de sols régulant la dénudation subie par les versants décroît au fur et à mesure que la déclivité et l'instabilité augmentent. Leur épaisseur a également tendance à décroître, augmentant l'altération chimique appliquée au substrat rocheux sous-jacent (Heimsath et al., 2012). L'importance de la surface relative occupée par du substrat rocheux à nu est de fait représentative de la déclivité des versants et se trouve indirectement liée à la dénudation moyenne (Fig. 1.28).

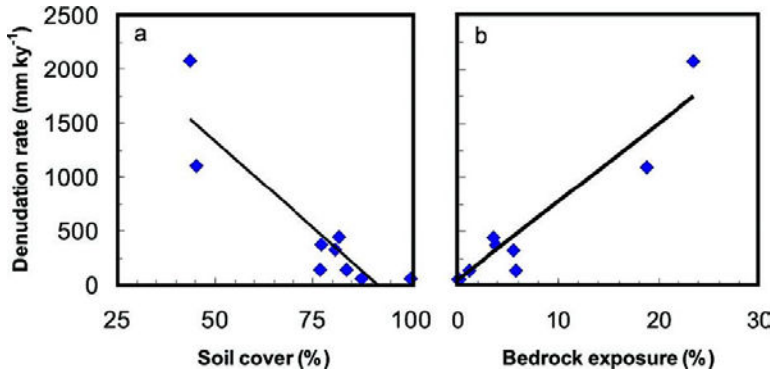

Figure 1.28. Corrélation entre dénudation à l'échelle d'un bassin versant et a) pourcentage de couverture de ce dernier par des sols (R^2 = 0,83) et b) pourcentage de surface de substrat rocheux à nu (R^2 = 0,89) dans la haute-vallée du Rhône (Alpes suisses) [extrait de Norton et al., 2010]. Les corrélations sont encore statistiquement valables en éliminant les valeurs extrêmes dans chaque tableau.

Lorsque les pentes ont franchi la limite de stabilité (> 30°), des variations de la déclivité mêmes minimes (ou de l'amplitude du relief) - en réponse à des changements climatiques ou tectoniques – entraînent d'importantes variations de la dénudation (Fig. 1.27). La survenue de mouvements gravitaires de masse (MGM) ne dépend alors plus directement de l'incision fluviale et du sapement de la base des versants. Des phénomènes tels que les tremblements de terre, les tempêtes ou bien l'excès de contraintes internes accumulées dans ces masses instables sont les principaux déclencheurs de mouvements gravitaires de masse. Ces mouvements peuvent également survenir dans de zones proches de failles ainsi que dans des orogènes à faible pente mais tectoniquement actifs où lithologie « faible » et importantes discontinuités fragilisent les versants (Korup et al., 2007). Les MGM sont réputés avoir une forte influence sur la dénudation moyenne d'un bassin versant (Niemi et al., 2005 ; Von Blanckenburg, 2005), cette dernière pouvant être directement corrélée à la quantité relative de tels dépôts dans l'emprise du système de drainage (Heimsath et al., 2012) (Fig. 1.29). A épaisseur égale, les sols encore présents sur ces versants instables tendent à produire une altération chimique plus forte que sur versants stables (Fig. 1.26) (Heimsath et al., 2012). Ces sols sont également plus susceptibles d'être entrainés par des mouvements gravitaires de masse et donc de contribuer à la dénudation totale du bassin versant (Heimsath et al., 2012). En contexte tectoniquement actif, la relation entre pente (ou amplitude du relief) et dénudation devient inexistante au-delà d'une certaine valeur de pente tandis qu'en contexte tectoniquement inactif, elle reste linéaire que les versants aient franchi le seuil de stabilité ou non (Ahnert, 1970 ; Montgomery et Brandon, 2002) (Fig. 1.27). Ce dernier type de fonctionnement érosif avec un impact modéré des MGM sur la dénudation décrit certainement le mieux le cas de l'orogène pyrénéen, tectoniquement peu actif (cf. chapitre 2)

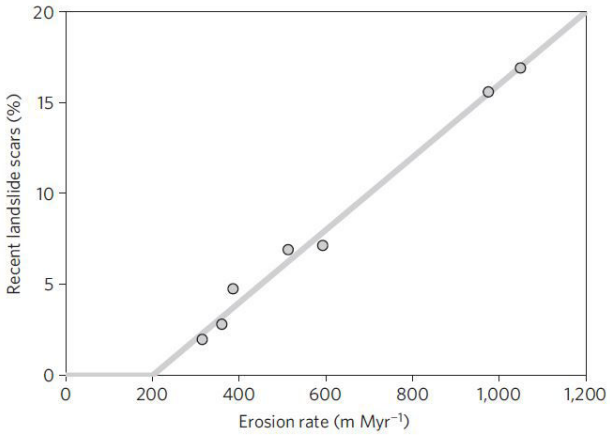

Figure 1.29. Évolution de la dénudation moyenne d'un bassin versant en fonction de son taux de recouvrement par des mouvements gravitaires de masse récents (< 1000 ans) [extrait de Heimsath et al., 2012].

3.2.4. Les sols : catalyseurs de l'altération ?

La dénudation à l'échelle d'un bassin versant semble s'accroître en même temps que le taux de production de sols dans son emprise (Riebe et al., 2001 ; Heimsath et al., 2012). Une première interprétation considère que l'altération chimique générée par la formation de sols serait à l'origine de l'augmentation de la dénudation à l'échelle du bassin versant (Heimsath et al., 2012). Cependant et a priori, le développement de sols sur un substrat tend à stabiliser ce dernier – entre autres grâce à la formation d'un couvert végétal, d'un réseau racinaire - et à le rendre moins sensible à l'érosion notamment par ruissellement. De fait, même si une surface rocheuse est altérée à une vitesse considérable par le processus de formation du sol, le matériel reste en place et ne participe pas au budget sédimentaire du bassin versant.

Néanmoins, l'érosion d'un sol est plus probable lorsque l'épaisseur de ce dernier est réduite – et donc que le taux de formation de sol est élevé - et que le couvert végétal reste peu développé (herbes). Le départ notable de matériel issu de cette altération se fait également à l'occasion de mouvements gravitaires de masse sur versants instables, de déracinements naturels d'arbres (lors de tempêtes…) (Heimsath et al., 2012) ou lors de déforestations de versants (Minasny et al., 2015b). En contexte montagnard, la possibilité de sols soumis à un enneigement important en hiver (prairies alpines) suppose une mise à nu des sols lors du dégel printanier. Ces sols qui se retrouvent non végétalisés (suite à la déforestation, à l'enneigement hivernal…) sont érodés d'autant plus rapidement que l'intensité des précipitations et/ou la déclivité de la pente augmente (Berger et al., 2010).

Une seconde interprétation plus théorique inverse le mécanisme et estime que l'altération chimique du substrat, notamment au travers du processus de formation de sols, résulte d'une dénudation préalablement accrue à l'échelle du bassin versant en raison du contexte tectonique (taux de surrection) (Riebe et al., 2001). La plus importante quantité de matériel sédimentaire meuble générée favorise en retour le développement de sols.

3.2.5. Le contexte paraglaciaire

L'impact des glaciations pléistocènes sur les bassins versants d'altitude s'observe à deux niveaux : i) la création d'une topographie pré-contrainte (« *pre-conditioning topography* ») dont l'héritage en termes de relief (tendance à l'accroissement de la déclivité des pentes, auges glaciaires, vallées suspendues, cirques…) implique une dénudation qui n'est pas en rapport avec les processus externes actuellement actifs dans un contexte fluvial et déglacé (Fig. 1.30) (Norton et al., 2010) ; et ii) le dépôt de stocks sédimentaires issus de cette dénudation (moraines, cônes fluvio-glaciaires…). Des bassins versants impactés de la sorte constituent des contextes paraglaciaires, dans lesquels les processus érosifs non-glaciaires sont directement conditionnés par l'impact géomorphologique des glaciations antérieures (Church et Ryder, 1972), que ce soit au niveau de la stabilité des versants ou du stock sédimentaire disponible (Ballantyne, 2002b).

Le relief hérité des périodes glaciaires (l'héritage topographique : « *landscape memory* ») agit fortement sur l'efficacité et l'occurrence des processus d'érosion actifs en contexte postglaciaire (Champagnac et al., 2014). En effet, l'amplitude du relief et la déclivité des pentes qui en résulte dépendent fortement du schéma de dénudation (exagération ou maintien de l'amplitude du relief préglaciaire) effectif durant les phases d'englacement étendu et de sa durée. Cette pré-contrainte glaciaire a par ailleurs pour conséquence de généralement produire de larges vallées et des pentes proches de la limite de stabilité des versants (Montgomery, 2002 ; Egholm et al., 2009). Ainsi, les bassins versants dans lesquels l'englacement a eu un fort impact sur le paysage ont tendance à présenter des valeurs de pente plus élevées que ceux où l'englacement a été restreint voire absent, traduisant alors un relief principalement dû aux processus fluviaux (Brocklehurst and Whipple, 2004).

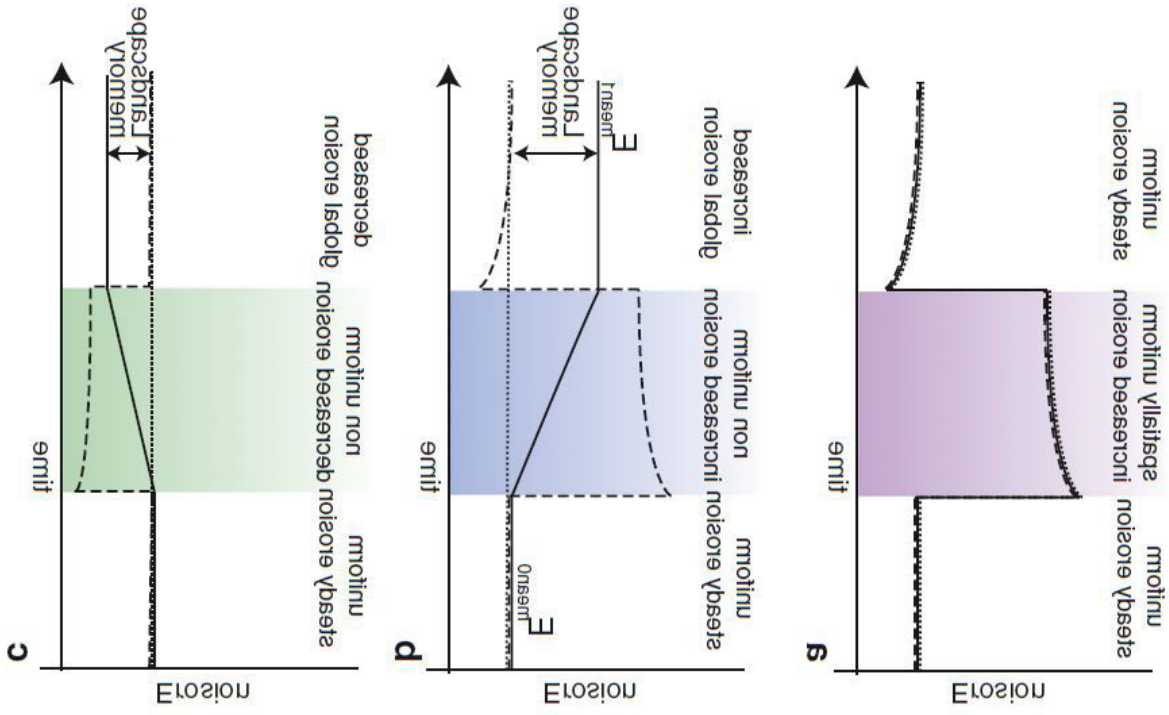

Figure 1.30. Schéma conceptuel illustrant les effets d'une perturbation d'origine externe sur un régime de dénudation, avec mise en jeu des notions de pré-conditionnement *(« pre-conditioning topography »)* et d'héritage topographique (« *landscape memory* ») [extrait de Champagnac et al., 2014]. La ligne continue noire représente le taux de dénudation moyen du bassin versant ($E_{slope} \sim E_{mean}$), la ligne en pointillés traduit la dénudation de la ligne de crêtes (E_{top}), et la ligne en tirets indique le taux de dénudation du fond de vallée (E_{low}). Dans chaque scenario, la zone ombrée représente le temps de perturbation par un forçage externe. a. Dénudation homogène : la dénudation est spatialement uniforme au cours du temps, puis augmente durant la période de perturbation et enfin décroît jusqu'à sa valeur initiale lorsque cette dernière est terminée. Aucun enregistrement topographique de la perturbation ne subsiste après le retour aux valeurs initiales. b. Augmentation hétérogène de la dénudation : lorsque la dénudation en fond de vallée augmente et celle des zones faîtière diminue (hypothèse d'une période glaciaire), l'amplitude du relief s'accroît ($R_* > R_0$) en même temps que la dénudation moyenne ($E_{slope*} > E_{slope0}$). A la suite de la perturbation, la dénudation en fond de vallée et sur les lignes de crêtes reprend ses valeurs initiales ($E_{low0} = E_{top1} = E_{low0} = E_{top0}$). L'amplitude du relief ayant augmenté ($R_1 > R_0$), la dénudation du bassin versant est plus forte que la dénudation moyenne initiale ($E_{slope1} > E_{slope0}$). Le relief a gardé en mémoire un héritage topographique (segment doublement fléché). c. Diminution hétérogène de la dénudation : lors d'une perturbation (blocage du flux par un éboulement ou hausse du niveau marin relatif), la dénudation en fond de vallée diminue ($E_{low*} < E_{low0}$). A la fin de la perturbation, la topographie sera pré-conditionnée ($R_1 < R_0$) et la dénudation moyenne du bassin versant continuera d'être perturbée ($E_{mean1} < E_{mean0}$).

En contexte paraglaciaire, les cours d'eau n'occupent que rarement toute la largeur de la vallée et ne sont par conséquent plus en mesure de contrôler le développement des versants. La dénudation provenant des versants n'est paradoxalement plus soumise à la vitesse d'incision du substrat par les cours d'eau puisque les deux compartiments sont déconnectés contrairement à un contexte fluvial à l'équilibre. L'importante excavation subie par les orogènes englacés au Pléistocène, puis le retrait des glaciers eux-mêmes, peut entraîner en réaction un rebond isostatique dont l'influence perdure lors des périodes interglaciaires (Montgomery, 2002 ; Wittmann et al., 2007), favorisant ainsi une incision du paysage par les cours d'eau supérieure à celle qu'elle devrait être dans une topographie fluviale non pré-contrainte. Les versants subissent également le phénomène de relaxation des contraintes précédemment appliquées par la glace (« *debutressing* »), qui survient après la déglaciation (Shakesby et Matthews, 1996 ; Ballantyne, 2002a, 2002b ; Cossart et al., 2008 ; Evans, 2013). Ceci a pour conséquence d'augmenter la dénudation des bassins versants conjointement à l'important remaniement des sédiments issus de l'action glaciaire et périglaciaire (moraines…). L'évacuation de l'ensemble de ces sédiments connaît effectivement son apogée peu après la déglaciation puis le transport de matériel sédimentaire tend à diminuer au cours de la période paraglaciaire selon la granulométrie (les fines sont évacuées bien plus rapidement que les blocs) et la compétence des flux hydriques (Ballantyne, 2002a, 2002b) jusqu'à atteindre un taux « normal » correspondant à ce qui serait attendu dans un contexte fluvial non précontraint : l'atteinte de ce point signe la fin de la période paraglaciaire (Fig. 1.31) (Church et Ryder, 1972).

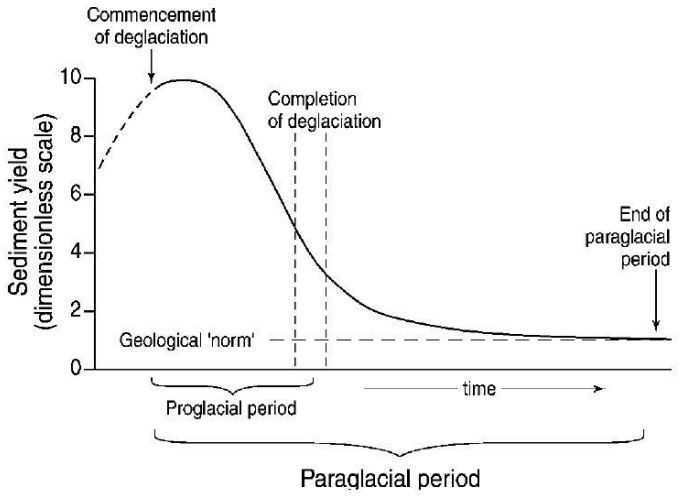

Figure 1.31. Graphe théorique reproduisant l'évolution du taux d'évacuation des sédiments d'origine glaciaire en fonction du temps [extrait de Church et Ryder, 1972].

Les formes d'érosion et dépôts d'origine glaciaire présents dans un environnement paraglaciaire constituent en outre des éléments complexifiant la connectivité du réseau hydrographique. Les formes de surcreusement topographique par la glace représentent des zones de rétention des sédiments (Ballantyne, 2002b ; Cossart et al., 2013). C'est notamment le cas des ombilics glaciaires – lesquels sont généralement occupés par un lac – dans lesquels les sédiments peuvent rester piégés sur de très longues durées. A ce titre, nombre de cirques alpins présents dans les bassins versants d'altitude disposent de stocks sédimentaires ne participant pas au budget sédimentaire à l'exutoire. Les dépôts d'origine glaciaires jouent un rôle plus ambivalent. Ils constituent des stocks sédimentaires généralement meubles et donc aisément transportables par les processus d'érosion mais également des zones de stockage dans lesquelles le matériel sédimentaire connaît un temps de résidence plus ou moins long (Cossart et al., 2013 ; Heckmann et Schwanghart, 2013). Ainsi, des structures telles que les moraines peuvent d'une part bloquer le transport de sédiments provenant de l'amont et être elles-mêmes soumises à une éluviation des fines s'opérant relativement rapidement (35-70 ans ; Tabl. 1.2) (Ballantyne, 2002a). En revanche, les gros blocs restent sur place et peuvent persister le temps qu'ils soient réduits à des granulométries suffisamment fines pour être érodables par les flux hydriques (Ballantyne, 2002a).

D'autres formations peuvent résulter non pas de l'action des glaciers à proprement parler mais être produites en réaction au retrait de derniers. C'est notamment le cas des cônes de débris – dont le développement en pied de versants peut s'étaler sur plusieurs milliers d'années (Tabl. 1.2) - et qui constituent des zones-tampons dans lesquelles les sédiments provenant des versants se retrouvent temporairement stockés (Ballantyne, 2002b) et ne peuvent rejoindre le réseau hydrographique chenalisé (Fryirs et al., 2007). L'essentiel des versants d'une vallée glaciaire et/ou de montagne peut disposer de talus de pied de pente dans lesquels les sédiments s'accumulent temporairement, ne contribuant finalement que très peu au budget sédimentaire moyen du bassin versant (Heckmann and Schwanghart, 2013).

Tableau 1.2. Taux de perte en sédiments disponibles (λ) et durées de leur évacuation (S_{QOI}) de différents types de formations sédimentaires en contexte paraglaciaire [extrait de Ballantyne, 2002b].

System	Sources	Rate of change[1] (λ) yr^{-1}	Duration[2] (S_{QOI}) yr
Paraglacial modification of rock slopes			
Rock-slope failure	Cruden and Hu (1993)	1.8×10^{-4}	25 000
Rock-mass deformation	Beget (1985), Bovis (1990)	$0.23–1.5 \times 10^{-2}$	300–2000
Talus accumulation	Hinchliffe and Ballantyne (1999)	$\geq 7.7 \times 10^{-4}$	≥6000
Paraglacial modification of drift-mantled slopes			
Gully development	Curry (1999)	$2.3–9.2 \times 10^{-2}$	50–200
Formation of debris cones	Ballantyne (1995)	$2.3–9.2 \times 10^{-2}$	50–200
Paraglacial modification of glacier forelands			
Moraine stabilization	Welch (1970), Sharp (1984)	$2.3–4.6 \times 10^{-1}$	10–20
Frost-modification of till	Matthews *et al.* (1998)	$0.8–1.3 \times 10^{-1}$	35–60
Eluviation of fines	Boulton and Dent (1974)	$0.7–1.4 \times 10^{-1}$	35–70
Accumulation of large alluvial fans			
Fan development	Ryder (1971), Lian and Hickin (1996)	$0.77–1.9 \times 10^{-3}$	2400–6000

4. Les possibilités d'évolution d'un relief englacé

Si les paragraphes précédents décrivaient les processus de dénudation (en particulier glaciaires) dans leur lieu d'expression (glaciers, zones culminantes, cirques, bassins versants), ce paragraphe les abordent d'un point de vue plus théorique et se concentre sur l'impact qu'ils ont eu à l'échelle des orogènes et sur le relief au cours du Quaternaire. Cette période marque effectivement l'avènement d'un climat notablement plus froid que durant les époques géologiques précédentes qui a entrainé le développement de glaciers et calottes glaciaires sur une surface considérable à l'échelle globale (30% de la surface terrestre lors du LGM). Les plus hautes latitudes ainsi que les zones de montagnes ont été directement impactées par ce changement climatique, au travers de la dénudation glaciaire (Herman et al., 2013). Ce paragraphe vise à comprendre selon quelles modalités les glaciers ont pu modifier l'amplitude du relief et éventuellement en contrôler l'altitude, autant de notions qui persisteront en filigrane dans l'ensemble des chapitres d'analyses.

La répartition de la dénudation au sein du relief en contexte englacé semble être généralement bimodale puisque les maxima de dénudation sont situés au niveau de la ligne d'équilibre (permettant le développement des cirques et vallées suspendues) et en fond de vallées (générant l'approfondissement de ces dernières) (Herman et al., 2011, 2013). Si la dénudation en fond de vallée produit généralement de l'incision, c'est la dénudation au niveau et au-dessus de la LEG qui contrôle l'altitude des sommets. L'évolution du relief au cours du Quaternaire est ainsi fortement soumise à la différence ou similarité d'intensité de dénudation existant entre la LEG et le fond de vallée (Yanites and Ehlers, 2012). Le rapport de force entre ces deux niveaux de dénudation résulte principalement de l'interaction complexe de paramètres climatiques et tectoniques et dans une moindre mesure lithologiques (Yanites and Ehlers, 2012). Dans le cas d'une dénudation avantageant le fond de vallée (répartition non uniforme de la dénudation) avec des zones faîtières relativement protégés par un régime thermique basal froid et donc peu dénudées (Burbank, 2002 ; Fabel et al., 2002 ; Herman and Braun, 2008 ; Kleman, 2008), l'amplitude du relief tend à augmenter. Une dénudation suffisamment efficace au niveau de la LEG – égalant celle active en fond de vallée – semble néanmoins être en mesure de limiter efficacement l'altitude des crêtes de telles sorte que l'amplitude du relief reste constante, il s'agit là du concept de « glacial buzzsaw » (Mitchell and Montgomery, 2006 ; Anders et al., 2010 ; Mitchell and Humphries, 2015).

4.1. Le « glacial buzzsaw » ne peut pas tout…

Le « glacial buzzsaw » est une théorie très en vogue depuis la fin des années 90 qui entend régir l'évolution de l'ensemble des orogènes englacés. Le « glacial buzzsaw » désigne l'action des processus glaciaires - et dans une moindre proportion périglaciaires - sur les reliefs à surrection active dépassant la ligne d'équilibre des glaces (LEG) de sorte qu'ils limitent l'altitude de ces derniers : le développement de la topographie est alors indépendant des processus tectoniques et davantage fonction des conditions topoclimatiques locales (altitude atteinte par les sommets, températures, quantité de précipitations) (Brozović et al., 1997 ; Foster et al., 2008 ; Egholm et al., 2009 ; Anders et al., 2010 ; Steer et al., 2012 ; Mitchell and Humphries, 2015).

La LEG – au niveau de laquelle se développent les planchers de cirque et vallées perchées (Fig. 1.32) (Egholm et al., 2009 ; Anders et al., 2010) - agirait ainsi comme une sorte de scie circulaire horizontale (« *buzzsaw* ») décapant le sommet des montagnes par les processus décrits précédemment (cf. 2.2.2. Le recul des murailles). Le fond des cirques reculant, ces derniers deviennent coalescents : il en résulte la formation d'un réseau de crêtes de recoupement (arêtes) et l'élimination par érosion régressive des surfaces paléiques supraglaciaires (Egholm et al., 2009 ; Mîndrescu and Evans, 2014). La résistance du substrat rocheux (Augustinus, 1995) limiterait la hauteur du relief au-dessus des planchers à ~600 m (Mitchell and Montgomery, 2006 ; Foster et al., 2008 ; Anders et al., 2010 ; Mitchell and Humphries, 2015).

La signature hypsométrique typique du « glacial buzzsaw » montre un maximum de surface juste en-dessous (et parfois au niveau) de la QA-ELA, *i.e.* la LEG moyenne pour l'ensemble du Quaternaire (Mitchell and Montgomery, 2006 ; Foster et al., 2008 ; Egholm et al., 2009 ; Barr and Spagnolo, 2014) (Fig. 1.32). Corrélativement, ce maximum hypsométrique se situe entre la LEG du maximum d'englacement (LGM) et la LEG actuelle (Egholm et al., 2009). La dissection de la topographie par le « glacial buzzsaw » aboutit à une pente moyenne qui augmente depuis le fond de vallée jusqu'au niveau de la QA-ELA, diminue au niveau des planchers de cirques et augmente fortement (au-delà de 30°) au niveau des parois de cirques (Robl et al., 2015).

Plus un climat est froid et humide, plus la LEG est basse, plus la dénudation glaciaire survient à basse altitude et plus l'altitude maximale de l'orogène sera limitée (Brozović et al., 1997 ; Anders et al., 2010). Ceci est basé sur le fait qu'un paramètre prépondérant dans l'abaissement de la LEG telle que la quantité de précipitations est inversement corrélé avec l'altitude des planchers de cirques et l'altitude maximale atteinte par le relief (Anders et al., 2010), relation inexistante dans les massifs actuellement totalement déglacés (Mitchell and Humphries, 2015). La LEG s'abaissant à mesure que la latitude augmente, l'altitude des orogènes des climats polaires devrait être très restreinte (Brozović et al., 1997 ; Egholm et al., 2009 ; Mitchell and Humphries, 2015). Pour autant, si l'altitude des planchers de cirques s'abaisse effectivement suivant ce schéma (Fig. 1.33), il ne semble pas en être autant pour l'altitude des orogènes (Chaîne des Cascades : 3000-4000 m ; Alaska : ~6000 m).

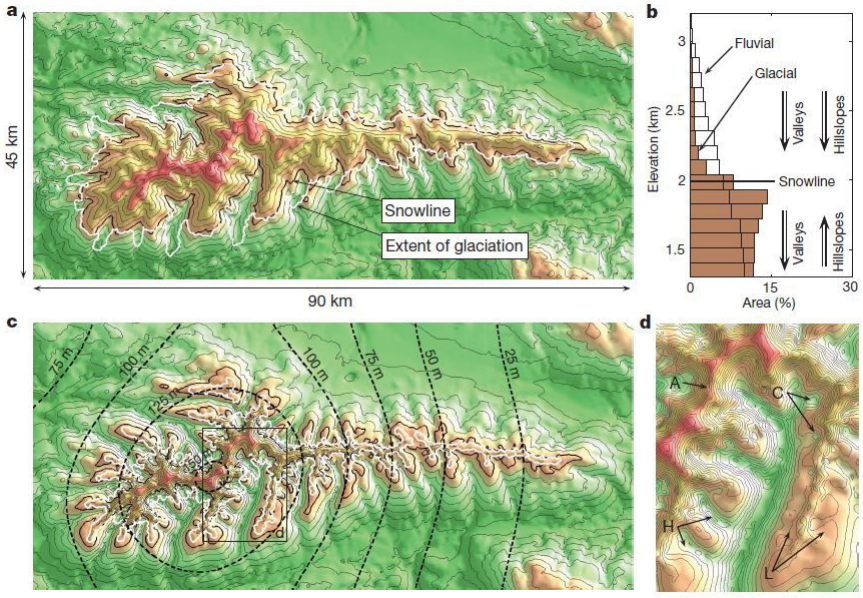

Figure 1.32. Modélisation numérique de l'impact de la dénudation glaciaire sur le massif de la Sierra Nevada (Espagne) (extrait de Egholm et al., 2009). Le modèle utilise comme topographie de départ celle qui compose actuellement le massif (impact glaciaire très peu prononcé, présence de nombreuses surfaces paléiques) ne prend pas en compte l'exhumation d'origine tectonique, l'érosion fluviale et les processus périglaciaires. A) Topographie préglaciaire formée par des processus uniquement fluviaux. B) Hypsométrie du massif avant et après érosion glaciaire. Le maximum d'hypsométrie se développe du fait de la dénudation des parois de cirques et de celle des petites vallées localisées au-dessus de la LEG, en conjonction du rebond isostatique des surfaces déglacées situées sous la LEG. Dans une certaine mesure, la profonde incision des vallées glaciaires s'oppose au développement du maximum hypsométrique décrit précédemment en l'abaissant à des altitudes bien en-dessous de la LEG. En effet, la forte action érosive des épais glaciers de fond de vallée fait concurrence à celle qui survient au niveau de la LEG. C) Topographie après érosion glaciaire où ne subsistent que des crêtes étroites et abruptes (arêtes) au-dessus de la LEG. En-dessous de la LEG, les vallées se sont approfondies et élargies (l'amplitude des mouvements verticaux en réponse à l'érosion glaciaire est représentée par les contours en tirets). D) Focus sur une zone du massif où l'on observe différentes caractéristiques morphologiques inhérentes aux zones disséquées par l'érosion glaciaire : arêtes (A), cirques (C), vallées perchées (H), et surfaces paléiques (L).

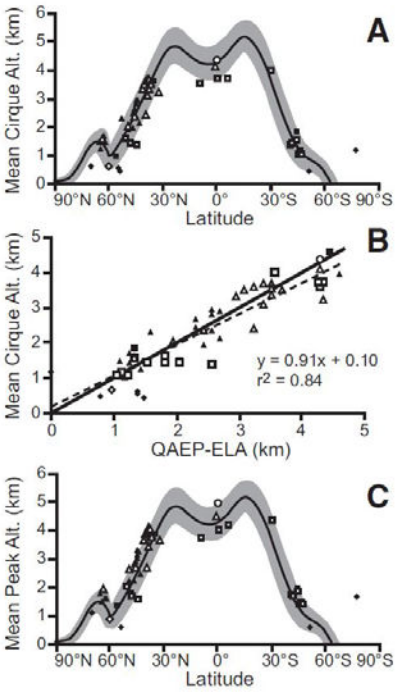

Figure 1.33. Variations de paramètres morphologiques en fonction de l'altitude de la LEG moyenne durant le Quaternaire et en fonction de la latitude, à l'échelle mondiale (extrait de Mitchell and Humphries, 2015). A) Évolution de l'altitude moyenne des planchers de cirques en fonction de la latitude. La courbe noire représente la LEG moyenne durant le Quaternaire pour la région du Pacifique-Est et la zone grisée représente la distance verticale entre la LEG durant le dernier maximum d'extension glaciaire et la LEG actuelle. Les symboles représentent les données mesurées et leur forme est rattachée au régime tectonique (carré : marge active ; losange : marges passives ; triangle : intérieur de continent ; rond : zone volcanique). B) Évolution biunivoque de l'altitude des planchers de cirques en fonction de l'altitude de la LEG moyenne durant le Quaternaire (courbe noire). La courbe de régression linéaire par la méthode des moindres carrés est sous forme de tirets. C) Évolution de l'altitude des sommets en fonction de la latitude (symbologie analogue à celle de la figure A).

Le « glacial buzzsaw » en tant que théorie unificatrice n'existe pas. Les massifs des hautes latitudes présentent des altitudes supérieures à celles imposées par la théorie (Anderson, 2005 ; Ward et al., 2012) et preuve a été faite que plusieurs orogènes (Thomson et al., 2010 ; Mîndrescu and Evans, 2014) dont les Alpes européennes (Valla et al., 2011) ont subi une exagération du relief préglaciaire. L'état d'équilibre dynamique du « glacial buzzsaw » (lire encadré n°7) constituerait plutôt un mode d'évolution du relief effectif uniquement si certaines conditions climatiques et tectoniques sont réunies (Yanites and Ehlers, 2012 ; Sternai et al., 2013).

Encadré n°7

L'équilibre dynamique désigne initialement les fluctuations autour d'une moyenne qui tend elle-même à varier sur le long terme, et notamment à décroître (Hack, 1960, 1975). Géomorphologiquement, cela se traduit par une topographie dont la dénudation – répartie de manière homogène sur toute sa surface – équivaut à la vitesse de surrection. L'altitude d'un orogène peut être maintenue constante alors que le relief varie et réciproquement. L'acceptation actuelle de la notion d'équilibre dynamique correspond plutôt à la définition de « *steady-state* », c'est-à-dire un état d'équilibre qui, en dépit de fluctuations à court terme, se maintient cours du temps (Burbank, 2002). Ni le relief ni l'altitude moyenne ne varient plus au cours du temps comme cela est le cas dans la théorie du « glacial buzzsaw » (Egholm et al., 2009).

4.2. La dénudation au niveau de la LEG comme chef d'orchestre ?

La capacité des glaciers à éroder en fond de vallée et surtout au niveau de la LEG réside dans leur propension à disposer d'un régime thermique basal tempéré (Yanites and Ehlers, 2012). Ce dernier résulte principalement du climat ambiant et de l'épaisseur de glace. Un climat trop froid et/ou des glaciers trop peu épais auront tendance à générer des régimes thermiques basals froids. Le climat aura ainsi un impact bien plus fort et potentiellement plus défavorable au niveau et au-dessus de la LEG car i) cette dernière est caractérisée par des températures logiquement plus froides que le fond de vallée en raison du gradient thermique et ii) le fond de vallée suppose une épaisseur de glace plus conséquente en raison de l'accumulation depuis les zones culminantes. Or, la dénudation au niveau et au-dessus de la LEG est à l'origine de la formation des cirques d'altitude et contrôle – au travers du travail de sape de la base des murailles par les processus sous- et périglaciaires au niveau de la rimaye – la hauteur et par conséquent l'altitude de la ligne de crêtes (Mitchell and Montgomery, 2006 ; Foster et al., 2008 ; Anders et al., 2010 ; Sanders et al., 2012 ; Mitchell and Humphries, 2015). La dénudation au niveau et au-dessus de la LEG représente de fait le principal contrôle sur l'évolution de l'amplitude du relief en contexte englacé et les conditions climatiques constituent le principal forçage externe à l'origine de la répartition de la dénudation glaciaire. L'évolution de l'amplitude du relief sur le long terme résulte ainsi de l'altitude de la LEG en période glaciaire mais également en période interglaciaire.

4.2.1. Les glaciations restreintes

Une LEG très élevée sur un massif engendre de petites glaciations de cirques. L'évolution de l'altitude du massif et de l'amplitude du relief reste à débattre : soit les glaciations restreintes n'impactent que très peu le relief (Richardson et Holmlund, 1996 ; Evans, 1997 ; Gordon, 2001 ; Sanders et al., 2012) et l'augmentation de son amplitude est le fait des cours d'eau en fond de vallée, ou bien elles sont suffisamment efficaces (Cook and Swift, 2012 ; Seif and Ebrahimi, 2014) pour limiter l'altitude des sommets et l'amplitude évolue selon les impacts respectifs des glaciers et des cours d'eau en fond de vallée (Fig. 1.34).

Lorsque les zones culminantes des massifs correspondent avec l'altitude de la « *frost-cracking window* » (gamme de températures au sein de laquelle survient le maximum d'efficacité de la gélifraction soit des températures moyennes comprises entre -3 et -8 °C ; l'efficacité de la gélifraction augmente avec le temps d'exposition du substrat à cette gamme de températures ; Anderson, 1998), l'altitude des sommets serait limitée ou atténuée par des processus périglaciaires accrus (phénomène de « *frost-buzzsaw* » ; Hales and Roering, 2009 ; Delunel et al., 2010 ; Hallet and Roche, 2010). Ce modèle de limitation de l'altitude du relief en période de glaciations restreintes est par ailleurs soutenu par l'hypothèse d'un développement des cirques principalement actif durant ces phases (Fig. 1.2) (Foster et al., 2008 ; Cook and Swift, 2012 ; Ward et al., 2012 ; Barr and Spagnolo, 2015).

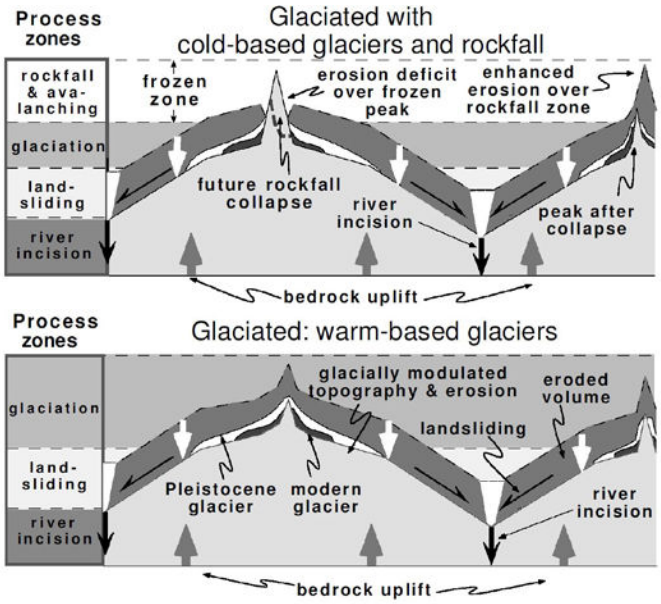

Figure 1.34. Modèles d'équilibre dynamique d'une topographie englacée [extrait de Burbank, 2002]. En haut : cas d'une topographie partiellement englacée comportant des glaciers à base tempérée en aval et des glaciers à base froide dans les zones culminantes. Ces dernières sont peu ou pas érodées par les glaciers à base froide - contribuant à l'élévation des sommets – tandis que l'incision en aval par les glaciers à base tempérée et par les cours d'eau (cas d'une topographie partiellement englacée) accroît le relief. Les sommets finissent par être nivelées lorsque la limite de stabilité lithologique est atteinte et que ces crêtes sont démantelées par mouvements gravitaires. En bas : cas d'une topographie partiellement englacée comportant des glaciers uniquement à base tempérée. Les sommets sont régulièrement sapés et nivelés par l'érosion glaciaire, maintenant un relief constant (sous réserve que l'incision fluviale soit identique).

4.2.2. Les glaciations étendues

Une LEG en position relativement basse – et à plus forte raison si cette situation est effective en période glaciaire et interglaciaire - génère des glaciers à base froide au-dessus de la LEG : les zones culminantes ne sont que très peu dénudées alors les glaciers en fond de vallée – à base tempérée – incisent efficacement la topographie, possiblement à une vitesse supérieure au taux de surrection d'origine tectonique (Fig. 1.35) (Yanites and Ehlers, 2012). Plus la LEG est basse sur un orogène plus la probabilité qu'une importante part du relief soit couverte par des glaciers à base froide est forte. La conjonction d'une LEG basse durant les deux périodes d'un cycle glaciaire aboutit ainsi logiquement à une augmentation de l'amplitude du relief. Une LEG trop haute et le développement de glaciers est simplement impossible. Un positionnement « idéal » de la LEG de telle sorte que l'essentiel du relief est soumis à l'action de glaciers à base tempérée génère une dénudation glaciaire uniformément répartie sur l'ensemble du relief (Fig. 1.35). Les glaciers au niveau de la LEG sont alors en mesure d'appliquer une érosion régressive suffisamment puissante pour niveler la hauteur des crêtes et donc leur altitude (Mitchell and Montgomery, 2006 ; Anders et al., 2010 ; Mitchell and Humphries, 2015). L'évolution de l'amplitude du relief correspond alors à l'état d'équilibre dynamique du « glacial buzzsaw ». Une telle situation de « steady-state » s'observe également lorsque la LEG est relativement basse en période glaciaire mais suffisamment élevée pour générer des glaciers à base tempérée aptes à niveler l'altitude des sommets en période interglaciaire (Fig. 1.35). Ce « glacial buzzsaw » en deux temps s'accorde assez bien avec l'idée de cirques se développant durant les phases de glaciation restreintes/périodes interglaciaire (Cook and Swift, 2012 ; Barr and Spagnolo, 2015).

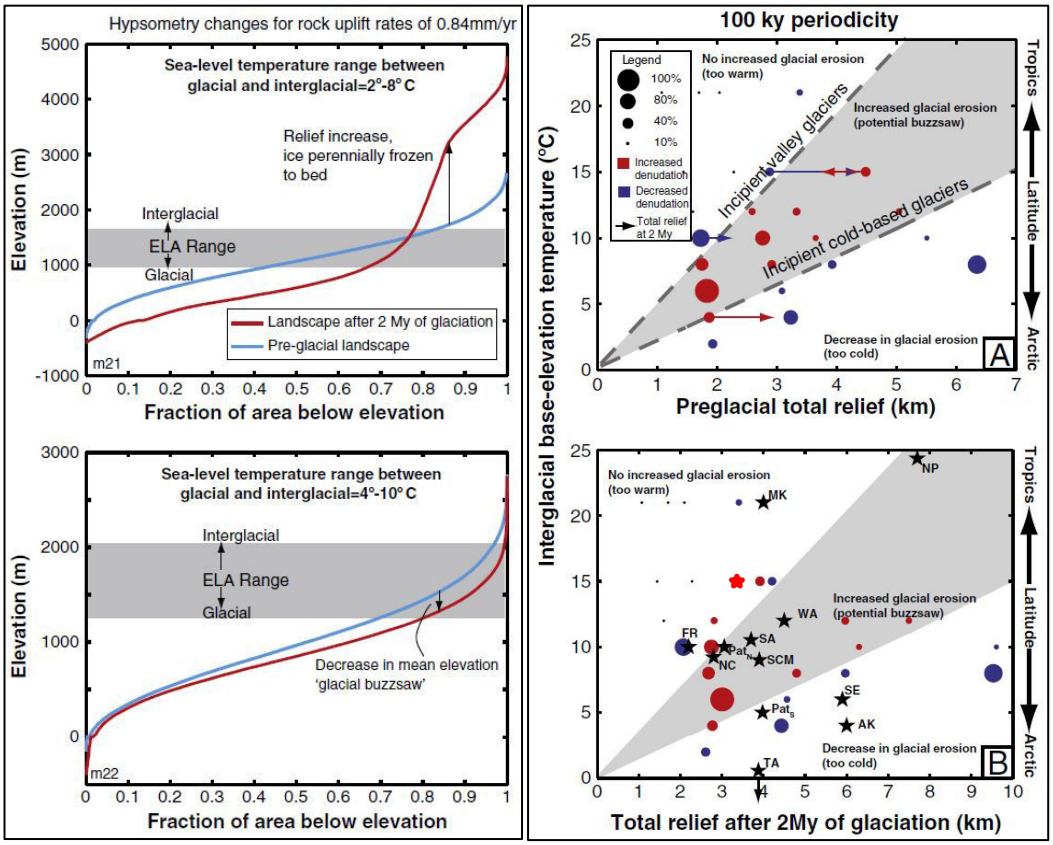

Figure 1.35 (à gauche). Évolution hypsométrique d'une topographie pour un taux de surrection fixe de 0,84 mm/an montrant l'impact de la LEG (ELA) dans la manière dont la dénudation glaciaire modèle le paysage [extrait de Yanites et Ehlers, 2012]. L'hypsométrie du relief préglaciaire est indiquée par la ligne continue bleue tandis que la ligne continue rouge marque l'hypsométrie après 2 Myr de dénudation glaciaire. (A) Résultats pour une température au niveau de la mer de 2°C en période glaciaire et de 8 °C en période interglaciaire. (B) Résultats pour une température au niveau de la mer de 4°C en période glaciaire et 10 °C en période interglaciaire.

Figure 1.36 (à droite). Effets du climat et de la topographie sur le modèle de répartition de la dénudation glaciaire pour une période d'alternance glaciaire-interglaciaire de 100 ka [extrait de Yanites et Ehlers, 2012]. (A) Les cercles représentent les valeurs modélisées et leur taille dépend de l'importance de la variation de dénudation moyenne dans l'emprise englacée dans les 2 Ma qui suivent le début de l'englacement. Les cercles rouges traduisent une augmentation de la dénudation et les cercles bleus une diminution. Les flèches indiquent le changement d'amplitude du relief pour un modèle donné après 2 Ma d'évolution sous englacement. La zone grisée délimite la fenêtre dans laquelle la dénudation moyenne augmente. Au-dessus de la zone grisée, la dénudation glaciaire tend à diminuer par rapport aux conditions préglaciaires jusqu'à devenir nulle (le climat est trop chaud pour permettre l'existence des glaciers). En dessous de la zone, les glaciers à base froide dominent et inhibent la dénudation. (B) Relief total après 2 Ma d'englacement. Les étoiles noires montrent des cas de massifs réels placés au milieu des valeurs modélisées (AK : chaîne Alaska, FR : Front Range (Colorado), MK : Massif du Mont Logan (Alaska), Pat_{n-s} : Patagonie du nord et du sud SA : Alpes méridionales (Nouvelle-Zélande), SCM : Chaîne Côtière (Colombie britannique), SE : Chaîne Saint-Elie (Alaska), TA : Chaîne Transantarctique, WA : Alpes occidentales (Europe), étoile rouge : Pyrénées.

4.2.3. Modulations liées au climat et à la tectonique

Cette influence du climat – et notamment de la température - dépend également de l'altitude moyenne et maximale initiale de l'orogène, lesquelles sont fonctions du taux de surrection d'origine tectonique (Brocklehurst et al., 2008 ; Yanites et Ehlers, 2012). Pour un même climat défini par la température moyenne au niveau de la mer, l'altitude relative de la LEG et la part d'un relief soumise à la dénudation glaciaire ne seront pas les mêmes selon que l'orogène soit peu (surrection faible) ou très élevé (surrection forte). De fait, l'établissement de l'un ou l'autre des schémas de dénudation et d'évolution de l'amplitude du relief dépend de la conjonction des paramètres climatiques et topographiques/tectoniques (Fig. 1.36). Au-delà d'un certain seuil de surrection et d'altitude moyenne de l'orogène, seuls des glaciers à base froide se développent, diminuant de fait la dénudation appliquée sur le relief. A l'autre extrémité du spectre, le développement de glaciers est impossible. Concrètement, la gamme de valeurs de surrection et d'altitude du relief permettant l'atteinte de l'état de « glacial buzzsaw » est nettement plus restreint sous les hautes latitudes qu'il ne l'est en contexte tempéré ou tropical (Fig. 1.36) (Yanites and Ehlers, 2012).

De même, la « fenêtre » de « glacial buzzsaw » (Fig. 1.36 : zone grisée) est particulièrement restreinte pour les orogènes peu élevés supposant un taux de surrection faible. En effet, seule une forte incision – en réponse à une forte surrection – peut générer des versants suffisamment élevés pour atteindre la limite de stabilité imposée par la pente et la résistance du substrat rocheux (Burbank, 2002). Le démantèlement de ces versants limite l'altitude des sommets. Ceci explique pourquoi l'essentiel des massifs évoluant selon la théorie du « glacial buzzsaw » est majoritairement situé dans des zones à forte activité tectonique (Brozović et al., 1997 ; Foster et al., 2008 ; Egholm et al., 2009 ; Steer et al., 2012 ; Mitchell and Humphries, 2015). L'actuel et possible très faible taux de surrection (0,10 ± 0,30 mm/an) de l'aire d'étude de cette thèse (Pyrénées centrales et orientales) l'exclue d'ores et déjà d'un contexte de franc « glacial buzzsaw ». Son relief (~3000 m) et la température au niveau de la mer en période interglaciaire (~15°C) tendent à la situer plutôt dans la catégorie des orogènes dont les glaciers de vallée constituent le moteur de l'évolution du relief (Fig. 1.36).

4.3. L'exagération du relief préglaciaire : un passage obligé

L'exagération du relief préglaciaire constitue une phase de l'évolution d'un relief englacé durant laquelle son amplitude s'accroît sous l'effet d'une répartition non uniforme de la dénudation. Les fonds de vallée sont alors soumis à une dénudation (sous l'action des glaciers) plus intense que les lignes de crêtes, lesquelles doivent leur relative préservation à différents facteurs (base thermique froide, lithologie très indurée…) (Fabel et al., 2002 ; Herman and Braun, 2008 ; Kleman, 2008 ; Yanites and Ehlers, 2012). Par rapport aux conditions préglaciaires, une augmentation de la dénudation en fond de vallée (dénudation des glaciers plus efficace que les processus fluviaux) n'est pas forcément nécessaire, une diminution du démantèlement de la ligne de crêtes suffit (Yanites and Ehlers, 2012). L'impact d'un tel schéma de dénudation sur la topographie aboutit généralement au développement d'un maximum hypsométrique en-dessous de la LEG (Anderson, 2005 ; Barr and Spagnolo, 2014) et parfois à la formation de sommets « anormalement » élevés (Anderson, 2005 ; Ward et al., 2012).

4.3.1. Conditions de mise en place : tectoniques et climat

La mise en place d'un schéma de dénudation glaciaire non uniforme dans lequel le fond de vallée s'abaisse plus rapidement que les sommets (Thomson et al., 2010) nécessite dans un premier temps un climat suffisamment rigoureux pour que les zones culminantes soient recouvertes de glaciers à base froide (Fig. 1.34) (Yanites and Ehlers, 2012). Les glaciers en fond de vallée présentent alors une base tempérée - résultant probablement de la forte accumulation de glace - générant une incision accommodant le taux de surrection d'origine tectonique.

Le fort dynamisme d'un glacier de vallée peut également dépendre des conditions de précipitations ou de caractéristiques topographiques locales. C'est notamment le cas de la chaîne Centrale (Kamtchatka, Russie) où la conjonction de taux de précipitations très importants (forte accumulation en amont) et de glaciers terminant leur course en mer (forte ablation en aval due au vêlage) favorise un déplacement rapide de la glace (Barr and Spagnolo, 2014). Les sédiments sous-glaciaires sont alors évacuée plus efficacement et le substrat rocheux est soumis à une dénudation glaciaire accrue (Cook and Swift, 2012).

De même, sous certaines conditions d'exhumation d'origine tectonique (> ~2 mm/an), les glaciers de cirque ont tendance à davantage s'approfondir et à s'allonger (en direction de l'aval) qu'à s'élargir (Brocklehurst et Whipple, 2007). La conséquence en est la création de parois extrêmement hautes (parfois de l'ordre du kilomètre) et une augmentation de la distance séparant les cirques (diminution de la densité de drainage).

4.3.2. L'impact ponctuel de la lithologie : l'exemple des « *Teflon Peaks* »

Si le climat joue un rôle prépondérant dans ce phénomène de préservation des zones culminantes associée à une forte accumulation de glace en fond de vallée, il semble également être favorisé par le contexte lithologique. En effet, lorsque les paramètres définissant la résistance du substrat rocheux (« *rock mass strength* ») (Augustinus, 1992) sont poussés à l'extrême – c'est-à-dire une lithologie massive et peu fracturée (généralement granitique ou gneissique et de type intrusif) – se développe un relief abrupt et particulièrement élevé représentant une surface « glissante » sur laquelle la neige ne peut adhérer : les « *Teflon Peaks* » (Anderson, 2005 ; Ward et al., 2012).

La neige n'est pas stockée sur ces versants abrupts et peu érodables ; elle alimente alors le glacier en contrebas et contribue à en augmenter le pouvoir érosif. L'amplitude du relief augmente continuellement alors tout comme l'altitude des sommets : l'abaissement des sommets ne compense pas le rebond isostatique provoqué par l'incision des fonds de vallées ou la dénudation des reliefs environnants (Ward et al., 2012). Ces sommets dépassent alors l'altitude maximale théoriquement imposée par le « *glacial buzzsaw* » (Anderson, 2005). En outre, Ward et al. (2012) considère que ces sommets dépasse non seulement la LEG mais également une limite altitudinale au-delà de laquelle la glace est accrochée au substrat et où la dénudation est alors proprement impossible (définie comme étant la « *polar limit* » par les auteurs de l'article) (Fig. 1.37).

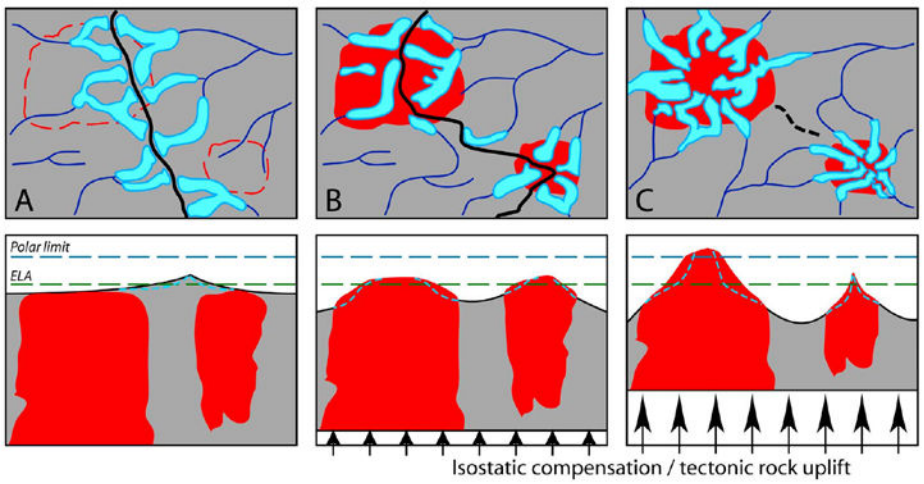

Figure 1.37. Scenario hypothétique du développement du relief en réponse à l'exhumation de deux batholites (rouge) de tailles différentes (extrait de Ward et al., 2012). A) Topographie issue d'une dénudation glacio-fluviale type « glacial buzzsaw » (les lignes noires représentent les lignes de crêtes). B) L'érosion différentielle réorganise le réseau glaciaire (bleu) à mesure que le granite est exhumé. C) Le réseau glaciaire se structure de manière à compenser plus efficacement l'exhumation de lithologies plus résistantes. En raison de sa taille plus modeste, les crêtes du plus petit des deux batholites atteignent plus rapidement la limite de stabilité des pentes et ne s'élèvent donc que très peu au-dessus de la LEG (ELA). En réponse à un ajustement isostatique ou à une surrection d'origine tectonique, les crêtes du plus imposant des deux plutons atteignent la « *polar limit* » avant que l'érosion des flancs n'atteigne la limite de stabilité des pentes. Au-delà de la « *polar limit* », les faibles températures ne permettent plus l'érosion, le relief du pluton peut être préservé et ce dernier peut atteindre des altitudes « anormalement » élevées.

La lithologie granitique et intrusive des massifs étudiés dans cette thèse (Bassiès et Maladeta) correspond à celle des « *Teflon Peaks* » ; les actuels faibles taux de surrection (0,10 ± 0,30 mm/an) de l'orogène pyrénéen ne plaident cependant pas en faveur d'un tel modèle d'évolution du relief. En effet, la présence de ces « *Teflon Peaks* » semble n'avoir été observée à ce jour que sous des latitudes élevées (> 40°) (Alaska, Kamtchatka…) - indiquant que l'influence du climat est effectivement nécessaire dans leur développement - et dans des massifs tectoniquement actifs (Foster et al., 2008 ; Foster et al., 2010 ; Ward et al., 2012). Le volcanisme récent – dont les processus exceptionnellement intenses de construction des édifices et les caractéristiques morphologiques (forte pente) et lithologiques (roche massive et peu fracturée ; caractéristiques très variables selon le type de volcanisme) « contrecarrent » ou atténuent les dynamiques érosives inhérentes aux glaciers – génère également des « *Teflon Peaks* » comme cela est le cas dans la chaîne Centrale (Kamtchatka, Russie) (Barr and Spagnolo, 2014).

4.3.3. Une phase transitoire ?

Cette phase d'exagération du relief préglaciaire semble caractériser la majorité des situations d'englacement massif d'un orogène (Montgomery, 2002 ; Brocklehurst et al., 2008 ; van der Beek et Bourbon, 2008 ; Valla et al., 2011). Cette dénudation opérant directement sur le fond de vallée mais également sur une partie des versants est responsable de la métamorphose des vallées fluviales (« en V ») en vallées glaciaires typiques (« en U »), associée à de forts surcreusements. L'augmentation de l'amplitude du relief peut se poursuivre durant la totalité de l'englacement ou bien n'être qu'une phase transitoire (plus ou moins longue) propre au démarrage de la période de glaciation (Fig. 1.38) (Montgomery, 2002 ; Brocklehurst et al., 2008 ; van der Beek et Bourbon, 2008 ; Sternai et al., 2013) avant l'atteinte d'un hypothétique état d'équilibre dynamique. D'une manière générale, à taux de surrection tectonique égal et stable, l'évolution d'un relief préglaciaire au cours du temps de glaciation varie en fonction du climat qui lui est imposé (Yanites and Ehlers, 2012).

Un climat trop rigoureux (LEG basse, glaciers à base froide en amont et à base tempérée uniquement dans les auges) entraine une incision du fond de vallée en réponse au mouvement de surrection imposé tandis que les sommets – préservés d'une quelconque activité érosive – s'élèvent progressivement (Fig. 1.38 : courbe bleue). Dans le cas de climats plus tempérés permettant l'établissement de glaciers à base tempérée, l'évolution au cours du temps est plus complexe. Ainsi, un relief dont l'évolution correspond à celle définie par le « *glacial buzzsaw* » a forcément connu en début de glaciation une phase d'augmentation de l'amplitude du relief (Fig. 1.38 : courbes rouges et noires) (Montgomery, 2002 ; Brocklehurst et al., 2008 ; van der Beek et Bourbon, 2008). Cette phase correspond au laps de temps durant lequel la dénudation rapide des vallées, et surtout celle des cirques – ayant suffisamment accru la déclivité des versants – se propage en amont et finit par limiter l'altitude de la ligne de crêtes (Mitchell and Montgomery, 2006 ; Anders et al., 2010 ; Yanites et Ehlers, 2012 ; Mitchell and Humphries, 2015). La durée de cette phase dépend de l'efficacité de la dénudation glaciaire, laquelle est supposée plus faible pour des climats plus chauds (Fig. 1.38 : courbe rouge). De fait, l'atteinte d'un équilibre dynamique limitant l'altitude des sommets met comparativement beaucoup plus de temps à s'y mettre en place.

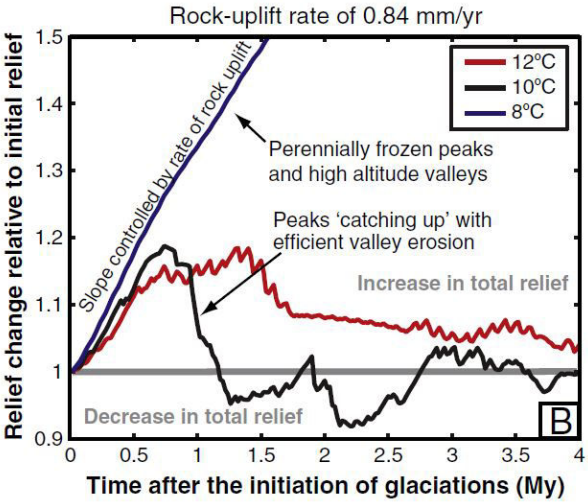

Figure 1.38. Évolution du relief par rapport au relief préglaciaire en fonction de trois modèles climatiques (8, 10, et 12 °C au niveau de la mer durant la période interglaciaire) et à taux de surrection constant (0,84 mm/an) [extrait de Yanites et Ehlers, 2012]. Se référer au texte pour la description des différents scenarii.

De fait, les glaciations peuvent ne pas être suffisamment intenses et/ou leur durée suffisamment longue pour que la dénudation glaciaire dissèque suffisamment le paysage préglaciaire de manière à ce que celui-ci atteigne le « glacial buzzsaw ». Dans ces cas, l'érosion régressive produite par les glaciers n'est pas suffisante pour former des arêtes et donc égaliser l'altitude des sommets. Ceux-ci comportent alors encore des topographies planes d'origine préglaciaires dont les flancs sont encore en cours de dénudation. Les cirques modelant les zones culminantes sont typiquement « non matures » puisque les murailles ne sont pas coalescentes (cf. 3.1.3. Un développement tendant vers un état d'équilibre dynamique ?) (Sugden 1969 ; Cox, 1977 ; Gordon, 1977 ; Haynes, 1998). C'est notamment le cas dans les Carpathes de Roumanie (De Martonne, 1907 ; Mîndrescu and Evans, 2014), le Front Range dans le Colorado (Davis, 1911 ; Anderson et al., 2006b), la Chaîne du Wind River dans le Wyoming (Anderson, 2002), les Monts Rhodope en Bulgarie et en Grèce (cité dans Calvet et al., 2015) ainsi que dans l'actuelle aire d'étude : les Pyrénées (Calvet, 1996 ; Calvet and Gunnell, 2008 ; Delmas et al., 2009).

5. Conclusion partielle I

Ce premier chapitre montre d'abord que les glaciers sont des agents d'érosion particulièrement efficaces en particulier lorsque des conditions favorables sont réunies (base thermique tempérée, importantes précipitations, bon approvisionnement en débris rocheux…). Ils sont ainsi en mesure de concurrencer la vitesse d'incision que les cours d'eau opèrent sur les topographies déglacé voire de la surclasser. Cette dénudation a été suffisamment intense au cours du Quaternaire pour impacter les topographies préglaciaires des orogènes englacés. Ceci se matérialise dans les zones culminantes par le développement de formes telles que les cirques, auges et vallées perchées.

Les cirques en particulier sont des éléments dont le développement traduit l'évolution du relief et plus précisément si oui ou non l'altitude des sommets est contrôlée par la dénudation glaciaire. Ils représentent en ce sens des zones privilégiées de l'étude des variations de l'amplitude du relief en contexte englacé.

Les bassins versants d'altitude représentent des formes dont une part plus ou moins importante est héritée de la dénudation glaciaire avec des stocks sédimentaires principalement issus de cette action des glaciers. Ils constituent des zones d'étude idéales de la réponse érosive post-déglaciation et du « complément » de dénudation qu'apportent les interglaciaires aux périodes glaciaires - supposées les plus efficaces - durant le Quaternaire.

L'évolution des reliefs englacés à cette échelle de temps (Quaternaire) – exagération du relief préglaciaire ou bien maintien d'un relief constant - dépend en effet de l'action de la dénudation glaciaire et plus précisément de celle effective au niveau zones culminantes, lesquelles contrôlent l'altitude des sommets. Les forçages tectoniques et climatiques, ainsi que le temps durant lequel ces forçages sont actifs créent les conditions de mise en place de l'un ou l'autre modèle d'évolution du relief.

Tous les éléments présentés et développés dans ce premier chapitre permettent d'aborder sereinement le chapitre suivant. En effet, dans le chapitre 2, la description et la caractérisation de l'orogène pyrénéen est faite à l'aune des notions énumérées plus haut dans le but de comprendre dans quelle mesure les formes du relief qu'il comporte traduisent son évolution au cours du Quaternaire et comment exploiter cela dans le cadre de cette thèse.

Chapitre 2

Les Pyrénées, un orogène de collision intracontinentale modérément impacté par les glaciations pléistocènes

1. Introduction 81

2. Cadre géologique 83

2.1. Grands ensembles lithostructuraux 83
2.2. Les formations géologiques de la Zone Axiale 85
2.3. Collision et orogenèse alpine 88
2.4. Évolution post-orogénique et formation des surfaces d'aplanissement 90

3. Un climat entre influences océaniques et méditerranéennes 94

3.1. Aires de répartition des influences climatiques 95
3.2. Variations climatiques locales 96

4. Chronologie des glaciations pléistocènes 98

4.1. Glaciations pré-würmiennes 98
4.2. L'englacement würmien 100
4.3. La déglaciation ou Late Glacial-Interglacial Transition (LGIT) 102
4.4. L'Holocène et le Petit Age de Glace 106

5. L'impact des glaciations pléistocènes sur la topographie 109

5.1. Un impact contrasté entre Pyrénées centrales et orientales 109
5.2. Les surfaces paléiques 111
5.3. Les cirques des Pyrénées 115
5.4. Une réponse paraglaciaire faible 117

6. Focus sur les secteurs d'étude 119

6.1. La Haute-Ésera : un secteur de haute altitude encore englacé 119
6.2. Haut-Vicdessos : une haute topographie très abrupte et déglacée 124
6.3. Aston-Beille : entre plateaux et zones de cirques 128
6.4. Carlit-Cerdagne : l'imposante préservation des plateaux d'altérites 132

7. Conclusion partielle II 136

1. Introduction

Le relief de la chaîne pyrénéenne s'étend sur ~450 km (Fig. 2.1) le long de la frontière franco-espagnole depuis l'Océan Atlantique à son extrémité nord-ouest (Cap Higuer) jusqu'à la Mer Méditerranée à son extrémité sud-est (Cap de Creus). Elle constitue une barrière géographique et orographique entre la péninsule ibérique et le reste de l'Europe. Les Pyrénées culminent à 3404 m (Aneto) dans leur partie centrale, au cœur du massif aragonais de la Maladeta. L'orogène est par ailleurs caractérisé par une dissymétrie orographique, avec un versant nord relativement étroit (30-60 km) et un versant méridional s'étendant sur 50-100 km depuis la Zone Axiale.

L'actuelle aire d'étude (Fig. 2.1) s'étale le long d'un transect de ~130 km de long depuis les Pyrénées centrales (massifs de la Maladeta et de Lys-Caillauas) jusqu'aux Pyrénées orientales (massif du Carlit et marges du bassin de Cerdagne), et est divisée en quatre secteurs d'étude : Haute-Esera, Haut-Vicdessos, Aston-Beille et Carlit-Cerdagne. Ces secteurs correspondent à l'emprise des bassins versants étudiés dans le chapitre 6, et comprennent l'ensemble des sites analysés dans les chapitres 4 et 5. La sélection de ces secteurs d'étude est motivée par i) le fait que chaque secteur – topoclimatiquement homogène - représente une étape différente dans le gradient climatique existant depuis les Pyrénées sous influence océanique et celles sous influence méditerranéenne ; ii) le gradient décroissant de pré-contrainte d'origine glaciaire (sensu Chapitre 1) de leur topographie depuis le centre de l'orogène (Haute-Esera) vers son extrémité orientale (Carlit-Cerdagne) ; et iii) l'importante surface occupée par des lithologies cristallines. Le premier et le second point permettent, après obtention des résultats de dénudation, de comparer ces derniers en fonction des différences topoclimatiques et géomorphologiques. Le troisième point est pertinent d'un point de vue technique, analytique et méthodologique puisque l'essentiel des analyses sont réalisées à l'aide des nucléides cosmogéniques, lesquels nécessitent du matériel rocheux (prélèvements sur blocs erratiques, sur surfaces polies) ou sédimentaire quartzeux.

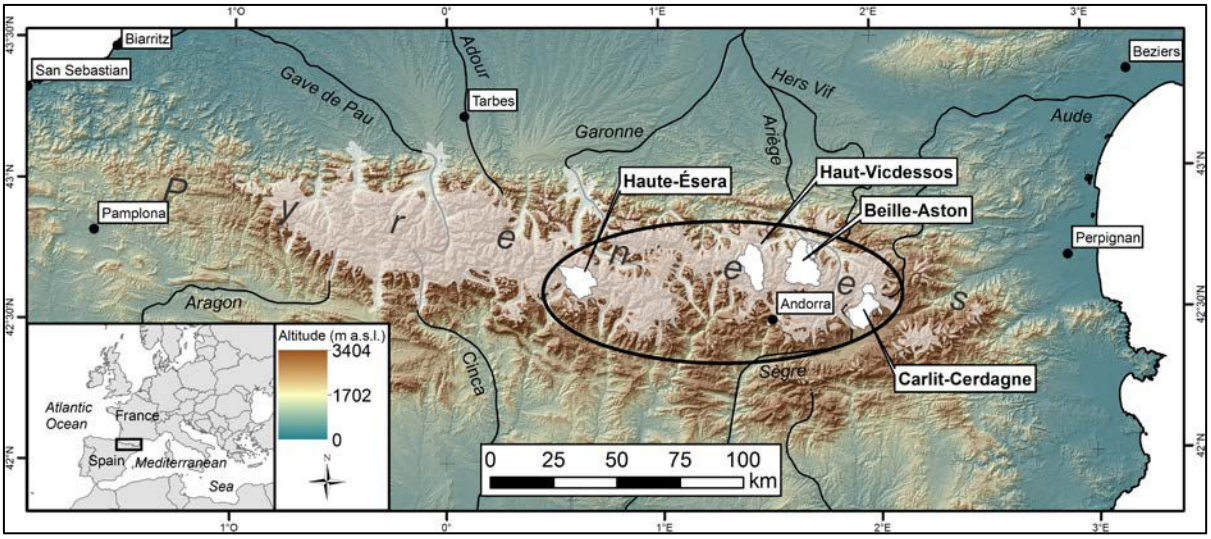

Figure 2.1. Présentation de l'aire d'étude (ovale noir) et des différents secteurs qui la composent (surfaces blanches opaques). L'étendue de l'englacement des Pyrénées au dernier maximum glaciaire (LGM) est représentée par le figuré en blanc translucide. Fond : relief et ombrage issus d'Aster GDEM v2_Meti-Nasa. Référence spatiale : WGS 1984. Projection : Sphere Equidistant Conic.

Les paysages des différents sites d'étude présentent effectivement une gamme d'altitudes et de topographies très variée, depuis les hauts massifs (> 3000 m) actuellement englacés aux sommets très découpés (Haute-Esera) jusqu'aux reliefs plus vallonnés et totalement déglacés depuis le début de l'Holocène (Aston-Beille, Carlit-Cerdagne) en passant par des configurations topographiques intermédiaires (Haut-Vicdessos). Tandis que les hauts reliefs témoignent d'un impact de la dénudation glaciaire relativement prononcé durant les périodes de glaciation (larges cirques, forte pente, crêtes de recoupement…), les massifs au relief plus doux et moins élevé sont le signe de glaciers moins performants. Ces derniers massifs sont également ceux dans lesquels les hautes surfaces néogènes à couverture d'altérites – témoins de la faiblesse de l'érosion glaciaire – sont les plus présentes.

Ce chapitre a vocation à présenter les caractéristiques physiographiques majeures et grandes lignes de l'évolution géologique et géomorphologique des Pyrénées. Le dernier paragraphe aborde ces aspects en se focalisant sur chacun des secteurs d'étude. Certaines de ces notions seront détaillées pour chacun des massifs témoins dans les chapitres suivants.

2. Cadre géologique

Les Pyrénées constituent une chaîne de montagne issue de la collision entre la plaque eurasienne et la microplaque ibérique après la fin du Crétacé et à la suite de l'ouverture du Golfe de Gascogne, cette dernière provoquant des mouvements entre les deux plaques (transpression, transtension, compression, collision) et remobilisant des terrains structurés lors des orogenèses calédoniennes et hercyniennes. Ce cycle orogénique alpin est à l'origine de la structuration actuelle de la chaîne et des éléments morphologiques qui font sa spécificité (surfaces d'aplanissement notamment), lesquels ont influé sur son développement topographique quaternaire. La compréhension de la structuration actuelle passe également par une caractérisation des formations constitutives de la Zone Axiale (Fig. 2.2) et de leur mise ne place en contexte pré-orogenèse alpine. Les différentes étapes de l'histoire géologique des Pyrénées et plus particulièrement de sa phase de collision alpine ont été documentées par de nombreux travaux stratigraphiques et structuraux (Daignières et al., 1982 ; Mattauer, 1968 ; Mattauer et Séguret, 1971 ; Séguret, 1972 ; Souquet et al., 1977), par l'étude du profil de sismique réflexion profonde ECORS (Choukroune et ECORS Team, 1989, 1990 ; Choukroune et al., 1990 ; Sibuet et al., 2004), et plus récemment par thermochronométrie basse température (Fillon et van der Beek, 2012 ; Fitzgerald et al, 1999 ; Gibson et al., 2007 ; Gunnell et al., 2008, 2009 ; Jolivet et al., 2007 ; Metcalf et al., 2009 ; Maurel et al, 2002, 2008 ; Sinclair et al., 2005). Les informations présentées dans ce paragraphe – et notamment dans le 1.1 et 1.2 – s'appuient fortement sur la Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées (Barnolas et al., 1996), l'Histoire géologique des Pyrénées (Canérot, 2008) ainsi que l'article de synthèse de Vergés et al. (2002).

2.1. Grands ensembles lithostructuraux

La chaîne pyrénéenne est divisée en plusieurs grands ensembles structuraux (Fig. 2.2) (Mattauer et Séguret, 1971 ; Saint-Blanquat, 1993). La Zone Axiale - la partie la plus interne et la plus élevée de l'orogène - est constituée d'un substrat paléozoïque principalement composé de batholites granitiques carbonifères, d'orthogneiss mis en place avant ou au début du cycle hercynien et de roches méta-sédimentaires cambriennes à dévoniennes (Fig. 2.3). Ce sont des terrains ayant subi l'orogenèse hercynienne avant d'être remobilisés à la période alpine. La limite septentrionale de la Zone Axiale est matérialisée par la faille en décrochement nord-pyrénéenne tandis sa bordure méridionale est plutôt marquée par le chevauchement des terrains mésozoïques. C'est au sein de la Zone Axiale que se situe l'ensemble des massifs étudiés dans cette thèse.

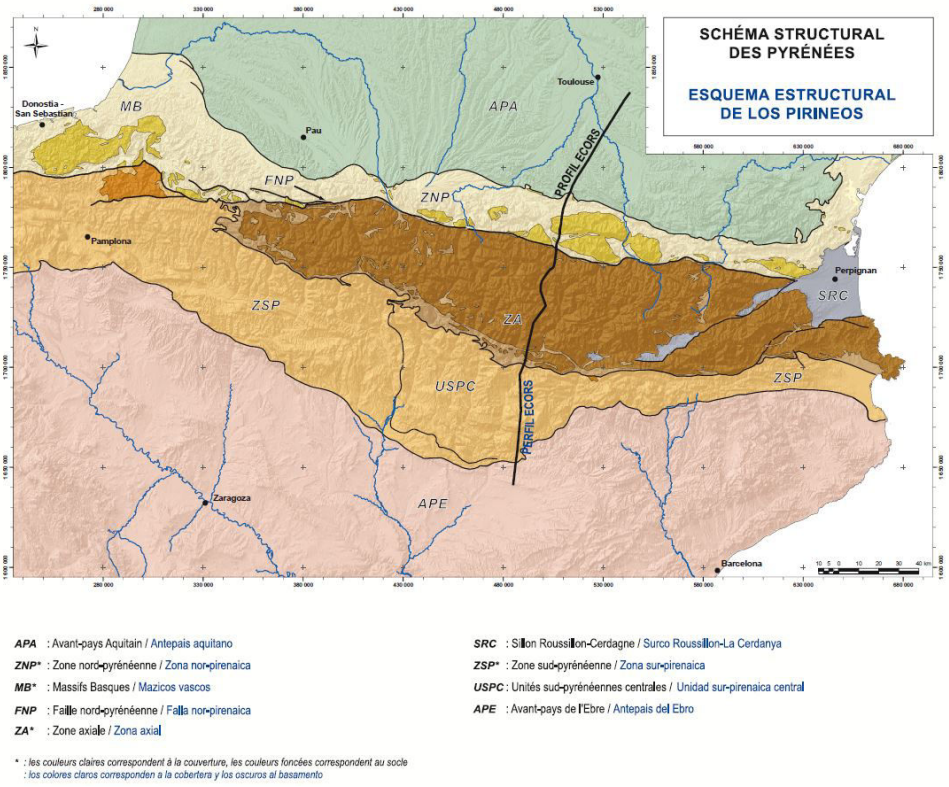

Figure 2.2. Les grandes unités structurales de la chaîne des Pyrénées [extrait de la carte géologique numérique 1/400 000ème du BRGM-IGME]. La ligne continue noire matérialise le tracé du profil ECORS.

Les massifs plus externes qui jouxtent la Zone Axiale au nord et au sud sont majoritairement composés de roches sédimentaires mésozoïques et paléogènes (Fig. 2.3). La zone sud-pyrénéenne comporte notamment des unités mésozoïques à éocènes allochtones, décollées au niveau du Trias évaporitique (Keuper) et transportées vers le sud sous forme de nappes de charriage venant chevaucher l'avant-pays (molasses oligo-miocènes du bassin de l'Èbre). La zone nord-pyrénéenne est formée de terrains mésozoïques – localement très déformés, et métamorphisés au Crétacé – et d'écailles de formations paléozoïques expulsées vers le nord lors de la collision éocène (massifs primaires nord-pyrénéens : Agly, Arize, Trois-Seigneurs…). Elle est séparé de l'avant-pays nord-pyrénéen (essentiellement constitué de terrains mésozoïques à Éocène) par le Chevauchement frontal nord-pyrénéen.

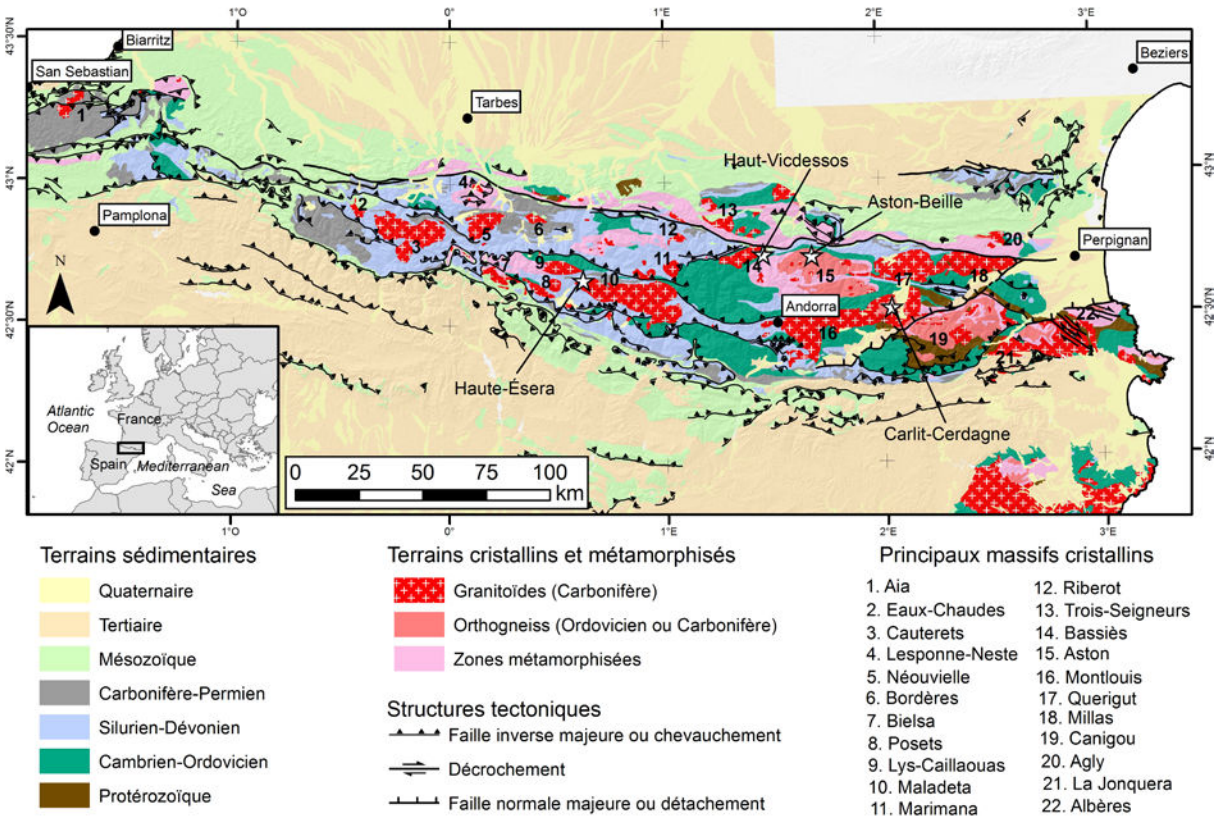

Figure 2.3. Carte géologique simplifiée des Pyrénées. Le terme Cambrien-Ordovicien utilisé ici ne correspond pas au Cambro-Ordovicien historiquement utilisé dans la littérature mais bien aux formations effectivement datées de ces périodes (formations cambriennes d'Evol et de Jujols, formations sédimentaires à méta-sédimentaires ordoviciennes et plus minoritairement volcanisme acide des Pyrénées orientales et Catalanides). Les étoiles situent les secteurs d'études. Fond : ombrage issu d'Aster GDEM v2_Meti-Nasa et données géologiques issues de la carte géologique numérique 1/400 000ème du BRGM-IGME. Référence spatiale : WGS 1984. Projection : Sphere Equidistant Conic.

2.2. Les formations géologiques de la Zone Axiale

Les formations géologiques de la Zone Axiale (Fig. 2.3) sont issues de l'histoire précoce de la chaîne pyrénéenne lors du cycle calédonien (530-400 Ma) mais surtout lors de l'orogenèse hercynienne (400-250 Ma). En résultent les trois grands ensembles géologiques (formations méta-sédimentaires, batholites granitiques et dômes orthogneissiques) ainsi que des lambeaux de roches protérozoïques métamorphisés (principalement des migmatites et des schistes pélitiques : séries de Canaveilles) qui n'affleurent plus actuellement que dans les Pyrénées orientales.

2.2.1. Terrains sédimentaires à méta-sédimentaires paléozoïques

Les formations méta-sédimentaires paléozoïques de la Zone Axial sont issue d'une sédimentation de bassin (pélites, grès fins) et de plate-forme (calcaire, conglomérats, grès, quartzites) qui se met en place du Cambrien (541-485 Ma) jusqu'au Dinantien (360-330 Ma) (Canérot, 2009). Les dépôts cambriens peu métamorphisés de la formation d'Evol (pélites, grès fins, calcaires) sont ainsi typiques d'une zone de bassin ou de plate-forme externe. Le métamorphisme est moins prononcé dans les siltites et schistes rubanés de la formation de Jujols (Cambrien moyen à début Ordovicien) tandis que la partie supérieure du Paléozoïque (du Silurien au Carbonifère moyen : 440-330 Ma) est principalement constitué de terrains très peu métamorphisés de plate-forme parfois riches en fossiles (schistes ampélitiques, calcaires, quartzites, dépôts détritiques). Les formations sédimentaires, volcaniques et volcano-clastiques post-orogéniques du Stéphanien (307-299 Ma) et du Permien (299-252 Ma) traduisent elles, les effets d'un rifting précoce lors du début du cycle alpin. Ces terrains sont actuellement surtout représentés dans l'extrémité occidentale de la Zone Axiale.

2.2.2. Batholites granitiques carbonifères

Les batholites granitiques (ou granitoïdes) pyrénéens sont mis en place dans la partie terminale de l'orogenèse hercynienne (335-295 Ma) et plus particulièrement en contexte extensif post-orogénique (310-295 Ma) (Fig. 2.4) (Roberts et al., 2000 ; Maurel et al., 2004 ; Denèle et al., 2014), dans des encaissants sédimentaires à méta-sédimentaires cambriens à namuriens. Si de nombreuses variétés de granites les composent (leucogranites, granodiorites), il semble que ce soient les monzogranites qui constituent l'essentiel de ces massifs. Des formations de roches basiques (diorites et gabbros) sont localement associées aux massifs de granitoïdes (Lys-Caillaouas, Cauterets) dont elles constituent les précurseurs dans le processus d'intrusion magmatique. Ces granitoïdes sont actuellement parmi les massifs les plus élevées de la chaîne pyrénéenne, probablement en raison d'une érosion différentielle les avantageant par rapport aux formations sédimentaires à méta-sédimentaires.

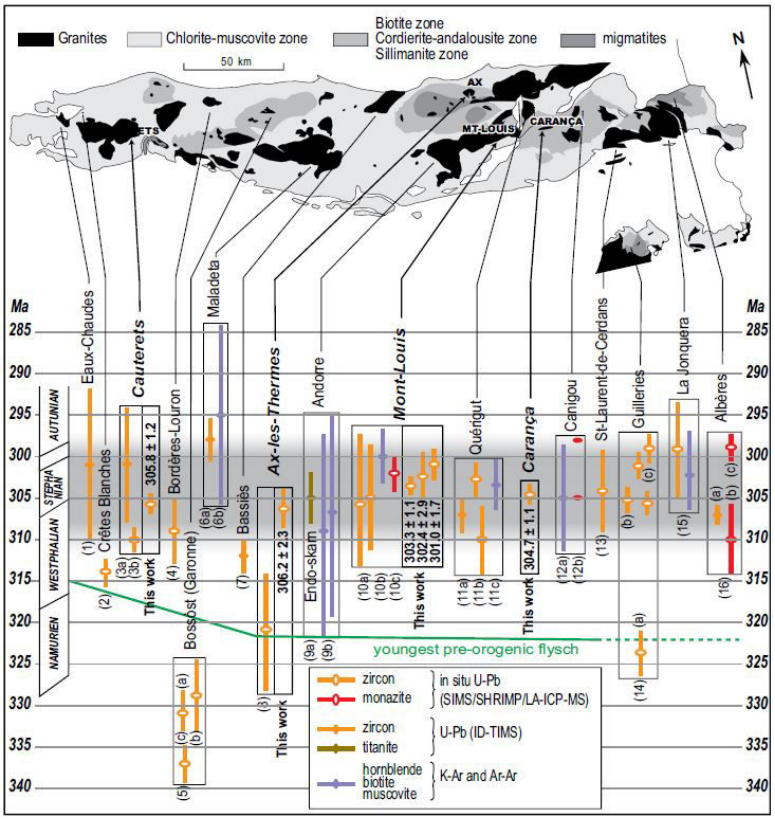

Figure 2.4. Représentation graphique des âges U-Pb, Ar/Ar et K-Ar disponibles pour les batholites granitiques de la Zone Axiale des Pyrénées et de la Chaîne Côtière Catalane [extrait de Denèle et al., 2014].

2.2.3. Dômes gneissiques ordoviciens/carbonifères

Les dômes gneissiques (Aston, Canigou) constituent actuellement de grands massifs elliptiques allongés E-W et résultent des déformations et du métamorphisme actifs au cours du cycle hercynien sur des corps granitiques intrudés (laccolites) dans la couche supérieur de la lithosphère (Barnolas et al., 1996 ; Maurel, 2003). Leur chronologie de développement a fait l'objet de plusieurs hypothèses successives. Ils ont d'abord été considérés comme les vestiges d'un ancien socle cadomien (Fonteille et Guitard, 1968 ; Guitard, 1970 ; Vitrac-Michard et allègre, 1975b) mais il est aujourd'hui établi qu'il s'agit d'intrusions plutoniques s'immisçant dans les dépôts paléozoïques à l'Ordovicien (Deloule et al., 2002 ; Laumonier et al., 2004 ; Mezger and Gerdes, 2016) ou bien durant le Carbonifère (Denele et al., 2009 ; Mezger, 2010a, b). Dans le dernier cas, le processus de fonte partielle, de migration du magma et de formation des dômes se serait déroulé sur une courte période de ~5 Ma aux alentours de 304 Ma (Stéphanien) (Denèle et al., 2014), tandis que les âges mesurés par Denele et al., (2009) et Mezger (2010a, b) correspondraient à la mise en place des laccolites granitiques dont sont issus les dômes. Cette « filiation » explique la similarité de composition minéralogique entre ces massifs gneissiques et les batholites granitiques.

2.2.4. L'érosion des formations cristallines

L'érosion de ces formations granitiques et gneissiques minéralogiquement proches est assez similaire (quartz, feldspaths potassiques, plagioclases, micas). L'altération chimique de ces lithologies agit par hydratation (addition d'eau sans modification chimique) et par hydrolyse (réaction chimique aboutissant à la décomposition d'une substance sous l'action de l'eau). Les minéraux constitutifs de ces lithologies granitiques sont caractérisés par des vitesses d'altération différentes. En outre, ceux-ci sont jointifs ; ces joints offrent de nombreuses surfaces aux processus chimiques qui vont attaquer les liaisons entre les éléments chimiques. Les micas noirs ne résistent pas à l'altération chimique et vont se transformer en argile les premiers, ce qui va libérer un espace dans la roche et accélérer sa dégradation (Huggett, 2011). Cela favorise le démantèlement de la roche et aboutit à la création d'une arène granitique au sein de laquelle persistent les grains de quartz, minéraux les plus résistants. Le développement d'un couvert végétal contribue également à cette altération par action chimique (biocorrosion, action des acides humiques) et mécanique (croissance du réseau racinaire). De plus, l'existence de faiblesses structurales ou de diaclases facilite le passage de l'eau et crée des plans d'altération accrue, aboutissant au découpage de blocs de roche cohérents qui subsistent (temporairement) après évacuation de la fraction altérée. Ces plans de faiblesse sont également autant d'espaces propices à l'action des cycles de gel-dégel (cryofracturation) fréquents en montagne. Ces processus constituent un paramètre important à prendre en compte dans le développement des formes d'érosion (cirques, vallées, plateaux...) (cf. 3.3. Les cirques des Pyrénées), lesquelles se situent essentiellement dans des terrains granitiques et gneissiques dans cette thèse. Le matériel quartzeux produit constitue en outre une cible de choix pour les analyses par nucléides cosmogéniques (cf. Chapitre 3).

2.3. Collision et orogenèse alpine

Le cycle alpin démarre dès la fin du Carbonifère par l'érosion de la chaîne hercynienne, laquelle ne constitue plus à la fin du Permien qu'une immense pénéplaine (Canérot, 2008). L'histoire tectonique des Pyrénées jusqu'à aujourd'hui est alors en grande partie contrôlée par le mouvement de la plaque ibérique par rapport à la plaque européenne notamment au travers du jeu en décrochement de la Faille Nord-Pyrénéenne (ou Faille Nord-Ibérique) (Fig. 2.2) (Choukroune et Mattauer, 1978). Ainsi, jusqu'au Crétacé supérieur (~70 Ma), le contexte tectonique est extensif avec un déplacement de la plaque ibérique vers le nord le long de la FNP (mouvement en transtension) synchrone de l'ouverture de l'Océan Atlantique (Olivet, 1996) et le déroulement de deux périodes de rifting (Vergés et García Senz, 2001).

La sédimentation se mettant en place dans ce contexte est d'abord détritique et continentale (Carbonifère-Permien) puis devient plus majoritairement carbonatée et de plate-forme à partir du Lias.

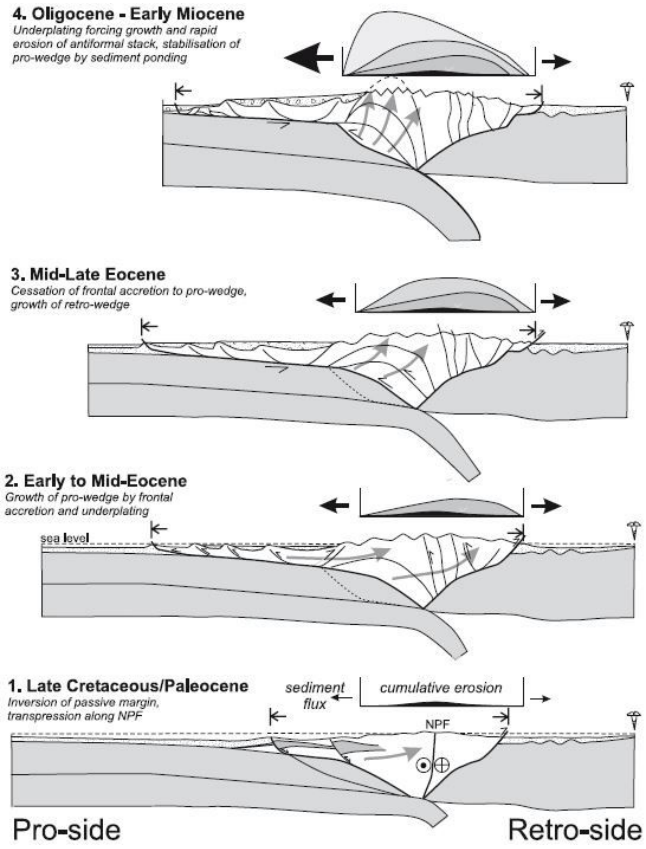

Figure 2.5. Représentation schématique de l'évolution de l'orogenèse des Pyrénées [extrait de Sinclair et al., 2005]. 1. Inversion tectonique des marges passives européennes et ibériques et fonctionnement en transpression de la FNP. 2. Croissance du bourrelet crustal par accrétion et subduction. 3. Arrêt de l'accrétion frontale en faveur du bourrelet d'avant-arc et croissance sur l'arrière-arc. 4. La subduction force l'exhumation en arrière-arc et favorise une érosion rapide des antiformes culminantes. Stabilisation du bourrelet d'avant-arc par accumulation des sédiments (molasses). Les flèches indiquent l'intensité et la direction des flux sédimentaires.

Cette dynamique extensive prend fin au cours du Crétacé supérieur (113-94 Ma) tandis que la plaque ibérique subit une rotation antihoraire de 35° et que s'ouvre la Golfe de Gascogne (García-Mondéjar, 1996 ; Canérot, 2008). Cela initie un mouvement de transpression le long de la FNP qui amorce l'orogenèse pyrénéenne à la fin du Crétacé (~70 Ma) (Sinclair et al., 2005). L'inversion tectonique (Fig. 2.5-1) provoque rapidement une subduction de l'Ibérie sous la plaque européenne au niveau des actuelles Pyrénées centrales et orientales tandis que c'est le processus inverse qui s'opère dans l'ouest de la chaîne (Razin, 1989, Canérot, 2009). La collision qui s'ensuit est caractérisée par un taux de raccourcissement lent (0,5 mm/an) qui s'accélère très nettement (~4 mm/an) à partir de 55 Ma (Vergés et al., 2002).

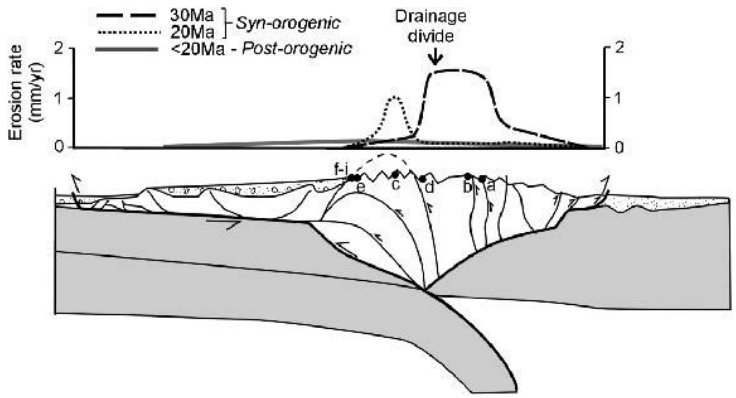

Figure 2.6. Représentation schématique des taux d'exhumation des Pyrénées centrales à 30, 20 et après 20 Ma [extrait de Gibson et al., 2007].

Le paroxysme de la collision et de la déformation est ainsi daté du Paléogène – et plus précisément de l'Éocène (Fig. 2.5-2 et 3) - avec une dénudation crustale de 6-9 km est mesurée (taux d'exhumation : ~1-1,5 mm/an ; Fig. 2.6 ; Gibson et al., 2007). L'intensité de la déformation compressive liée à la poursuite du mouvement de convergence entre les plaques européenne et africaine diminue considérablement à l'Oligocène (25-30 Ma) (Fig. 2.5-4) (Gibson et al., 2007 ; Gunnell et al., 2008, 2009 ; Fillon et van der Beek, 2012) ; le taux de raccourcissement de la chaîne n'est plus alors que de 1,5 à 2,6 mm/an (Vergés et al., 2002). La déformation est peu à peu transférée plus au sud et aboutit à la surrection des Cordillères Bétiques à la charnière entre Oligocène et Miocène (25-20 Ma) (Vergés et al., 2002). En même temps que le taux d'exhumation de l'orogène décline (Fig. 2.6), l'est des Pyrénées subit un mouvement d'extension crustale en réponse à l'ouverture du bassin d'arrière-arc ouest-méditerranéen (30-28 Ma) (Fig. 2.7) (Lacan and Ortuño, 2012 ; Ortuño et al., 2013).

2.4. Évolution post-orogénique et formation des surfaces d'aplanissement

De la fin de l'Oligocène au milieu du Miocène, un (Babault et al., 2005) ou plusieurs (Calvet et Gunnell, 2008) niveaux de surfaces d'érosion émoussent la topographie pyrénéenne. Ce(s) surface(s) d'érosion est/sont à l'origine des nombreuses surfaces paléiques actuellement présentes au-dessus de 2000 m dans la Zone Axiale (Fig. 2.8A, carte du haut) (Ortuño et al., 2013) – notamment dans les Pyrénées orientales (Calvet, 1996 ; Delmas, 2009 ; Calvet and Gunnell, 2008) – et qui constituent une signature typique de l'orogène pyrénéen (cf. 3.2. Les surfaces paléiques). Elles se matérialisent sous forme de plateaux d'altérites souvent en position supraglaciaires durant les glaciations quaternaires. Deux modèles de formation de ces surfaces d'aplanissement miocènes, par pénéplénation ou altiplanation, s'opposent et proposent en conséquence deux évolutions post-orogéniques différentes de la chaîne pyrénéenne.

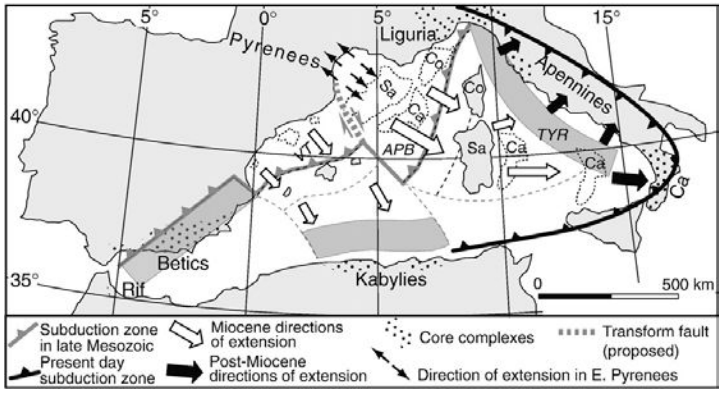

Figure 2.7. Schéma d'interprétation du processus de subduction en Méditerranée occidentale au Mésozoïque mettant en évidence le mouvement de divergence induit au niveau des Pyrénées orientales [extrait de Gunnell et al., 2008]. APB : bassin algéro-provençal ; VT : corridor de Valence ; TYR : bassin thyrrhénien. Au Cénozoïque moyen, la future zone de subduction miocène au niveau de la lithosphère océanique téthysienne située sous la microplaque ibérique (dérivant vers l'est) était divisée en deux zones séparées par une faille transformante. Celle-ci s'est déplacée vers l'est au niveau de la péninsule italienne, générant l'ouverture d'un bassin d'arrière-arc (APB durant le Miocène et TYR après le Miocène) et entraînant la rotation antihoraire du bloc corso-sardo-calabrais (Co, Sa, Ca).

Selon une première hypothèse, la dénudation de l'orogène pyrénéen à la fin du Paléogène et au cours du Miocène aurait contribué à la formation d'une surface d'aplanissement à une altitude au plus de 700-800 m (Fig. 2.8A) (Calvet et Gunnell, 2008 ; Gunnell et al., 2008). La rupture de la plaque plongeante sous la racine crustale des Pyrénées orientales et l'amincissement de la lithosphère qui en résulte ainsi que le jeu d'une tectonique en transtension auraient alors provoqué une surrection post-orogénique de ~2 km de cette partie de l'orogène à partir de ~10-12 Ma. Ceci aurait entraîné la dissection (incomplète) du relief et de la surface d'aplanissement par des processus d'abord fluviaux, puis glaciaires (Calvet et Gunnell, 2008 ; Gunnell et al., 2008, 2009). L'hypothèse d'une surrection post-orogénique continue depuis ~10 Ma, à des taux modérés de l'ordre de 0,2 mm/an (Gunnell et al., 2009 ; Ortuño et al., 2013) est validée par les taux d'incision fluviale (entre ~50 et ~100 m/Ma) du canyon de la Têt (Pyrénées orientales) (Calvet et al., 2015a). Les déformations néotectoniques sont enregistrées par les jeux de blocs (horsts et grabens) omniprésents dans l'Est de la chaîne, en particulier durant le Miocène supérieur (fossés du Roussillon, de Cerdagne, de l'Emporda, du Capcir : Calvet, 1996), mais documentés jusque dans le Val d'Aran (Ortuño et al., 2008, 2013). L'activité néotectonique de la chaîne pyrénéenne reste cependant assez asymétrique puisque l'essentiel des séismes – et notamment les plus puissants – se concentrent dans les Pyrénées occidentales, notamment au niveau des failles de Bedous, Laruns, Pierrefitte et dans la Zone Sud-Pyrénéenne près de Pampelune (Lacan and Ortuño, 2012). Les zones d'activité tectonique plus modérée se concentrent sur la façade sud des Pyrénées centrales et orientales et dans la vallée de l'Ariège (Lacan and Ortuño, 2012).

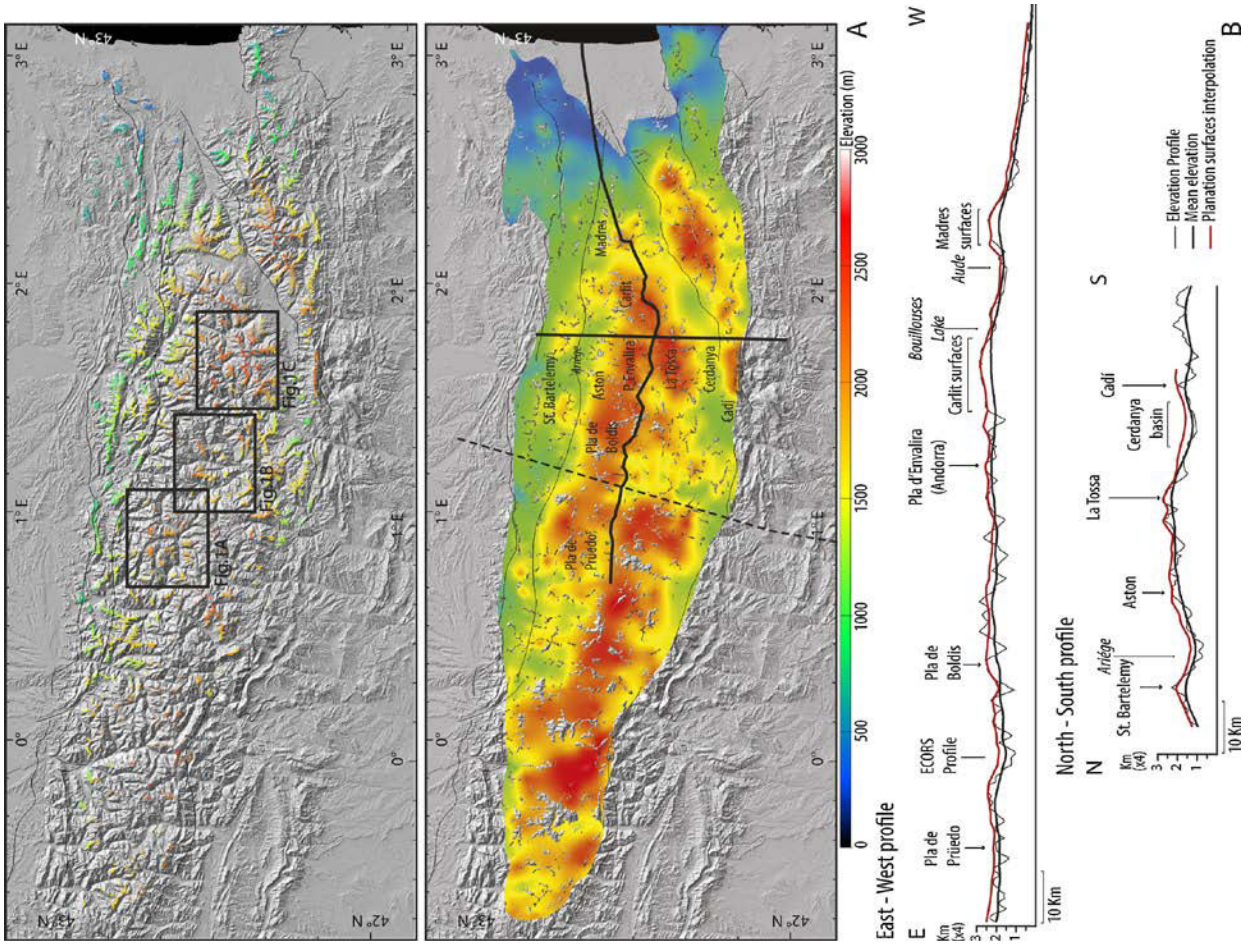

Figure 2.8. Les surfaces d'aplanissement résiduelles des Pyrénées [extrait de Bosch et al., 2016]. A. En haut : carte des surfaces paléiques des Pyrénées (les cadres se rapportent aux figures présentes dans l'article). En bas : carte de la surface d'aplanissement initiale obtenue par interpolation des surfaces paléiques actuelles à l'aide du logiciel de modélisation GOCAD 3D. Le modèle est basé sur la seconde hypothèse de formation, d'aplanissement en altitude (Fig. 2.9B). B. Profils est-ouest et nord-sud de la surfaces d'aplanissement interpolée (rouge) par rapport au relief actuel (noir).

D'autres auteurs considèrent que la formation des surfaces paléiques pourrait résulter de la dissection d'une surface d'aplanissement (Fig. 2.8A et B) formée durant une période courant de la fin de l'Eocène au début du Miocène à une altitude proche de celle des actuelles surfaces paléiques (Fig. 2.9B) (Babault et al., 2005 ; Bosch et al., 2016). La dissection de cette surface d'aplanissement par des dynamiques fluviales ou glaciaires aurait débuté au cours du Miocène, provoquant – conjointement avec l'évacuation des sédiments issus de l'altiplanation qui précédait – un mouvement de surrection de la chaîne (~400 m) par réponse isostatique (Babault et al., 2005 ; Bosch et al., 2016). Le climat serait ainsi directement responsable de la surrection post-orogénique de la chaîne pyrénéenne conformément au modèle proposé par Molnar et England (1990).

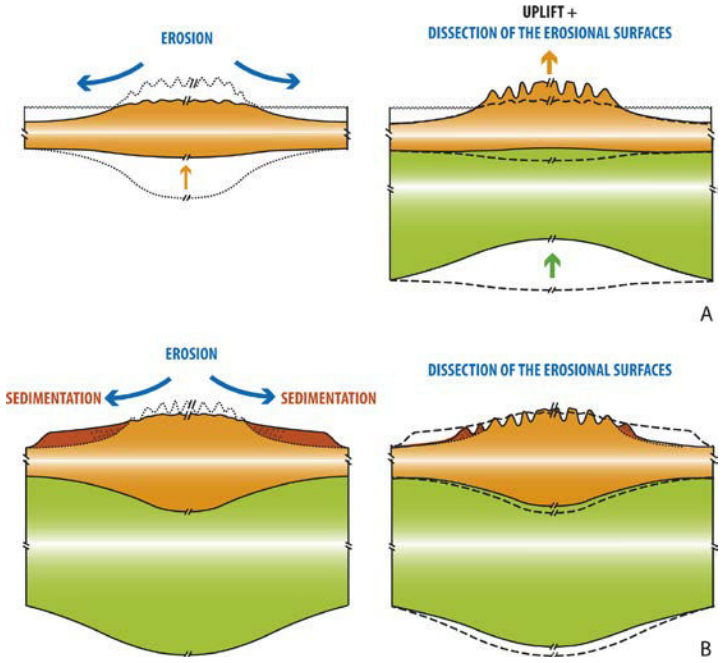

Figure 2.9. Les deux modèles conceptuels expliquant la présence de vestiges de surfaces d'aplanissement à haute altitude [extrait de Bosch et al., 2016]. A. Le premier modèle se base sur un aplanissement à une altitude relativement basse, qui subit ultérieurement une surrection d'origine tectonique et une dissection par les processus fluviaux et glaciaires. Noter l'absence de racine crustale sous la pénéplaine disséquée. B. Le second modèle décrit un aplanissement en altitude en raison d'une diminution de l'érosion générée par l'importante couverture sédimentaire présente sur les piémonts et la persistance d'une racine crustale sous les surfaces d'érosion disséquées.

Quelle que soit le modèle valide, la détermination de l'altitude de la LEG au Pléistocène (~1600 m sur la façade nord et ~2000-2200 m sur la façade sud de l'orogène ; Delmas et al., 2015a) permet d'envisager une Zone Axiale des Pyrénées ayant atteint une altitude compatible avec le développement de glaciers à la fin du Pliocène (3,6-2,6 Ma).

Actuellement, la masse montagneuse semble se trouver dans un état de très faible, voire d'inactivité tectonique post-orogénique. Ceci a été notamment mis en évidence par la mesure de valeurs non significatives de mouvements verticaux (100 ± 300 mm/ka) et horizontaux (0 ± 0,5 mm/ka) à l'aide de capteurs GPS (Asensio et al., 2012 ; Nocquet, 2012 ; Serpelloni et al., 2013 ; Rigo et al., 2015 ; Ph. Vernant, comm. pers., 2016). La faible occurrence de grandes instabilités gravitaires de versant, au moins dans la partie orientale de l'orogène, pourrait également traduire ce phénomène (Jarman et al., 2014). Le taux de dénudation de l'orogène – mesuré par thermochronologie et comparaison de coupes équilibrées (50 à 300 mm/ka à l'échelle du Néogène ; Vergés et al., 1995 ; Sinclair et al., 2005), par NCT dans les étagements de niveaux karstiques (50-100 mm/ka à l'échelle du Plio-Quaternaire ; Calvet et al., 2015a) et dans les alluvions de cours d'eau (50-500 mm/ka à l'échelle de l'Holocène ; Genti, 2015 ; Molliex et al., 2016) - serait dans le même ordre de grandeur. Dans les Pyrénées centrales, la dénudation (180-485 mm/ka) des bassins versants cristallins (dont certains partiellement englacés) de la façade méridionale de la Zone Axiale (Noguera de Cardós, Noguera Vallferrera, Rio Zinqueta, Rio Barrossa) est supérieure à celle des vallées situées de part et d'autre de la ZA (40-100 mm/ka ; massif d'Arbas, Riu de Castellbo) (Genti, 2015). Les taux d'incision quaternaires des vallées (vallée du Cinca : 860 ± 381 mm/ka ; vallées du Flamisell 269 ± 176 mm/ka ; vallées du massif d'Arbas : 157 ± 61 et 170 ± 45 mm/ka) - mesurés par NCT dans les terrasses alluviales du karst – se révèlent environ deux fois supérieurs à ceux des taux de dénudation holocènes proches (Genti, 2015).

3. Un climat entre influences océaniques et méditerranéennes

Le climat – comme dans l'essentiel des chaînes de montagne - a eu un impact sur l'évolution de la morphologie et du relief pyrénéen (cf. Chapitre 1). Il est donc plus que nécessaire de passer à la caractérisation du climat pyrénéen. La description qui en est faite dans ce paragraphe se rapporte au climat actuel et plus précisément à ses variations variations spatiales. Par extension et étant donnée la faible amplitude/durée des variations climatiques durant l'Holocène, les données sont également représentatives du climat « moyen » de cet interglaciaire dans la chaîne. Il est par ailleurs fort probable que les aires de répartition des influences climatiques (atlantiques et méditerranéennes) n'aient pas varié. De fait, les informations climatiques fournies ici concernent plus particulièrement les chapitres 5 et 6. Les variations paléoclimatiques (würmiennes, tardiglaciaires et holocènes) dans l'orogène pyrénéen sont décrites au travers des variations de l'étendue de l'englacement (cf. 3. Chronologie des glaciations pléistocènes).

3.1. Aires de répartition des influences climatiques

L'orogène pyrénéen est caractérisé climatiquement par une double influence océanique et méditerranéenne. Les influences océaniques (climat doux et humide) dominent l'ensemble des Pyrénées – et notamment les massifs les plus internes et les plus élevés (> 2000 m) – mais tend à s'estomper progressivement en allant vers l'est et en altitude. L'altitude variable des massifs – et les courants venant de Méditerranée sur la façade méridionale - tendent à moduler spatialement l'influence de ces courants atlantiques. Ainsi, le climat se refroidit notablement dans les massifs les plus internes de l'orogène (climat subocéanique froid) en raison des altitudes élevées (Fig. 2.10 ; Tabl. 2.1). Ce climat spécifique à la haute-montagne sous influence océanique caractérise la totalité de deux secteurs d'étude (Haute-Ésera et Haut-Vicdessos) et une large partie des deux autres.

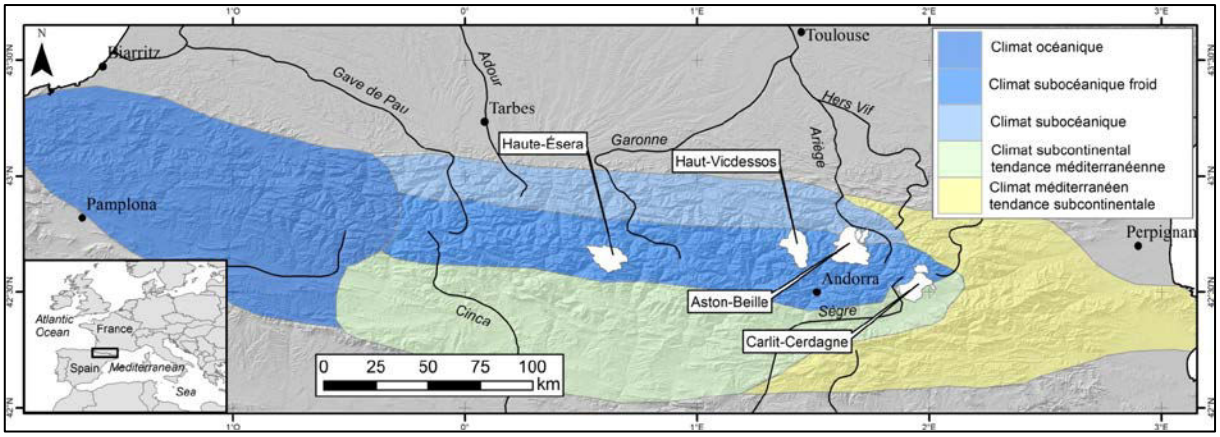

Figure 2.10. Aires de répartition des différents climats montagnards dans les Pyrénées (carte réalisée d'après les descriptions fournies par site web de l'Observatoire Pyrénéen du Changement Climatique).

Tableau 2.1. Valeurs de pluviométrie/températures se rattachant aux différentes aires climatiques montagnardes.

Climats	Pluviométrie moyenne (cm/an)	Amplitude thermique annuelle	Isotherme 0°C (janvier)	Isotherme 10°C (juillet)
Océanique	150-250	12°C	1350 m	1700 m
Subocéanique froid	150-200	13-14°C	2200 m (-5°C)	2800 m (5°C)
Subocéanique	100-150	13-14 °C	1200 m	1850 m
Subcontinental à tendance méditerranéenne	60-160	15°C	1250 m	2150 m
Méditerranéen à tendance subcontinentale	50-130	-	-	-

Source : Livre Atlas Statistique des Pyrénées via www.opcc-ctp.org (site web de l'Observatoire Pyrénéen du Changement Climatique).

Les influences atlantiques s'atténuent légèrement sur les marges nord et sud de la chaîne centrale avec des quantités de précipitations au moins 100 cm/an en-dessous des valeurs mesurées dans le golfe de Gascogne (Fig. 2.10 ; Tabl. 2.1). Les altitudes y étant moins élevées que dans la Zone Axiale, les températures y sont également plus clémentes. En revanche, le climat est légèrement plus sec (jusqu'à 60 cm/an de précipitation) et plus ensoleillée sur la façade sud de l'orogène sous l'influence des courants méditerranéens. L'aval du secteur d'Aston-Beille est situé dans l'aire septentrionale (climat subocéanique) en raison de sa faible altitude (~600 m) tandis les versants du massif du Carlit donnant sur la plaine de Cerdagne du secteur font partie de l'aire décrite comme subcontinental à tendance méditerranéenne.

Dans ces massifs sous l'influence des courants atlantiques, les vents chargés d'humidité, entraînant des précipitations neigeuses sur les zones culminantes de l'orogène, proviennent généralement de l'ouest ou du nord-ouest et favorisent l'accumulation de neige dans les cirques exposés au sud et au sud-est (Taillefer, 1982 ; Calvet, 2004), par suralimentation liée aux vents dominants de NW et W.

L'extrémité orientale de l'orogène est en revanche complètement sous l'influence méditerranéenne (Fig. 2.10 ; Tabl. 2.1), laquelle est caractérisée par des températures plus élevées, un climat sec et un fort ensoleillement. Elle n'abrite cependant aucun des secteurs étudiés dans le cadre de cette thèse.

3.2. Variations climatiques locales

Bien que l'essentiel des secteurs d'étude appartiennent à une même aire climatique, il n'en résulte pas pour autant une homogénéité parfaite des conditions climatiques. Les conditions topoclimatiques locales sont à l'origine de variations de température mais surtout de précipitations et d'ensoleillement. Les données relatives à ces conditions locales (Tabl. 2.2) proviennent de modèles de simulation climatique pour une période de 30 ans (climat correspondant à celui des années 70) mis en ligne par l'ANR SCAMPEI (www.cnrm-game-meteo.fr/scampei/presentation_scampei/index.php).

Tableau 2.2. Caractéristiques climatiques et météorologiques des secteurs étudiés.

Secteurs	Températures annuelles (°C)			Précipitations annuelles cumulées (mm)		Radiations solaires moy. reçues (W/m²)	Épaisseur annuelle moy. du manteau neigeux (cm)
	Moy.	Min.	Max.	Pluie	Neige		
Haute-Esera (Bagnères-de-Luchon : 610 m)	7,9	4,8	10,9	1120	290	148	79 (Luchonnais)
Haut-Vicdessos (Auzat : 740 m)	7,9	5,0	10,8	962	260	161	48 (Vicdessos-Haute-Ariège)
Aston (Aston : 590 m)	9,7	6,4	13	990	120	154	25 (Vicdessos-Haute-Ariège)
Grave (Angoustrine : 1305 m)	3,5	8,2	5,9	590	180	177	28 (Capcir)
El Raür (Dorres : 1460 m)	5,3	3,0	7,6	580	210	179	7 (Cerdagne)

Les termes entre parenthèses dans la première colonne correspondent aux villes et altitudes où sont mesurés les températures, précipitations et radiations solaires reçues. Les termes entre parenthèse de la dernière colonne correspondent à la zone symposium de référence des mesures de couverture neigeuse.

Les valeurs de température, de précipitations et d'ensoleillement (Tabl. 2.2) sont rattachées à un certain nombre de communes dont les altitudes variables induisent cependant un biais dans les mesures de température. En outre, ces dernières étant généralement situées à des altitudes inférieures à celles des massifs les plus proches, il est fort probable que les valeurs (Tabl. 2.2) diffèrent légèrement des valeurs réelles. Les températures présentées sous-estiment très certainement celles effectives dans les massifs. Les valeurs de précipitations et de radiations solaires reçues sont fort probablement plus proches de la réalité des massifs.

L'épaisseur du manteau neigeux (Tabl. 2.2) est en revanche issue de simulations réalisées par zone Symposium – lesquelles correspondent à des zones climatiques homogènes définies par Météo France – et indexées sur l'altitude (tous les 300 m). Les épaisseurs de manteau neigeux présentées dans ce paragraphe correspondent à celles de l'altitude moyenne des secteurs d'étude tandis qu'elles correspondent – pour les besoins du processus analytique - à l'altitude la plus proche des sites d'échantillonnage dans les chapitres 4 et 6. Les données issues de l'ANR SCAMPEI ne sont disponibles que pour la France ; de fait, les valeurs présentées pour le secteur de la Haute-Ésera sont extraites de la zone Symposium la plus proche et celle d'où provient l'essentiel des courants climatiques, à savoir celle du Luchonnais.

La caractérisation des conditions climatiques spécifiques à chaque secteur et s'appuyant sur les données présentées ici (Tabl. 2.2) est réalisée plus loin dans le mémoire (cf. 5. Focus sur les secteurs d'étude).

4. Chronologie des glaciations pléistocènes

Les glaciations pléistocènes constituent un élément particulièrement important à prendre en compte dans l'histoire géologique des Pyrénées. Ce sont elles qui ont façonné la topographie de l'orogène telle qu'on l'observe actuellement. De fait, les durées et extensions de ces phases d'englacements posent une base autour de laquelle peut s'articuler l'appréciation de l'impact de l'érosion glaciaire et ses variations spatiales, sujet central de cette thèse. La question de l'extension et de la chronologie des glaciations pléistocènes est un travail initié à la fin du XIX^{ème} s. (Penck, 1883) et qui s'est poursuivi jusqu'aux années 1980-90 principalement sur la base de la caractérisation et la datation relative des dépôts glaciaires (Alimen, 1964 ; Copons et Bordonau, 1997 ; Bordonau, 1992 ; Taillefer, 1960, 1961, 1967, 1969 ; Viers, 1961, 1963, 1968). Ce n'est qu'à partir des années 1980 et grâce aux progrès technologiques que le travail de datation absolue a pu débuter. La chronologie des glaciations pyrénéennes est ainsi relativement bien reconstruite grâce aux datations de matière organique contenue dans des couches sédimentaires lacustres pro- et juxta-glaciaires par radiocarbone (Andrieu et al., 1988 ; Delmas, 2005, 2008 ; García-Ruiz et al., 2003 ; González-Sampériz et al., 2006 ; Jalut et al., 1982, 1988, 1992 ; Vilaplana et Bordonau, 1989), datations U/Th de planchers stalagmitiques (Balakowicz et al., 1984 ; Sorriaux, 1981, 1982), datations par OSL (*optically stimulated luminescence* ; Lewis et al., 2009 ; Turu i Michels et Peña Moné, 2006) et par nucléides cosmogéniques sur moraines et planchers (Delmas et al., 2008, 2011 ; Palacios et al., 2015a ; Palacios et al., 2015b, 2017 ; Pallàs et al., 2006 ; Pallàs et al., 2010).

4.1. Glaciations pré-würmiennes

L'englacement des Pyrénées aurait débuté à la fin du Pliocène. Cette possibilité est suggérée par le croisement des données de paléo-LEG pléistocène (Delmas et al., 2015b) et l'altitude supposée de l'orogène à cette date, que celle-ci soit le résultat d'une surrection post-orogénique (Gunnell et al., 2009 ; Ortuño et al., 2013) ou pas (Babault et al., 2005). L'englacement de l'orogène s'est poursuivi durant le Pléistocène au gré des alternances entre périodes glaciaires et interglaciaires. Les glaciations antérieures au Würm ne sont que très modestement renseignées à l'échelle de l'orogène. Néanmoins, des traces de fronts glaciaires pré-würmiens en aval (parfois de plusieurs kilomètres) de ceux du MIS 4 ou du Global LGM sont attestées dans de nombreuses vallées (Carol, Ariège, Garonne, Gaves de Pau, d'Aspe et d'Oloron, Aragon, Gallego, Vallira) et petits organismes glaciaires orientaux (Canigou, Madrès) (Fig. 2.11) (Calvet, 1996, 2004 ; Calvet et al., 2011). Les glaciers würmiens ont très certainement remanié l'essentiel des dépôts glaciaires antérieurs (des vestiges subsistent cependant localement : vallées du Carol, du Gállego, du Valira, et de l'Ariège notamment).

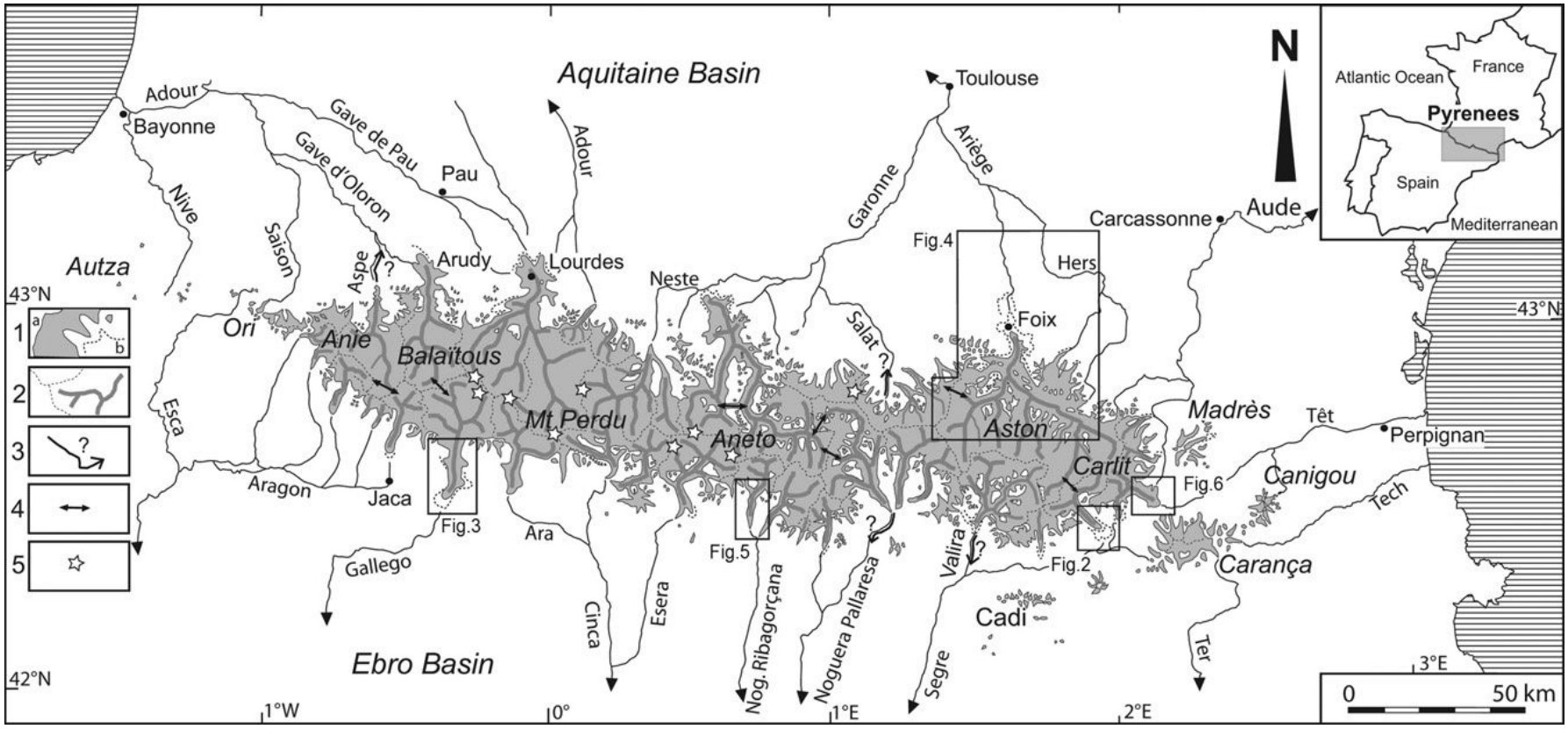

Figure 2.11. Carte de synthèse des glaciations pléistocènes dans les Pyrénées [extrait de Calvet et al., 2011]. 1. Zones englacées, a. durant le Würm, b. durant le Pléistocène moyen. 2. Surfaces et crêtes supraglaciaires/limites de bassin collecteur et principales voies de déplacement des glaciers. 3. Extension possible de certains glaciers de vallée au Pléistocène. 4. Principaux cols de transfluence. 5. Massifs actuellement englacés et comportant de petits glaciers de cirque résiduels.

4.2. L'englacement würmien

La plupart des auteurs s'accordent sur un cycle glaciaire würmien des Pyrénées synchrone de celui des Alpes (Calvet et al., 2011). Les phases d'extension maximum pyrénéenne au sein du cycle glaciaire semblent cependant plus fluctuantes et dans une certaine mesure déconnectées des variations climatiques globales. En effet, les datations des moraines terminales de plusieurs vallées pyrénéennes démontrent un maximum d'extension würmien effectif relativement tôt au cours du Würm (*i.e.* MIS 5d, 5b, et 4 ; Rodès, 2008 ; Lewis et al., 2009 ; Pallàs et al., 2010b ; Delmas et al., 2011, Turu et al., 2016). Néanmoins, l'extension des glaces diffère sensiblement selon la façade de l'orogène considérée. Les glaciers atteignent jusqu'à 70 km de longueur (glacier de l'Ariège, lequel dépasse les limites du piedmont de l'orogène et atteint une altitude de ~350 m), et la LEG würmienne descend jusqu'à 1400-1800 m (Calvet, 2004 ; Delmas et al., 2011). Sur la façade sud, mais également dans l'extrémité orientale de l'orogène, la LEG ne descend pas en dessous de 2000-2300 m, et l'altitude minimale atteinte par les glaciers est de ~800 m (glacier du Gallego) pour une longer maximale ne dépassant pas ~40 km (Calvet, 2004 ; Delmas et al., 2011).

Une seconde phase d'extension maximale (atteignant pratiquement les fronts du MIE) est détectée au cours du MIS 2 - sur un intervalle de temps correspondant au Global LGM (*last glacial maximum*) ou le précédant légèrement (Fig. 2.11) – principalement dans la partie orientale des Pyrénées (vallées de la Têt, Carol, Malniu, Ariège, et Ribagorçana) (Pallàs et al., 2006 ; Delmas et al., 2008 ; Pallàs et al., 2010 ; Delmas et al., 2011). Durant le MIS 2, la partie occidentale de l'orogène – sous influence climatique atlantique – semble avoir plutôt enregistré une faible avancée des glaciers, ceux-ci restant très en amont des fronts atteints au MIS 4 voire 3 (Gallego, Aragon, Ossau, Gave de Pau, Garonne ; García-Ruiz et al., 2003 ; González-Sampériz et al., 2006). Une telle différence de réaction des glaciers entre l'est et l'ouest de la chaîne est probablement à mettre au compte de la zone de basse-pression atmosphérique baléarique centrée sur la Méditerranée (Calvet et al., 2011). Aux latitudes des Pyrénées, cette dernière devait être plus active que les trains de perturbations d'origine atlantique au MIS 2 en raison d'une position du front polaire plus méridionale qu'actuellement et d'eaux plus chaudes en Méditerranée que dans le golfe de Gascogne (Florineth and Schlüchter, 2000 ; Hughes and Woodward, 2008 ; Delmas et al., 2011).

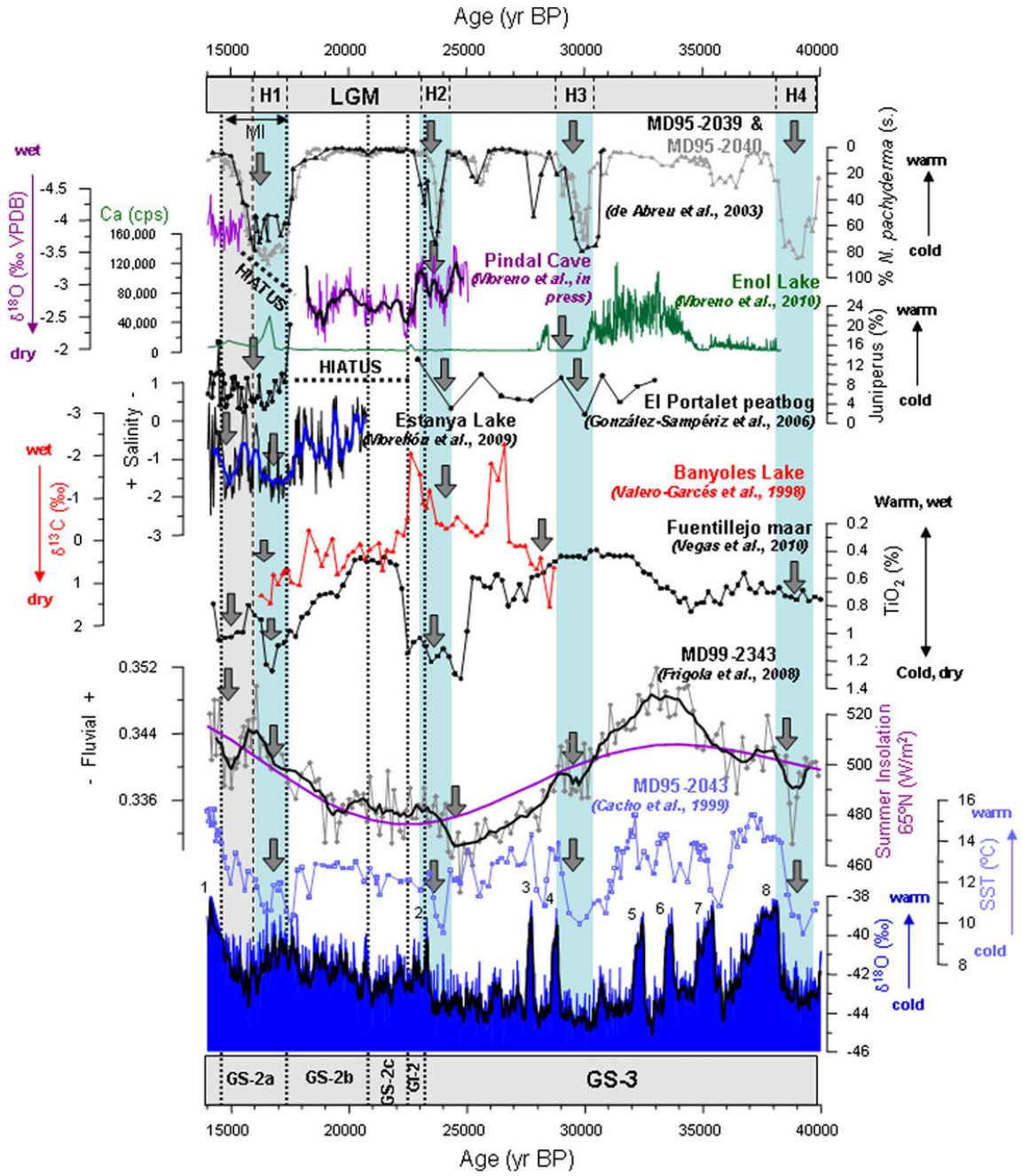

Figure 2.12. Évolution du climat au cours des derniers 40 ka (GS-2 et GS-3) dans le nord de l'Espagne [extrait de Moreno et al., 2012]. De haut en bas : % de *N. pachyderma* (gauche) dans les carottes MD95-2039 et MD95-2040 prélevées au large d'Oporto, Portugal (de Abreu et al., 2003) ; $\delta^{18}O$ (‰ VPDB) dans la grotte d'El Pindal (Moreno et al., 2010) ; teneur en Ca (cps) dans le carottages réalisés dans le lac Enol, Asturies (Moreno et al., 2011) ; % de *Juniperus* dans la séquence de tourbe d'El Portalet (Gonzalez-Samperiz et al., 2006) ; évolution de la salinité dans le lac Estanya (Morellón et al., 2009a) ; $\delta^{13}O$ (‰ VPDB) dans le lac de Banyoles (Pérez-Obiol et Juliá, 1994 ; Valero-Garcés et al., 1998) ; % de TiO_2 dans le maar de Fuentillejo (Vegas et al., 2009) ; activité fluviale reconstruite à partir de la carotte MD95-2343, mer des Baléares (Frigola et al., 2008) ; radiations solaires à 40°N et Sea Surface Temperature de la carotte MD95-2043, Méditerranée occidentale (Cacho et al., 1999) ; $\delta^{18}O$ (‰ VSMOW) lissé avec moyenne mobile = 5 (ligne en gras) de la carotte GRIP, Groenland (Rasmussen et al., 2006). Les bandes grisées indiquent la durée des évènement de Heinrich (HE) obtenue à partir des enregistrement de *N. pachyderma* (gauche) dans les carottes MD95-2039 et MD95-2040 (Abreu et al., 2003).

4.3. La déglaciation ou Late Glacial-Interglacial Transition (LGIT)

La chronologie glaciaire post-LGM n'est bien connue que dans la moitié orientale des Pyrénées et sur son versant sud. Elle est caractérisée par une dynamique de retrait généralisé des glaciers à partir de ~19-20 ka (González-Sampériz et al., 2006 ; Pallàs et al., 2006 ; Delmas et al., 2008 ; Pallàs et al., 2010 ; Delmas et al., 2011, 2015 ; Palacios et al., 2015c) variant spatialement au cours de la déglaciation (jusqu'à 5 km/ka dans les Pyrénées centrales ; (Palacios et al., 2015b). Ainsi, entre fin du LGM et le début Dryas Ancien (17-14,7 ka), les glaciers (Têt et Angoustrine) ont reculé de ~15 km (Delmas et al., 2008) dans les Pyrénées orientales et sur la façade méridionale des Pyrénéens centrales (Noguera Ribagorçana ; Pallàs et al., 2006), de ~25 km sur la façade sud des Pyrénées occidentales (Lewis et al., 2009 ; Palacios et al., 2015b) et de près de 40 km en Ariège (Delmas et al., 2011). Durant le LGIT, si la tendance est bien au réchauffement climatique (González-Sampériz et al., 2016) (Fig. 2.12), les phases d'avancées et de reculs des glaciers se font au gré de l'expression locale (González-Sampériz et al., 2006 ; Moreno et al., 2012) des variations climatiques globales (Rasmussen et al., 2014). La fonte des glaciers de l'Ariège et l'activité proglaciaire (phase paroxystique de la période paraglaciaire ; Church et Ryder, 1972) qui l'accompagnait a généré une dénudation allant jusqu'à 600 mm/ka dans ce bassin versant durant le LGIT (Delmas et al., 2015).

4.3.1. Dryas Ancien (GS-2.1a)

La déglaciation est déjà bien avancée dans les massifs des Pyrénées orientales au Dryas Ancien (Fig. 2.13) ; c'est notamment le cas dans le massif du Carlit où ne subsistent plus qu'une courte langue de glace (2,30 km) dans la vallée de la Grave et de petits glaciers de cirque (Delmas et al., 2008). Quelques kilomètres plus au SW dans les massifs bordant la plaine de Cerdagne, il existe également de petits glaciers déconnectés (Malniu, Duran) dont la dernière avancée se produit à cette époque et un glacier de ~7 km de long atteignant 1500 m dans la vallée favorablement orientée de l'Orri (Pallàs et al., 2010). Le glacier d'Aránser semble également s'être retranché dans la zone de cirque et à une altitude > 2300 m (Palacios et al., 2015d). En revanche, certains massifs des Pyrénées orientales comme le Madrès sont totalement déglacés au cours de la même période (Reille et Andrieu, 1993).

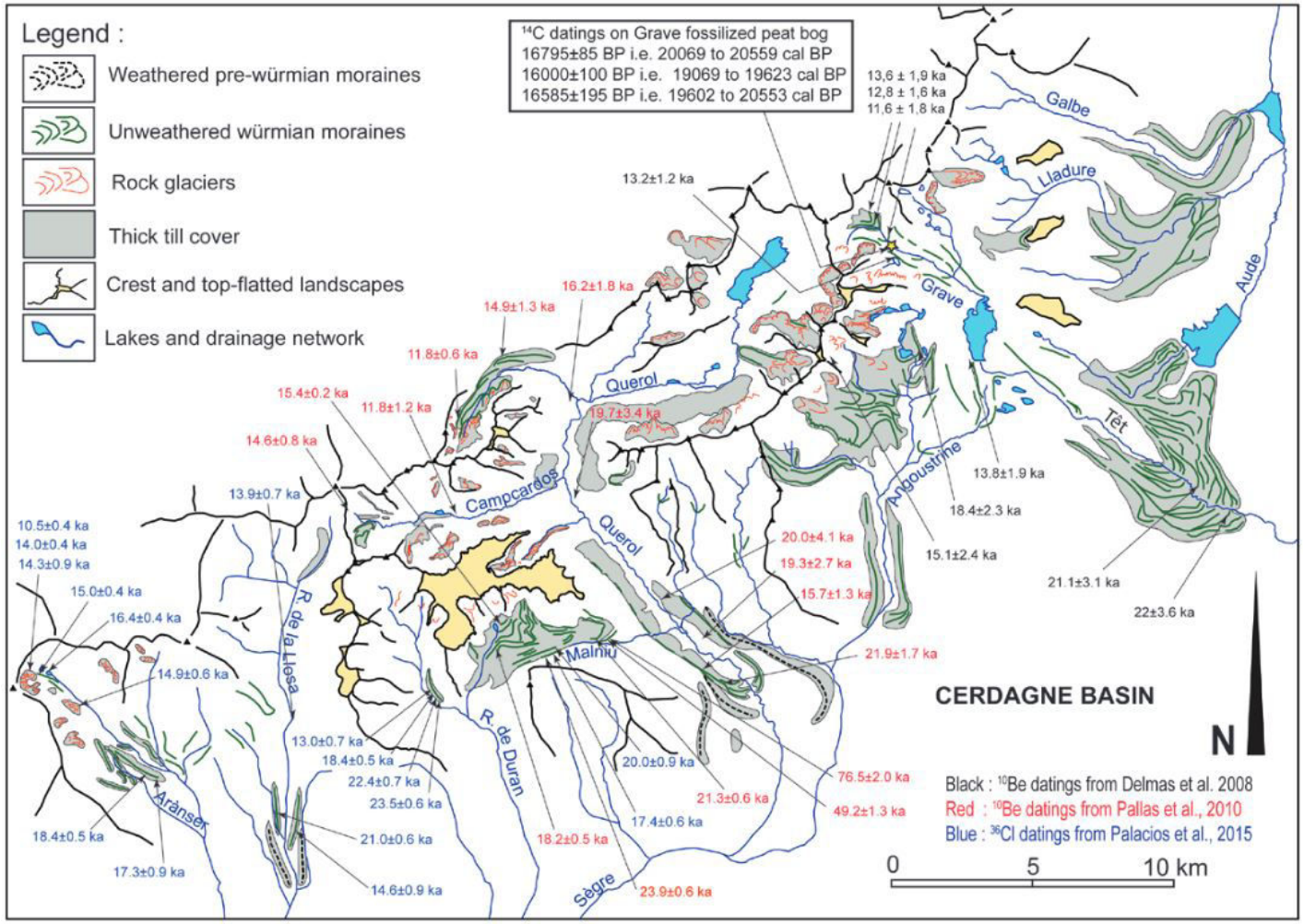

Figure 2.13. Dépôts glaciaires et datations par nucléides cosmogéniques (Delmas et al., 2008 ; Pallas et al., 2010 ; Palacios et al., 2015) dans les Pyrénées orientales [extrait de Delmas, 2015].

Dans les Pyrénées centrales, la situation est assez similaire, notamment dans la vallée de la Noguera Ribagorçana (façade sud des Pyrénées centrales) où persiste un glacier (Mulleres) de ~7 km de long atteignant 1500 m tandis que les anciens tributaires – alors déconnectées – sont retranchés dans les cirques et hautes-vallées (Bessiberi, Salenques) (Pallàs et al., 2006 ; Rodès, 2008). Les incohérences avec les datations ^{10}Be chronologiquement postérieures obtenues en amont fragilisent cependant ce scenario qui a néanmoins le mérite d'être le plus probable. Dans la haute-vallée du Gallego - 90 km à l'ouest de la Noguera Ribagorçana – l'extension des glaciers est plus importante. En effet, les datations par nucléides cosmogéniques ont mis en évidence l'existence de deux langues glaciaires conséquentes (Aguas Limpias et Caldares) mesurant respectivement ~17 et ~9 km de long et atteignant 1200 m (Palacios et al., 2015c).

La situation est tout autre sur la façade nord des Pyrénées et plus particulièrement en Ariège où persiste un glacier de ~20 km en fond de vallée dont le front glaciaire atteint une altitude de ~900 m (surfaces polies du site de Petches : 13,9 ± 2,1 ka, 15,2 ± 3,3 ka et 14,0 ± 0,8 ka ; Delmas et al., 2011). La glace provient alors des massifs les plus élevés et les plus exposés aux courants chargés d'humidité en provenance du NE : la marge orientale de l'Aston, les versants septentrionaux et langue de Fontfrède du Carlit. Dans le bassin versant du Vicdessos – faisant anciennement partie du système glaciaire de l'Ariège – des datations ^{10}Be (16.7 ± 2.3 ka, 14.4 ± 1.1 ka, et 14.1 ± 0.7 ka) sur surface polie dans la vallée du Suc suggèrent l'existence d'un glacier de ~150 m d'épaisseur atteignant une altitude minimale de 950 m. Cela pourrait indiquer par extension la présence de glaciers de taille conséquente (jusqu'à ~14 km de long) dans les zones culminantes du bassin versant (Bassiès, Artigue, Artiès, Mounicou).

4.3.2. Bølling-Allerød (GI-1e à GI-1a) et Dryas Récent (GS-1)

La période de réchauffement climatique du Bølling-Allerød (Fig. 2.11) - attestée dans les Pyrénées par l'augmentation de la végétation arborée et le dépôt de matière organique dans les lacs (González-Sampériz et al., 2016) - entraîne la disparition de nombreux glaciers. Celle-ci est même définitive pour la quasi-totalité des glaciers du massif du Carlit (Delmas, 2009) et des massifs bordant la plaine de Cerdagne (Pallàs et al., 2010 ; Palacios et al., 2015d) (Fig. 2.13). Lors du refroidissement climatique du Dryas Récent (Fig. 2.11), se développent des glaciers rocheux dans les zones de cirque tandis que se reforme un glacier blanc atteignant ~2200 m dans le cirque de Cometa d'Espagne. Celui-ci est situé dans la partie centrale et élevée du Carlit, et constitue un des cirques étudiés dans le chapitre 4.

Le court refroidissement climatique du Dryas Moyen (GI-1d) est enregistré dans les analyses palynologiques (González-Sampériz et al., 2006) et celles de *sea surface temperature* des sédiments marins de Méditerranée occidentale (Cacho et al., 2001) (Fig. 2.11) mais ne l'est pas au niveau des glaciers. La courte durée et amplitude de l'évènement n'a probablement pas donné lieu à des vestiges sédimentaires conséquents et ses moraines ont sûrement été remanié par l'avancée glaciaire du Dryas Récent.

L'abrupt refroidissement climatique global du Dryas Récent (GS-1) est palynologiquement renseigné par une redescente importante de la limite supérieure des forêts et une poussée d'armoise (Jalut, 1977 ; Jalut et al., 1982, 1988, 1992 ; Reille et Andrieu, 1993, 1995 ; Reille et Lowe, 1993). Les glaciers restent les meilleurs marqueurs du refroidissement puisque les ré-avancées glaciaires sont documentées dans les Pyrénées centrales et dans les massifs soumis aux influences atlantiques. Ainsi, la présence de petits glaciers (< 3 km) retranchés dans les zones culminantes semble être indiquée dans des vallées du Bessiberri et de Mulleres (haute-vallée de la Noguera Ribagorçana) (Pallàs et al., 2006 ; Rodès, 2008). Une incertitude demeure autour des âges d'exposition des moraines concernées (Mulleres : 10,3 ± 1,8 ka et 10,4 ± 1,2 ka ; Bessiberri : 10,1±1,0 ka, 10,1±0,9 ka et 9,9±1,0 ka) qui démontrent potentiellement – en particulier Bessiberri – un englacement qui s'est poursuivi à l'Holocène. Dans la haute-vallée du Gallego, les datations sur moraines montrent clairement l'existence de petits glaciers de cirques (~3 km de long) descendant localement à ~2100 m (Respumoso) et ~2200 m (Bachimala). Les autres cirques de la vallée du Gallego n'abritent plus que des glaciers rocheux dont le fonctionnement prend fin avec le réchauffement climatique de l'Holocène (Palacios et al., 2015b).

En Ariège, les analyses palynologiques réalisées dans les sédiments glaciolacustres de la Freychinède – situé dans la vallée de Suc – démontrent une limite supérieure des forêts située à 1300 m au Dryas Récent (Reille et Andrieux, 1993) et donc par extension une LEG établie à 2300-2500 m (Delmas et al., 2011). Par conséquent, il est fort probable que des glaciers se soient développés sur les plus hauts sommets du bassin versant de l'Ariège (massif de Bassiès, Montcalm, extrémité méridionale de l'Aston, versant nord du Carlit).

4.4. L'Holocène et le Petit Age de Glace

Le climat change sensiblement à l'Holocène : les températures augmentent, la végétation change (la limite supérieure des forêts s'élève), le niveau des lacs s'élève suggérant un climat également plus humide, et la quasi-totalité des glaciers disparaissent (Fig. 2.14) (González-Sampériz et al., 2016). Cependant, des fluctuations des températures et des précipitations jalonnent cet interglaciaire avec suffisamment d'amplitude pour qu'elles aient un impact sur les dynamiques des glaciers. C'est notamment le cas au cours de la période dite du Néoglaciaire (depuis 5 ka) durant laquelle l'essentiel des réavancées s'est produit dans l'hémisphère nord (Solomina et al., 2015) ; cette période semble par ailleurs plus restreinte (3,3 ka) en Europe (Matthews, 2013).

La chronologie holocène des glaciers pyrénéens est relativement peu renseignée par des datations absolues. L'absence de matériel glacigénique résultant d'avancées glaciaires holocènes peut être due au remaniement de celui-ci par la dernière et la plus importante avancée de glaciers de l'interglaciaire dans l'hémisphère nord (Solomina et al., 2015), *i.e.* Le Petit Age de Glace (PAG). Néanmoins, des avancées glaciaires descendant à ~2100 m sont mises en évidence par datations ^{14}C dans le cirque de Troumouse (Pyrénées centrales) à 5190 ± 90 BP mais également entre 4955 ± 90 et 4654 ± 60 BP (Gellatly et al., 1992). L'altitude et la position de la moraine en aval de celle du PAG suggère plutôt une avancée datant du Dryas Récent. Néanmoins, dans le cirque de Marboré situé ~7 km au SW, des résultats par datations ^{36}Cl fournissent des âges concordants mais des altitudes différentes (García-Ruiz et al., 2014). Sont identifiés une phase d'expansion des glaciers à mi-Holocène (5,1 ± 0,1 ka) atteignant 2500 m, une phase de recul (3,4 ± 0,2/2,5 ± 0,1 ka) faisant suite à une avancée à 2700 m certainement contemporaine de la péjoration climatique du Sub-Boréal et également une ré-avancée survenant durant la Période Froide de l'Age Sombre (1,4-1,2 ka) (García-Ruiz et al., 2014).

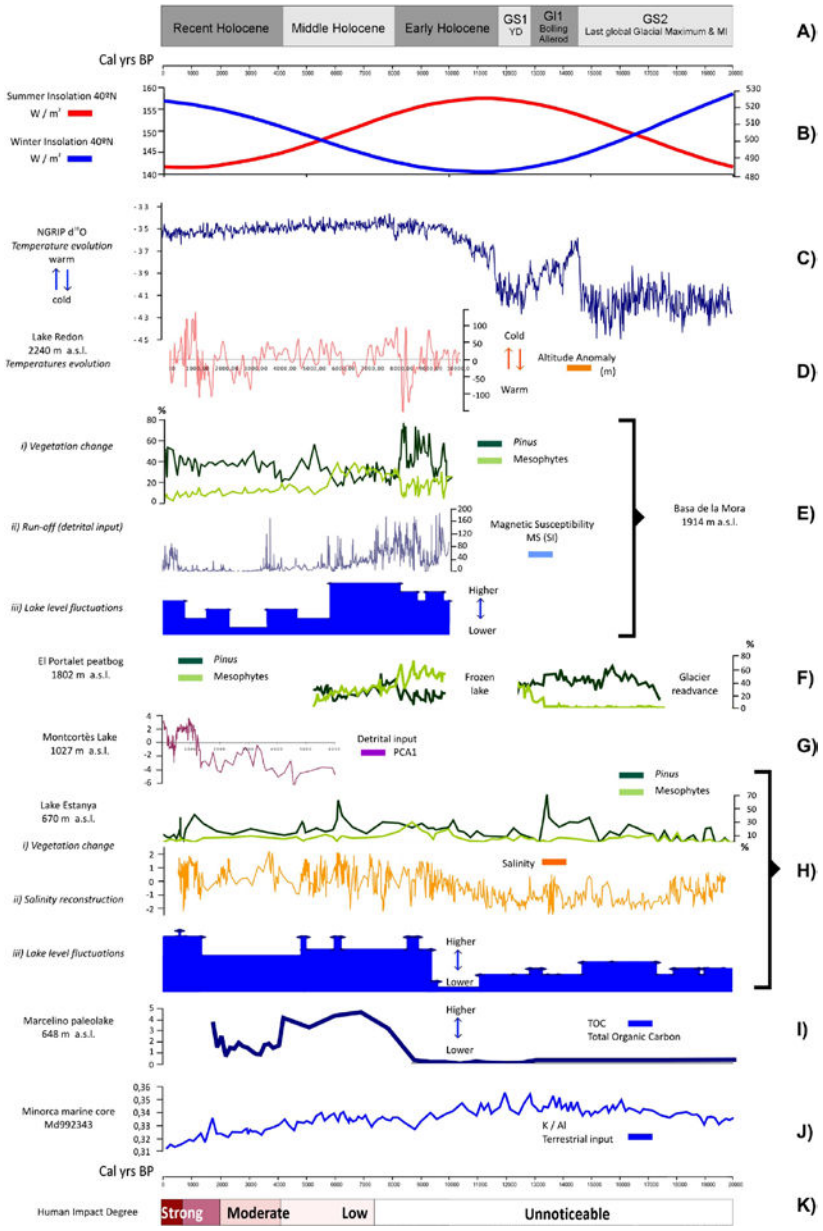

Figure 2.14. Évolution du climat sur la façade sud des Pyrénées depuis 20 ka [extarit de Gonzalez-Semperiz et al., 2016]. Les différents proxies utilisés sont : A) le système de subdivisions climatique de Rasmussen (2014) pour le LGIT et celui de Walker (2012) pour l'Holocène ; B) la quantité de radiations solaires reçue en hiver et en été à 40°N calculée à l'aaide du logiciel PAST (Hammer et al., 2001) ; C) les changements de température reconstruits à partir du $\delta^{18}O$ NGRIP du Groenland (Rasmussen et al., 2014) ; D) l'évolution des chrysophyceae du las Redon montrant les anomalies de température pour l'hiver-printemps (Plà et Catalàn, 2005) ; E) lac de la Mora (Pérez-Sanz et al., 2013) i) changements de végétation à partir de l'évolution de Pinus et Mesophyte, ii) évolution du ruissellement par susceptibilité magnétique, iii) estimation des fluctuations du niveau du lac à partir de l'étude géochimique et physique ; F) changements de végétation relevés dans la tourbière d'El Portalet marqués par Pinus et Mesophyte, le dernier comprenant Betula, Quercus, Corylus, Alnus, Salix, Ulmus, Populus, Acer, Fraxinus, Fagus, Tilia, Juglans and Castanea (González-Sampériz et al., 2006; Gil-Romera et al., 2014) ; G) analyse PCA 1 montrant le ruissellement et la production de matière organique dans le lac Montcortès (Corella et al., 2011) ; H) dans le lac Estanya : i) changements de végétation avec Pinus et Mesophytes (Gonzalez-Semperiz et al., 2016), ii) reconstitution de la salinité et iii) évolution du niveau du lac (Morellón et al., 2009) ; I) Carbone Organique Total (TOC) dans le lac Marcelino (Pellicer et al., in press).

La phase d'avancée des glaciers durant la péjoration climatique du PAG est nettement plus étudiée et les données concernent l'ensemble de l'orogène : 111 glaciers répartis dans différents massifs de manière avérée (Ardiden, Bachimala, Balaitous, Bessiberi, Cambalés, Cotiella, Culfreda-Batua, Infierno-Panticosa, Vignemale, Monte Perdido-Marboré, Mont Valier, La Munia, Néouvielle, Posets, Gougs Blancs-Perdiguero, Maladeta, Tendeñera) (Fig. 2.15) (Gonzalez Trueba et al., 2008). Les moraines du PAG démontrent des fronts glaciaires descendant alors en moyenne à 2600 m avec des différences d'altitude entre les deux versants d'un même massif (2350-2900 m dans la Maladeta, 2200-2900 m dans le Vignemale) parfois plus importantes que celles existant entre massifs (altitude du front glaciaire PAG à 2450 m dans la Munia contre 2700 m dans les Posets).

Cette période se décompose en plusieurs phases (Gonzalez Trueba et al., 2008). Une première phase d'avancée se produit durant le XIV^{ème} s. tandis les glaciers reculent ensuite notablement jusqu'au début du XVII^{ème} s. Les glaciers recommencent à avancer jusqu'à atteindre leur maximum d'extension durant le XVIII^{ème} s. certainement en réponse au Minimum de Maunder (1645-1710). S'ensuit une phase de légère récession qui dure de ~1750 à ~1800 puis à nouveau une phase d'extension maximale jusqu'au début du XX^{ème} s. Depuis lors et la fin du PAG, les glaciers des Pyrénées sont caractérisés par un recul constant ; de fait, seul un faible nombre d'entre eux (19) sont encore actuellement observables à l'état résiduel et très restreints, et à des altitudes > 3000 m.

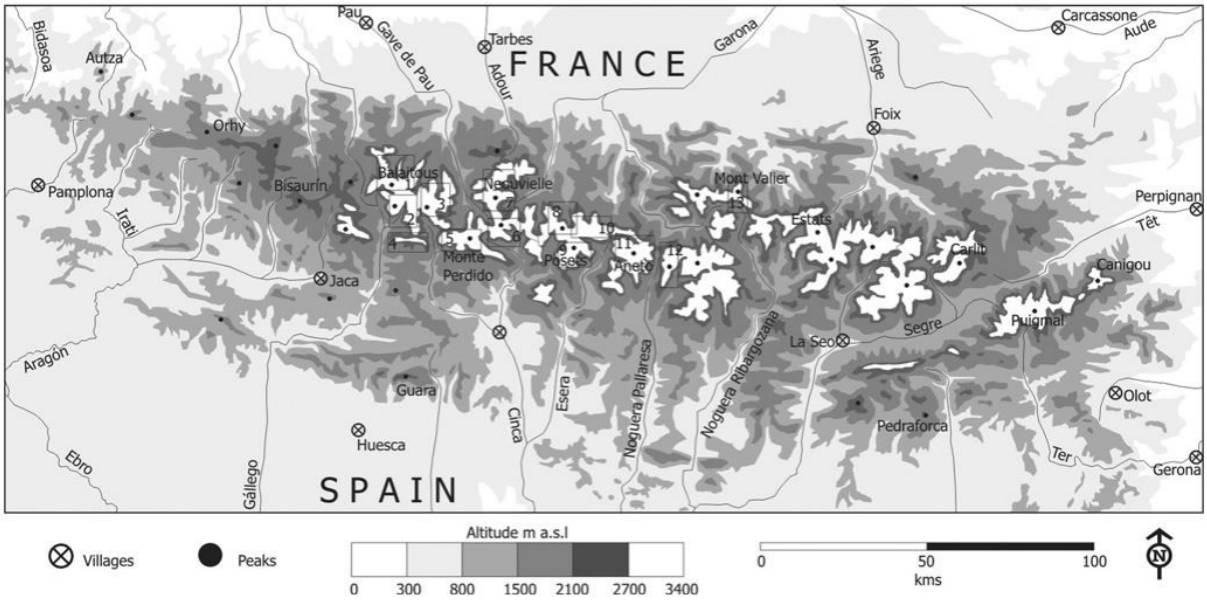

Figure 2.15. Localisation (petits encadrés) des glaciers pyrénéens durant le PAG [extrait de Gonzalez Trueba et al., 2006].

5. L'impact des glaciations pléistocènes sur la topographie

5.1. Un impact contrasté entre Pyrénées centrales et orientales

L'impact des glaciations pléistocènes sur la topographie des Pyrénées paraît d'une manière générale relativement modéré (Jarman et al., 2014). En effet, même si certaines vallées présentent une forme « en U » typique des auges glaciaires (Esera, Carança…), la plupart ne montrent qu'une vague atténuation de la forme « en V » de vallées fluviales et renferment même d'anciens méandres encaissés (Ariège entre Mérens et Ax-les-Thermes). Par ailleurs, la topographie varie spatialement, mettant en évidence un contraste marqué : la partie centrale est caractérisée par un relief abrupt et très découpé, tandis que la moitié orientale présente des formes douces et de nombreuses surfaces paléiques (Fig. 2.16) (Calvet et Gunnell, 2008). A cela s'ajoute une altitude moyenne et maximale plus élevées dans la partie occidentale. Cette dichotomie qui pourrait s'expliquer par les différences de « calendrier » tectonique – la moitié orientale aurait subi une seconde surrection tardive en relation notamment avec la seconde phase d'ouverture du bassin d'arrière-arc méditerranéen (10-12 Ma) (Gunnell et al., 2008) – se matérialise par un impact des glaciations pléistocènes atténué dans cette même moitié orientale. L'aire d'étude actuelle englobe ces deux composantes morphologiques et topographiques de l'orogène.

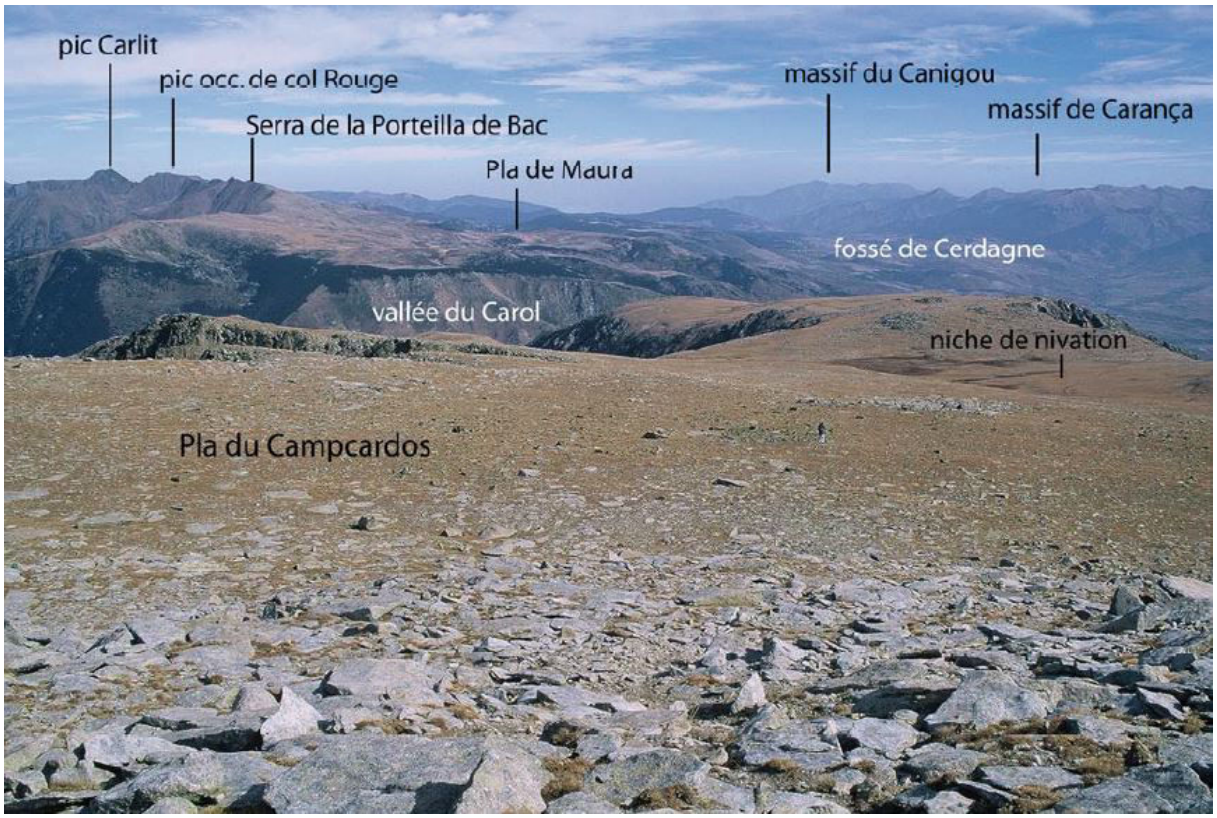

Figure 2.16. Surfaces paléiques (plas) du Carlit et de Campcardos sud vues depuis le Pic Pedros de Campcardos [extrait de Delmas, 2009].

La conjonction de ces différences de régime érosif et tectonique entre les Pyrénées centrales et orientales suggère également une évolution du relief distincte entre ces deux zones au cours du Quaternaire. La formation d'arêtes et l'élimination des surfaces paléiques dans les premières suggère de prime abord une topographie soumise à l'action du « glacial buzzsaw » (Brozović et al., 1997; Brocklehurst and Whipple, 2004 ; Brocklehurst and Whipple, 2006 Egholm et al., 2009). La situation dans les Pyrénées orientales, en revanche, est assez similaire à celle observée dans les Carpathes méridionales (Roumanie), où la topographie comportant des éléments de plateau sommital n'a pas connu d'englacements suffisamment longs et/ou efficaces pour détruire ces derniers (Mîndrescu and Evans, 2014). Par défaut, cela impliquerait une évolution de la topographie basée sur l'exagération du relief préglaciaire (De Martonne, 1901 ; Fabel et al., 2002 ; Herman and Braun, 2008 ; Kleman, 2008 ; Yanites and Ehlers, 2012). Ce second mode d'évolution a été localement mis en évidence dans les Pyrénées orientales (massif d'Aston), mais également dans les Pyrénées centrales (massif de Bordères-Louron) (Fig. 2.17 et 2.18) (Monod et al., 2016).

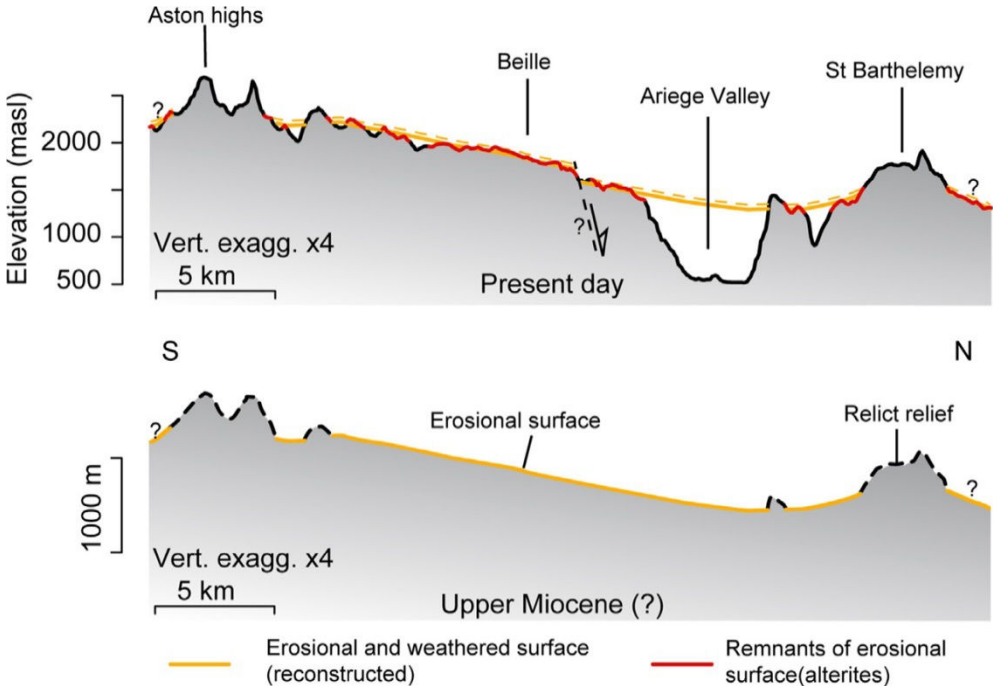

Figure 2.17. Reconstitution de la paléo-surface miocène du massif de l'Aston/plateau de Beille mettant en évidence l'exagération du relief préglaciaire produite au cours du Pléistocène [extrait de Monod et al., 2016]. A la fin du Miocène, une surface d'érosion associée à un manteau d'altérites recouvrait les vallées entre les surfaces perchées persistant actuellement. Depuis le Miocène, cette surface a été dénudée de moins de 50 m (ligne jaune en tirets) et partiellement disséquée par l'incision.

5.2. Les surfaces paléiques

Les surfaces paléiques – éléments de plateau souvent désignés sous le terme vernaculaire de « pla » – constituent des unités géomorphologiques récurrentes dans les Pyrénées (Birot, 1937 ; Calvet, 1996), et plus encore dans la moitié orientale de l'orogène, où leur occurrence dans le paysage de la Zone Axial tend à augmenter d'ouest en est (Fig. 2.18). Ce sont des surfaces planes généralement faiblement inclinées constituées d'une couche d'altérites recouvrant un substrat rocheux sain généralement cristallin (granite, gneiss) observées entre 2500 et 2900 m dans les Pyrénées (Calvet and Gunnell, 2008 ; Gunnell et al., 2009). Ces plateaux coiffés d'altérites in situ (pas toujours conservées cependant : il n'en reste parfois que des lambeaux ou des racines) peuvent représenter i) des surfaces sur lesquelles la glace a transité durant les périodes glaciaires ou ii) des surfaces supraglaciaires très peu, voire pas, impactées par la glace (Calvet et Gunnell, 2008 ; Delmas, 2009). Si toutes ces surfaces subissent des processus de météorisation (cf. 2.2.4. L'érosion des formations cristallines) lors des périodes interglaciaires, les premières sont soumises à l'action (efficace ou non) des glaciers (Goodfellow, 2007 ; Hall et al., 2013) tandis que les secondes évolueraient en contexte périglaciaire lors des périodes glaciaires.

Si la présence de pergélisols sur ces surfaces est attestée par des modelés caractéristiques (cercles de pierre, sols striées de maille plurimétrique ; Soutadé, 1980), il n'en reste pas moins difficile de déterminer si ceux-ci ont fonctionné tout au long du Würm ou bien seulement au Tardiglaciaire. Le second scenario impliquerait un fonctionnement périglaciaire uniquement durant les périodes de transition. Néanmoins, l'action des processus en contexte englacé reste très faible – d'où la persistance de ces surfaces – et suppose donc l'établissement de glaciers à base froide sur les plateaux et de couche de glace trop fine et trop peu mobile pour générer une érosion franche (Briner et al., 2003 ; Marquette et al., 2004 ; Staiger et al., 2005 ; Goodfellow, 2007). La faible mobilité de la glace sur ces surfaces peut également être due à la faible déclivité des pentes. Les glaciers froids peuvent cependant arracher des blocs préalablement fragilisés par la météorisation en contexte déglacé (Phillips et al., 2006). Pour autant, une certaine partie des couches d'altérites de plateaux peut être érodée par les glaciers sus-jacents ; en outre, les surfaces d'altérites les mieux préservées sont généralement recouverts d'une épaisseur de till (Kleman et Stroeven, 1997 ; Bouchard et Jolicoeur, 2000 ; Goodfellow, 2007). Dans le cas du plateau du Carlit (Delmas et al., 2009), ce sont des lambeaux isolés que l'on trouve sous les tills (Estagnet) ; les panneaux d'altérites continus sont sur des surfaces non englacées (Carlit du SW, Madrès, Campmagre, Beille nord...).

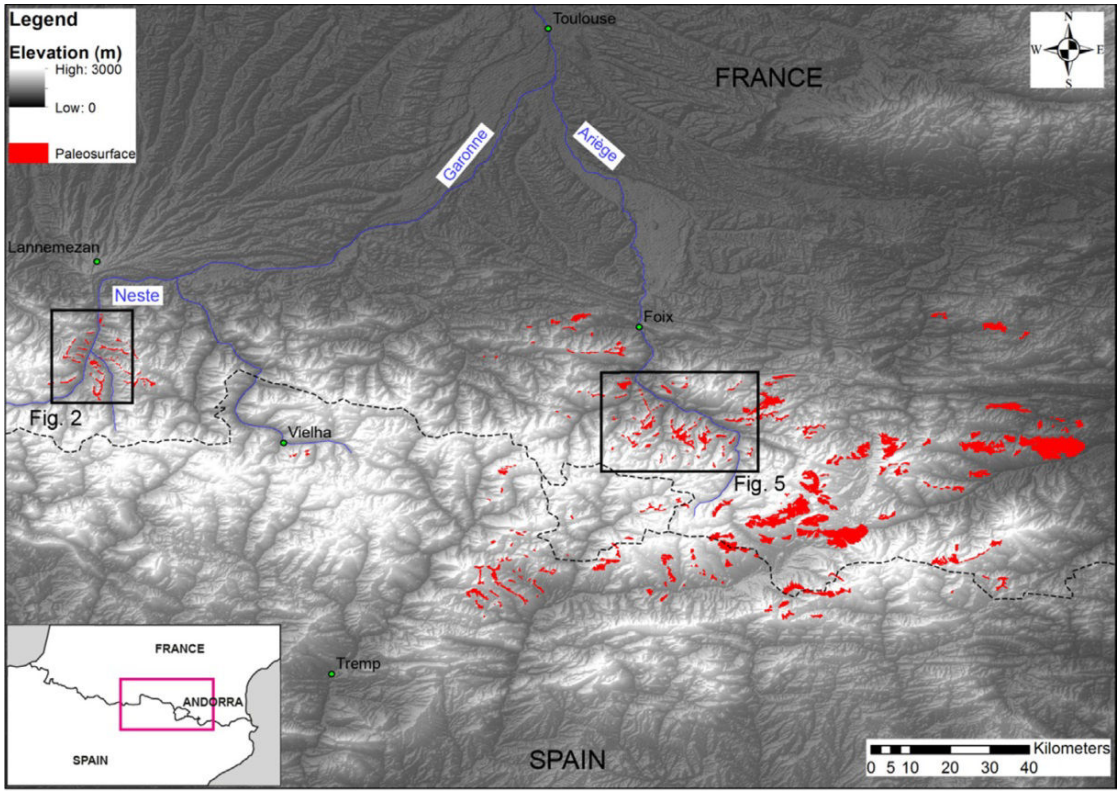

Figure 2.18. Localisation des surfaces paléiques (rouge) au sein de l'orogène pyrénéen [extrait de Monod et al., 2016]. Les surfaces paléiques correspondent au surfaces à pente < 10° et au travail de cartographie réalisé par Calvet (1996) et Delmas et al. (2009). Les rectangles marquent les sites étudiés dans l'article de Monod et al. (2016) : granite de Bordères-Louron (noté fig. 2) et massif d'Aston (noté fig. 5). Les tirets marquent les limites entre états.

La présence de ces surfaces supraglaciaires – en particulier au-dessus des cirques – est la marque d'une dénudation glaciaire régressive qui n'a pas eu la capacité de détruire ces sommets paléiques par recoupement des versants (Delmas et al., 2009 ; Mîndrescu et Evans, 2014). L'essentiel de la dénudation de ces surfaces est donc issu de la météorisation chimique et des processus périglaciaires. En contexte non glaciaire, les processus de météorisation entraînent une lente fissuration du substrat rocheux sain puis une désagrégation sous forme d'arènes (Goodfellow, 2007 ; Monod et al., 2016). Si ces surfaces subissent effectivement une perte de masse due à la dissolution de minéraux, celle-ci ne s'accompagne généralement pas d'un abaissement conséquent de la surface (Goodfellow, 2007). Les processus périglaciaires (gélifraction, cryoexpulsion, cryoreptation, gélifluxion…) – par leur pouvoir de dislocation de la roche et l'alternance de phases de gel et de dégel – semblent en revanche les plus aptes à évacuer le matériel rocheux altéré dès lors que les surfaces présentent une certaine déclivité (Font et al., 2006).

Cette dénudation se produit à l'échelle de plusieurs cycles de gel-dégel attribuables aux variations de températures et de précipitations journalières, saisonnières et climatiques (glaciaires/interglaciaires). Eu égard aux considérations évoquées plus haut, l'évolution des surfaces horizontales semble clairement peu soumise à une dénudation effective (*i.e.* un abaissement de la surface) et plus propice à la formation d'épaisseurs croissantes d'altérites.

Ces surfaces présentent également des structures rocheuses proéminentes telles que les tors. Ces formes représentent des affleurements du substrat peu altéré mis en relief par la dénudation différentielle qui s'opère entre ces structures et le reste du plateau (Godard, 1966) où la météorisation aboutit à la formation de manteau d'altérites plus ou moins épais. Ils sont généralement composés de blocs et de dalles délimités par les diaclases du substrat, lesquelles présentent un degré d'altération plus ou moins poussé selon l'ancienneté du tor et l'action abrasive des glaciers (Hall and Phillips, 2006). Les tors sont en effet issus de l'action des processus de météorisation continus et du démantèlement des blocs qu'il soit progressif ou épisodique (Fig. 2.19) (Goodfellow, 2007). L'altération croissante des diaclases conduit à la désolidarisation progressive des dalles qui finissent par chuter ou bien par être emportées par le mouvement des glaciers lors de phases d'englacement de plateau (Phillips et al., 2006). L'alternance entre période de météorisation en contexte déglacé ou périglaciaire et phases de dénudation glaciaire en contexte englacé aboutit à l'abaissement progressif du tor dont il finit par ne rester qu'une racine plus ou moins abrasée (Fig. 2.19) (André, 2004 ; Phillips et al., 2006 ; Hall et Phillips, 2006).

Les tors et leur degré de démantèlement sont par conséquent de précieux marqueurs des limites des englacements passés. Les tors sont généralement très répandus et peu démantelés en-dehors de l'extension maximale de glaces tandis qu'ils sont fortement disloqués voire rasés à l'intérieur de cette limite (Hall et Sugden, 2007). S'ils sont totalement absents sous les glaciers à base tempéré érodant efficacement, ils sont en revanche présents sous forme démantelé et associés à des manteaux d'altérites dans les zones de glaciation alpine (Small et al., 1997), sous les glaciers à base froide (Sugden, 1968) et dans les zones d'érosion sous-glaciaire limitée (Hall et Sugden, 2007). Dans certains cas, ils sont parfois parfaitement conservés, avec des erratiques piégés dans les vasques des blocs supérieurs (André, 2001). Dans l'aire d'étude, les tors sont effectivement présents sur plusieurs plateaux avec des structures bien préservées et peu démantelées (plateaux externes du sud-Carlit), sous forme de racines de tors démantelées (plateau de Beille), parfois polies et s'apparentant à des dos-de-baleine (plateaux internes du sud-Carlit) (cf. chapitre 4).

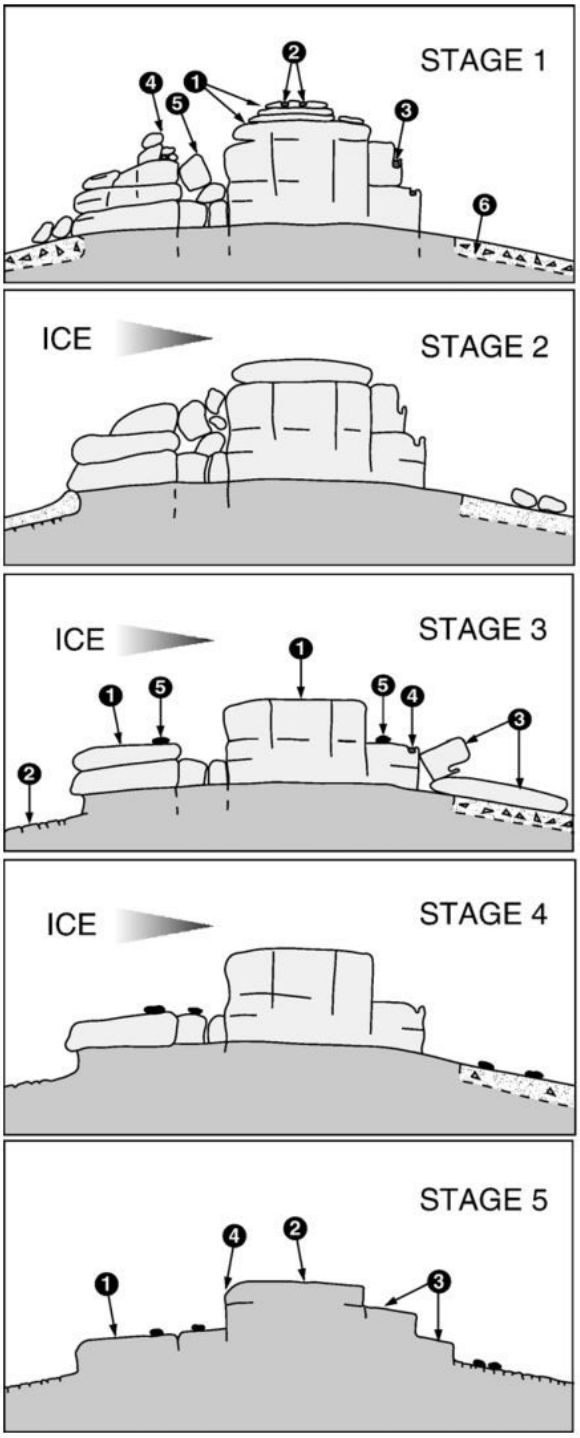

Figure 2.19. Séquences de démantèlement d'un tor lors de phases d'englacement (Phillips et al., 2006).

Au stade 1, le tor n'est pas encore modifié par la dénudation glaciaire et comporte : 1. L'élargissement et l'altération des diaclases (*exfoliation joints*) et l'émoussage des blocs ; 2. Racine d'altération sur surfaces horizontales (vasque…) ; 3. Racine d'altération sur surface verticale (cannelure issue du ruissellement…) ; 4. Blocs perchés ; 5. Blocs éboulés ; 6. Arènes présente au pied du tor.

Au stade 2, le tor est recouvert par de la glace à base thermique froide. Bien que la glace soit collée au substrat, le glacier se déplace par déformation interne dans le sens de la flèche et entraine les blocs détachés dans son mouvement.

Au stade 3, le mouvement de la glace continue de modifier le tor et les éléments sont les suivant : 1. Surfaces non météorisées ne présentant aucune racine d'altération ; 2. Ablation des arènes ; 3. Blocs transportés par la glace ; 4. Préservation locale des surfaces météorisées avec vasques et cannelures ; 5. Présence de blocs erratiques avec ou sans racine d'altération.

Au stade 4, le tor est réduit à l'état de socle résistant tant bien que mal à l'érosion glaciaire sous un régime thermique basal froid.

Au stade 5, le passage de glace à base thermique tempérée érode le tor qui ne représente plus qu'un affleurement du substrat légèrement convexe. 1. Blocs erratiques sur des surfaces ne présentant aucun joint d'exfoliation élargi ou altéré. Absence d'arène sur la face du tor ayant fait face au mouvement du glacier ; 2. Surfaces abrasées ne présentant pas de traces d'altération ; 3. Traces de quarrying sur la face aval du tor ; 4. Traces d'abrasion sur la face amont du tor.

L'abaissement des surfaces paléiques dépend de la nature du substrat qui le compose : surfaces rocheuses à nu comme les tors ou substrat très altéré recouverts d'arènes. La dénudation des tors varie entre 1,1 et 19 mm/ka (Goodfellow, 2007) selon le contexte climatique et d'englacement passé. Les processus de météorisation et de ruissellement sur le long terme génèrent une dénudation potentiellement supérieure à celle produite par la dégradation postglaciaire de surfaces rocheuses polies (0,2-5 mm/ka tous types de roche confondus et ≤ 1 mm/ka pour les roches cristallines ; André, 2002).

Les tors ne représentent qu'une part minime de la surface des plateaux pyrénéens alors que l'essentiel de l'abaissement de ces surfaces est dû aux processus de météorisation produisant les altérites. La production d'altérites - supposée survenir principalement en contexte périglaciaire et non glaciaire – est relativement faible par rapport aux valeurs de dénudation glaciaire et fluviale, et varie au sein d'une étroite fourchette de 10 à 40 mm/ka (Dethier et Lazarus, 2003 ; Phillips et al., 2006 ; Goodfellow, 2007 ; Gunnell et al., 2013). Il s'agit là d'une dénudation deux à trois fois plus rapide que celle des surfaces rocheuses à nu à travers le monde, toutes conditions climatiques confondues (moy. : ~12 mm/ka, méd. : ~5 mm/ka ; Portenga et Bierman, 2011). Cette différence est à mettre sur le compte de la fragilisation (désagrégation, fissuration…) du substrat des surfaces paléiques, laquelle permet une fragmentation et une altération chimique plus rapide de la roche, puis un transport plus facile de ses débris. L'altération chimique, bien que limitée dans les environnements périglaciaires, semble malgré tout jouer un rôle majeur dans la dénudation des plateaux, notamment au travers de l'infiltration d'eau dans les sédiments meubles lors des fontes saisonnières ou lors d'alternances entre période glaciaires et interglaciaires (Dixon et Thorne, 2005).

5.3. Les cirques des Pyrénées

Les cirques des Pyrénées marquent l'impact des glaciations, phases de déglaciation et périodes non englacées sur l'orogène. Ce sont des formes qui modèlent l'amont des massifs pyrénéens dépassant 1500 m et que l'on retrouve plus généralement au-dessus de 2000 m. Des cirques sont également observés – en nombre restreint (< 30) - à basse altitude (entre 1000 et 1500 m) (Fig. 2.19) (Delmas et al., 2014). Les cirques des Pyrénées se sont par ailleurs développés dans tous les types de lithologies présents (granite, gneiss, schistes, calcaires, migmatites, lithologies multiples). Les cirques granitiques – ceux prioritairement étudiés dans cette thèse - apparaissent comme étant généralement plus larges et plus longs que ceux des autres lithologies (García–Ruiz et al., 2000 ; Delmas et al., 2014). Un tel phénomène pourrait être lié à la désintégration granulaire des granites en contexte préglaciaire ; les formes d'érosion caractéristiques que cela génère seraient propices à l'accumulation de glace et au développement de glaciers qui étendent ces bassins initialement larges (Delmas et al., 2014).

Ce processus de formation à partir de bassins formés dans les lithologies granitique en contexte préglaciaire – courant dans les zones non englacées des Pyrénées (Lagasquie, 1984) - apparaît par ailleurs comme pouvant être à l'origine des cirques en van, fréquents dans la chaîne (Delmas et al., 2015b). Le Les cirques granitiques semblent également – au moins dans les Pyrénées centrales - présenter des formes plus arquées et surcreusées que ceux des autres lithologies (García–Ruiz et al., 2000). La lithologie paraît ainsi être un paramètre essentiel dans le développement des cirques pyrénéens comme suggéré par Vilborg (1984).

Le développement des cirques – dans les Pyrénées orientales (depuis le massif de Bassiès jusqu'au Carlit) - semble être également conditionné par leur orientation et leur approvisionnement en neige (Delmas et al., 2014). Ainsi, les cirques les plus larges se développent préférentiellement selon une exposition NE à NW, principalement en raison du peu de radiation solaire reçue (permettant la conservation de la neige) et de leur propension à recueillir la neige soufflée par les vents chargés d'humidité en provenance de l'ouest (Delmas et al., 2014). Certaines régions où l'influence des glaciations pléistocènes reste modérée et où les surfaces préglaciaires perchées persistent – les massifs méridionaux ainsi que les massifs les plus externes de la façade nord - semblent paradoxalement démontrer que les plus grands cirques (dont la forme indique clairement un façonnage par les glaciers et non des alvéoles d'altération différentielle retouché par la glace) se développent là où l'englacement a été le plus limité dans le temps (Delmas et al., 2014). La proximité d'une surface paléique paraît à ce titre être un élément favorisant un tel développement, notamment en raison de leur importante capacité de stockage de la neige qui pourra ensuite alimenter le glacier en contrebas.

Nombre de cirques ne comportent cependant pas de surfaces paléiques supraglaciaires ; les massifs les plus internes n'en comportent que très peu et leur occurrence au sein de cette zone tend à diminuer en allant vers l'ouest (Fig. 2.20). Certains cirques, bien que coalescents, disposent malgré tout de murailles aux sommets aplanis (Fig. 2.20 : catégorie B) montrant une élimination toujours incomplète des surfaces préglaciaires. Ils représentent néanmoins une étape supplémentaire vers les cirques disposant d'arêtes et pics glaciaires. Ces derniers suggèrent l'atteinte d'un état d'équilibre (Haynes, 1998) et sont donc en mesure de limiter l'altitude des sommets (Delmas et al., 2009 ; Mîndrescu and Evans, 2014) (cf. chapitre 1). Au sein des massifs internes, leur proportion augmente en allant vers l'ouest jusqu'à représenter la totalité des cirques dans massifs des Pyrénées centrales tels que la Maladeta.

Dans les Pyrénées orientales, les massifs de Bassiès et du Montcalm comportent clairement plus de cirques coalescents que le Carlit ou l'Aston. Les massifs des Pyrénées centrales seraient donc plus susceptibles que les massifs plus orientaux de s'être développés selon la théorie du « glacial buzzsaw » (Foster et al., 2008 ; Egholm et al., 2009 ; Anders et al., 2010). Jusqu'ici, aucune donnée concernant la dénudation des cirques n'existait pour ce secteur, mais les données acquise dans le cadre de ce mémoire (Chapitre 4) permettront des comparaisons avec les valeurs mesurées dans les Pyrénées orientales (Delmas et al., 2009).

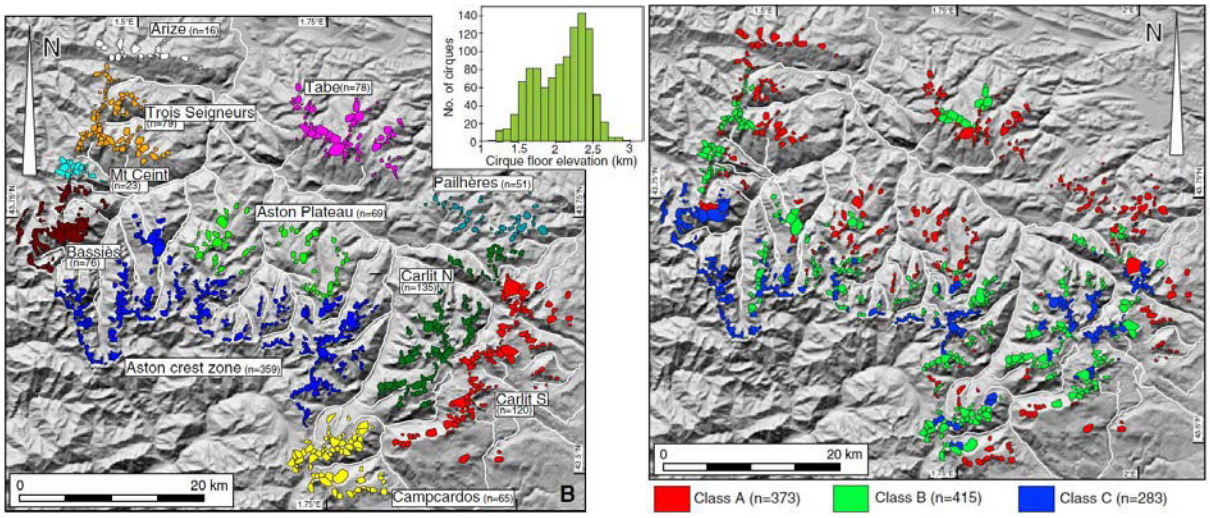

Figure 2.20. Répartition des cirques dans l'est des Pyrénées par massifs (à g.) et en fonction de la morphologie des murailles (à dr.) [extrait de Delmas et al., 2014]. Dans la figure de gauche est intégré un diagramme de la fréquence des cirques en fonction de l'altitude de leur plancher. Dans la figure de droite, la catégorie A se réfère aux cirques se développant en contrebas d'un plateau vestige d'une surface préglaciaire. La catégorie B désigne les cirques disposant de sommet de murailles aplanis et de secteurs en crêtes de dissection. La catégorie C représente les cirques dominés uniquement par des pics glaciaires et des arêtes.

5.4. Une réponse paraglaciaire faible

Les Pyrénées orientales sont également caractérisées par une faible quantité de grands mouvements gravitaires de versant (Fig. 2.21) (Jarman et al., 2014). En contexte paraglaciaire (Ballantyne, 2002b), ces objets géomorphologiques seraient issus – entre autres – de la déstabilisation des versants et sommets par l'érosion glaciaire lors de l'englacement immédiatement antérieur. Or, ils ne représentent pas plus de 2% des surfaces englacées au Pléistocène alors que les Alpes affichent une valeur de 5,6% (Jarman et al., 2014). Ainsi, si l'occurrence de ces objets géomorphologiques dépend principalement de l'activité tectonique de la région, l'érosion glaciaire semble également jouer un rôle indéniable – quoique secondaire – dans leur développement en contexte paraglaciaire.

L'érosion glaciaire pléistocène dans les Pyrénées centrales et orientales paraît ne pas avoir suffisamment accentué la déclivité des versants et sommets pour que ces derniers dépassent la limite de stabilité (Augustinus, 1995). Pour autant, les mouvements gravitaires de masse de grande ampleur semblent souvent associés à la présence de surfaces paléiques supraglaciaires, démontrant que ces dernières sont plus vulnérables à la destruction par déformation gravitaire profonde que les arêtes de recoupement de cirque (Jarman et al., 2014). Il est ainsi possible que le développement initial de cirques « en van » dans les Pyrénées – dont la forme large et les mesures réalisées (Delmas et al., 2009) suggèrent des processus de recul des murailles – soit favorisé par la faible résistance des surfaces paléiques sommitales à l'érosion régressive.

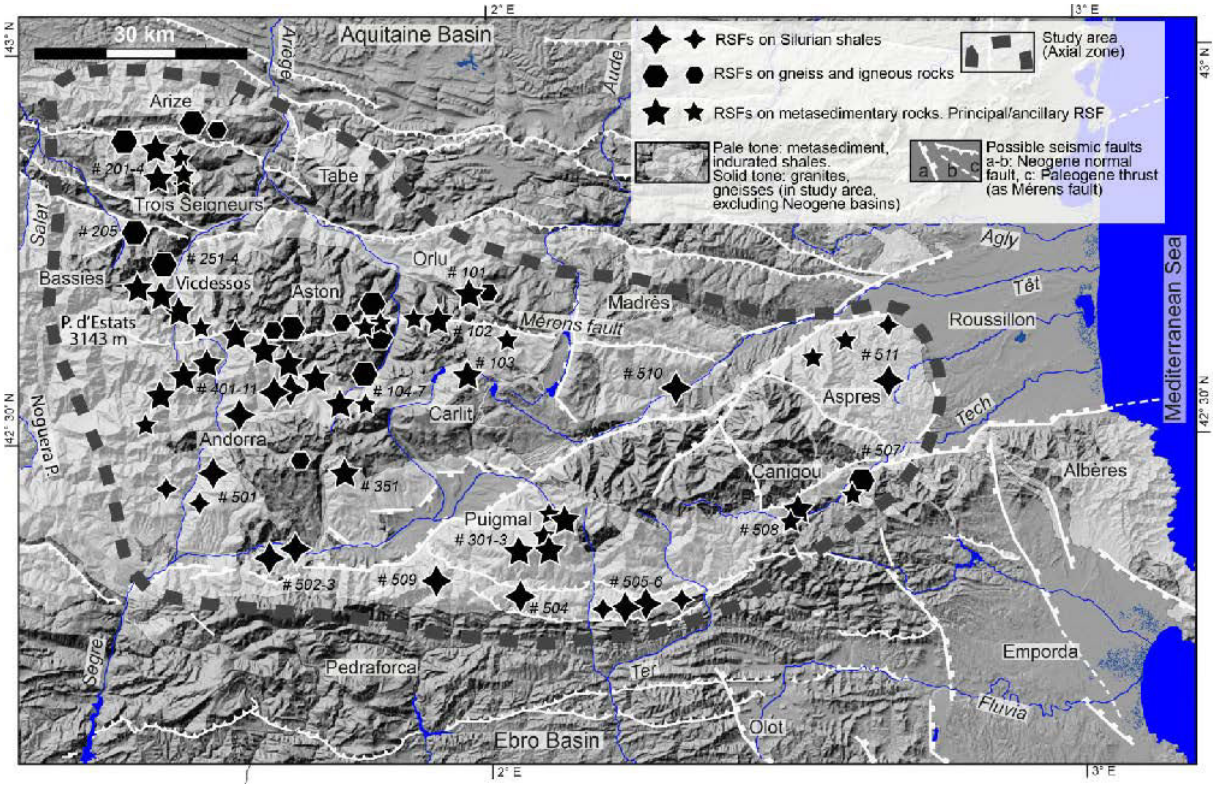

Figure 2.21. Population de mouvements gravitaires de masse de grande ampleur (RSF : *rock slope failure*) dans les Pyrénées orientales [extrait de Jarman et al., 2014]. Les symboles de taille réduite signalent des sites plus modestes ou dont l'identification reste incertaine. Une importante concentration de mouvements gravitaires profonds est observable le long de la faille de Mérens.

6. Focus sur les secteurs d'étude

Le dernier paragraphe de ce chapitre permet de faire la transition entre la description générale des Pyrénées et de l'aire d'étude, et la caractérisation de chacun des secteurs d'étude. Cette caractérisation porte sur la géologie locale ainsi que sur les éléments morphologiques notables et les spécificités climatiques, dans le but de mieux percevoir le cadre d'étude dans lequel s'insère chaque site de prélèvement et les enjeux qu'il véhicule.

6.1. La Haute-Ésera : un secteur de haute altitude encore englacé

Le secteur de la Haute-Ésera est situé sur le versant sud des Pyrénées centrales (Pyrénées aragonaises) et représente l'extrémité occidentale du transect de sites sélectionnés pour étude dans cette thèse. L'altitude dans ce secteur s'étendant sur ~100 km² est comprise entre 1300 et 3400 m (altitude moyenne : 2370 m). Les sommets dépassant la LEG actuelle (~3000 m), ce secteur a la particularité d'être le seul encore partiellement englacé actuellement.

6.1.1. Géologie

Le secteur est constitué de deux massifs cristallins mis en place au Carbonifère : le massif exclusivement granitique et granodioritique de la Maladeta - et plus précisément l'unité occidentale (Aneto) du batholite (Charlet, 1979 ; Leblanc et al., 1994) – ainsi que le massif de Lys-Caillaouas, qui comporte également des formations magmatiques basiques (gabbros, diorites) (Fig. 2.22). L'essentiel du reste du secteur d'étude à proprement parler (zone délimitée par le bassin versant de l'Ésera) est composé de séries détritiques et carbonatées, mais également de schistes ampélitiques (massif de Sierra Negra) – formation soumise à une intense ablation s'organisant en ravines – dans la pointe sud. Deux failles majeures structurent le nord du secteur, séparant le massif de Lys-Caillaouas en deux et l'isolant des formations sédimentaires et méta-sédimentaires dévoniennes. Le secteur - notamment au travers de l'activité de la Faille Nord-Maladeta bordant le secteur au nord – est soumis à une activité néotectonique de forte amplitude (magnitude du moment : $M_W = 6,5 \pm 0,66$) bien que nettement moins fréquente que dans les Pyrénées occidentales (Ortuño et al., 2008 ; Lacan and Ortuño, 2012). La Haute-Ésera constitue ainsi le site tectoniquement le plus actif de l'aire d'étude.

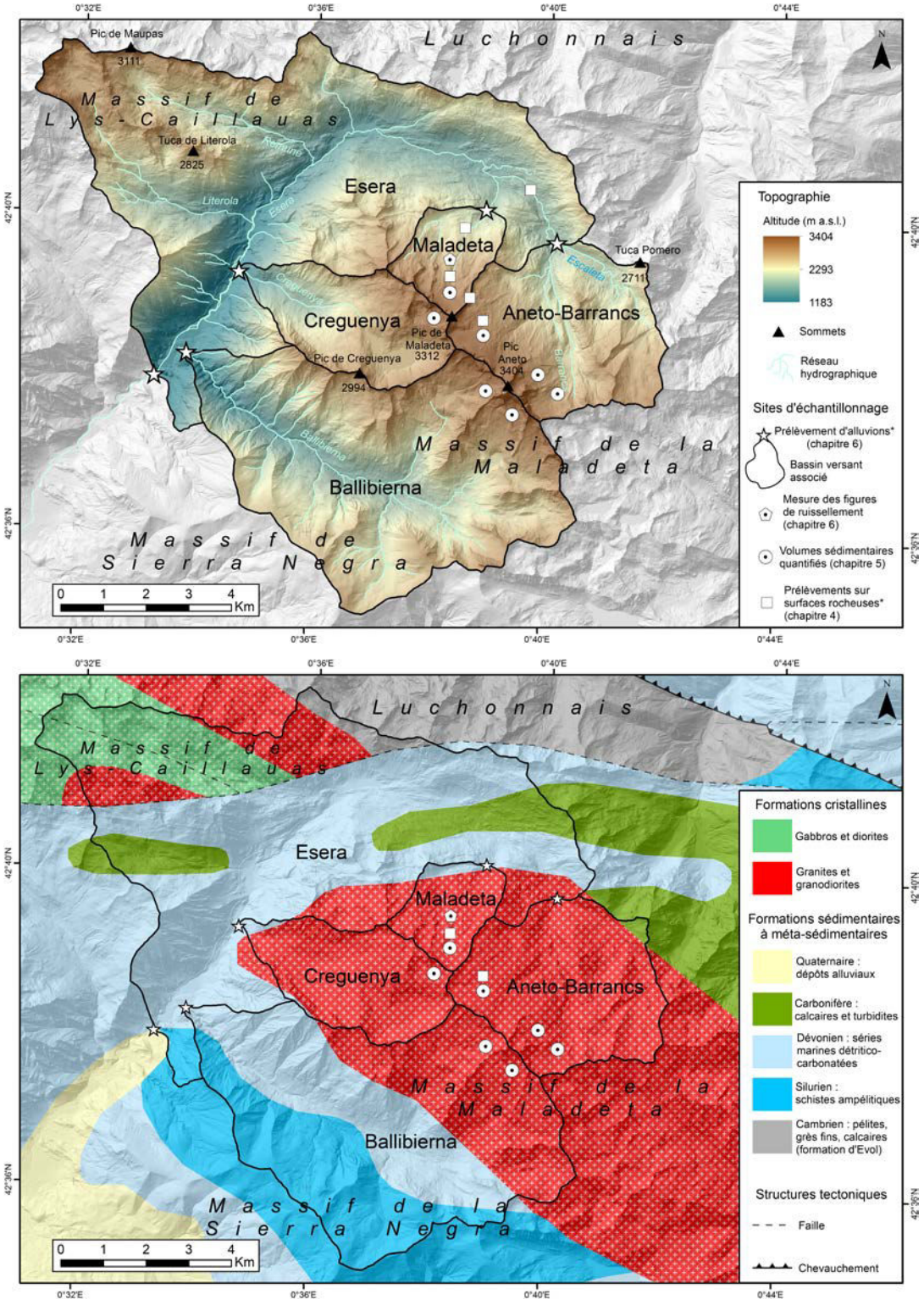

Figure 2.22. Présentation du secteur de Haute-Ésera. A. Carte topographique du secteur de la Haute-Ésera. Le bassin versant de l'Ésera englobe les bassins versants de Ballibierna, Creguenya et Maladeta. Les types de prélèvements marqués d'un astérisque sont analysés par nucléides cosmogéniques. B. Carte géologique du secteur de la Haute-Ésera. Source : données géologiques issues de la carte géologique numérique 1/400 000ème du BRGM-IGME. Référence spatiale : WGS 1984. Projection : Sphere Equidistant Conic. Fond : MNT 25 m issu de MDT - LiDAR 5 m et ombrage issu de MDT - LiDAR 5 m, Instituto Geográfico Nacional de España - Projection : ETRS 1989 - UTM Zone 31N - Ellipsoïde : WGS 84.

6.1.2. Impact des glaciations quaternaires

Les massifs cristallins constituent les reliefs culminants du secteur avec des sommets dépassant pour la plupart 3000 m d'altitude, parmi lesquels on retrouve le point culminant des Pyrénées (Pic Aneto : 3404 m). De nombreux et larges cirques (principalement en van) modèlent l'amont de ces massifs tandis que la ligne de crêtes apparaît très découpée (Fig. 2.23F), formant un réseau d'arêtes et de pics glaciaires. De fait, les cirques du massif de la Maladeta mais également ceux de Lys-Caillaouas sont majoritairement coalescents, suggérant l'atteinte d'un état d'équilibre (Haynes, 1998) avec limitation de l'altitude des sommets (cf. chapitre 1) (Fig. 2.23B). Ces indices d'un fort impact des glaciations quaternaires sont complétés par la présence de versants à forte déclivité, dépassant généralement 30° non seulement dans les zones culminantes mais également sur les flancs de vallée. Les deux principales vallées du secteur d'étude (Ésera et Vallibierna) sont creusées dans les sédiments meubles du Dévonien et drainent l'ensemble des massifs en direction du sud vers la Cinca, affluent de l'Èbre. Les flancs de ces vallées sont assez abrupts (pente > 30°) notamment dans les parties les plus en aval du secteur alors que les zones culminantes cristallines présentent une déclivité assez hétérogène. Ces vallées ne présentent qu'un profil très modérément modifié par le passage des glaciers au cours des périodes glaciaires du Quaternaire : seule la partie au nord du massif de la Maladeta dispose d'un profil « en auge » (Fig. 2.23A). En revanche, le passage des glaciers a laissé de nombreux dépôts de tills que ce soit en fond de vallée ou dans les zones de cirques (Copons, 1994) (Fig. 2.23D-E) mais également des stries glaciaires sur les affleurements rocheux (Fig. 2.23C).

Figure 2.23. Vestiges des glaciations quaternaires dans le secteur du Haute-Ésera. A. Vue sur la haute-vallée de l'Ésera en direction du SE. Noter la faible déclivité des versants ainsi que le remplissage sédimentaire de fond de vallée. B. Vue sur le massif de Lys-Caillaouas depuis les moraines PAG du cirque de la Maladeta. Noter les sommets en arêtes. C. surface polie et striée en fond de vallée. D. Moraines du LGIT dans le cirque de la Maladeta. E. Extrémité orientale de la moraine du PAG dans le cirque d'Aneto. F. Vue sur les murailles du cirque de la Maladeta. Crédit : Y. Crest, 2013 (A-D) ; M. Calvet, 2012 (E-F).

6.1.3. Chronologie de la déglaciation

Le secteur a effectivement été abondamment englacé au cours du Würm avec une langue de glace principale atteignant ~36 km de long et ~2 km de large au plus fort de son extension (MEG Würmien). Les différentes phases d'extension ont été mises en évidences à partir des nombreux indices glacigéniques (moraines…) sans pour autant être datées de manière absolue (Martínez de Pison, 1989 ; García-Ruíz et al.,1992 ; Copons, 1994 ; Copons and Bordonau, 1997). Ces étapes dans la glaciation sont détaillées dans le Chapitre 4 tout comme les datations par nucléides cosmogéniques réalisées dans le cadre de la thèse visant à ancrer ces stades dans une chronologie absolue. Ce secteur est actuellement le seul au sein de l'aire d'étude à avoir abrité des glaciers – retranchés dans l'amont des zones de cirques – durant l'Holocène (Gonzalez Trueba et al., 2008). Ces glaciers ont atteint une altitude minimale de ~2500 m au plus fort de l'extension holocène (*i.e.* durant le Petit Age de Glace) et ne sont plus présents aujourd'hui que sur le versant nord du massif de la Maladeta au-dessus de 2900 m (Fig. 2.24). Ainsi, les glaciers holocènes ont représenté jusqu'à ~9% de la surface totale du secteur d'étude (*i.e.* ~11 km²) lors des phases d'extension maximales.

Figure 2.24. . Vue sur les glaciers du massif de la Maladeta. A. glacier du cirque de la Maladeta. Cliché : Y. Crest, 2014. B. Glacier du cirque de l'Aneto en contrebas du Pic de l'Aneto (3404 m). Cliché : M. Calvet, 2012.

6.1.4. Conditions climatiques locales

Le climat du secteur est celui d'une zone de haute-montagne soumise aux influences atlantiques (Tableaux 2.1, 2.2). Les précipitations y sont abondantes (~1120 mm/an) et les chutes de neiges représentent ~25% des de celles-ci (~290 mm/an). La couverture neigeuse qui en résulte est de loin la plus conséquente de l'aire d'étude (moyenne annuelle : 80 cm) tandis que l'ensoleillement annuel est le plus restreint (~150 W/m²). Les perturbations – parfois bloquées par la barrière orographique que représente la ligne de crêtes séparant le nord de la vallée de l'Ésera du Luchonnais - proviennent ainsi généralement d'un quadrant NW. Même si les vents chargés d'humidité sont décrits comme alimentant plus particulièrement les versants exposés au sud (Taillefer, 1982), l'accumulation de neige reste néanmoins bien plus importante, en quantité et en durée, sur les versants septentrionaux.

6.2. Haut-Vicdessos : une haute topographie très abrupte et déglacée

Le secteur du Haut-Vicdessos est situé sur le versant nord des Pyrénées centrales (Pyrénées ariégeoises) et s'étend sur ~115 km² sur une gamme d'altitudes allant de 820 à 3100 m. Les glaciations quaternaires ont laissé une trace évidence sur la topographie du secteur mais relativement peu de dépôts.

6.2.1. Géologie

Le secteur se structure autour de la présence de deux massifs : l'extrémité orientale du batholite granitique de Bassiès et les reliefs sédimentaires du massif du Montcalm (Fig. 2.25). Les formations cristallines occupent ainsi la frange NW du secteur d'étude ainsi qu'une enclave dans la vallée du Soulcem tandis que les séries cambriennes d'Evol représentent l'essentiel de la surface étudiée. Des terrains à composante majoritairement détritique séparent les deux aires lithologiques principales. Quelques failles d'orientation NW-SE traversent le nord du secteur et plus particulièrement le batholite de Bassiès, exerçant une activité néotectonique extrêmement réduite (deux séismes à M < 3,5 enregistrées dans la première décennie du XXI^{ème} s. ; Lacan and Ortuño, 2012).

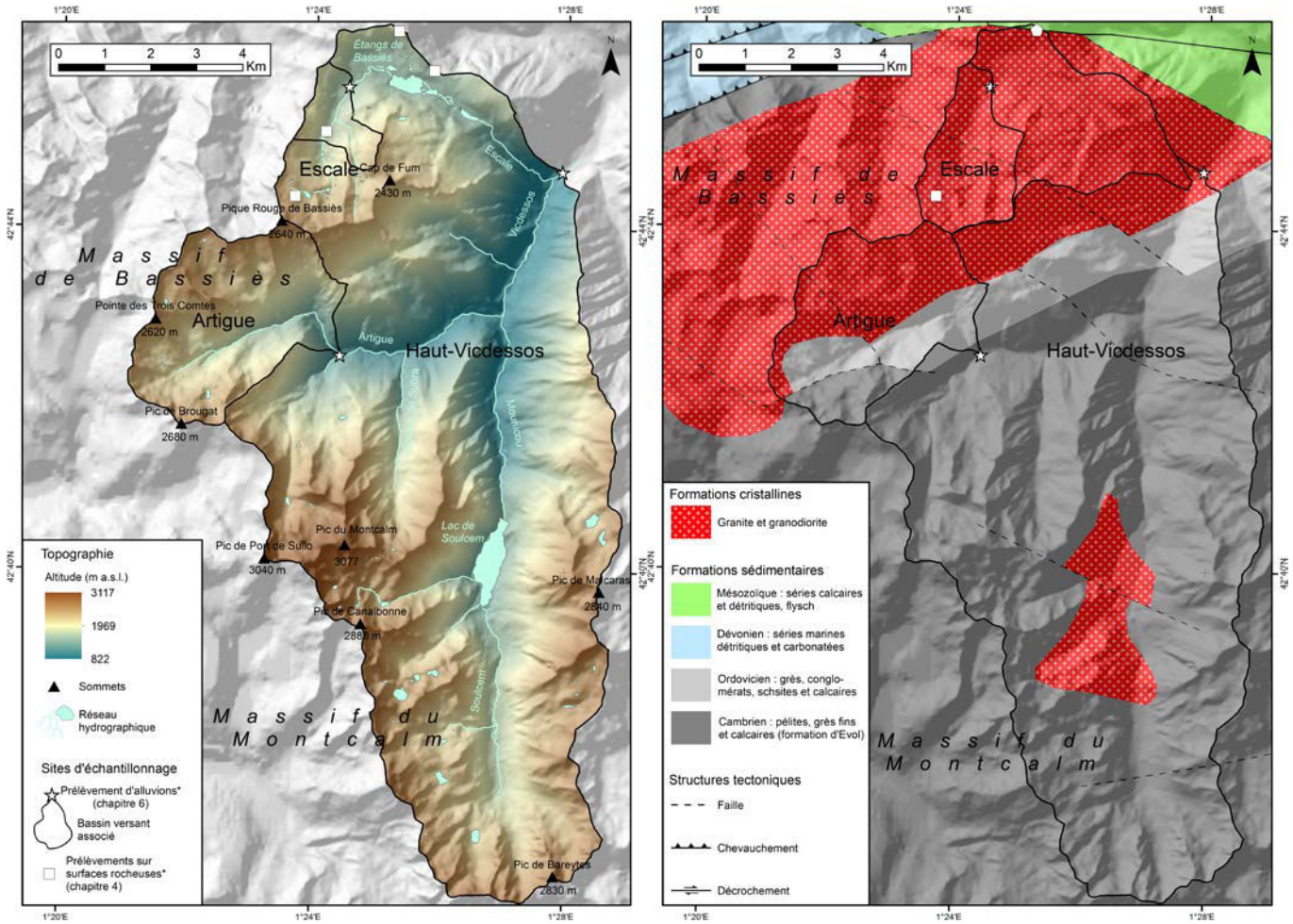

Figure 2.25. Présentation du secteur du Haut-Vicdessos. A. Carte topographique du secteur du Haut-Vicdessos. Le bassin versant du Haut-Vicdessos englobe les bassins versants de l'Artigue et de l'Escale. Les types de prélèvements marqués d'un astérisque sont analysés par nucléides cosmogéniques. B. Carte géologique du secteur du Haut-Vicdessos. Source : données géologiques issues de la carte géologique numérique 1/400 000ème du BRGM-IGME. Référence spatiale : WGS 1984. Projection : Sphere Equidistant Conic. Fond : relief, pente et ombrage issus de BD Alti 25 m, IGN - Projection : RGF 93 – Lambert 93 - Ellipsoïde : WGS 84.

6.2.2. Impact de glaciation quaternaires

Les sommets des deux massifs culminent entre 2000 et 3000 m d'altitude et forment une ligne de crêtes matérialisant la frontière franco-espagnole. Le secteur montre des traces de l'impact érosif des glaciations pléistocènes assez variable selon la lithologie et l'altitude. Le massif de Bassiès arbore plusieurs cirques relativement bien définis dont la quasi-totalité peut être qualifiée de cirque « en van ». Les murailles de cirques apparaissent nettement moins développées que dans le secteur de la Haute-Ésera et si les surfaces paléiques (Fig. 2.26B et C) sont encore relativement peu présentes (Calvet, 1996 ; Delmas, 2008 ; Bosch et al., 2016 ; Monod et al., 2016) – en particulier en position supraglaciaire – il n'en demeure pas moins que le faîte de la topographie locale présente des formes « douces » ou aplanies. Les dépôts morainiques sont très localisés (Fig. 2.26D) mais de nombreuses surfaces polies (Fig. 2.26A et E) témoignent du passé englacé du massif. D'une manière générale, la topographie du batholite apparait comme relativement peu surcreusée avec des formes très évasées (cirques, vallées). Comparativement, les cirques du Montcalm paraissent moins bien dessinés et le relief plus abrupt (Fig. 2.26F), à l'exception de l'amont de la vallée du Soulcem où le modelé glaciaire du fond de vallée et des versants est plus notablement perceptible. Dans l'ensemble, l'impact des glaciations sur la topographie semble nettement moins prononcé que dans le secteur de Haute-Ésera.

6.2.3. Chronologie de la déglaciation

Le secteur était totalement englacé au Würm et le glacier du Vicdessos constituait un tributaire de l'imposant glacier de l'Ariège (Delmas et al., 2011, 2012). Le recul du glacier du Vicdessos après le MEG würmien est relativement peu documenté et daté en raison du peu de dépôts glacigéniques qu'il a laissé. Néanmoins, une première étape de recul semble être établie au Dryas Ancien (datation par ^{10}Be sur surfaces polies ; Delmas et al., 2011) dans la proche vallée de Suc, suggérant l'existence d'un glacier de ~14 km de long, ~150 m d'épaisseur atteignant une altitude minimale de 950 m. La quasi-totalité du secteur était alors encore englacée. La seconde étape remonte au Dryas Récent, période froide durant laquelle l'altitude de la LEG se serait établie à 2300-2500 m (Reille et Andrieux, 1993 ; Delmas et al., 2011) indiquant alors que seuls les plus hauts sommets du Haut-Vicdessos était encore englacés. A ce jour, aucune moraine n'a encore été datée du Dryas Récent et n'a donc pu venir confirmer cette assertion.

Figure 2.26. Vestiges des glaciations quaternaires dans le secteur du Haut-Vicdessos. A. Surface polie près de l'Étang Long dans la vallée de l'Escale, massif de Bassiès. B. Vue sur la vallée de l'Ecale depuis le col de Las Fouzès. Noter la présence d'une surface d'aplanissement au sommet du Pic du Far. C. Vue sur la surface d'aplanissement du Pic du Far depuis le verrou glaciaire de Legunabens. D. Bloc erratique (échantillon BA18 ; cf Chapitre 4) de la moraine du Mouscadous (vallée de l'Escale). E. Surface polie et striée dans la vallée de l'Artigue. F. Vue sur les cirques et sommets du massif du Montcalm depuis Pic Rouge de Bassiès. Crédit : Y. Crest, 2013, 2014 (A-E) ; M. Calvet, 2012 (F).

Les datations par nucléides cosmogéniques sur moraines réalisées dans la vallée de l'Escale (cf. Chapitre 4) ont vocation à étayer et compléter la chronologie de la déglaciation dans la région. A partir de l'Holocène, l'ensemble du secteur se retrouve en-dessous de la LEG régionale (2800-3000 m) et est par conséquent totalement déglacé. L'histoire de la déglaciation du Haut-Vicdessos est décrite plus en détail précédemment (Paragraphe 3.3. La déglaciation ou Late Glacial-Interglacial Transition) ainsi qu'au chapitre 4.

6.2.4. Conditions climatiques locales

Les influences atlantiques impactant le Haut-Vicdessos s'atténuent légèrement par rapport au secteur de la Haute-Ésera (Tableaux 2.1, 2.2). De fait, les conditions de température (température moyenne : ~8°C) sont sensiblement les mêmes tandis que la quantité de précipitations (960 mm/an) est légèrement réduite. Les chutes de neige (260 mm/an) s'en trouvent également diminuées. La couverture neigeuse au sol (~50 cm) qui en résulte est en revanche notablement plus fine ; cela est certainement la conséquence d'une altitude moyenne plus basse des massifs du Haut-Vicdessos et d'un ensoleillement plus intense (~160 W/m² pour l'altitude moyenne du secteur).

6.3. Aston-Beille : entre plateaux et zones de cirques

Le secteur d'Aston-Beille est situé sur le versant nord de l'orogène pyrénéen, une dizaine de kilomètres à l'est du secteur du Haut-Vicdessos. Tout comme ce dernier, il fait partie du bassin collecteur de l'Ariège. Il est le plus étendu (~160 km²) de l'aire d'étude et également celui qui représente la plus grande amplitude d'altitude (550 à 2900 m).

6.3.1. L'omniprésence des terrains orthogneissiques

Le secteur est très majoritairement composé de roches cristallines. En effet, la partie occidentale du dôme orthogneissique de l'Aston occupe l'essentiel de la surface du tandis que les migmatites protérozoïques forment certaines des zones culminantes (Fig. 2.27). Quelques enclaves granitiques font également partie de la composition géologique de la région. Les formations sédimentaires à méta-sédimentaires cambriennes à dévoniennes occupent les espaces faisant la jonction entre les zones de plateau (Pla du Four, plateau de Beille) et la vallée de l'Ariège. Quelques failles quadrillent les zones les plus internes du massif tandis que la vallée de l'Ariège suit le tracé d'un accident en décrochement dextre. Plus au nord se trouvent les fronts de chevauchement de la Faille Nord-Pyrénéenne. Le secteur présente une activité néotectonique modérée mais non négligeable (plus d'une dizaine de séismes à M < 3,5 enregistrées dans la première décennie du XXI^{ème} s. ; Lacan and Ortuño, 2012).

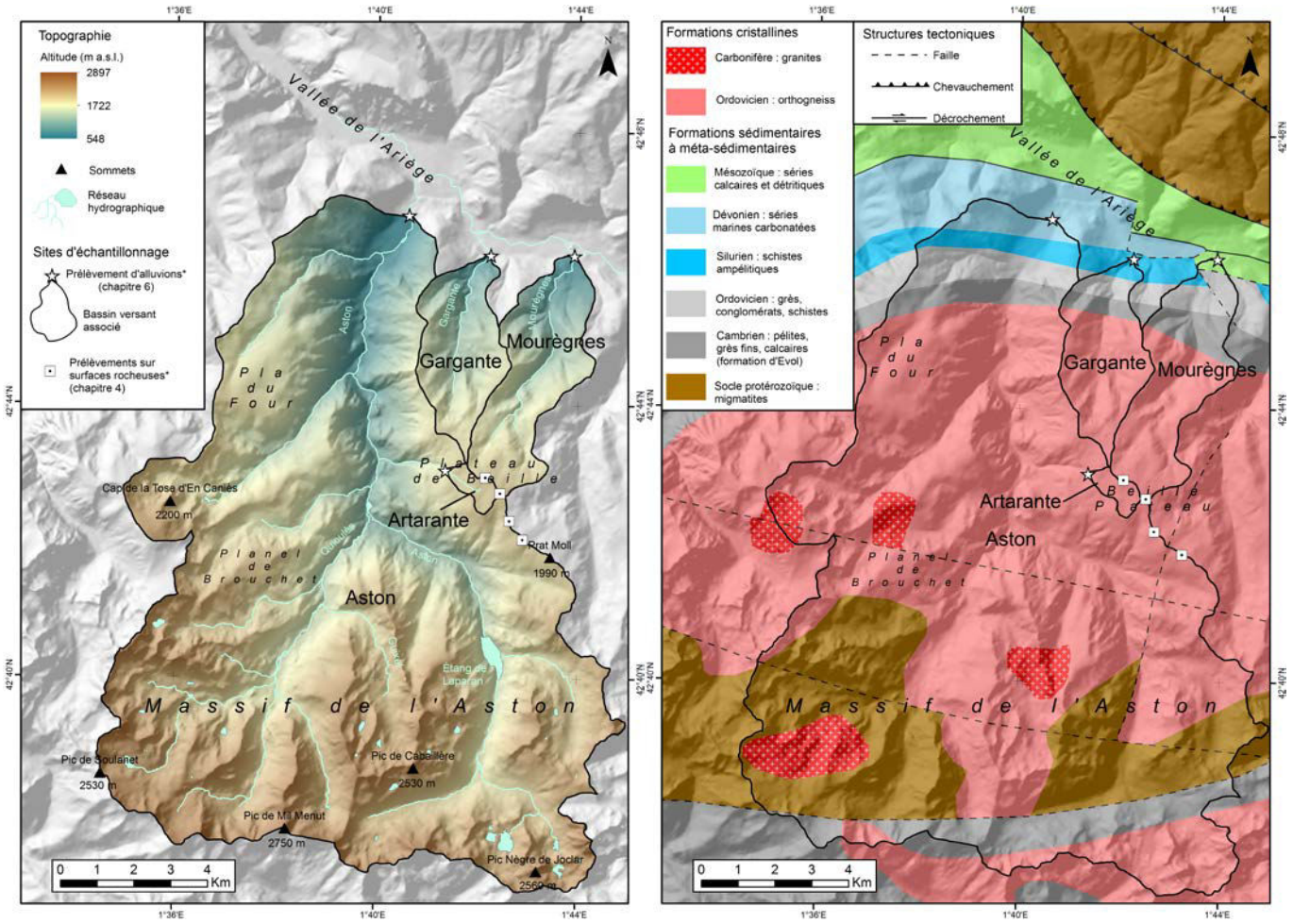

Figure 2.27. Présentation du secteur d'Aston-Beille. A. Carte topographique du secteur d'Aston-Beille. Le bassin versant d'Aston-Beille englobe le bassin versant d'Artarante. Les types de prélèvements marqués d'un astérisque sont analysés par nucléides cosmogéniques. B. Carte géologique du secteur d'Aston-Beille. Les prélèvements concernent des surfaces rocheuses (surfaces polies, tors) et des arènes (cf. chapitre 4 pour plus de détails). Source : données géologiques issues de la carte géologique numérique 1/400 000ème du BRGM-IGME. Référence spatiale : WGS 1984. Projection : Sphere Equidistant Conic. Fond : relief, pente et ombrage issus de BD Alti 25 m, IGN - Projection : RGF 93 – Lambert 93 - Ellipsoïde : WGS 84.

6.3.2. Impact géomorphologique des glaciations quaternaires

Ce secteur est le plus vaste de l'aire d'étude (~160 km²) et regroupe une gamme d'altitudes très large (de 550 à 2900 m). La moitié septentrionale présente un relief vallonné dépassant rarement 2000 m avec des sommets coiffés de larges plateaux d'altérites (plateau de Beille, pla du four, planel du Brouchet) (Fig. 2.28). La moitié méridionale présente un paysage minéral plus escarpé, où subsistent quelques surfaces paléiques et où les sommets atteignent des altitudes comprises entre 2000 et 2800 m (Fig. 2.28B). Si l'influence glaciaire y paraît évidente (présence de cirques, vallées évasées, dépôts glacigéniques, surfaces polies, *aeral scouring*), elle ne semble pas avoir trop fortement impacté la topographie non plus. Le relief y reste relativement localement peu prononcé (~600 m depuis le fond de vallée jusqu'au sommet adjacent), les cirques sont très peu développés (faible surcreusement, forme très évasée, murailles discrètes) et le sommet de la ligne de crêtes reste relativement aplani.

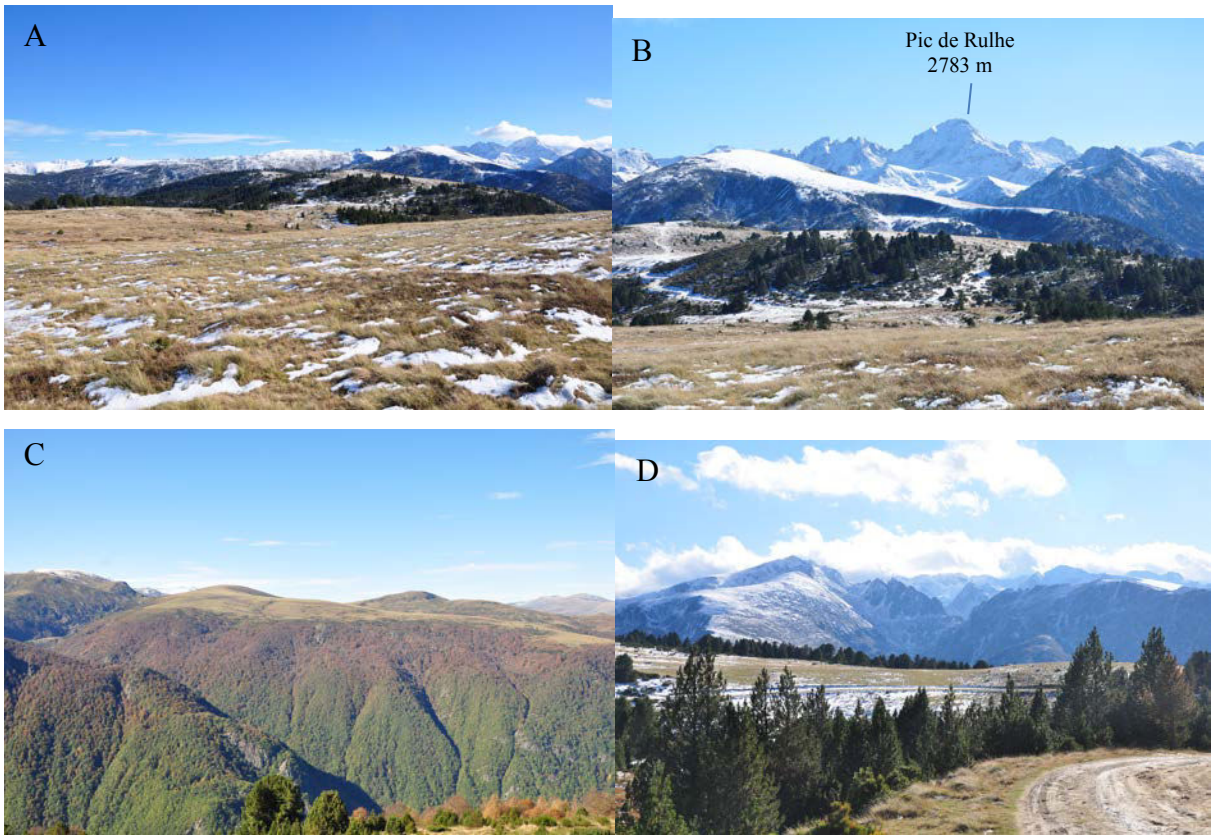

Figure 2.28. Les formes du relief ambivalentes (Aston des plateaux et Aston des crêtes) dans le secteur de Beille-Aston. A. Vue sur la plateau de Beille en direction du sud. B. Vue sur les surfaces aplanies de la crête des Génibres depuis le plateau de Beille. Les topographies plus découpées (crêtes de recoupement glaciaire et horns) du sud du massif de l'Aston sont visibles en arrière-plan. C. Vue sur la Pla du four depuis le plateau de Beille. D. Vue sur les surfaces aplanies de Sénard depuis le plateau de Beille. Noter la transition entre topographies planes et crêtes plus découpée, ainsi que les formes (niches de nivation) résultant de l'érosion régressive glaciaire sur la gauche de la photo. Clichés : M. Calvet, 2012.

6.3.3. Chronologie de la déglaciation

Tout comme le Haut-Vicdessos, le secteur d'Aston-Beille faisait partie du système glaciaire de l'Ariège et était totalement englacé durant le Würm (Delmas et al., 2011). La position des plateaux d'altérites de Beille et de Brouchet à une altitude légèrement supérieure à la LEG du MEG würmien (~1600 m) indique qu'ils auraient constitué des zones d'accumulation des glaciers de l'Ariège et de l'Aston lors des maxima d'englacement et des calottes glaciaires immobiles durant les autres phases des périodes glaciaires (Delmas et al., 2012). Par conséquent, les petits vallons (Mourègnes et Gargante) faisant la jonction entre le plateau de Beille et l'Ariège auraient constitué successivement des zones de transit de la glace depuis le plateau vers la vallée principale et des voies dans lesquelles la glace de l'Ariège venait s'engouffrer (Delmas et al., 2012). Aucune datation sur les phases de recul de la glace au LGIT n'a à ce jour été réalisée dans le massif de l'Aston. Ces dernières peuvent cependant être rattachées aux stades mis en évidence dans le Haut-Vicdessos et en amont d'Ax-les-Thermes (Delmas et al., 2011, 2012) (cf. 4.3. La déglaciation ou Late Glacial-Interglacial Transition (LGIT) et 6.2. Haut-Vicdessos : une haute topographie très abrupte et déglacée). Ainsi, les fronts glaciaires au Dryas ancien pourraient avoir atteint ~950 m également dans le massif de l'Aston, impliquant l'existence d'une langue de glace de ~10 km transitant par les haute-vallées de l'Aston et du Qioulès. L'importante phase de recul contemporaine du Bølling-Allerød est suivie par une nouvelle progression des glaciers au Dryas Récent. L'altitude de la LEG dans l'Aston est très certainement similaire à celle calculée dans le Haut-Vicdessos (2300-2500 m ; Reille et Andrieux, 1993 ; Delmas et al., 2011) et indiquerait l'existence de petits glaciers cantonnés à l'amont du massif. A partir de l'Holocène, l'ensemble du secteur se retrouve en-dessous de la LEG régionale (2800-3000 m) et est par conséquent totalement déglacé. L'histoire de la déglaciation du Haut-Vicdessos est décrite précédemment (cf. 4.3. La déglaciation ou Late Glacial-Interglacial Transition) ainsi qu'au Chapitre 4.

6.3.4. Conditions climatiques locales

Le secteur d'Aston-Beille se trouve entièrement sous influences des courants atlantiques, en témoignent la quantité de précipitation (990 mm/an) et la quantité de radiations solaires reçues (154 W/m²) éminemment proches de celles du Haut-Vicdessos (Tableaux 2.1, 2.2). La diminution des chutes de neige (120 mm/an) et de l'enneigement moyen (25 cm) par rapport au Haut-Vicdessos traduit simplement la différence d'altitude moyenne entre les deux secteurs.

6.4. Carlit-Cerdagne : l'imposante préservation des plateaux d'altérites

Le secteur de Carlit-Cerdagne se situe dans les Pyrénées orientales et fait la jonction entre le massif du Carlit et la plaine de Cerdagne bordant celui-ci au sud. Il représente l'extrémité orientale du transect de sites d'étude et la région au climat subissant le plus les influences méditerranéennes de l'aire d'étude. En outre, il s'agit là du seul secteur d'étude non-intégralement englacé lors du MEG würmien. Le secteur dans son ensemble fait ~110 km² et couvre une gamme d'altitude allant de 1200 à 2900 m.

6.4.1. Géologie

Les granites du batholite carbonifère de Montlouis représentent l'essentiel de la lithologie du secteur (~80%) tandis que le reste du secteur se partage entre des terrains orthogneissiques et les formations cambriennes d'Evol (Fig. 2.29). Contrairement à d'autres secteurs comme la Haute-Ésera, les lithologies cristallines ne forment pas forcément les zones les plus élevées et ne sont pas particulièrement mises en relief par l'érosion différentielle. Elles représentent majoritairement des zones de plateaux tandis que la ligne de crêtes est principalement modelée dans les terrains métasédimentaires de la formation d'Evol et les cornéennes de bordure du batholite. Peu de failles majeures traversent le secteur. L'activité sismique enregistrée dans le secteur est assez similaire à celle du massif de l'Aston.

6.4.2. Impact des glaciations quaternaires

Le massif présente une topographie relativement douce évoluant entre 1200 et 2900 m d'altitude (Fig. 2.30). Deux niveaux de surfaces paléiques traduisant le faible impact de la dénudation glaciaire au cours du Pléistocène : la haute surface est préservée sur des sommets plan de taille limitée (à 2600-2800 m), la basse surface est doucement inclinée entre 2400 et 1800 m,. Les altérites typiques de ces surfaces paléiques représentent ainsi une épaisseur > 10 m sous les tills déposés sur les zones de plateaux (Delmas et al., 2009). La majorité des cirques (Fig. 2.30C-D) se sont développés dans la partie interne du massif, ne sont pas coalescents et disposent de murailles relativement peu développées (peu élevées et/ou peu déclives) tandis que le sommet de la ligne de crêtes qui les domine est très aplani. L'érosion glaciaire n'a clairement pas été en mesure de limiter l'altitude des sommets. Ces cirques et les traces d'une érosion glaciaire conséquente sont cantonnées à la partie interne du massif du Carlit ; plus l'on se rapproche des limites méridionales du massif, plus ces formes s'estompent (Fig. 2.30B-E-F). Les sommets et versants donnant sur la plaine de Cerdagne sont couverts de surfaces d'altérites ou subsistent localement des tors (Fig. 2.30E-F) (échantillonnées dans le cadre du Chapitre 6).

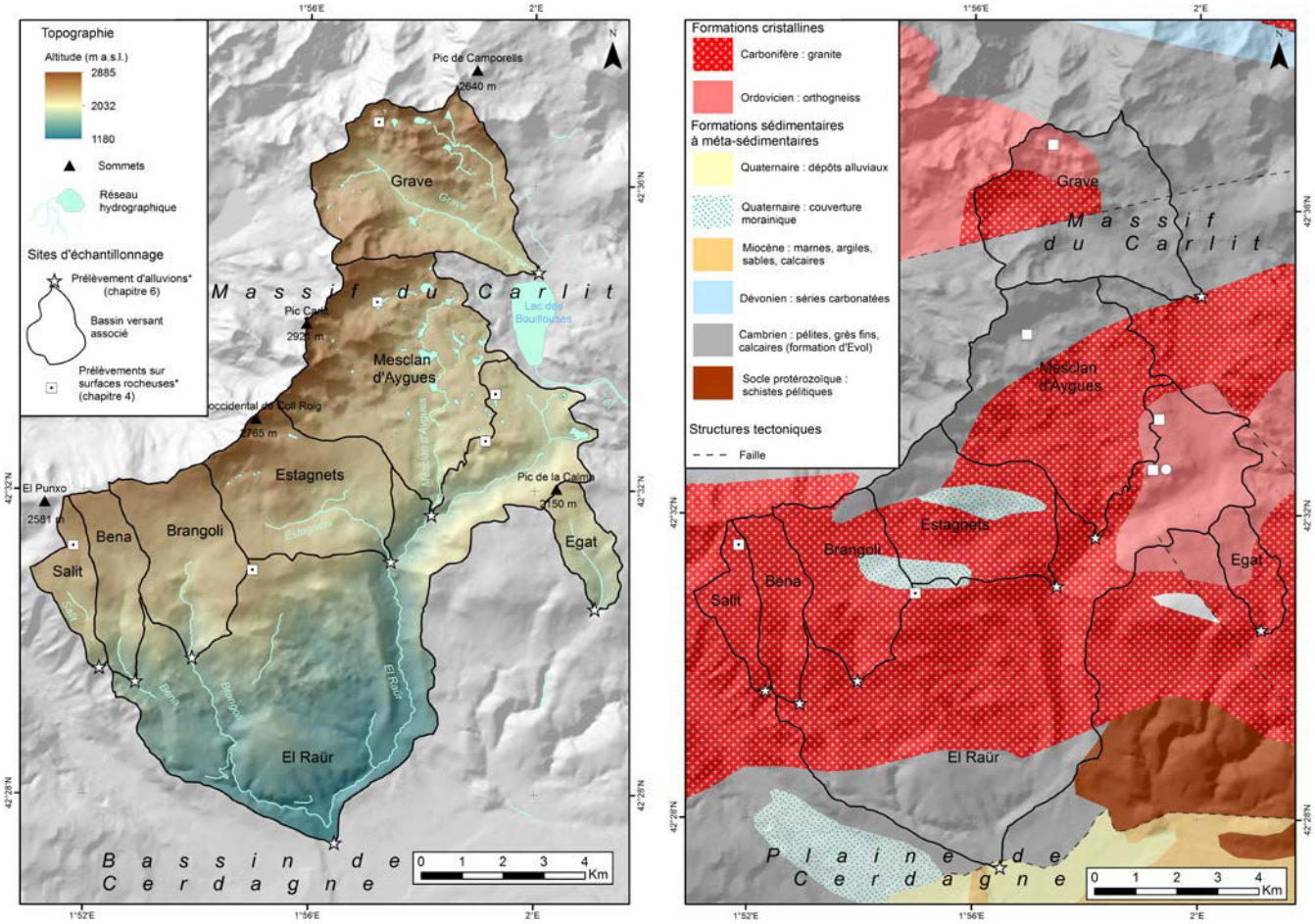

Figure 2.29. Présentation du secteur de Carlit-Cerdagne. A. Carte topographique du secteur de Carlit-Cerdagne. Le bassin versant d'El Raür englobe les bassins versants de Bena, Brangoli, Estagnets et Mesclan d'Aygues. La Grave n'est pas un affluent d'El Raür mais de la Têt. Les types de prélèvements marqués d'un astérisque sont analysés par nucléides cosmogéniques. B. Carte géologique du secteur de Carlit Cerdagne. Les carrés marquent des prélèvements sur surfaces rocheuses, le rond un prélèvement sur bloc erratique et les carrés avec point sur tors et arènes sablo-graveleuse. Source : données géologiques issues de la carte géologique numérique 1/400 000ème du BRGM-IGME. Référence spatiale : WGS 1984. Projection : Sphere Equidistant Conic. Fond : relief, pente et ombrage issus de BD Alti 25 m, IGN - Projection : RGF 93 – Lambert 93 - Ellipsoïde : WGS 84.

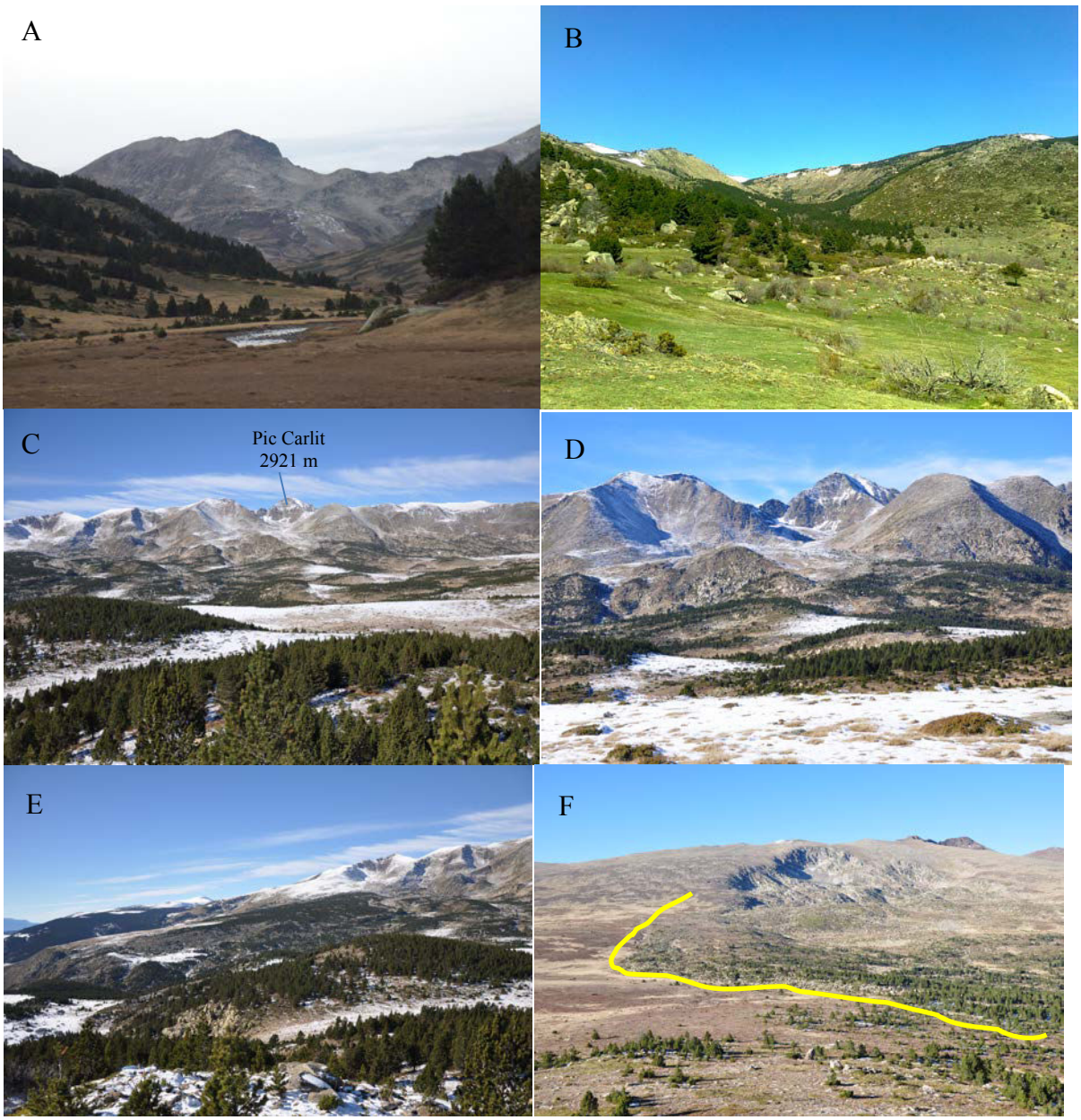

Figure 2.30. Vestiges des glaciations quaternaires dans le secteur de Carlit-Cerdagne. A. Vue sur l'amont de la vallée de la Grave. Noter la présence d'une topographie peu surcreusée (auge esquissée) où l'impact de l'érosion glaciaire est peu présente. B. Vue sur la vallée du Brangoli. La topographie est dominée par des formes de plateaux. C. Vue sur la face sud des zones culminantes du massif du Carlit. Noter les formes relativement douces de la topographie et la présence de cirques très évasés. D. Focus sur le Pic Carlit. Noter la présence surfaces aplanies ainsi que le peu de mise en relief de la ligne de crêtes. E. Vue sur les versants et plateaux méridionaux du massif du Carlit depuis le Pla des Soccarades. Noter la transition en douceur depuis les sommets émoussés jusqu'à l'aval des plateaux ainsi que le cirque de Coll Roig. F. Vue sur le plateau de Maura. Noter la présence d'un cirque en arrière-plan (les moraines latérales issues du cirque au LGM sont marquées par la ligne jaune), la crête est aplanie (Serre de Bac) et forme un lambeau de la plus haute surface. Au premier plan, plateau de Maura, reste de la surface inférieure. Clichés : A-B, Y. Crest, 2014 ; C-F, M. Calvet, 2012.

6.4.3. Chronologie de la déglaciation

Le massif du Carlit constituait effectivement au cours du Würm un secteur imparfaitement englacé dont la topographie de plateau a permis l'établissement d'une zone d'accumulation (~150 km²) alimentant des glaciers de taille modeste (le glacier de la Têt faisait ~16 km de longueur et le glacier d'Angoustrine ~10 km) (Delmas et al., 2008, 2009). Cependant, même durant le MEG würmien, le secteur n'a jamais été intégralement englacé ; les zones réfractaires sont situées à l'extrémité occidentale (bassin versant de Salit) et les versants méridionaux du massif. Le retrait des glaciers à la fin du Würm a semble-t-il été assez rapide puisque ceux-ci sont cantonnées aux zones de cirques (~2400 m) ou dans l'amont de la vallée de la Grave dès avant le Dryas Ancien (avec à nouveau une récurrence au Dryas Ancien formant de petites langues jusqu'en amont du lac des Bouillouses et sur le plateau) (Delmas et al., 2008). Après une phase de disparition totale des glaciers du secteur lors du réchauffement climatique du Bølling-Allerød, seul le cirque de Cometa d'Espagne abrite encore un glacier blanc fonctionnel qui progresse à la faveur de la chute des températures du Dryas Récent (Delmas et al., 2008). Les autres cirques n'abritent plus que des glaciers rocheux et l'avènement de l'Holocène fera disparaître l'ensemble des glaciers du massif. La situation du massif du Carlit est également détaillée dans le chapitre 4.

6.4.4. Conditions climatiques locales

Les influences atlantiques s'estompent considérablement dans ce secteur tandis que les influences méditerranéennes se font plus prégnantes (Tableaux 2.1, 2.2). En effet, les précipitations annuelles moyennes sont nettement diminuées (~600 mm/an) par rapport aux autres secteurs et l'ensoleillement est le plus important de l'aire d'étude (~180 W/m²). La recrudescence des valeurs de température et de chute de neige par rapport au Haut-Vicdessos semble n'être que la conséquence de l'altitude à laquelle les relevés sont effectués (Dorres : 1460 m), cette dernière dépassant largement l'altitude de relevé des autres secteurs (Bagnères-de-Luchon : 610 m ; Auzat : 740 m ; Aston : 590 m). La couverture neigeuse est en revanche clairement moins conséquente et dure moins longtemps que dans les autres secteurs ; cela résulte de conditions climatiques défavorables (moins de précipitation, plus d'ensoleillement). En outre, la différence d'épaisseur de neige au sol entre la partie interne du massif du Carlit (28 cm) et les marges du massif donnant sur le bassin de Cerdagne (7 cm) (Tabl. 2.2 ; ANR SCAMPEI) montre que les courants atlantiques continuent d'influencer la météo de la zone bordant les Pyrénées ariégeoises.

7. Conclusion partielle II

A bien des égards, la chaîne des Pyrénées constitue un terrain d'étude particulièrement intéressant de la dénudation à l'échelle d'un cycle glaciaire. Tout d'abord, il s'agit là d'un orogène qui regroupe des terrains affectés par des degrés d'impact de l'érosion glaciaire sur la topographie variant spatialement selon un gradient est-ouest (Calvet, 1996 ; García–Ruiz et al., 2000 ; Calvet and Gunnell, 2008 ; Gunnell et al., 2009 ; Delmas et al., 2014 ; Jarman et al., 2014). Cela suppose dans un premier temps des vitesses et/ou des dynamiques d'érosion par les glaciers variables selon la localisation des zones culminantes et cirques concernés, et dans un second temps, une évolution de l'amplitude du relief (constance ou augmentation) radicalement différente selon la situation géographique. La présence de surfaces paléiques en altitude et leur distribution spatialement hétérogène génèrent en outre un vif débat sur l'évolution des Pyrénées - et plus particulièrement des Pyrénées orientales - centré sur la vitesse de surrection de la chaîne (Babault et al., 2005 ; Calvet et Gunnell, 2008 ; Gunnell et al., 2008 ; ; Bosch et al., 2016). A ce gradient topographique et tectonique s'ajoute un gradient climatique mettant en jeu les influences atlantiques et méditerranéennes, elles-mêmes variant selon que l'on soit en contexte glaciaire ou interglaciaire.

Tout cela fait de l'aire d'étude un concentré de variables (topographie, climat, tectonique) s'ajustant localement les unes aux autres, et créant les conditions d'une dénudation supposée spécifique à chaque site. Les Pyrénées offrent ainsi la possibilité d'étudier les variations spatiales et temporelles de dénudation - répondant aux influences fluctuantes du triptyque énoncé précédemment - des zones culminantes dans un espace géographique restreint (~130 km d'ouest en est) et lithologiquement homogène.

C'est sur la base de ce constat et dans le but d'apporter des réponses quantitatives aux questions soulevées par l'observation et l'étude de la topographie actuelle des Pyrénées, qu'a été établie la stratégie d'échantillonnage et qu'a été fait le choix des méthodes à utiliser. Le travail effectué vise également et accessoirement à combler quelques lacunes de datations de stades de déglaciation dans certaines parties de l'aire d'étude (Haute-Ésera, Haut-Vicdessos). Le chapitre suivant est l'occasion de présenter les méthodes mises en œuvre pour parvenir à ces objectifs et de montrer en quoi elles sont les plus adéquates et pertinentes dans un tel contexte.

Chapitre 3

L'association des outils NCT, SIG et de mesure in situ pour étudier la variabilité spatio-temporelle de la dénudation

1. Introduction III 138

2. Les nucléides cosmogéniques terrestres produits in situ 140

2.1. Les rayons cosmiques ne sont pas de notre galaxie 140

2.2. Accumulation des NCT à la surface terrestre..... 141

2.3. Description du protocole analytique 143

3. La dénudation dans les cirques à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire..... 154

3.1. Les mesures NCT sur surfaces rocheuses 155

3.2. La mesure SIG des volumes sédimentaires d'origine glaciaire..... 163

4.La dénudation à l'échelle des bassins versants à l'Holocène..... 172

4.1. Taux de dénudation dans des bassins versants..... 173

4.2. L'appréciation de la dénudation aérienne holocène en altitude 185

5.Conclusion partielle III 188

1. Introduction III

L'atteinte des objectifs fixés en début de thèse – la caractérisation et la quantification des dynamiques érosives en montagne et de l'évolution du relief au Quaternaire - passe par la mise en œuvre d'un certain nombre de méthodes de mesures et d'analyses. Dans le cas présent, la méthodologie choisie mêle analyses par nucléides cosmogéniques et techniques de quantification de la dénudation complémentaires et indépendantes (mesure de volumes sédimentaires sous SIG et mesure d'altération in situ). Les méthodes développées s'adaptent au contexte géomorphologique des zones culminantes centre- à est-pyrénéen puisque l'ensemble des domaines typiques de ce milieu (cirques, plancher, crête, surfaces d'aplanissement, bassin versant) est analysé tandis que les échelles de temps investiguées (Würm, oscillations froides de la Déglaciation, Holocène) sont le plus souvent fonctions des vestiges laissés par les différentes phases d'englacement. La combinaison des méthodes, leurs échelles de temps et d'espace variables, les rend complémentaires et permet de décrire aussi efficacement que possible le fonctionnement érosif montagnard pyrénéen à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire.

La principale méthode utilisée dans cette thèse est l'analyse par nucléides cosmogéniques terrestres produits in situ (NCT ; ^{10}Be mais également ^{26}Al). Les outils associés à cette méthode (datation, mesure de taux de dénudation, mesure d'épaisseur de dénudation sous-glaciaire…) en font un élément incontournable dans les études géomorphologiques et cette thèse ne déroge pas à la règle. Le chapitre 4 – traitant de la dénudation dans les zones de cirques à l'échelle d'un cycle glaciaire/interglaciaire – s'appuie intégralement sur les données fournies par les nucléides cosmogéniques et le chapitre 6 – étudiant les variations de la dénudation holocène à l'échelle des bassins versants – repose en grande partie sur les résultats d'analyses NCT. C'est pourquoi la méthode fait l'objet d'un développement particulier notamment (2. Les nucléides cosmogéniques terrestres produits in situ) tandis que ses outils sont détaillés lors des deux paragraphes suivants. En effet, après cette présentation de la méthode associée aux NCT, le chapitre se divise en deux paragraphes décrivant les outils utilisés pour étudier les deux aires spatiales et temporelles investiguées : i) les cirques à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire et ii) les bassins versants d'altitude englobant ces derniers à l'échelle de l'Holocène.

L'étude de la première aire spatio-temporelle mobilise l'outil de datation des NCT, d'abord sur blocs morainiques afin d'ancrer le travail dans un schéma chronologique de la déglaciation puis sur surfaces rocheuses du plancher des cirques afin d'estimer la profondeur de dénudation glaciaire (Chapitre 4). L'outil de mesure du taux de dénudation au steady-state des NCT est également mis à contribution sur les surfaces supraglaciaire dans un but de comparaison avec l'abaissement des planchers (Chapitre 4). Ceci a bien évidemment vocation à évaluer l'évolution de l'amplitude du relief à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire (cf. Chapitre 1) dans différents massifs. La mesure des volumes sédimentaires glacigéniques formés à l'exutoire des cirques sous SIG (Chapitre 5) vient compléter cette étude en fournissant par une méthode indépendante l'efficacité de la dénudation glaciaire moyenne i) à l'échelle d'un cirque, ii) en période de glaciation restreinte (Néoglaciaire) et sur un ensemble géographiquement cohérent (massif de la Maladeta).

Les données traitées dans la seconde aire spatio-temporelle proviennent principalement des taux de dénudation par NCT déterminés à l'exutoire des bassins versants des différents secteurs d'étude. Cette méthode considérant que l'ensemble de la surface d'un bassin versant a atteint le steady-state (équilibre entre accumulation en NCT et dénudation ; cf. 3.1.3. Taux de dénudation sur surfaces ayant atteint le *steady-state*), mesure la dénudation subie dans la totalité de son emprise sur un intervalle de temps variable (temps d'intégration). Pour mieux comprendre les résultats obtenus, il faut déterminer dans quelle proportion les différents types de surface (roche saine, altérites, sols, glaciers…) et de processus érosifs (glaciaire, périglaciaire, altération chimique…) contribuent au taux de dénudation mesuré à l'exutoire. Les résultats relatifs à la dénudation glaciaire dans les cirques au Néoglaciaire et à l'altération des surfaces d'altérites depuis la déglaciation apportent des éléments de réponse. Des mesures in situ de profondeur d'altération holocène sur du substrat rocheux présentant des mises en saillie de filons quartzeux sont également pratiquées. Encore une fois, la combinaison des outils NCT et des méthodes indépendantes vise à offrir une compréhension fiable de la dénudation sur des espaces restreints.

2. Les nucléides cosmogéniques terrestres produits in situ

Les nucléides cosmogéniques terrestres produits in situ (NCT) constituent un outil particulièrement intéressant et pertinents pour les recherches en Géosciences., en raison de la forte occurrence du matériel rocheux échantillonnable (quartz, carbonates…), des différents intervalles de temps pour lesquels les analyses sont applicables (10^1 à 10^5 années) et des multiples applications qu'ils proposent (datation d'exposition, taux de dénudation, paléo-taux de dénudation…). Les nucléides cosmogéniques utilisés dans cette thèse sont le ^{10}Be et le ^{26}Al, lesquels constituent les isotopes de prédilection des études en terrain cristallin touchant à la dénudation glaciaire (Fabel et al., 2002, 2004 ; Stroeven et al., 2002 ; Harbor et al., 2006 ; Li et al., 2008 ; Norton et al., 2008, 2010, 2011) et à la reconstitution des phases d'englacement (Pallàs et al., 2006 ; Delmas et al., 2008, 2011 ; Pallàs et al., 2010 ; Palacios et al., 2015, 2017) mais également à la mesure de la dénudation des bassins versants (Norton et al., 2008, 2010, 2011 ; Aguilar et al., 2014 ; Savi et al., 2014 ; Carretier et al., 2015). Le principal minéral-cible de la production de ces deux isotopes radioactifs est le quartz, ce qui fait de la sélection de lithologies compatibles (granite, gneiss, quartzites…) une condition nécessaire.

2.1. Les rayons cosmiques ne sont pas de notre galaxie

L'analyse par NCT repose sur le phénomène suivant : la production d'isotopes - radioactifs (^{10}Be, ^{26}Al, ^{14}C, ^{36}Cl, ^{41}Ca, ^{53}Mn) ou stables (^{3}He, ^{21}Ne/^{22}Ne, ^{36}Ar/^{38}Ar) - à la surface de la Terre sous l'action du rayonnement cosmique. Le rayonnement cosmique constitue lui-même un flux de particules (noyaux atomiques, électrons, positrons, particules subatomiques) chargées et de haute-énergie (100 MeV – 10 GeV) provenant de l'action de l'onde de choc provoquée par l'explosion des supernovæ (phénomènes caractérisant la « mort » d'une étoile massive, qui explose et se manifeste temporairement par un éclat considérablement plus élevé) sur les nuages de gaz interstellaires.

Les rayons cosmiques dits primaires (87% de protons, 12% de particules α, 1% de noyaux plus lourds) atteignent la Terre depuis toutes les directions. L'interaction entre les rayons cosmiques primaires et les atomes présents dans l'atmosphère terrestre produit un flux cosmique secondaire (Fig. 3.1) au sein duquel on peut individualiser trois composantes : nucléonique (protons, neutrons, particules α), mésonique (pions et muons) et électromagnétique (rayons gamma, électrons et positrons).

Les deux premières composantes participent à la production de NCT à la surface terrestre, respectivement par réaction de spallation (collision entre atomes propulsant les nucléons des noyaux-cibles hors de la structure atomique et entrainant une cascade de réactions de spallation depuis le sommet de l'atmosphère jusqu'au sol) et par ionisation. La composante muonique n'interagit cependant que très peu avec la matière. Au niveau de la surface terrestre, l'essentiel de la production de nucléides cosmogénique est imputable à la composante nucléonique (composée à 98% de neutrons au niveau de la mer ; Masarik et Beer, 1999) tandis que les muons dominent cette production en subsurface. En revanche, la composante électromagnétique n'est pas pertinente dans l'étude des Sciences de la Terre puisqu'à ce jour, aucune application pratique l'utilisant n'a pu être mise au point.

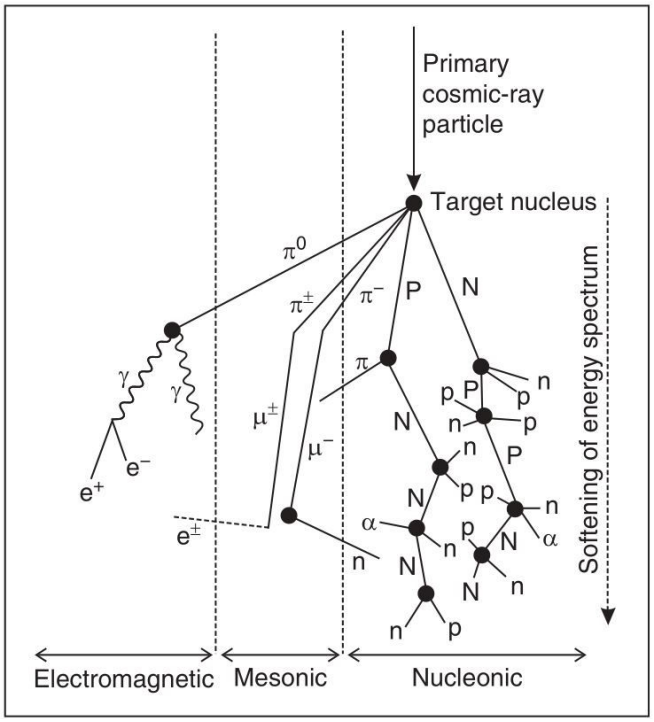

Figure 3.1. La « cascade nucléaire » dans l'atmosphère terrestre. Les abréviations sont les suivant : n = neutron et p = proton (lettres majuscules pour les nucléons provoquant la « cascade nucléaire », α = particule alpha, $e^{\pm}$ = électron ou positron, γ = photon rayon gamma, π = pion, μ = muons. Figure d'après Simpson and Fagot (1953) [extrait de Dunai, 2010.

2.2. Accumulation des NCT à la surface terrestre

La concentration d'une surface rocheuse en nucléides cosmogéniques (N) évolue au cours du temps (t exprimé en années) et dépend du taux de dénudation subi (ε exprimé en g/cm^2/a) ainsi que de la distance depuis la surface (x, fonction de la profondeur z exprimée en cm et de la masse volumique du substrat rocheux exprimée g/cm^3) (Braucher et al., 2011):

$$N(x,\varepsilon,t) = N_{inherited}\exp(-\lambda t) + \frac{P_{sp}.\exp\left(-\frac{x}{L_n}\right)\left(1-\exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{L_n}+\lambda\right)\right)\right)}{\frac{\varepsilon}{L_n}+\lambda} + \frac{P_{\mu slow}.\exp\left(-\frac{x}{L_{\mu slow}}\right)\left(1-\exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{L_{\mu slow}}+\lambda\right)\right)\right)}{\frac{\varepsilon}{L_{\mu slow}}+\lambda} + \frac{P_{\mu fast}.\exp\left(-\frac{x}{L_{\mu fast}}\right)\left(1-\exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{L_{\mu fast}}+\lambda\right)\right)\right)}{\frac{\varepsilon}{L_{\mu fast}}+\lambda} \quad (3.1)$$

où P_{sp}, $P_{\mu slow}$, $P_{\mu fast}$ et L_{sp} (160 g/cm^2), $L_{\mu slow}$ (1500 g/cm^2), $L_{\mu fast}$ (4320 g/cm^2) sont respectivement les taux de productions (exprimés en at/g/an) et les longueurs d'atténuation des neutrons, muons lents et muons rapides tandis que λ désigne la constante de désintégration radioactive de l'isotope utilisé (exprimée en a^{-1}). Dans le cadre d'un substrat rocheux soumis à différentes phases d'enfouissement (englacement, recouvrement par des alluvions, des loess…), $N_{inherited}$ représente l'héritage d'exposition, c'est-à-dire la quantité de nucléides accumulés lors d'une précédente phase d'exposition et non évacués avec la roche par l'action du glacier qui a suivi.

La première étape de la résolution de l'équation (3.1) consiste en la détermination préalable de deux facteurs : taux de production (P_{sp}, $P_{\mu slow}$, $P_{\mu fast}$) et concentration de l'échantillon en nucléides cosmogéniques (N). La détermination des taux de production (*scaling*) est réalisée à partir de la latitude et de l'altitude du site de prélèvement ; la quantité d'isotopes produits varie en effet en fonction de ces paramètres, avec une valeur de 4,02 at/g/an au niveau de la mer pour le ^{10}Be (*sea-level high-latitude* SLHL ; Stone, 2000 ; Braucher et al., 2011) qui augmente avec l'altitude et la latitude. Ce taux de production doit ensuite être corrigé en fonction de l'écrantage topographique (*shielding* : en montagne, les reliefs environnants sont suffisamment imposants pour faire obstacle aux rayons cosmiques secondaires), de la géométrie de la surface échantillonnée (auto-écrantage : angle et direction de pendage de la surface échantillonnée) le cas échéant (surface latéralement étendue inclinée de plus de 30° ; Dunne et al., 1999 ; Nidermann, 2002 ; Balco et al., 2008) et de l'épaisseur du manteau neigeux (Dunne et al., 1999 ; Dunai, 2009).

L'écrantage par la couverture nivale en particulier est crucial dans les mesures par NCT en altitude (cf. 2.3.3. L'épaisseur du manteau neigeux (*snow shielding*). La concentration de l'échantillon en NCT est le fruit d'un long protocole analytique (cf. 2.3. Description du protocole analytique) mis au point par Brown et al. (1991) et Merchel et Herpers (1999), et adapté par Braucher et al. (2011).

Lorsque ces étapes préalables sont réalisées, l'équation (3.1) ne comporte alors plus que deux inconnues (le temps t et la dénudation ε) et peut alors être résolue selon le postulat de base considéré. Le premier postulat est celui d'une surface rocheuse exposée ne subissant aucune dénudation ($\varepsilon = 0$) et dont la résolution de l'équation fournit par conséquent un âge d'exposition minimal (t) (cf. paragraphes 3.1.1 et 3.1.2). En effet, dans l'éventualité de $\varepsilon \neq 0$, l'âge d'exposition de la surface est possiblement plus vieux que celui mesuré. Le second postulat considère que l'état stationnaire est atteint par la surface rocheuse : la concentration en NCT reste stable au cours du temps, les gains en isotopes compensant les pertes. Dans ce cas, la durée d'exposition t est considérée comme infinie ; une variation de t n'engendre qu'une variation de concentration en NCT négligeable ; le calcul du taux de dénudation ε devient alors possible (cf. paragraphe 3.1.3). Ce dernier est un taux maximal dans la mesure où le postulat d'atteinte de l'état stationnaire est invérifiable et que la concentration en NCT des surfaces est susceptible de croître au cours du temps.

2.3. Description du protocole analytique

Chaque échantillon prélevé doit être soumis à une série d'analyses afin de permettre la résolution de l'équation (3.1). Une première étape se rapporte à la localisation des sites de prélèvement des échantillons et aboutit à la détermination du taux de production corrigé tandis qu'en parallèle le matériel prélevé est traité chimiquement afin de permettre la mesure de la concentration en NCT au Spectromètre de masse par Accélérateur (SMA). Un total de 69 échantillons a été utilisé dans le cadre de cette thèse, dont un nombre conséquent (31) a été prélevé par M. Calvet et M. Delmas en 2010 et 2012 puis traité chimiquement par Valéry Guillou et Régis Braucher au CEREGE. Une part équivalente (31) - composée de la totalité des prélèvements d'alluvions (21) et de certains prélèvements sur surfaces rocheuses (10) - a été personnellement prélevée puis traitée chimiquement. Pour ces échantillons, l'ensemble du processus d'obtention des taux de production ainsi que les calculs de concentration en NCT suivant la phase de chimie ont été réalisés personnellement. Enfin sept échantillons proviennent d'une étude précédente (Delmas et al. 2008) et dont les taux de production ont été recalculés avec les standards actuels (SLHL = 4,02 et/g/an ; Braucher et al., 2011).

2.3.1. Les taux de production brut (*scaling factors)*

La détermination des taux de production bruts – quel que soit la référence utilisée (Dunai, 2000 ; Stone, 2000 ; Dunai, 2001b ; Desilets et Zreda, 2003 ; Lifton et al., 2005) – passe par l'utilisation de l'extension CosmoCalc.xla sous logiciel de tableur. Lorsqu'il s'agit d'un point localisé, l'obtention de la valeur de *scalin*g en fonction de l'altitude et de la latitude est immédiat, et sa multiplication par le SLHL (4,02 et/g/an ; Braucher et al., 2011) aboutit au taux de production brut (c'est-à-dire non corrigé par rapport à l'écrantage).

En revanche lorsqu'il s'agit de calculer le taux de production brut à l'échelle d'un bassin versant (cf. 4.1. Taux de dénudation dans des bassins versants), le processus est plus long et plus complexe. Cela nécessite en amont l'utilisation d'un logiciel de SIG afin de délimiter l'emprise du bassin versant étudié puis d'associer chacun des points qu'il englobe (nombre et taille des points dépendant de la résolution du fichier raster utilisé) à une altitude et une latitude (cette dernière sous forme de coordonnées géographiques, *i.e.* en degrés). L'exportation du fichier raster en résultant sous forme de *database* permet sa lecture sous tableur et la conversion de chacun des points (cellules de raster) en valeur de *scaling* grâce à l'extension CosmoCalc.xla, puis en taux de production.

2.3.2. Les corrections topographiques

La seconde étape est celle du calcul des facteurs correctifs (écrantage topographique, pendage de la surface prélevée…). Lorsqu'il s'agit d'une surface localisée, le protocole commence sur le terrain avec la mesure de l'angle d'obstruction de l'horizon en fonction de l'azimut (une mesure tous les 20°) à l'aide d'un clinomètre, ainsi que l'angle et l'azimut du pendage de la surface prélevée lorsque cette dernière est large et très inclinée (Dunne et al., 1999 ; Nidermann, 2002 ; Balco et al., 2008). En effet, pour une telle surface, une partie du flux du rayonnement cosmique est bloqué de manière similaire à l'écrantage topographique (Lebatard et Bourlès, 2015). Ces valeurs peuvent être intégrées individuellement sous tableur et être converties en facteurs de correction modulant le taux de production brut. La formule utilisée pour calculer l'écrantage topographique (f_{topo}) est la suivante (Dunne et al., 1999) :

$$f_{topo} = 1 - \frac{1}{360°} \sum_{i=1}^{n} \Delta\emptyset_i \, sin^{m+1}\theta_i \qquad (3.2)$$

où n correspond au nombre de points de mesure, θ_i représente l'inclinaison spécifique par rapport à l'horizon, $\Delta\varphi_i$ la largeur azimutale sur laquelle est valable l'inclinaison mesurée et avec l'exposant m = 2,3.

L'auto-écrantage dépend de l'angle de pendage δ de la surface échantillonnée est calculée au moyen de la formule suivante (Dunne et al., 1999 ; Niedermann, 2002) :

$$f(\delta) = \frac{m+1}{2\pi} \int_{\phi}^{2\pi} \int_{\theta=\gamma(\phi,\delta)}^{\pi/2} sin^m\,\theta\,\cos\theta\,d\theta\,d\phi \qquad (3.3)$$

où l'angle d'inclinaison γ dans la direction φ est tel que :

$$\gamma(\varphi,\delta) = \arctan(cos\varphi\ tan\delta) \qquad (3.4)$$

Le protocole est encore une fois plus complexe dans le cas des bassins versants puisque l'écrantage topographique subi par chacun des points du raster doit être pris en compte et intégré au taux de production brut ponctuel associé (Fig. 3.2). Le procédé débute par l'attribution de coordonnées projetées pour chaque point du fichier raster de bassin versant (Lambert 93 – RGF 93 pour les bassins versants français et ETRS 1989 – UTM Zone 31N pour les bassins versants espagnols) puis l'export en fichier texte pour être exploitable au moyen du langage de calcul matriciel Matlab. Le script mis au point par Philippe Dussouliez (Ingénieur d'étude – CEREGE UMR 7330 CNRS) à partir de la formule de Dunne et al. (1999) évalue pour chaque point les distances (en mètres) le séparant des potentielles entraves du relief au rayonnement cosmique ainsi que l'angle d'incidence qui en résulte (Annexe 1).

La fiabilité des facteurs de correction liés à l'écrantage topographique tend à diminuer lorsque la résolution du raster utilisé est trop faible et le relief trop abrupte dans la zone étudiée (Norton and Vanacker, 2009). Cela aboutit à un effet d'amortissement du facteur correctif (*terrain smoothing*) qui est alors sous-estimé puisque le calcul prend en compte une topographie moins escarpée que dans la réalité. La différence entre la valeur calculée et la valeur « réelle » peut entrainer une erreur supérieur à l'erreur analytique dans le calcul des taux de dénudation (Norton and Vanacker, 2009). Dans cette thèse, la résolution (25 m) des rasters utilisés dans le chapitre sur les bassins versants (Chapitre 6) est suffisamment élevée et l'escarpement suffisamment bas (rapport surface réelle/surface projetée < 1,23) pour que le calcul de l'écrantage topographique ne nécessite pas une correction supplémentaire liée à cet effet d'amortissement. La différence de coefficient correcteur de la topographie en prenant en compte ou non l'effet d'amortissement est inférieur à 0,02 (Fig. 3.3) et donc inférieure à l'erreur analytique pour tous les bassins versants étudiés.

La détermination du taux de production corrigé d'un bassin versant passe alors par l'intégration point par point des coefficients de correction topographique et de l'écrantage lié à la couverture nivale (cf. 2.3.3. L'épaisseur du manteau neigeux (*snow shielding*)) au taux de production brut (Fig. 3.2). Les points correspondant à des lithologies non quartzeuses (cf. 4.1.2.1. Lithologie et minéral-cible) et à des surfaces non exposées (*e.g.* les glaciers ; Delunel et al., 2010) (cf. 4.1.2.6. L'impact des glaciers) sont exclus du protocole. La valeur moyenne des taux de production corrigés d'un bassin versant peut alors être utilisée pour résoudre l'équation (3.1).

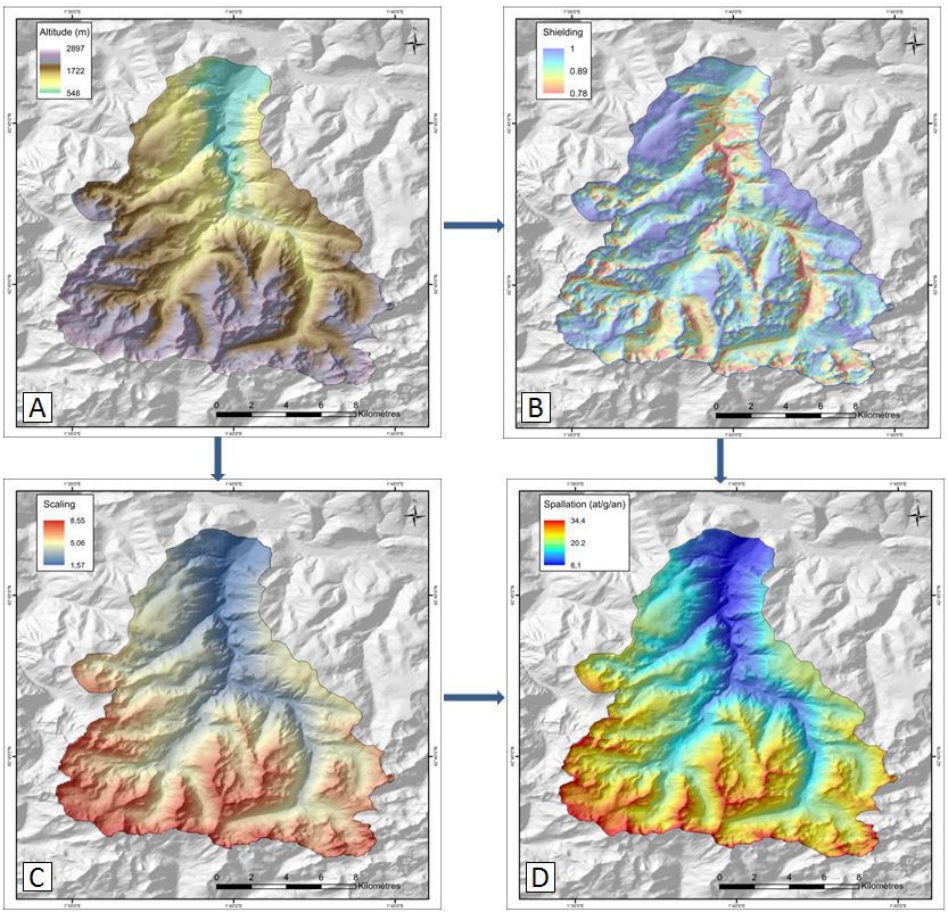

Figure 3.2. Cartes représentant graphiquement les étapes d'obtention d'un taux de spallation corrigé à partir de données d'altitude géoréférencées. Les données de *scaling* (C) sont obtenues à partir des données z (converties en pression atmosphérique) et de la latitude (A) ; le *shielding* (B) est obtenu à partir des données z (A) ; les taux de spallation (D) sont issus des valeurs de SLHL (4.02), de *shielding* et de *scaling*. Le bassin versant représenté est celui de l'Aston (Ariège). Fond : ombrage issu de BD Alti 25 m, IGN - Projection : RGF 93 – Lambert 93 - Système de coordonnées : WGS 84.

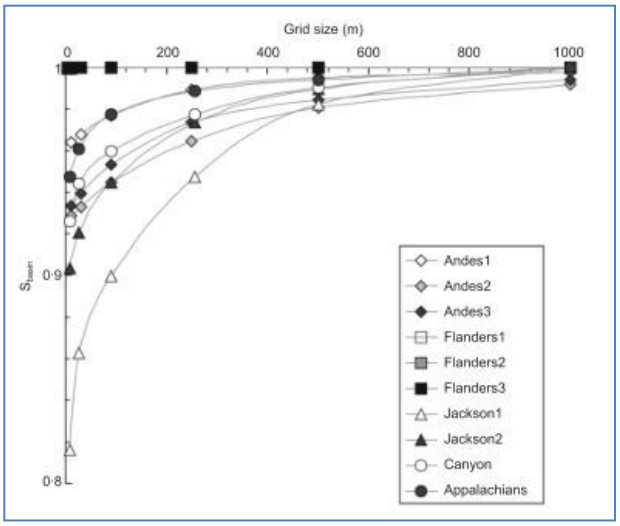

Figure 3.3. Graphique décrivant l'évolution du coefficient correcteur lié à l'écrantage topographique à l'échelle d'un bassin versant S_{basin} (une valeur de 0 représente un écrantage total et une valeur de 1 un écrantage nul) en fonction de la résolution de chaque terrain (10, 30, 90, 250, 500 et 1000 m) [Extrait de Norton et Vanacker, 2009]. Qu'importe la résolution du raster des secteurs les plus plats (Flandres), ceux-ci ne nécessitent pas de correction puisque l'appréciation du relief ne varie pas. A l'inverse, plus le relief d'un secteur est prononcé (Andes, Jackson), plus la prise en compte de son ampleur sous raster nécessite une taille de cellule réduite. Ainsi, le relief sous raster à faible résolution est fortement amorti pour les secteurs très escarpés : une correction topographique doit alors impérativement être appliquée.

2.3.3. L'épaisseur du manteau neigeux (*snow shielding*)

2.3.3.1. Calcul de la correction

L'épaisseur du manteau neigeux est un paramètre important à prendre en compte lors du calcul des taux de production corrigés en altitude (Gosse et Phillips, 2001). La présence d'une couche de neige plus ou moins épaisse par-dessus une surface rocheuse pendant une durée plus ou moins longue constitue un écrantage de couverture, lequel réduit le flux de rayons cosmiques secondaires et donc le taux de production. Ignorer ce paramètre aboutit à une sous-estimation des âges d'exposition et, dans le cas de surfaces ayant atteint un état stationnaire, à une surestimation du taux de dénudation. La correction f_{cover} à appliquer au taux de production de la surface concernée est calculée de la manière suivante (Dunai, 2009):

$$f_{cover} = e^{-(z_{snow}-z_{sample})\rho_{snow}/\Lambda} \quad (3.5)$$

où z_{snow} représente l'épaisseur de neige annuelle moyenne (cm), z_{sample} représente la hauteur de la surface prélevées (cas des blocs morainiques), ρ_{snow} représente la masse volumique moyenne de la neige (valeur moyenne en Eurasie : 0,25 g.cm^{-3} ; Onuchin et Burenina, 1996) et Λ représente le coefficient d'atténuation pour les réactions de spallation (160 g.cm^{-2}).

2.3.3.2. Origine des valeurs utilisées

Les épaisseurs du manteau neigeux utilisée dans cette thèse sont issues de simulations réalisées par zone Symposium – lesquelles correspondent à des zones climatiques homogènes définies par Météo France – et indexées sur l'altitude (tous les 300 m). Les épaisseurs de manteau neigeux (Tableau 3.1) représentent une valeur moyenne basée sur les variations annuelles de l'épaisseur de neige et leur durée sur une période de 30 ans (cf. chapitre 2). Elles correspondent en outre à celles de l'altitude moyenne des secteurs d'étude, tandis qu'elles correspondent respectivement – pour les besoins du processus analytique – à l'altitude la plus proche des sites d'échantillonnage pour les surfaces rocheuses prélevées, et à l'altitude moyenne des bassins versants dans le cadre du chapitre 6. Les données issues de l'ANR SCAMPEI (projet visant à apporter une réponse plus précise à la question du changement climatique dans les régions de montagne de la France métropolitaine au travers de la modélisation à haute résolution (12 km) et de l'adaptation statistique des analyses fines (8 km) de Météo-France pour tenir compte au mieux de la complexité topographique) ne sont disponibles que pour la France, donc pas pour l'Espagne. Il en résulte que les valeurs présentées pour le secteur de la Haute-Ésera sont extraites de la zone Symposium la plus proche et celle d'où provient l'essentiel des courants climatiques, à savoir le Luchonnais.

Pour chaque zone climatique et pour chaque altitude, la couverture neigeuse annuelle moyenne (Tableau 2.2) a été calculée à partir des moyennes des trois séries de valeurs correspondant à 30 années virtuelles dont le climat est représentatif de celui observé autour des années 1970. Ces valeurs considérées comme référentielles dans le cadre de l'ANR SCAMPEI peuvent être vues comme représentatives de l'épaisseur nivale moyenne durant l'Holocène dans le cadre de cette thèse. Les épaisseurs calculées sont affinées en fonction de la situation et de la nature de la surface prélevée. La couverture nivale des blocs morainiques correspond à la valeur moyenne calculée retranchée de la hauteur du bloc (Eq. 3.5). L'observation sous Google Earth de certaines surfaces en période hivernale – en particulier au niveau des crêtes – est utile pour évaluer si l'accumulation de neige est possible ou non. En effet, la situation proéminente et exposée aux vents de certaines surfaces empêche l'accumulation de neige en dépit d'une altitude propice à de fortes précipitations.

Tableau 3.1. Enneigement et coefficients de correction associés en fonction de la zone Symposium et de l'altitude.

Zones Symposium		Luchonnais	Vicdessos-Haute-Ariège	Capcir	Cerdagne
Secteurs		Haute-Esera	Haut-Vicdessos Beille-Aston	Carlit-Cerdagne (Grave)	Carlit-Cerdagne (El Raür)
Altitudes (m)	3300	202 / 0,73	154 / 0,79	-	-
	3000	143 / 0,80	124 / 0,82	59 / 0,91	45 / 0,93
	2700	108 / 0,84	96 / 0,86	43 / 0,94	30 / 0,95
	2400	79 / 0,88	73 / 0,89	28 / 0,96	17 / 0,97
	2100	50 / 0,92	48 / 0,93	16 / 0,98	7 / 0,99
	1800	24 / 0,96	25 / 0,96	6 / 0,99	2 / 1,00
	1500	8 / 0,99	9 / 0,99	2 / 1,00	0 / 1,00
	1200	2 / 1,00	2 / 1,00	0 / 1,00	0 / 1,00
	900	0 / 1,00	0 / 1,00	-	0 / 1,00
	600	0 / 1,00	0 / 1,00	-	-

Les valeurs présentées dans ce tableau correspondent à l'épaisseur de neige annuelle moyenne (cm) ainsi qu'au coefficient de correction associé (terme à droite de la barre oblique). Les tirets marquent les altitudes inexistantes dans les massifs concernés.

2.3.4. Protocole chimique et détermination de la concentration en NCT

La procédure analytique de laboratoire a été mise au point par Brown et al. (1991) et Merchel et Herpers (1999), et adapté par Braucher et al. (2011). Elle consiste en une suite de séquences de dissolution visant à purifier les échantillons afin que ne subsiste plus que le béryllium et l'aluminium, et à les préparer à la mesure de la concentration en NCT dans le Spectromètre de masse par Accélérateur (SMA). Une pesée est réalisée entre chacune des différentes étapes du protocole afin de contrôler la quantité de quartz dans laquelle les NCT seront mesurés.

2.3.4.1. Broyage et tamisage

La procédure débute par la mise à l'étuve (T=90°C) des échantillons de roche afin d'en éliminer l'humidité et se poursuit par une phase de broyage mécanique et de tamisage. Ceci vise à obtenir une quantité optimale de matériel sédimentaire avec une granulométrie comprise entre 0,25 mm et 1 mm. Réduire la granulométrie des échantillons permet d'augmenter la surface spécifique des grains et donc la surface d'attaque des acides ajoutés lors des étapes suivantes. Les grains < 0,25 mm ne sont pas utilisés car leur légèreté les rend susceptibles d'être évacués lors des lavages à l'acide.

2.3.4.2. Elimination des minéraux non quartzeux

Le silicium (Si) et l'oxygène (O) étant les principaux éléments-cible du ^{10}Be et du ^{27}Al et le silicium étant les principaux éléments-cible du ^{26}Al (Masarik, 2002), le quartz constitue le principal minéral dans lequel s'accumulent ces NCT. La suite de la procédure consiste à ne plus garder que du quartz pur. Les grains magnétiques (contenant généralement du fer, un isobare du ^{26}Al ; cf. 2.3.4.6. Mesure de la concentration en NCT par Spectromètre de masse par Accélérateur (SMA)) sont d'abord éliminés des échantillons par extraction à l'aide d'un séparateur magnétique Frantz. Le matériel sédimentaire restant est récupéré et stocké (dans des bouteilles Nalgène® de 250 ml) puis rincé plusieurs fois à l'eau de ville afin d'éliminer la fraction fine résiduelle ainsi que la matière organique (lichens, végétaux…).

Les échantillons reçoivent ensuite, dans des séquences de dissolution successives, des mélanges d'acide chlorhydrique (HCl) à 37% et d'acide fluorosilicique (H_2SiF_6) à 34%. Le HCl élimine les minéraux peu quartzeux et les carbonates tandis que le H_2SiF_6 élimine l'ensemble des minéraux autres que le quartz. Après chaque ajout d'acides, les échantillons sont mis à agiter pour que les acides agissent de manière homogène sur la totalité des grains et pour que ces derniers en s'entrechoquant, s'abrasent progressivement. Les dissolutions et agitations se poursuivent jusqu'à ce que les acides n'agissent plus sur l'échantillon (solution limpide). Les échantillons sont alors pesés (après rinçage et mise à l'étuve) afin de mesurer la masse de quartz pur qu'ils contiennent.

2.3.4.3. Elimination du ^{10}Be atmosphérique

Le ^{10}Be atmosphérique est produit dans l'atmosphère par réactions de spallation sur l'azote et l'oxygène à une vitesse trois ordres de grandeur supérieure à celle de sa formation dans les roches (Gosse et Phillips, 2001) puis transféré à la surface du globe par les précipitations et efficacement retenu à la surface des sédiments continentaux (Lebatard et Bourlès, 2015). Cette fraction atmosphérique - en mesure de fausser la mesure de la concentration en NCT - doit être éliminée par dissolution chimique (Kohl et Nishiizumi, 1992). Cela consiste à dissoudre l'enveloppe superficielle des grains de quartz (~10% de la masse de quartz à chaque dissolution) avec une quantité appropriée d'acide fluorhydrique (HF) répartie en trois séquences d'ajout.

Après rinçage et étuvage, la quantité de quartz est à nouveau pesée puis fractionnée en deux masses réduites : ~15-25 g utilisés pour la suite du protocole et la masse restante mise en réserve. L'absence d'éléments-cible du ^{26}Al dans l'atmosphère réduit drastiquement ce mode de production et donc le risque d'interférence lors de la mesure (Gosse et Phillips, 2001). En outre, la dissolution des couches externes des grains élimine le peu de ^{26}Al qui aurait pu se former (Kohl et Nishiizumi, 1992).

2.3.4.4. Dissolution totale

Cette étape vise à dissoudre la totalité de la masse de quartz pur de l'échantillon, pour ne plus garder que les éléments-traces qu'elle contient (béryllium, aluminium, bore, fer, manganèse). Une solution contenant un entraineur (~0,1 g d'une solution contenant (3,025 ± 0,009) × 10^{-3} g ^{9}Be/g issue de phénacite (Be_2SiO_4) ; Merchel et al., 2008 ; Braucher et al., 2011) est préalablement ajoutée à l'échantillon afin de fixer le rapport $^{10}Be/^{9}Be$ qui sera mesuré au spectromètre de masse. La dissolution totale est ensuite exécutée en ajoutant une quantité en excès (par rapport à la masse de quartz) d'acide fluorhydrique et en mettant à agiter durant 24h. S'ensuit alors une phase d'élimination de l'acide fluorhydrique : évaporation à sec à 200°C et rinçage. L'ajout d'une faible quantité d'acide perchlorique ($HClO_4$) puis d'acide nitrique (HNO_3) permet d'éliminer les différents composés fluorés (notamment CaF_2) contenus dans la solution. C'est à ce stade qu'est prélevée une aliquote afin de mesurer la quantité de ^{27}Al contenu naturellement dans l'échantillon et donc d'en déduire un ratio $^{26}Al/^{27}Al$ nécessaire à la détermination de la concentration en NCT (Eq. 3.1). Cette mesure est réalisée par spectrométrie d'émission optique à plasma à couplage inductif (ICP-OES). Si nécessaire, un entraineur contenant une solution de ^{27}Al dosée à 1000 ppm est rajouté dans les échantillons n'en contenant pas naturellement afin de fixer le ratio $^{26}Al/^{27}Al$.

2.3.4.5. Récupération du béryllium

Maintenant que ne subsistent plus que les éléments-trace dans l'encroûtement résultant du séchage de la solution, les étapes suivantes consistent à isoler et extraire le béryllium et l'aluminium. L'encroûtement est d'abord remis en solution (ajout d'acide chlorhydrique) puis centrifugé de manière à éliminer d'éventuels résidus. De l'ammoniac (NH_3) à 32% est alors introduit dans la solution afin d'établir un pH = 8 : le béryllium précipite alors sous forme de $Be(OH)_2$ (le béryllium est en solution à pH < 8) et l'aluminium reste sous forme solide (une partie de l'aluminium est remise en solution à pH < 7). Le précipité est séparé de la solution par centrifugation puis à nouveau dissous par un ajout d'acide chlorhydrique.

Cette solution est ensuite versée dans des colonnes de résine échangeuse d'ions conditionnée servant à retenir les éléments résiduels : la première colonne retient le fer et le manganèse tandis que la seconde sépare le béryllium de l'aluminium. Après élution, purification, remise en solution (ajout d'acide nitrique HNO_3 à 65%) et évaporation à sec, les échantillons sont oxydés à 700 °C afin d'obtenir une poudre d'oxyde de béryllium (BeO). Cette dernière peut alors être insérée dans une cathode qui sera introduite dans le SMA. De la poudre de niobium (Nb) est ajoutée dans la cathode afin de permettre une meilleure conductivité de la poudre lors du passage du courant dans le SMA.

2.3.4.6. Mesure de la concentration en NCT par Spectromètre de masse par Accélérateur (SMA)

Les analyses sont réalisées à l'instrument national ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques), situé au CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement, UMR 7730 CNRS) à Aix-en-Provence (Arnold et al., 2010) par les membres du Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques (LN2C), dirigé par le professeur Didier Bourlès. Ce SMA est un appareil d'analyse qui permet de détecter, d'identifier et de compter les particules contenues dans un échantillon.

Une fois la cathode insérée dans le SMA, l'échantillon est ionisé par un bombardement d'ions césium (Cs). Les ions négatifs ainsi produits (contenant des noyaux atomiques ^{9}Be, ^{10}Be, O) et mis en mouvement subissent d'abord une analyse en impulsion dans un aimant puis sont à nouveau accélérés et injectés dans un accélérateur électrostatique. L'accélération suivante les propulse vers la borne centrale de l'accélérateur où une feuille à gaz à pompage différentiel arrache plusieurs électrons aux ions et dissocie les molécules. Lors de cette phase, si trois électrons ou plus sont arrachés à une molécule stable, cette dernière est dissociée et ses fragments se dispersent dans la seconde partie de l'accélérateur. Les éléments de même masse que l'élément à détecter peuvent ainsi être éliminés. En revanche, les ions à charge positive multiple (fraction recherchée) sont accélérés dans la seconde moitié de l'accélérateur où une combinaison de déflecteurs magnétiques et électrostatiques sélectionne les ions de rapport masse/charge déterminé. En raison de leur différence de masse et de charge, la séparation des noyaux atomiques de départ (^{9}Be, ^{10}Be, O) permet de capter leur signal spécifique (sous forme du nombre de « coups ») par un absorbeur qui amplifie ce dernier afin qu'il puisse être traité informatiquement.

En raison de la relativement faible résolution massique du SMA, les masses d'un radio-isotope recherché et de son éventuel isobare stable (nucléides possédant le même nombre de nucléons (A) que le radio-isotope mais pour lequel le nombre de protons (Z) est le même que celui de neutrons (N)) ne peuvent être séparées. Les isobares stables du ^{10}Be et du ^{26}Al sont respectivement le bore et le fer : l'élimination de ces derniers autant que faire se peut durant le protocole chimique garantit une mesure fiable des éléments à détecter au SMA.

L'analyse par SMA fournit pour chaque échantillon mesuré le rapport ^{10}Be/^{9}Be ($R_{10Be/9Be}$) et l'incertitude ($Incert_{10Be/9Be}$) qui lui est associé (%) ainsi que le nombre de « coups » relatifs au ^{10}Be enregistré. Ces informations et la masse d'entraineur ajoutée (m_{spike} = ~0,1 g pour une concentration C_{spike} = 3066 ppm) lors de la phase de dissolution totale sont alors utilisées pour calculer la concentration [^{10}Be] et l'incertitude $\pm_{[10Be]}$ qui lui est associée (at/g) :

$$[10Be] = \frac{\frac{m_{spike} \times C_{spike} \times 10^{-6}}{M_{Be} \times N_A}}{m_{qz}} \times \left(R_{10Be/9Be} - R_{blanc}\right) \quad (3.6)$$

$$\pm_{[10Be]} = \frac{\pm_{10Be/9Be}}{100} \quad (3.7)$$

où M_{Be} correspond à la masse molaire du béryllium (9,012 g/mol), N_A correspond au nombre d'Avogadro (6,022.10^{23} mol^{-1}), R_{blanc} est le ratio de ^{10}Be/^{9}Be mesuré dans un échantillon « blanc » contenant seulement de l'entraineur, et m_{qz} correspond à la masse de quartz pur analysée par échantillon. Le calcul de la concentration [^{26}Al] (at/g) est un peu plus complexe puisque il prend en compte les mesures d'ICP (ppm) :

$$[26Al] = \frac{(R_{26Al/27Al} - R_{blanc}) \times (27Al_{spike} + 27Al_{naturel})}{m_{qz}} \quad (3.8)$$

$$27Al_{spike} = \frac{m_{spike} \times [27Al]_{spike}.10^{-6}}{M_{Al} \times N_A} \quad (3.9)$$

$$27Al_{naturel} = \frac{ICP.10^{-6} \times \frac{m_{final}}{m_{aliq}}}{M_{Al} \times N_A} \quad (3.10)$$

avec le ratio $^{26}Al/^{27}Al$ ($R_{26Al/27Al}$) mesuré pour chaque échantillon et celui de référence pour une série d'échantillons (R_{blanc}), le nombre d'atomes de ^{27}Al présent naturellement dans l'échantillon ($^{27}Al_{naturel}$) et celui ($^{27}Al_{spike}$) du à l'ajout d'une certaine masse d'entraineur m_{spike} (g) avec une concentration en atomes $[^{27}Al]_{spike}$ (1000 ppm), la masse molaire de l'aluminium (27 g/mol), la quantité d'atomes mesurée lors de l'ICP (ppm), m_{final} et m_{aliq} sont respectivement la masse (g) de solution restant dans l'échantillon et celle utilisée pour l'ICP. L'incertitude $\pm_{26Al}$ (at/g) associée à la concentration mesurée est calculée de la manière suivante :

$$\pm_{26Al} = (\sqrt{\pm_{26Al/27Al}})^2 + \pm_{ICP}{}^2 \times [26Al] \qquad (3.11)$$

avec l'incertitude mesurée par Aster du ratio $^{26}Al/^{27}Al$ ($\pm_{26Al/27Al}$) et l'incertitude relative à la mesure d'ICP ($\pm_{ICP}$).

3. La dénudation dans les cirques à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire

Ce paragraphe est centré sur les méthodes visant à déterminer les valeurs de dénudation dans les zones de cirques et de plateaux, à l'aide des NCT (cf. Chapitre 4) mais également au moyen d'une méthode de quantification des dépôts glacigéniques sous SIG (Chapitre 5). Les NCT mesurent la dénudation de surfaces localisées et considérées comme plus ou moins représentatives des différents « compartiments » constitutifs des zones d'altitude pyrénéennes (plancher et murailles de cirques, et les surfaces supraglaciaires associées, zones de plateaux). L'enregistrement de la dénudation est valide sur différentes intervalles de temps : Würm (~100 ka), oscillations froides de la Déglaciation (Dryas Ancien et Dryas Récent), partie terminale et de péjoration climatique de l'Holocène (Néoglaciaire : ~3,3 ka). Cela autorise l'étude de l'évolution de la dénudation dans les cirques échantillonnés (Maladeta, Aneto, Escale, Llat et Cometa d'Espagne) au cours du temps, au gré des variations climatiques et en fonction des caractéristiques topoclimatiques (climat local, altitude…) des massifs concernés (Maladeta, Bassiès, Carlit). Les caractéristiques variables (englacement würmien total, partiel ou inexistant) des sites de prélèvement sur plateaux (Beille, Carlit) permettent également des mesures de dénudation sur des pas de temps différents (un ou plusieurs cycles glaciaire interglaciaire, Holocène…)

D'une manière générale, le nombre de prélèvements pour analyse par NCT reste limité en raison du coût des analyses mais également en raison des difficultés d'accessibilité des sites (sites isolés en altitude et non échantillonnable une partie de l'année eût égard au manteau neigeux). La mesure de quantification sous SIG complète la série de résultats NCT d'un point de vue spatial puisque les valeurs de dénudation calculées s'appliquent à la totalité de la surface d'un cirque - et plus seulement à un « compartiment » (murailles, plancher) - à l'échelle du Néoglaciaire. Le croisement des résultats des deux méthodes sera un précieux moyen d'évaluation du budget sédimentaire des cirques concernés, de la pertinence et des limites de validité de chacune des méthodes employées. En outre, la méthode de quantification par SIG concerne l'ensemble des cirques du massif de la Maladeta. Par conséquent, les résultats géographiquement et temporellement contraints orientent plutôt vers une étude de l'impact des glaciations néoglaciaires au niveau local et en fonction des caractéristiques morphologiques et topographiques des cirques.

3.1. Les mesures NCT sur surfaces rocheuses

La mesure de la dénudation subie par les surfaces rocheuses autrefois englacées n'est possible que si l'histoire des variations de l'extension des glaciers est bien contrainte et ancrée dans le temps par des datations absolues. Si les moraines marquent les différentes étapes de progression et de recul d'un glacier, leur datation passe par la mesure par NCT (^{10}Be) de l'âge d'exposition des blocs qui les composent. En comparant ces âges avec celui du substrat rocheux, il devient possible de déterminer dans quelle mesure ce dernier présente de l'héritage d'exposition et de quantifier la durée d'action des glaciers. La conjugaison du ^{10}Be et ^{26}Al est utilisée pour détecter d'éventuelles périodes d'enfouissement sous une glace épaisse (~60 m) et donc mettre en évidence des héritages d'exposition anciens (10^5 années) (cf. chapitre 4).

3.1.1. La datation des blocs morainiques

La datation des blocs morainiques (Fig. 3.4) présents sur les sites d'étude permet de reconstituer l'histoire de l'englacement subi (Delmas et al., 2008, 2011, 2012 ; Pallàs et al., 2006). Ceci représente un travail préliminaire nécessaire dans ce qui constitue le cœur du sujet de thèse, à savoir la dénudation dans les zones culminantes englacées au Würm. Les blocs sont enchâssés dans les cordons morainiques (moraines frontales et latérales notamment) représentant une phase d'extension maximale ou de ré-avancée majeure. Ces cordons morainiques se construisent par accrétion de sédiments au cours de l'englacement et l'accumulation en NCT est considérée comme débutant lorsque la construction se termine ou se stabilise. Les NCT datent par conséquent le retrait du glacier (Heyman et al., 2011).

Figure 3.4. Bloc morainique échantillonné (BA-18) dans la vallée de l'Escale (secteur du Haut-Vicdessos, Ariège). Cliché : Y. Crest.

En plus d'être de bons marqueurs spatiaux de l'étendue des glaciers, les blocs morainiques (sur moraines d'ablation, moraines frontales, moraines latérales) sont très pertinents dans les datations par nucléides cosmogéniques. En effet, très peu d'entre eux (~2% en moyenne) exposent les stratégies d'échantillonnage à un risque d'héritage d'exposition (Putkonen and Swanson, 2003 ; Heyman et al., 2011). Cet avantage résulte de la conjonction de différents facteurs : i) d'une manière générale, les blocs seraient majoritairement issus du plancher ou du pied des murailles écrantées lors de l'englacement, ii) les blocs contenant de l'héritage d'exposition (accumulé en contexte déglacé) seraient suffisamment érodés lors du transport sous-glaciaire pour « effacer » l'héritage dans les enveloppes externes du bloc ou se retrouveraient à la base de l'accumulation sédimentaire, iii) les blocs issus du haut des murailles (et donc exposés) seraient de taille trop modeste pour être échantillonnés (Putkonen and Swanson, 2003).

Si l'héritage est susceptible de vieillir l'âge d'exposition des blocs morainiques, ces derniers peuvent également subir des rajeunissements. Les cordons morainiques sont en effet sujets à de la dégradation induite par les précipitations, le ruissellement, la déclivité du substrat et l'instabilité intrinsèque du dépôt (fonction du type et de la granulométrie du matériau, couverture végétale, capacité d'infiltration des flux hydrique, de l'angle de surface de la moraine) (Putkonen and O'Neal, 2006 ; Putkonen et al., 2008). Le démantèlement de la moraine amène les blocs en position sommitale à être évacués vers le bas et à ceux originellement enfouis à émerger progressivement. L'analyse par NCT de ces derniers aboutit à la datation de leur exposition tardive et postdate naturellement celle du retrait du glacier (Putkonen and O'Neal, 2006). L'éventuelle desquamation de la surface des blocs lors de leur exposition peut également être à l'origine d'un rajeunissement de l'âge d'exposition mesuré.

Toutes ces considérations poussent à adopter une stratégie d'échantillonnage visant à ne sélectionner que les blocs les mieux préservés et dans les positions les plus stables. Il est donc nécessaire de ne sélectionner que les blocs i) de taille métrique à décamétrique (Heyman et al., 2016) et ii) totalement exhumés, situés sur iii) la plus petite et iv) la moins démantelée des moraines (Putkonen and Swanson, 2003). Ceci permet de maximiser les chances d'analyser un bloc qui aura été exposé le plus rapidement possible après le recul du glacier (donc susceptible d'avoir été durablement exposé), qui ne soit pas originaire des murailles (qui comporte de l'héritage), et qui soit resté en place. Dans le cadre de cette étude, les moraines encore intactes sont peu nombreuses, de taille modeste et dans la plupart des cas relativement mal conservées. L'essentiel de la sélection porte donc sur des critères relatifs aux blocs (de grande taille, et émoussés ; ce dernier point garantit l'absence de rajeunissement par écaillage) plutôt qu'aux moraines. Le nombre de blocs à échantillonner varie également en fonction de la taille des moraines (Putkonen and Swanson, 2003) : les moraines pyrénéennes petites et relativement récentes (< 100 ka) nécessitent en théorie entre 1 et 4 blocs.

Dix prélèvements sur blocs morainiques ont été réalisés. En Haute-Esera, deux prélèvements (AN01 et AN02) ont été effectués en fond de vallée (moraines frontale et d'ablation d'Aigualluts) et trois (MA04, MA05 et MA06) dans le cirque de Maladeta (moraines frontales de Renclusa) afin d'ancrer dans une chronologie absolue les stades de déglaciation établis par Copons (1994) (cf. Chapitres 2 et 4). Dans le massif de Bassiès (Haut-Vicdessos), trois blocs morainiques ont été échantillonnés : un au niveau du col de diffluence de Legunabens (BA15) – avec pour vocation additionnelle de dater la fin de la diffluence - et deux dans les cordons latéraux des Mouscadous (BA17 et BA18) (cf. Chapitre 4).

La nature (moraines latérales) et la situation (sur les versants) des blocs échantillonnés dans la vallée de l'Escale renseignent également sur l'épaisseur des englacements contemporains de ces dépôts. Dans le secteur de Carlit-Cerdagne, un bloc a été échantillonné au niveau de la moraine latérale des Ribes (CA 12-06) (cf. Chapitre 4). Ce prélèvement vient compléter la campagne de datations réalisée par Delmas et al. (2008) qui visait à reconstituer les phases de déglaciation du massif du Carlit. Les datations fournies par Delmas et al. (2008) représentent par ailleurs le cadre temporel sur lequel sont basées les mesures de tranche de roche érodée dans les cirques de Cometa d'Espagne et de Llat (cf. Chapitre 4). Ces âges publiés ont été recalculés en fonction des nouvelles valeurs de SLHL (Braucher et al., 2011).

3.1.2. L'appréciation de la dénudation sur plancher

L'outil utilisé sur les surfaces rocheuses est le même que celui utilisé sur les blocs morainiques : l'outil datation des NCT. La résolution de l'équation consiste alors à déterminer le temps d'exposition *t*. En effet, dans la mesure où le glacier assure un écrantage total sur le plancher, la quantité de nucléides cosmogéniques qu'il contient est censée être fonction de la durée écoulée depuis le début de l'exposition. Ainsi, l'on date le retrait du glacier en un point. Cela implique que l'âge d'exposition mesuré sur le plancher – et plus précisément sur une surface polie (Fig. 3.5), gage d'une météorisation minimale/érosion nulle en contexte déglacée – doit correspondre à l'âge qui a été mesuré sur les blocs composant la moraine directement en aval. Cela signifie également que l'action du glacier a été suffisante pour éroder une tranche de roche > ~3 m (profondeur au-delà de laquelle la production en isotopes est trop faible pour être mesurée) dans laquelle aurait pu s'accumuler les nucléides cosmogéniques lors d'une précédente phase d'exposition.

A l'inverse, si l'âge d'exposition du plancher est supérieur à celui de la moraine situé immédiatement en aval de celui-ci, cela indique qu'il existe un héritage d'exposition, et donc que le glacier a érodé une tranche de roche < ~3 m durant la dernière phase d'englacement (Fabel et al., 2002 ; Marquette et al., 2004 ; Briner et al., 2005a,b ; Li et al., 2005 ; Phillips et al., 2006). Lorsque cette profondeur d'érosion est rapportée à la durée de l'englacement, un taux de dénudation minimum ou maximum est aisément calculable. C'est ce qui sera détaillé au chapitre 4, où la méthode a pu être appliquée à un certain nombre de planchers de cirques dont la chronologie de déglaciation était bien contrainte. Le corollaire de ce mécanisme est que deux surfaces déglacées en même temps mais ne présentant pas le même âge d'exposition mettent en évidence un contraste dans les vitesses de dénudation (Fabel et al., 2002 ; Stroeven et al., 2002 ; Harbor et al., 2006), et donc dans la puissance des glaciers respectifs.

Figure 3.5. Surface polie proche des étangs de Bassiès (vallée de l'Escale, secteur du Haut-Vicdessos, Ariège). Cliché : Y. Crest.

Dans le cas d'une tranche de roche érodée < ~3 m, il devient par ailleurs possible de connaître plus précisément la profondeur de dénudation réelle ($0 \leq z \leq 3$ m) en se basant sur le taux de production d'isotopes cosmogéniques en fonction de la distance en subsurface x et sur la durée de la pénultième phase d'exposition ($t_{preglacial}$) . Le principe de cette méthode (cf. chapitre 4) repose sur le postulat que l'héritage d'exposition mesuré actuellement sur une surface rocheuse ($N_{inherited}$) correspond à la quantité de nucléides cosmogéniques ($N_{x=z.\rho,\ \varepsilon=0,\ tpreglacial}$) produite à une profondeur donnée pendant toute la durée de la précédente phase d'exposition (typiquement : une période interglaciaire). La durée de l'actuelle phase d'exposition ($t_{postglacial}$) - déterminée d'après l'âge des moraines située en aval de la surface prélevée – permet de calculer la concentration en NCT ($N_{x=0,\ \varepsilon=0,\ tpostglacial}$) accumulée au cours de cette période. La concentration en NCT héritée de cette précédente phase d'exposition est alors calculée de la manière suivante (Crest et al., 2017) :

$$N_{inherited} = \left(N_{measured} - N_{x=0,\ \varepsilon=0,\ t_{postglacial}}\right) exp\left(\lambda t_{glacial}\right) \qquad (3.12)$$

Le dernier terme de l'équation (3.12) correspond à la décroissance radioactive subie pendant la période d'englacement ($t_{glacial}$). Cette décroissance est négligeable pour les durées étudiées dans cette thèse (< 100 ka). Connaissant $N_{inherited}$, il devient alors possible de résoudre l'équation en considérant $t = t_{preglacial}$ et donc de calculer la valeur de z (au travers du terme x). Le calcul est néanmoins basé sur deux hypothèses : il ne subsiste aucun héritage d'exposition des périodes précédant $t_{preglacial}$ et la dénudation subie durant cette durée est négligeable (ε = 0). Le taux de dénudation correspond ensuite simplement à $z/t_{glacial}$. Une méthode de calcul similaire – avec une durée d'exposition initiale basée sur l'héritage mesuré sur les surfaces paléiques proches – a été utilisée dans les régions scandinaves (Fabel et al., 2004 ; Li et al., 2005).

Vingt-six surfaces polies ont été échantillonnées sur l'ensemble des secteurs d'étude. Neuf d'entre elles sont situées dans les cirques de Maladeta et Aneto (respectivement les séries MA et AN ; secteur de Haute-Esera) (cf. Chapitre 4) : la première (MA03) correspond à un premier stade de déglaciation (en aval des moraines de Renclusa), les suivantes (MA07, MA08, AN09 et AN10) sont associées à un second stades de déglaciation (entre les moraines de Renclusa et les moraines du PAG) et enfin les quatre dernières (MA11, MA12, AN13 et AN14) sont des surfaces exposées récemment (en amont des moraines du PAG). Sept surfaces polies échantillonnées sont localisées dans la vallée de l'Escale (secteur du Haut-Vicdessos) (cf. Chapitre 4) : la première (BA16) correspond à une roche moutonnée au niveau du col de diffluence de Légunabens, les secondes (BA19 et BA20) sont positionnées en fond de vallée au droit de la moraine latérale des Mouscadous et les quatre dernières (BA21, BA22, BA23 et BA24) sont situées sur le plancher, en pied de muraille, ainsi que sur le verrou glaciaire du cirque de l'Escale. Dans le secteur de Beille-Aston, une seule surface présentant des traces suggérant un polissage (BE 10-02) et correspondant à un sillon d'érosion glaciaire – limitant la possibilité d'un héritage d'exposition - a été échantillonnée sur le plateau de Beille (cf. Chapitre 4). Dans le secteur de Carlit-Cerdagne, un total de neuf surfaces polies a été échantillonné. Deux sont situées au niveau des verrous glaciaires de Ribes (CA 12-05) et des Llèbres (CA 12-07) sur la marge SE du plateau du Carlit. Sept autres sont localisées dans les cirques de Llat et de Cometa d'Espagne et sont issues d'une précédente campagne de prélèvements et d'analyse (Delmas et al. 2008) : les âges d'exposition ont été recalculés avec les standard utilisés actuellement (SLHL = 4,02 at/g/an et prise en compte de la production muonique) et les tranches de roche érodée ont pu être calculées à l'aide la formule détaillée au Chapitre 4.

3.1.3. Taux de dénudation sur surfaces ayant atteint le *steady-state*

Une surface rocheuse exposée depuis suffisamment longtemps atteint généralement un état stationnaire (*steady-state*) dans lequel la quantité d'isotopes présente en surface reste constante au cours du temps. Ceci résulte d'un état d'équilibre entre, d'une part, les pertes en nucléides par dénudation et par décroissance radioactive ; et, d'autre part, les gains par la production de nucléides cosmogéniques. L'âge d'exposition équivalent minorant nécessairement la durée réelle d'exposition (l'exposition a débuté avant l'atteinte de l'état stationnaire), cette situation permet d'obtenir un taux de dénudation maximum pour une période donnée (Lal, 1991). Le temps minimum nécessaire à l'atteinte de l'état stationnaire est dit temps d'intégration (T_{int}) et représente l'intervalle de temps durant lequel le taux de dénudation mesuré est valide (Lal, 1991). Le temps d'intégration dépend entre autres de la longueur d'atténuation Λ (160 g/cm^{-2}) et est d'autant plus réduit que le taux de dénudation ε (g/cm^2/an) est rapide et que la constante de désintégration de l'isotope radioactif λ (a^{-1}) est courte :

$$T_{int} = \frac{1}{\lambda + \frac{\varepsilon}{\Lambda}} \qquad (3.13)$$

Ce domaine d'application des nucléides cosmogéniques est particulièrement pertinente pour quantifier la vitesse de dénudation des crêtes et surfaces supraglaciaires (Fig. 3.6), qui par définition sont supposées restées constamment exposées y compris durant les périodes glaciaires. Cette méthode est également utilisée pour connaître la vitesse d'abaissement des surfaces paléiques recouvertes d'altérites et éventuellement les taux de conversion de ces altérites en sols (von Blanckenburg, 2005 ; Heimsath et al., 2012 ; Minasny et al., 2015a). A cette occasion, il est important de noter que cette méthode n'est pas spécifique à l'étude des cirques et qu'elle bénéficie à mieux caractériser le fonctionnement des bassins versants (cf. 4.1. Taux de dénudation dans des bassins versants et chapitre 6).

Figure 3.6. Murailles latérales séparant le cirque de la Maladeta du cirque d'Aneto (Massif de la Maladeta, secteur de Haute-Ésera). Les indices géomorphologiques (trimline) indiquent que ces dernières émergeaient au-dessus des glaciers lors du maximum d'extension würmien. Cliché : Y. Crest.

Les mesures effectuées sur surfaces rocheuses saines situées sur crêtes supraglaciaires traduisent très certainement une situation d'état stationnaire ou pouvant être considérée comme telles. Leur position au-dessus de la *trimline* (limite haute de l'épaisseur d'un glacier parfois matérialisée après déglaciation par une ligne visible sur les flancs rocheux) démontre en effet une évolution en contexte d'exposition au moins au cours de la dernière période glaciaire. Le cas des plateaux d'altérites et des tors est plus complexe. Dans le cas des plateaux d'altérites jamais englacés (plateaux externes du sud-Carlit), le postulat de base est que ceux-ci évoluent principalement en contexte déglacé par des processus de météorisation, de formation de sols, voire des processus périglaciaires (cf. Chapitres 1 et 2). Dans le cas de plateaux ayant constitué des zones d'accumulation de glace froide comme c'est le cas pour le plateau de Beille, ces surfaces sont très certainement protégées de l'érosion par la glace immobile qui les recouvre lors des périodes glaciaires. Dans ce cas, l'état stationnaire atteint en contexte déglacé est « conservé » sous la glace jusqu'à la période interglaciaire suivante. Pour autant, les phases de déglaciation peuvent constituer des périodes durant lesquelles le substrat rocheux altéré – vulnérable du fait de l'absence de végétation et de son rôle stabilisateur – subit une ablation importante. Ces évènements peuvent représenter des entraves à la mesure d'un état stationnaire.

Les prélèvements sur crêtes ou surfaces supposées exposées depuis suffisamment longtemps pour avoir atteint l'état stationnaire sont au nombre de quatorze. Deux (AMC32 et AMC33) sont localisés au sommet de la muraille latérale séparant les cirques de Maladeta et Aneto (secteur Haute-Esera ; cf. Chapitre 4). Les sites de prélèvement semblent être situés au-dessus de la *trimline* würmienne. Dans le secteur du Haut-Vicdessos (cf. Chapitre 4), deux prélèvements d'arènes et de galet (BAC35 et BAC36) sont réalisés sur un plateau d'altérites (plaine de Roc Nègre) probablement jamais englacé (car très étroit et balayé par les vents) dominant la vallée de l'Escale et le troisième (BAC36) est localisé sur une surface peu déclive affectée par des processus périglaciaires au-dessus du cirque de l'Escale (Pique Rouge de Bassiès). Cette dernière est probablement le vestige d'une surface d'aplanissement sommitale dont la superficie et la géométrie ont été en partie modifiées par l'érosion régressive des glaciers de cirque.

Quatre sites de prélèvements sont localisés sur le plateau de Beille (secteur de Beille-Aston) : de l'arène gneissique sur le site de Beille d'en Haut (BE 12-01 et BE 12-01b) et de la roche en place sur les tors démantelés de Prat de Moll (BE 10-01, BE 10-02 et BE 10-03) (cf. Chapitre 4). Ces sites auraient été recouverts par des glaciers en mouvement lors des maxima d'englacement et par des calottes glaciaires immobiles durant les autres phases des périodes glaciaires (Delmas et al., 2012). Quatre prélèvements ont été réalisés sur les plateaux d'altérites de la partie méridionale du massif du Carlit, au niveau des tors jamais englacés de Cantallops (roche en place : CA 12-01 et arène au pied du tor : CA 12-02) et de la Padrilla (roche en place : CA 12-03 et arène au pied du tor : CA 12-04) (cf. Chapitre 6).

3.2. La mesure SIG des volumes sédimentaires d'origine glaciaire

Les analyses par nucléides cosmogéniques sur les prélèvements du plancher en amont des moraines du PAG dans le massif de la Maladeta permettent la quantification de la tranche de roche érodée au cours de l'Holocène. Les sites de prélèvements étant peu nombreux (quatre pour deux cirques) et très localisés, ils fournissent un taux d'abaissement minimum du plancher et ne sont donc en mesure que de quantifier l'efficacité de la dénudation sous-glaciaire en quelques points. La mesure du volume des moraines du PAG et des cônes proglaciaires qui s'y rattachent vient améliorer la quantification du budget sédimentaire glaciaire des cirques d'altitude à l'Holocène.

Les sédiments stockés sont, en effet, issus de la dénudation sous-glaciaire mais également péri- et supraglaciaire. Ils proviennent donc du plancher, des murailles mais également des surfaces paléiques (rares dans la Maladeta) dominant éventuellement les cirques. En conséquence, les volumes mesurés et les taux d'érosion calculés – sous réserve de la proportion de sédiments effectivement stockée – se rapportent à la totalité de la surface de chaque cirque. En plus d'être complémentaire à la mesure par nucléides cosmogéniques au niveau de l'espace investigué (cirque), cette méthode concerne le même pas de temps (Holocène, Néoglaciaire) que celui des surfaces prélevées en amont des moraines du PAG.

La mesure de ces volumes sédimentaires est réalisée à l'aide d'un système d'information géographique (SIG). Cet outil présente l'avantage d'une quantification rapide de volumes sédimentaires répartis sur une superficie large. La mesure n'a pas seulement été effectuée pour les cirques dans lesquels des prélèvements pour analyse par nucléides cosmogéniques sont réalisés, mais pour l'ensemble des cirques du massif de la Maladeta. Ceci permet de passer de l'étude des variations spatiales de la dénudation intra-cirque à un travail d'appréciation de la variabilité de l'efficacité érosive glaciaire inter-cirques. L'identification des stocks sédimentaires attribuables à l'Holocène est notablement facilitée par la haute résolution de l'imagerie disponible pour ce secteur (ortho-images, MNT...), mais également par le travail de cartographie géomorphologique réalisé par Copons (1994). L'existence, la relativement bonne conservation et la délimitation aisée des dépôts holocènes dans le massif de la Maladeta en font le seul site de l'aire d'étude dans lequel une telle quantification est possible. L'existence de surcreusements en aval de la quasi-totalité des cirques favorise l'accumulation de sédiments sous forme de cônes proglaciaires ou sous forme de remplissage partiel. Ceci garantit la conservation de la quasi-intégralité des tills dans une aire géographique extrêmement restreinte à l'aval des cirques et donc la prise en compte d'un volume représentatif lors du protocole de mesure. Les modalités et capacités de stockage dans les pièges sédimentaires sont décrites plus en détail dans le chapitre 5.

L'étude porte ainsi sur un total de huit cirques répartis sur le versant nord (Maladeta, Aneto, Barrancs, Tempestades, Salenques) et sur le versant sud (Creguenya, Corones, Lloses) du massif de la Maladeta. Ces cirques – parmi la douzaine que compte le massif – ont été sélectionnés car ils sont les seuls à présenter des dépôts glaciaires holocènes bien individualisés et donc mesurables par la méthode volumique. Les autres cirques (Alba, Aragüells, Isards, Russell) ne présentent que des glaciers rocheux ou des dépôts morainiques trop peu volumineux ou trop mal individualisés pour être mesurés.

3.2.1. Les méthodes de mesure des formations glaciaires du PAG

La mesure des volumes sédimentaires est basée dans cette méthode sur une reconstitution du substrat rocheux sous-jacent par interpolation. Ceci permet d'estimer la profondeur de sédiments et donc d'en déduire un volume. Néanmoins, le protocole analytique diffère selon le type de dépôt considéré. En ce qui concerne les cordons morainiques – généralement situés sur des surfaces régulières et relativement planes (plancher), la quantification s'appuie sur un calcul programmé sous SIG du volume compris entre la surface réelle et la surface interpolée dans son intégralité (en trois dimensions). La mesure des cônes proglaciaires – généralement situés dans des fonds de talweg et zones surcreusées – est basée sur la reconstitution du volume par transects.

3.2.1.1. Moraines : mesure par interpolation intégrale (MII)

Le travail de quantification des cordons morainiques débute par l'identification (cf. chapitre 5) et la délimitation de ces derniers sous SIG. Dans le cadre de cette étude, il s'agit des cordons morainiques du PAG (cf. chapitre 5). Leurs emprises peuvent alors être dessinées sous SIG au moyen de polygones ; ces derniers tracent les contours de chaque cordon individualisé (Fig. 3.7).

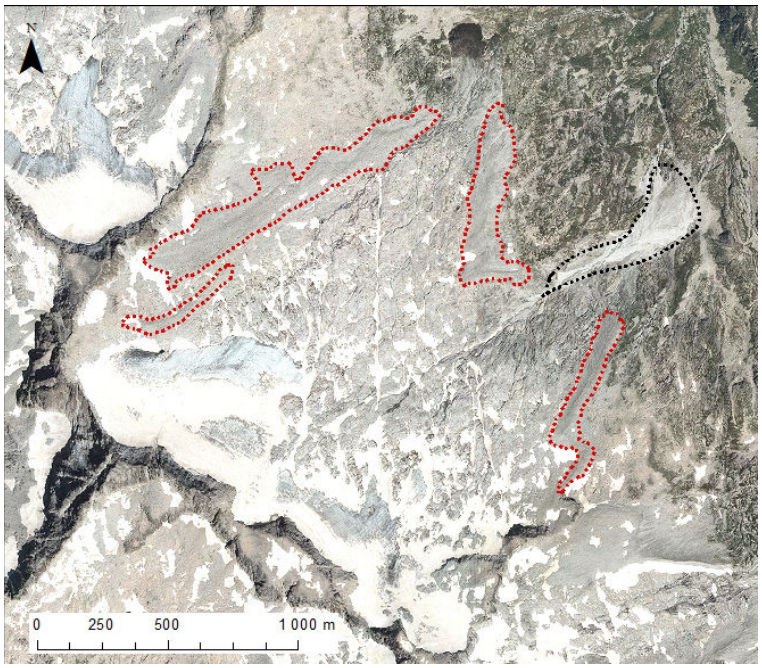

Figure 3.7. Délimitation sur ortho-image des cordons morainiques (tirets rouges) et du cône proglaciaire (tirets noirs) dans le cirque de l'Aneto (massif de la Maladeta, Aragon, Espagne). Fond : orthofoto 25 cm PNOA®. Projection : ETRS 1989 – UTM Zone 31N.

Le modèle numérique de terrain (MNT) haute-résolution (LiDAR PNOA® 5 m) du massif de la Maladeta constitue une source de données indispensable à l'étude des volumes des moraines du PAG. Le protocole analytique (Fig. 3.8 ; Annexe 2) débute par le découpage du MNT selon l'emprise des cordons morainiques, puis le fichier en sortie est converti en fichier TIN (*Triangulated Irregular Network*). Ce type de format permet de modéliser les surfaces en convertissant les données d'altitude (données Z) fournies par le MNT en un réseau de polygones dont la maille élémentaire est un triangle. Ce type de format est nécessaire à l'application des calculs suivants. Parallèlement à cela, une interpolation selon la méthode dite des « voisins naturels » (lire encadré n°8) faite à partir des données Z situées autour de l'emprise des moraines est réalisée afin de reconstruire la surface rocheuse présente sous les dépôts morainiques. Cette surface interpolée est ensuite convertie en fichier TIN, de manière à ce que la différence de volume entre cette dernière et la surface-enveloppe des cordons morainiques puisse être calculée. Le résultat correspond au volume de sédiments contenus dans les moraines.

Les surfaces des volumes morainiques exclus de la mesure par interpolation en raison d'une trop faible épaisseur, d'un relief sous-jacent peu favorable à la méthode ou tout simplement car ils s'apparentent plus à des placages de tills qu'à des cordons à proprement parler – sont prise en compte et leur volume estimé sur la base d'une épaisseur forfaitaire moyenne de 5 m. Cette valeur correspondant à la résolution du MNT utilisé constitue une valeur considérée comme maximale ; des dépôts inférieurs à cette épaisseur ne peuvent effectivement pas être pris en compte par la méthode de référence.

Encadré n°8

L'aide d'ArcGIS fournit une description plus poussée de la méthode d'interpolation utilisée : « l'algorithme recherche le sous-ensemble d'échantillons en entrée le plus proche d'un point désigné et lui applique une pondération sur la base de surfaces proportionnelles afin d'interpoler une valeur (Sibson, 1981). Ses propriétés de base sont son caractère local et la garantie que les hauteurs interpolées se situent dans la plage des échantillons utilisés. Il ne déduit aucune tendance et ne produit pas de sommets, dépressions, crêtes ou vallées autres que ceux déjà représentés par les échantillons en entrée. La surface passe par les échantillons en entrée ; elle est lisse partout, sauf aux emplacements correspondant à ces échantillons. ».

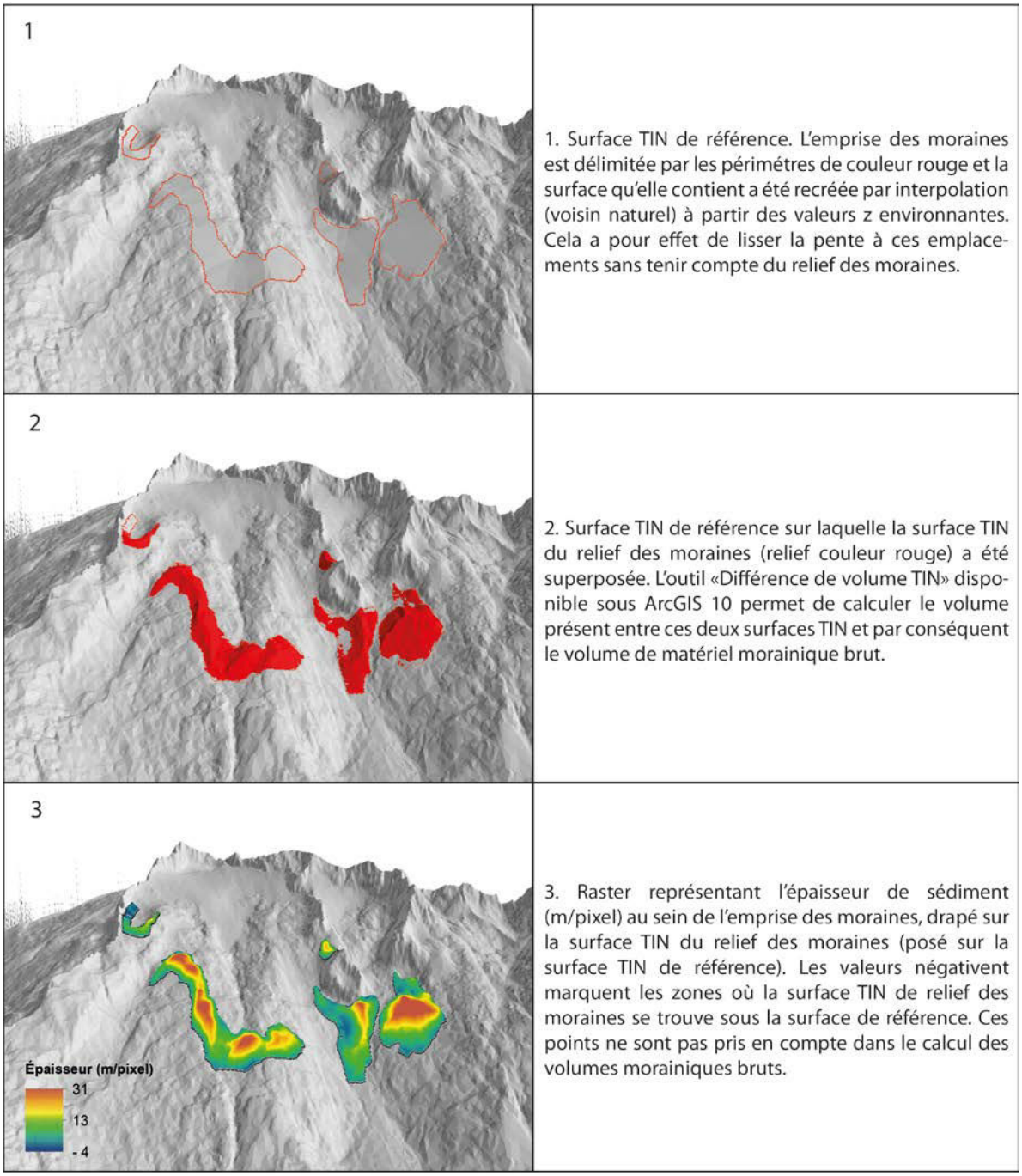

Figure 3.8. Processus de calcul sous SIG des volumes sédimentaires stockés dans les cordons morainiques (vue sur le cirque de la Maladeta, massif de la Maladeta, Aragon, Espagne). Source : LiDAR PNOA® 5 m.

3.2.1.2. Cônes proglaciaires : mesure par interpolation par transects (MIT)

Le protocole analytique de ce type de mesure démarre également par l'identification (cf. chapitre 5) et la délimitation des zones de dépôts proglaciaires. Dans le cadre de cette étude, il s'agit des cônes associés aux cordons morainiques du PAG (cf. chapitre 5). Leurs emprises peuvent alors être dessinées sous SIG au moyen de polygones ; ces derniers tracent les contours de chaque cône individualisé (Fig. 3.7).

Le volume des cônes proglaciaires ne peut pas être mesuré de la même manière que les cordons morainiques. En effet, les cônes sont encaissés dans des zones surcreusées du substrat rocheux (probablement en raison de l'érosion cumulée accomplie par les glaciers précédents et par les incisions sous- et pro-glaciaires). La rupture de pente assez nette du substrat rocheux aux abords des cônes ne permet pas de recréer une surface sous-jacente par interpolation : les bords du substrat étant plus élevés que le cône, la surface ainsi recréée se place au-dessus de ce dernier. La méthode alors employée reste assez rudimentaire. Elle consiste à tracer un profil topographique transversal dans la partie la plus large du cône proglaciaire et à reconstituer l'interface sédiments/substrat rocheux par une simple droite connectant les limites du cône. Le principe de base est relativement similaire à la méthode des voisins naturels utilisée dans les interpolations. Tandis que l'interpolation travaille sur la totalité des points de la surface, le transect permet de ne travailler que sur une largeur supposée représentative et de l'extrapoler à l'ensemble de la longueur du cône. En effet, cette interface est rectiligne alors qu'elle est très probablement concave dans la réalité (suivant la courbure du talweg) (Fig. 3.9 ; ligne pointillée). La surface contenue entre le substrat reconstitué et la courbe-enveloppe du cône proglaciaire est calculée, puis multipliée par la longueur de l'axe du cône afin d'obtenir une estimation du volume de sédiments piégés.

Cette méthode fournit un résultat estimé par excès mais qui compense très probablement le volume perdu en considérant le substrat sous-jacent comme étant rectiligne (seule une méthode directe, par sondages ou profils sismiques permettrait d'aller plus loin dans la mesure de l'épaisseur réelle de sédiments). Afin de fournir un volume considéré comme maximum, les valeurs sont arrondies à la centaine de milliers de mètres cubes supérieure. Cette méthode est appliquée à quatre cônes proglaciaires suffisamment « en relief » pour permettre la mesure de surface transversale (Aneto oriental et occidental, Maladeta et Salenques). Le cône proglaciaire de Barrancs-Tempestades ne présente pas cette caractéristique (cf. chapitre 5) ; la méthode employée diffère alors légèrement et se base sur les épaisseurs moyennes de sédiments calculées pour chacun des autres cônes. La moyenne de ces valeurs est utilisée pour calculer le volume du cône proglaciaire de Barrancs-Tempestades à partir de sa superficie. Ce cône proglaciaire présente également la particularité d'être issu des apports en sédiments depuis deux cirques (Barrancs et Tempestades). Le volume de sédiments mesuré est ainsi réparti au prorata de la surface de chacun des deux cirques concernés.

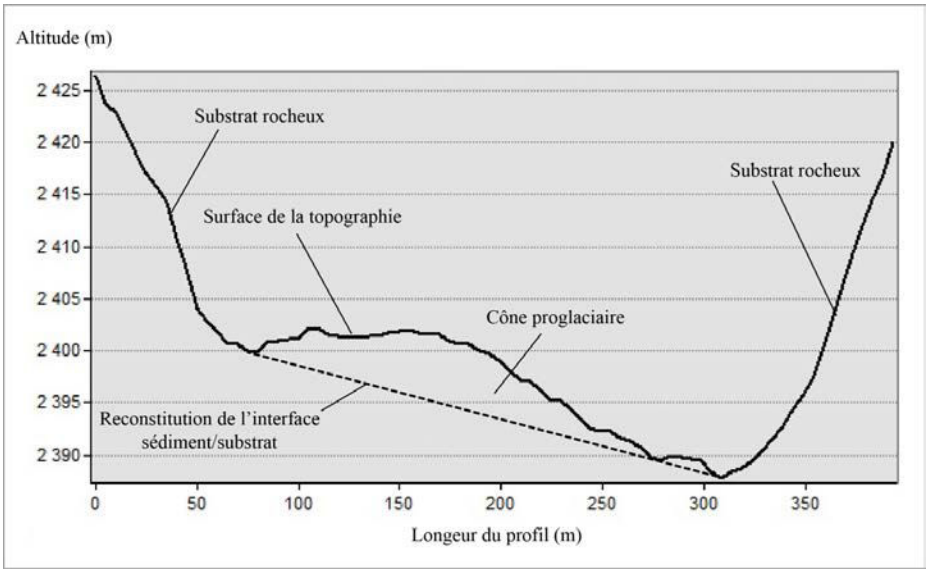

Figure 3.9. Profil transversal réalisé dans la partie la plus large du cône proglaciaire du cirque de la Maladeta (exagération verticale × 5). La ligne continue représente la surface de la topographie mesurée sous SIG, tandis que la ligne en pointillés représente une reconstitution simplifiée de l'interface sédiment/substrat rocheux. La ligne en pointillés relie les limites du cône par une droite sans présager de la courbure du talweg. La surface comprise entre la surface de la topographie et la ligne en pointillées est mesurée et représente la surface de base utilisée dans le calcul du volume du cône.

3.2.2. L'incertitude analytique associée

Les méthodes employées pour mesurer les volumes sédimentaires issus de l'érosion dans les cirques du massif de la Maladeta comportent quelques incertitudes nécessaires à prendre en compte lors de la lecture des résultats. Seules les incertitudes liées à l'analyse sont présentées dans les paragraphes suivants. Les incertitudes plus spécifiques au terrain d'étude seront décrites dans le chapitre 5.

Dans le calcul des volumes contenus dans les cordons morainiques comme dans celui des sédiments stockés dans les cônes proglaciaires, l'incertitude analytique liée à la résolution du MNT est relativement faible (± 125 m^3). Les principales incertitudes proviennent i) du découpage des entités géomorphologiques et ii) de la reconstruction du substrat rocheux sous-jacent. Les erreurs inhérentes au premier aspect restent relativement limitées précisément parce que les formes du paysages à mesurer sont aisément identifiables et que la résolution des ortho-images est excellente (25 cm). Néanmoins, le fait que certaines zones des moraines s'apparentent plus à des placages de tills qu'à des cordons bien construits et qu'une épaisseur forfaitaire à l'excès leur soit appliquée induit dans une certaine mesure une probable surestimation du volume réel.

En ce qui concerne le second aspect, et notamment dans le cas des cordons morainiques, l'interpolation par méthode des « voisins naturels » visant à reconstituer le substrat rocheux fabrique une surface lisse et ne s'écartant pas de la tendance créée par les points Z en entrée. Elle ne déduit aucune tendance et ne produit pas de sommets, dépressions, crêtes ou vallées autres que ceux déjà représentés par les échantillons en entrée. De fait, les morphologies-limite telles qu'un important surcreusement ou un ressaut de topographie ne sont pas pris en compte, les volumes sédimentaires recouvrant ces formes étant alors respectivement minorés ou exagérés par le calcul. Ces morphologies-limite restant cependant peu nombreuses sur les planchers de cirques, l'incertitude qui en résulte reste limitée. C'est cet aspect relativement homogène du plancher des cirques dans le contexte étudié qui garantit la fiabilité des mesures de volumes sédimentaires.

La question de la morphologie du substrat rocheux se pose également pour les cônes proglaciaires, à la différence que dans ce cas-là, les dépôts sont situés dans des zones surcreusées susceptibles de présenter des morphologies concaves ou « en V » et que la surface reconstruite est rectiligne. Par conséquent, le calcul sous-estime fort probablement le volume de sédiments proglaciaires. Ceci est néanmoins contrebalancé par l'utilisation de la surface de sédiments sur le transect le plus large comme représentatif de l'ensemble de la longueur du cône.

3.2.3. Calcul des taux d'érosion

La quantification des volumes sédimentaires issus des processus glaciaires et périglaciaires ouvre la voie au calcul du taux d'érosion dans les cirques de la Maladeta. Le calcul des taux d'érosion est basé sur la formule suivante (Otto et al., 2009) :

$$T_{ero} = SV \frac{\rho_s}{\rho_b A_d T} \quad (3.14)$$

dans laquelle on distingue le volume de sédiments SV (m^3), la masse volumique (g/cm^3) des sédiments contenus dans les dépôts glaciaires ρ_s et du substrat rocheux ρ_b, la surface réelle de la surface de production A_d (m^2), ainsi que la période T durant laquelle les sédiments se sont accumulés (années).

La détermination du temps d'intégration sera détaillée (cf. chapitre 5) à la lumière des datations et discussions relatives à la chronologie de la déglaciation dans le massif de la Maladeta (cf. chapitre 4). Le choix des masses volumiques utilisées sera également précisé et justifié (cf. chapitre 5) à l'aune de la littérature existant sur le sujet et de la granulométrie des dépôts glacigéniques.

L'emprise maximale des surfaces de production (A_d) requiert en revanche un caractère plus général. Elle est matérialisée à l'aval par la présence des cordons morainiques du PAG et est circonscrite à l'amont par le sommet des murailles, et le cas échéant par la ligne de partage des eaux sur les surfaces paléiques perchées (Fig. 3.10). Par conséquent, les surfaces situées en amont des moraines du PAG – c'est-à-dire le plancher du cirque aussi bien que les murailles qui le dominent, ainsi que des versants supraglaciaires (notamment les surfaces paléiques) – constituent des zones potentiellement fournisseuses de matériel sédimentaire. Ainsi, les volumes mesurés sont représentatifs de l'action de l'érosion sous-glaciaire (abrasion et quarrying) et de la dénudation périglaciaire (phénomènes de gélifraction à l'œuvre sur les murailles mais également des processus de gélifraction/ruissellement sur les surfaces supraglaciaires).

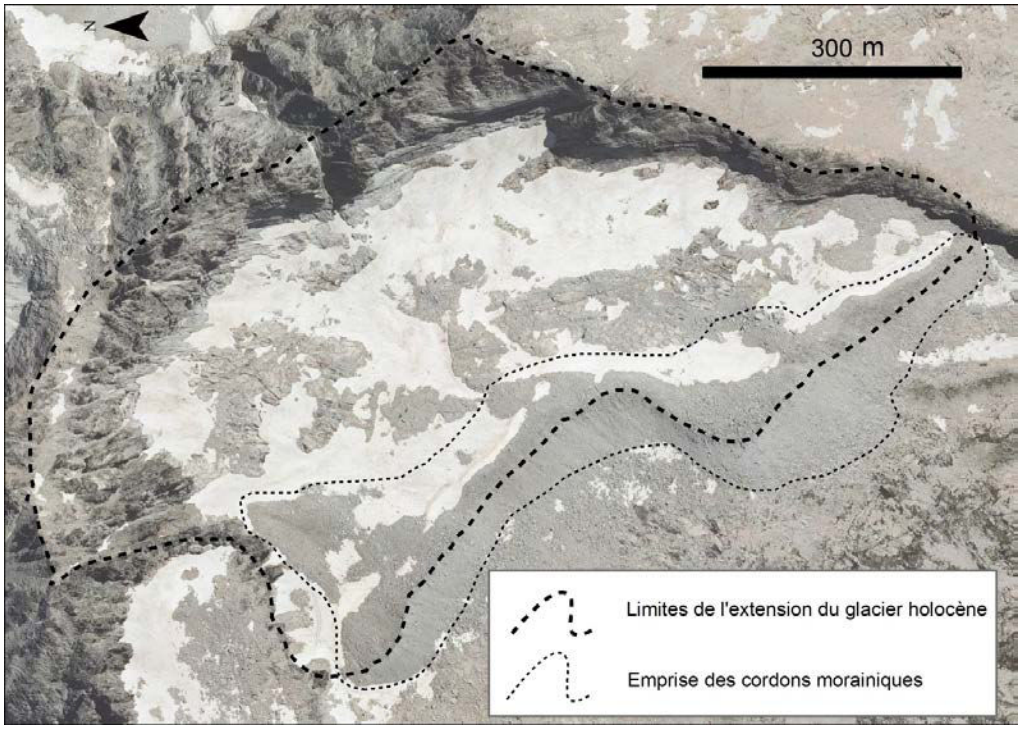

Figure 3.10. Découpage de l'emprise d'un glacier holocène (cirque Lloses). Fond : orthofoto 25 cm PNOA®. Projection : ETRS 1989 – UTM Zone 31N.

Les volumes mesurés et les taux d'érosion calculés se rapportent ainsi à la totalité de la surface de production. Afin de mieux prendre en compte l'aire représentée par les parois, les surfaces de production sont des surfaces réelles. La hauteur de glace maximale recouvrant les murailles durant l'Holocène est difficilement quantifiable ; néanmoins elle n'atteignait certainement pas le sommet de ces murailles (Fig. 3.11). L'emprise de la zone de production doit donc être considérée comme surestimant légèrement l'espace réellement occupé par la glace durant le maximum d'extension holocène.

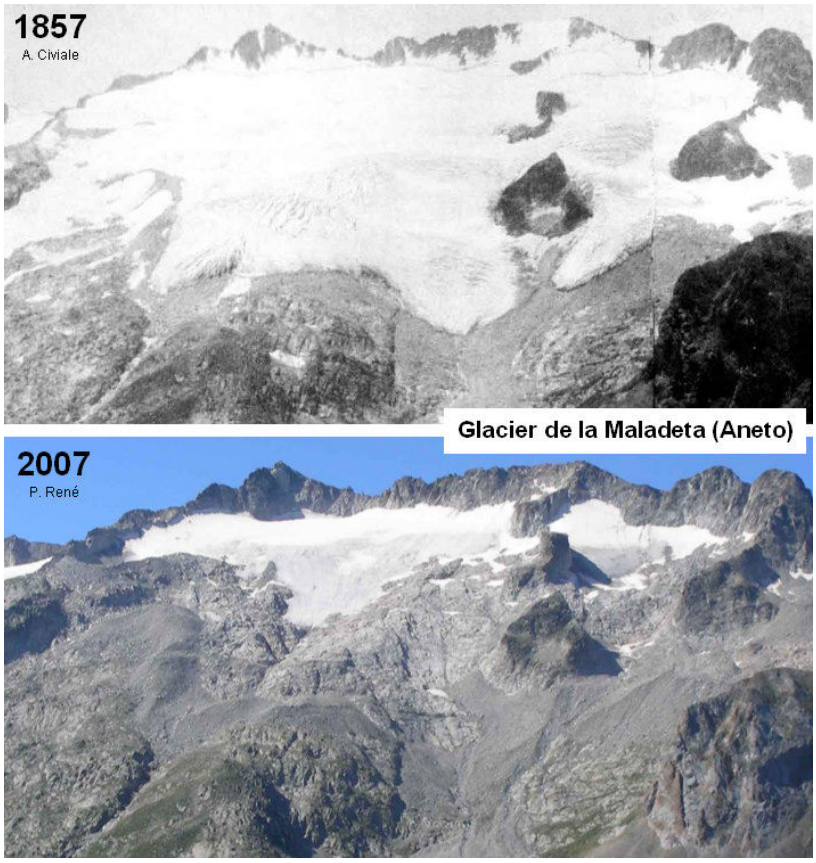

Figure 3.11. Photographies du glacier de la Maladeta à 150 ans d'intervalle. Source : Association Moraine via le site Flickr.com.

4. La dénudation à l'échelle des bassins versants à l'Holocène

Ce dernier paragraphe élargit le champ spatial d'investigation mais le réduit d'un point de vue temporel puisqu'il se concentre sur les processus actifs à l'Holocène : il s'agit là du sujet traité plus particulièrement au chapitre 6. Cet élargissement spatial – dans lequel l'espace occupé par les cirques reste pris en compte - est l'occasion de caractériser la contribution de la dénudation glaciaire passée (héritage topographique, stocks sédimentaires glacigéniques) et présente (apports de sédiments via les cônes de déjection) dans le bilan érosif actuel.

Dans le chapitre 6, la dénudation des bassins versants est principalement étudiée à l'aune des résultats fournis par les NCT mesurés dans les alluvions puisqu'ils constituent la méthode la plus efficace pour une mesure représentative de l'ensemble de ces surfaces. Les résultats de cette méthode sont complétés par ceux de la mesure des effets de la météorisation sur les substrats rocheux sains (mise en saillie des filons quartzeux). En outre, la contribution des différents processus actifs dans les milieux montagnards à l'Holocène est apportée par les mesures effectuées dans les cirques mais également au niveau des plateaux d'altérites (chapitres 4 et 5). Ceci montre que si l'étude des bassins versants est caractérisée par des méthodes spécifiques (NCT à l'exutoire, mise en saillie des filons quartzeux), elle ne saurait se passer des méthodes présentées dans le paragraphe précédent et notamment celle concernant le taux de dénudation au steady-state de surfaces localisées.

4.1. Taux de dénudation dans des bassins versants

La méthode de la dénudation au steady-state (cf. paragraphe 3.1.3) peut également être appliquée à l'échelle d'un bassin versant. Le postulat de base est que l'ensemble des surfaces présentes dans l'emprise du bassin versant a atteint l'état stationnaire. Les alluvions prélevées à l'exutoire sont censées provenir de l'ensemble de ces surfaces et donc être en mesure de fournir un taux de dénudation maximum moyen (DMM) du bassin versant, un procédé résumé par la phrase « *Let nature do the averaging* » (von Blanckenburg, 2005). Tout comme pour les surfaces rocheuses à l'état stationnaire, le taux de dénudation est valide pour une durée équivalente au temps d'intégration.

Tout l'enjeu de la méthode est de savoir si oui ou non les surfaces composant les bassins versants exposés depuis 20-10 ka étudiés dans cette thèse ont effectivement atteint le *steady-state* et donc si elles fournissent des taux de dénudation ou bien si elles reflètent simplement la durée d'exposition écoulée depuis le retrait des glaciers. Cette question ne peut être résolue qu'en connaissant les âges d'exposition/taux de dénudation des différents types de surfaces rocheuses (substrat sain, altérite…). En outre, cette question est particulièrement pertinente dans le contexte postglaciaire pyrénéen où la présence d'héritages d'exposition – en fond de vallée ou bien au niveau des manteaux d'altérites - dus à une érosion glaciaire - insuffisante est avérée (Delmas et al., 2008, 2011).

Enfin, un point essentiel en contexte paraglaciaire est la contribution du décapage rapide des stocks sédimentaires glacigéniques (moraines, cônes proglaciaires…) et de l'érosion glaciaire holocène à la dénudation mesurée. Ces questions seront partiellement détaillées dans les paragraphes suivants à la lumière de la stratégie d'échantillonnage et des problématiques inhérente à l'application de la méthode dans les bassins versants. Un traitement complémentaire à la lumière d'une description plus poussée des bassins versants et des résultats d'analyse sera présenté dans le chapitre 6.

4.1.1. Stratégie d'échantillonnage

La stratégie de sélection des bassins versants à l'échelle régionale (secteurs d'étude) est basée sur des critères climatiques, morphologiques et d'impact des glaciations pléistocènes (cf. chapitre 2). L'impact de ces paramètres sur la dénudation à l'Holocène est un objectif majeur de cette étude. Au sein de chaque secteur, la répartition des bassins versants sélectionnés est inspirée de la méthode de Godard et al. (2012) – utilisée dans le cadre d'une mesure par NCT dans l'Himalaya - et correspond au prélèvement d'alluvions à l'exutoire d'un ou plusieurs cours d'eau de rang 1 ou 2 au sein d'un bassin collecteur dont l'exutoire est lui-même échantillonné. Cet emboîtement des bassins versants sélectionnés permet d'apprécier les variations de la concentration en TCN le long du cours d'eau principal et la contribution des sous-bassins versants. En outre, les sous-bassins versants sont choisis de manière à englober des formes particulières du paysage (cirques, plateaux d'altérites…) afin d'évaluer leur réponse érosive à l'Holocène. Les prélèvements d'alluvions sont répartis sur les quatre secteurs d'étude : cinq dans la Haute-Esera, trois dans le Haut-Vicdessos, quatre dans le secteur de Beille-Aston, et dix en Carlit-Cerdagne. Ils sont décrits sommairement dans les lignes qui suivent et caractérisés en détail dans le chapitre 6.

Dans la Haute-Esera, un prélèvement est fait à l'exutoire de la vallée principale (Esera : AN3) tandis que les autres sont réalisés à l'exutoire de sous-bassins versants dont deux englobent spécifiquement les cirques de Maladeta et Aneto (respectivement AN1 et AN2). Les deux autres correspondent aux grandes vallées de la façade sud et ouest du massif de la Maladeta (Creguenya : CR1 et Vallibierna : VA1) où les glaciers holocènes n'ont occupé qu'une surface très réduite (< 15%).

Dans le Haut-Vicdessos, un prélèvement a été réalisé dans le cours d'eau principal (Vicdessos : BAS2) drainant des zones boisées de l'étage montagnard et subalpin et des espaces à la topographie plus découpée de l'étage alpin, dans les massifs de Bassiès et du Montcalm. Les deux sous-bassins versants prélevés sont exclusivement situés dans l'étage alpin du massif de Bassiès : l'un englobe les cirques de l'Escale (B1) et l'autre plusieurs petits cirques d'une vallée escarpée (Artigue : BAS1).

Dans le secteur de Beille-Aston, le cours de l'Aston (AS2) est échantillonné à moins de 2 km de sa confluence avec l'Ariège. Il regroupe des espaces très divers (fond de vallée boisé, plateaux d'altérites, crêtes de l'étage alpin et cirques) et une large gamme d'altitude (550-2900 m). Le seul sous-bassin versant échantillonné dans son emprise est celui de l'Artarante (BE3) dont l'essentiel de la surface est situé dans le plateau arénitique de Beille. Deux autres bassins versants sont échantillonnés ~3-5 km à l'est de l'exutoire de l'Aston : Gargante (BE2) et Mourègnes (BE1) draine le flanc nord du plateau de Beille et alimentent directement l'Ariège.

Dans le secteur de Carlit-Cerdagne, deux bassins versants principaux sont échantillonnés : la Grave (BO1-BO2) qui s'étend dans les zones les plus internes et élevés du massif du Carlit et El Raür (CA6) qui draine les espaces centraux et les versants méridionaux du massif. Ce dernier est divisé en sous-bassins versants présentant différents degrés d'englacement würmien : Mesclan d'Aygues (CA5) et Estagnets (CA4) - alors totalement englacés et à la topographie modérément marquée par l'érosion glaciaire (cirques, lacs de surcreusement, surfaces polies…) - d'une part et d'autre part Brangoli (CA3) et Bena (CA2) partiellement englacés au Würm et principalement composés de plateaux d'altérites peu impactés par la glace. Les petits bassins versants de Salit (CA1) et Egat (CA7) - situés respectivement à l'ouest et à l'est d'El Raür – présente des topographies de plateaux non englacés au Würm.

4.1.2. Problématiques relatives aux bassins versants

La méthode n'est fiable que si les six présupposés fondamentaux établis par von Blanckenburg (2005) sont respectés. Ceux-ci sont présentés à la lumière des problématiques spécifiques aux bassins versants de montagne (cf. paragraphes 4.1.2.1. Lithologie et minéral-cible à 4.1.2.6. L'impact des glaciers). L'ensemble des conditions requises n'est généralement pas réuni mais l'identification des présupposés non respectés permet d'évaluer la fiabilité des résultats et d'en discuter les limites. Pour une description plus généraliste de ces présupposés, se référer au manuel de Dunai (2010) dans lequel une synthèse efficace est proposée.

4.1.2.1. Lithologie et minéral-cible

La question de la lithologie est majeure puisque seules les lithologies quartzeuses fournissent du matériel contenant potentiellement des nucléides cosmogéniques (dans le cas du ^{10}Be). Idéalement, le minéral-cible (le quartz dans le cas présent) doit représenter l'ensemble des lithologies présentes dans le bassin versant. Si ce n'est pas le cas, les résultats de taux de dénudation ne concerneront que les surfaces présentant les lithologies les plus riches en minéral-cible (Dunai, 2009). Ceci implique par conséquent d'éliminer les surfaces non quartzeuses du calcul du taux de production corrigé. Cette stratégie est pertinente pour ce travail de thèse qui se concentre sur la dénudation dans les zones culminantes des Pyrénées centrales à orientales qui se trouvent être principalement des massifs cristallins. En outre, les bassins versants y sont de taille réduite et de lithologie relativement homogène.

Des solutions existent néanmoins pour connaître la dénudation d'une chaîne à lithologie variée puisque le ^{36}Cl permet de mesurer la dénudation des bassins versants calcaires. L'appréciation de la dénudation sur différentes lithologies a par ailleurs été étudiée sur les deux versants des Pyrénées centrales grâce à l'utilisation conjointe du ^{10}Be et du ^{36}Cl (Genti, 2015). Cette étude montre notamment la différence de vitesse de dénudation entre les deux types de lithologie à l'avantage des formations quartzeuses. Les valeurs mesurées par M. Genti (2015) posent en outre un cadre de dénudation à l'échelle régionale particulièrement intéressant pour l'actuelle étude des zones culminantes. En outre, les différentes lithologies quartzeuses d'un bassin versant ne comportent pas forcément la même proportion de minéral-cible et ne sont pas dénudées à la même vitesse. Ceci matérialise le conflit entre le postulat de base d'une uniformité de la dénudation sur l'ensemble du bassin versant (von Blanckenburg, 2005) et la réalité de terrain. De même, l'idéal d'une même granulométrie du minéral-cible dans tous les types de lithologies – visant à éviter les différences de résistance à l'érosion et à l'altération – est rarement respecté.

Les lithologies majoritaires dans les secteurs d'étude de cette thèse sont le granite/granodiorite et le gneiss. Grâce à la large répartition de ces roches, la plupart des bassins versants possèdent une importante homogénéité lithologique. Certains autres sont caractérisés par la présence non négligeable de formations (micaschistes pélitiques, grès, conglomérats présents de manière parfois dispersée dans les formations cambriennes et ordoviciennes) plus complexes à incorporer dans le calcul des taux de production. Le détail du protocole appliqué à chaque lithologie est décrit dans le chapitre 6.

4.1.2.2. La connectivité du réseau hydrographique

La réalité du fonctionnement d'un bassin versant n'est par ailleurs pas aussi simple que le système théorique sur lequel est basée la méthode de mesure de la dénudation par les nucléides cosmogéniques. Toutes les zones d'un bassin versant ne sont pas forcément interconnectées et, en raison de pièges éventuels et durables dans la cascade sédimentaire, tous les sédiments produits dans son emprise n'atteignent pas nécessairement l'exutoire (Ballantyne, 2002b ; Cossart et al., 2013 ; Heckmann et Schwanghart, 2013 ; Cossart, 2014 ; Heckmann et al., 2015 ; Phillips et al., 2015). La nature du terrain étudié ici – à savoir les zones culminantes d'un orogène précédemment englacé – implique la présence d'irrégularités topographiques dans l'axe de la vallée qui sont susceptibles d'empêcher la circulation des sédiments (cirques, surcreusements et donc contrepentes, lacs d'ombilic…). Dans un tel contexte, la question de l'exclusion des zones mal connectées au réseau hydrographique dans le calcul des taux de production corrigés mérite d'être posée.

L'étude de l'impact du Lac Majeur sur les sédiments provenant du bassin versant du Ticino (Italie) montre que la concentration en NCT des alluvions ne varie pas significativement que le prélèvement se fasse en amont ou en aval du lac (Wittmann et al., 2016). Il semble donc que non seulement les sédiments franchissent le lac mais que leur temps de résidence y soit suffisamment court pour ne pas altérer la mesure en aval (cf. 4.1.2.3. Temps de transit et stocks sédimentaires). Bien que l'étude soit intéressante, le cas du Lac Majeur (~212 km² sans piège topographique notable) ne peut être une référence en tous points pour de petits lacs fermés à l'aval par un verrou glaciaire ou d'autres pièges à sédiments (gouffres…). Dans cette thèse et en l'absence de données plus spécifiques à ces éléments, le parti pris est par conséquent d'inclure les zones concernées dans le calcul du taux de production, et de discuter par la suite de l'interprétation des résultats en tenant compte du fait que certaines zones culminantes ne contribuent certainement que très peu à la production sédimentaire et impacte donc très modérément la concentration en NCT des alluvions.

A cela s'ajoute la question de l'impact des barrages artificiels dont l'ampleur semble très variable. Certains auteurs démontrent un impact tel que la dénudation pré-construction ne peut être mesurée convenablement et qu'ils préconisent le prélèvement en amont de l'entrave (Hidy et al., 2014). La concentration en NCT est ainsi plus forte en aval du barrage qu'en amont en raison d'un déficit d'apport en fraction grossière et d'une augmentation de l'érosion régressive mobilisant certainement des stocks sédimentaires anciens. D'autres auteurs montrent à l'inverse un impact négligeable avec l'absence de modification de la concentration en NCT et appuient notamment sur le fait que les sédiments bloqués sont régulièrement évacués en aval par les barrages, et que le temps d'intégration des NCT dépasse souvent largement le temps de stockage des alluvions (Wittmann et al., 2016). Ces auteurs préconisent néanmoins l'exclusion non systématique des zones amont dans le cas de petits bassins versants. Dans cette thèse, les barrages sont considérés comme n'altérant pas la mesure eut égard aux arguments de Wittmann et al. (2016) mais peuvent être intégrés aux discussions en vue d'éclaircir d'éventuels résultats aberrants.

4.1.2.3. Temps de transit et stocks sédimentaires

La méthode n'est également fiable que si le temps de transit des sédiments depuis la zone-source jusqu'à l'exutoire reste relativement court comparé à l'intervalle de temps durant lequel la dénudation est effective. Dans le cas contraire, le taux de dénudation produit par mesure de nucléides cosmogéniques ne sera pas représentatif du régime de dénudation actuel mais d'une période antérieure (Dunai, 2009). D'où l'intérêt de ne pas sélectionner – dans la mesure du possible – des bassins versants présentant des indices de stockage de sédiments (épais colluvium, terrasses) ou comportant des cours d'eau incisant dans leur propres sédiments. Ces caractéristiques de dépôt sont moins présentes dans les zones culminantes qu'en plaines mais font néanmoins partie du paysage de certains bassins versants.

Les zones culminantes - et notamment celle de l'aire d'étude - abritent en revanche d'autres types de dépôts dont l'impact sur le bilan à l'exutoire peut parfois être prépondérant. Dans les bassins versants d'altitude récemment déglacés et partiellement englacés, il semble que ce soient les dépôts issus de l'activité glaciaire (moraines, cônes proglaciaire) – et connectés au réseau hydrographique – qui assurent l'essentiel de l'alimentation sédimentaire des cours d'eau (Delunel et al., 2014). L'étude comparant la concentration en NCT des alluvions et celle des différents compartiments de l'aire de drainage (bassin versant des Etages, massif des Ecrins-Pelvoux, Alpes occidentales) montre que plus de 75% des alluvions seraient issus de matériel glacigénique (Fig. 3.13).

La forte contribution des tills semble également être une hypothèse sérieuse bien qu'alternative dans le bassin versant de Dora Baltea (Italie) (Wittmann et al., 2016). La faible concentration en nucléides cosmogéniques (Fig. 3.12 : couleur violette) de ce type de matériel (en raison de l'écrantage par la glace et de l'intense érosion provoquée par cette dernière) et la facilité avec laquelle il peut être remanié par les flux hydriques (sédiments généralement meubles et peu consolidés) expliquent leur forte présence dans les cours d'eau et les forts taux de dénudation alors mesurés.

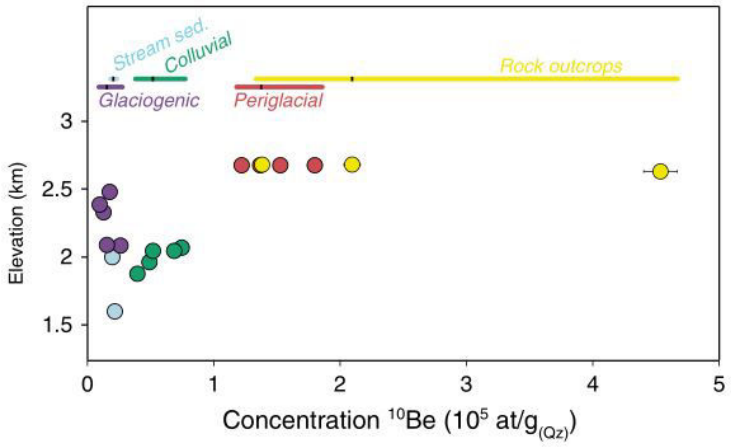

Figure 3.12. Concentration en nucléides cosmogéniques des différents types de matériel sédimentaire en fonction de l'altitude dans le bassin versant des Etages [extrait de Delunel et al., 2014]. Les différentes couleurs se réfèrent aux différents types de dépôts, les points associés marquent les échantillons analysés et les barres horizontales associées représentent l'intervalle de valeurs de concentration en ^{10}Be. Les petites barres noires représentent les valeurs médianes de [^{10}Be].

Les talus de débris – faisant souvent la jonction entre les versant et le fond de vallée - constituent des zones-tampon au sein desquelles le transit des sédiments vers l'aval peut être considérablement ralenti (les sédiments peuvent y être stockés durant 2,5 à 6 ka ; Ballantyne, 2002b ; Cossart et al., 2013). Ce matériel sédimentaire colluvial peut ainsi accumuler une importante concentration en nucléides cosmogéniques et fausser la mesure de dénudation une fois dans le système fluvial. Pour autant, leur impact reste moins important que celui des dépôts glacigéniques puisqu'ils ne représentent pas plus de 25% des apports sédimentaires dans le bassin versant des Etages (Fig. 3.13) (Delunel et al., 2014). De plus, les talus de débris issus de l'activité périglaciaire, isolés en altitude et mal drainés, ne semblent pas vraiment contribuer à l'alluvionnement fluvial (Fig. 3.13). Enfin, la dénudation des surfaces rocheuses peut être considérée comme totalement négligeable dans l'alimentation en sédiments des cours d'eau (Fig. 3.13).

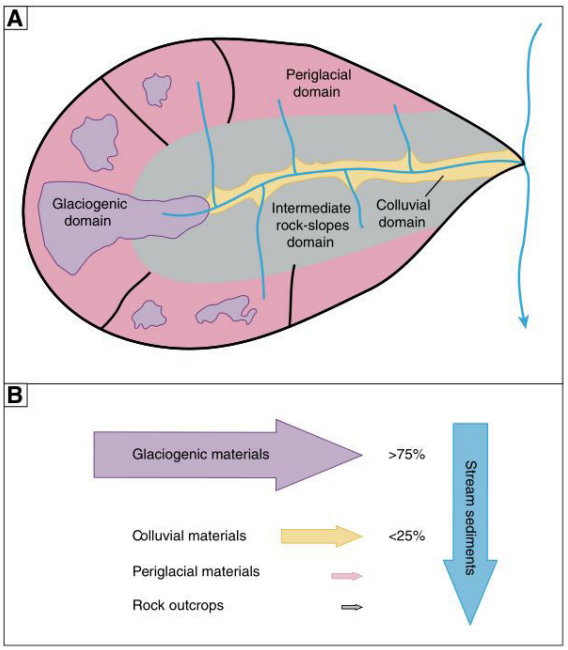

Figure 3.13. Schéma synthétisant les contributions relatives des différents domaines géomorphologiques (glaciaire, périglaciaire, colluvial et substrat rocheux) d'un bassin versant partiellement englacé [extrait de Delunel et al., 2014]. A. Localisation des différents domaines géomorphologiques. B. Contributions relatives à la concentration en nucléides cosmogéniques des alluvions à l'exutoire du bassin versant. La taille des flèches est inversement proportionnelle aux valeurs médianes visibles dans la figure précédente.

Il est donc particulièrement important de prendre en compte cette composante de stockage et de remaniement de sédiments dans le calcul du taux de dénudation des bassins versants d'altitude récemment déglacés. En effet, les sédiments glacigéniques, représentant la principale source d'alimentation en alluvions des cours d'eau échantillonnés, ne peuvent être considérés comme ayant atteint l'état stationnaire (Wittmann et al., 2007 ; Delunel et al., 2014). Dans les bassins versants montagnards disposant de stocks sédimentaires récents, meubles et instables (tills), la mesure en NCT à l'exutoire ne traduit pas tant un taux de dénudation que l'origine des sédiments. Le résultat obtenu renseigne indirectement sur la vitesse de décapage des moraines et éventuellement sur l'activité glaciaire si celle-ci persiste actuellement.

4.1.2.4. Les phénomènes de subsurface : la problématique des sols

Pour que la dénudation d'un bassin versant puisse être mesurée, la perte de matière doit impérativement survenir en surface et non par altération chimique en profondeur au-delà de la longueur d'absorption des rayons cosmiques z^* (Bierman et Steig, 1996). Cette matière en profondeur n'aura effectivement pas pu accumuler de NCT et étant dissoute, elle n'aurait pas pu contribuer à la teneur en nucléides cosmogéniques à l'exutoire. Il est difficile de prendre en compte un tel paramètre compte tenu de la large surface des bassins versants et de la quasi-impossibilité de détection d'un tel phénomène. Si cette perte de matière en profondeur ne concerne probablement pas les plateaux d'altérites supraglaciaires où l'épaisseur de ces dernière est relativement faible (<< 10 m), il n'en est pas forcément de même pour les épaisseurs d'arènes (> 10 m) présentes notamment dans le massif du Carlit. En effet, dans ces formations, la perte en matière peut aller jusqu'à 40% (Braga et al., 2002). Elle ne concerne cependant que les minéraux altérables (micas, feldspaths) tandis que les grains de quartz désolidarisés restent en place. Cette altération a par ailleurs pu survenir au début de la formation des altérites au Néogène et donc à une échelle de temps non mesurable par les NCT. Il est donc difficile d'apprécier quelle est la perte en matière non mesurée par la méthode dans le cas des épaisseurs d'altérites > 10 m.

De même, la conversion d'un substrat rocheux en sol – phénomène se déroulant en subsurface – ne peut être considérée comme une contribution à la dénudation d'un bassin versant (Minasny et al., 2015b) puisque la matière néoformée (régolite) n'est pas nécessairement transportée. En revanche, les grains de quartz enrichis en NCT et présents dans les sols par dissolution sélective (Granger et Riebe, 2007) sont susceptibles de « fausser » la mesure à l'exutoire d'un bassin versant s'ils venaient à être transportés. En effet, la « trop » forte concentration en NCT de ces grains modifierait le bilan à l'exutoire et aboutirait à une DMM inférieure à la réalité. Ce phénomène très important en domaine intertropical (Regard et al., 2016) reste cependant négligeable en domaine méditerranéen (Riebe et al., 2001).

Par ailleurs, les possibilités d'érosion des sols sont nombreuses (tempêtes, déforestations, dégel ; Berger et al., 2010 ; Heimsath et al., 2012 ; Minasny et al., 2015b) – à plus forte raison s'ils sont situés sur des versants instables (Heimsath et al., 2012) - et peuvent être à l'origine de l'augmentation de la dénudation des bassins versants recouverts de sols (Heimsath et al., 2012). Ces phénomènes d'ablation rapide et profonde – pouvant s'apparenter à des mouvements gravitaires de masse - violent en effet le principe de steady-state en remaniant des sédiments enfouis à concentration en nucléides cosmogéniques nulle (cf. 4.1.2.5).

4.1.2.5. Les mouvements gravitaires de masse

Les nucléides cosmogéniques moyennent la dénudation effective durant la période d'intégration même si la vitesse de dénudation a varié au cours du temps. Pour que ceci soit possible, il est nécessaire que le temps requis (T_{ave}) pour éliminer une longueur d'atténuation moyenne (z^* : 57-68 cm pour une roche granitique de masse volumique 2,65 g/cm^3) respecte ou ne dépasse pas l'égalité suivante (Fig. 3.14A) en connexion avec le taux de dénudation (ε) (Lal, 1991) :

$$T_{ave} = \frac{z^*}{\varepsilon} \qquad (3.15)$$

Si le temps pour éroder une longueur d'atténuation est très inférieur à celui calculé grâce à cette équation (3.15), alors la concentration en nucléides cosmogéniques d'une surface est complètement supprimée (Fig. 3.14B). Ce cas de figure est observé lors d'évènements érosifs catastrophiques circonscrits dans le temps dans un bassin versant ; ces derniers augmentent considérablement la dénudation sans que cette dernière puisse être correctement mesurée par les nucléides cosmogéniques (Kirchner et al., 2001 ; Niemi et al., 2005 ; Von Blanckenburg, 2005 ; Korup et al., 2010 ; Heimsath et al., 2012). Les mouvements de masse tels que les glissements de terrain peuvent, en effet, mobiliser de la roche en profondeur (contenant peu ou pas d'isotopes cosmogéniques) et conséquemment biaiser le taux de dénudation mesuré via les nucléides cosmogéniques (Fig. 3.14).

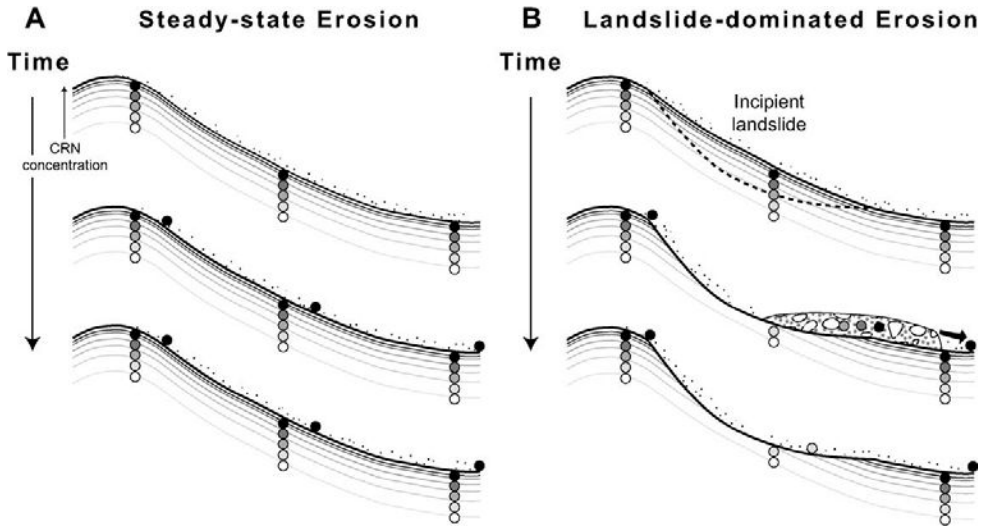

Figure 3.14. Représentation schématique des effets des mouvements gravitaires sur la concentration en nucléides cosmogéniques des surfaces et du trajet des isotopes durant les processus de dénudation [extrait de Niemi et al., 2005]. A. Concentration en nucléides cosmogéniques et volume sédimentaire homogènes durant les processus de dénudation en situation d'état stationnaire : le bassin versant concerné est considéré comme dénudé par des processus réguliers répartis de manière homogène sur l'ensemble de sa surface. Seule la partie superficielle du substrat subit de l'ablation et la tranche érodée est suffisamment fine pour ne pas perturber l'état stationnaire. B. Concentration en nucléides cosmogéniques et volume sédimentaire hétérogènes durant les processus de dénudation par mouvement de masse : les mouvements gravitaires de masse (glissement de terrain par exemple) mobilisent une tranche de substrat suffisamment épaisse pour incorporer du matériel profond peu ou pas concentré en nucléides cosmogéniques. L'état stationnaire est localement rompu et cela influence la dénudation mesurée à l'exutoire. La faible (ou nulle) concentration en nucléides cosmogéniques de ce matériel – en se mêlant aux autres alluvions - réduit la concentration mesurée à l'exutoire et biaise le calcul de la dénudation. L'état stationnaire théorique nécessaire au calcul n'est de fait pas respecté.

La prise en compte de manière stochastique de ces phénomènes nécessite de sélectionner des bassins versants suffisamment étendus (A_{avg}) correspondant à l'équation suivante (Niemi et al., 2005) :

$$A_{avg}km^2 = \frac{100\ km^3/Ma}{\varepsilon\ km/Ma} \qquad (3.16)$$

Ce calcul ne peut en revanche être effectué qu'après mesure des taux de dénudation par NCT ou être basé sur des taux probables et attendus. Dans le chapitre 6, ce calcul est donc effectué après l'obtention des résultats et en fonction de la présence de mouvements gravitaires de masse dans les bassins versants. Si la surface est adaptée, le taux de dénudation mesuré est considéré comme respectant ce présupposé. Si ce n'est pas le cas, l'impact des mouvements gravitaires de masse – qui traduisent l'intensité de l'activité paraglaciaire (Jarman et al., 2014a) - sera discuté au cas par cas, en fonction des lithologies concernées et de la connexion au réseau de drainage.

Dans le cadre de cette thèse, la taille des bassins versants sélectionnés est souvent un facteur limitant puisque les zones culminantes ne recouvrent souvent qu'une surface réduite. La sélection systématique de vastes bassins versants respectant potentiellement l'équation (3.16) nuirait à la stratégie d'échantillonnage (mesure sur petits bassins versants et emboîtement des surfaces drainantes) et donc à l'atteinte des objectifs fixés (mesure de la dénudation des zones culminantes en fonction de leur localisation et caractéristiques). En outre, la présence de mouvements gravitaires de masse est avérée dans les secteurs de Beille-Aston et du Haut-Vicdessos (Jarman et al., 2014a), ainsi que dans la Haute-Esera. Dans le secteur de Carlit-Cerdagne, seul le bassin versant de la Grave en montre (cf. chapitre 2 ; Fig. 2.21). Certains atteignent le fond de vallée et sont donc en connexion directe avec le réseau hydrographique tandis que d'autres sont plus isolés et ne semblent pas en mesure de fournir du matériel au cours d'eau principal.

4.1.2.6. L'impact des glaciers actuels et holocènes

Les glaciers jouent un rôle à peu près similaire dans la mesure de la dénudation d'un bassin versant. Les surfaces rocheuses recouvertes par un glacier ou récemment déglacées sont en effet fortement susceptibles de présenter une concentration en NCT plus basse que les surfaces exposées hors domaine glaciaire, voire une teneur nulle si la dénudation glaciaire a été particulièrement efficace. L'apport de sédiments peu chargés en NCT dans le réseau hydrographique depuis ces surfaces est susceptible d'augmenter « artificiellement » – même si l'impact reste limité – le taux de dénudation du bassin versant (Wittmann et al., 2007 ; Delunel et al., 2010). Une méthode de calcul, ne prenant en compte que la production de NCT issus de l'action des neutrons, basée sur l'idée que les différents types de surfaces présentent une dénudation homogène et qu'ils contribuent à la DMM au prorata de leur superficie relative, permet de déterminer la dénudation d'origine glaciaire (Delunel et al., 2010) :

$$\varepsilon_g = \left(\frac{P_f \Lambda}{C_w} - \varepsilon_f\right)\left(\frac{A_f}{A_g}\right) \qquad (3.17)$$

P_f = taux de production moyen des surfaces non englacées

C_w = concentration en nucléides cosmogéniques mesurée à l'exutoire

Λ = longueur d'atténuation

ε_f = taux de dénudation moyen des surfaces non englacées

A_f = superficie des surfaces non englacées

A_g = superficie des surfaces englacées

Ce calcul se heurte cependant au problème de l'héritage d'exposition des surfaces englacées. Si le postulat de départ implique un plancher totalement dépourvu de nucléides cosmogéniques fort probablement vrai pour les Alpes (Delunel et al., 2010), il n'en va pas de même pour les zones de cirques des Pyrénées dont la topographie suggère un impact glaciaire plus modéré (Calvet, 1996 ; Calvet et Gunnell, 2008 ; Delmas et al., 2009 ; Jarman et al., 2014b). Pour être applicable sur les terrains concernés de l'aire d'étude, la formule nécessite donc d'être modifiée afin de prendre en compte la production muonique – ce qui est aisément réalisable - et la possibilité d'héritage d'exposition des surfaces englacées – ce qui est plus problématique si l'on tient compte de la variabilité spatiale d'un tel paramètre. Pour autant, la plupart des bassins versants de l'aire d'étude sont déglacés au moins depuis le début de l'Holocène et ne sont donc pas concernés par ceci ; ce n'est pas le cas, en revanche, dans le secteur de Haute-Ésera, où des glaciers ont persisté durant toute la durée de la dernière période interglaciaire jusqu'à nos jours. Ceux-ci feront l'objet d'une attention particulière même si la présence de pièges à sédiments (lacs d'ombilics…) exclut potentiellement un certain nombre de surfaces concernées.

4.2. L'appréciation de la dénudation aérienne holocène en altitude

La mesure de la dénudation de surface holocène en altitude s'inscrit dans une logique d'identification des surfaces effectivement dénudées au sein des bassins versants et d'appréciation de leur contribution relative à la formation de matériel alluvial. La dénudation aérienne est la somme des phénomènes de météorisation (biocorrosion, microgélivation, début d'altération chimique, hydratation) et d'ablation par le ruissellement subi par des surfaces rocheuses. La quantification de la dénudation aérienne permet d'estimer la vitesse d'évolution des surfaces rocheuses « saines » et d'apprécier la part de matériel sédimentaire qui en est issue. Pour rappel, cette dernière est considérée comme extrêmement faible (Delunel et al., 2014). Cette dénudation survenue en contexte postglaciaire peut être étudiée au travers de surfaces rocheuses présentant différents degrés de résistance (Ljungner, 1930 ; Dahl, 1967). Cette dénudation se matérialise notamment par la mise en saillie de polis (Fig. 3.15) liée à la corrosion biochimique différentielle des granites. En effet, la roche est d'abord uniformément érodée par les processus sous-glaciaires, puis les filons de quartz - peu sensibles à la corrosion biochimique - conservent les traces du polissage. Le granite entre les filons est en revanche beaucoup plus sensible à l'altération chimique. Il subit donc une désagrégation granulaire de surface responsable d'un abaissement centimétrique de la surface rocheuse. Cette dénudation est quantifiable grâce à l'horizon repère que constituent les filons de quartz polis par la glace.

Figure 3.15. Site de mise en saillie de poli sur surface granitique (cirque de la Maladeta). Cliché : Y. Crest, 2014.

Cette méthode a été principalement utilisée sur des substrats rocheux en climat polaire, en Scandinavie notamment (Ljungner, 1930 ; Dahl, 1967 ; André, 1995 ; André, 1996b ; André, 2002) mais également contexte tempéré comme dans les Monts Derryveagh en Irlande (Sellier, 1998) et dans le massif du Carlit (Delmas, 1998). Les valeurs de dénudation mesurées sont comprises entre 0,2-1,5 mm/ka en milieu polaire (Dahl, 1967 ; Lindberg et Brundin, 1969 ; Rudberg, 1970 ; Clément et al., 1976 ; André, 2002) tandis qu'elle peuvent atteindre 0,8-2,5 mm/ka en milieu tempéré (Delmas, 1998 ; Sellier, 1998). Cette différence serait due à un impact plus important de la biocorrosion imputable aux mucilages et aux lichens (André, 2002). Ceci résulterait de périodes végétatives plus longues et de conditions d'humidité favorisant leur développement.

La méthode utilisée dans cette thèse consiste à mesurer in situ la profondeur de dénudation des différentes alvéoles granitiques par rapport aux filons silicifiés quadrillant les surfaces de ruissellement (Fig. 3.16 à gauche). Dans chaque alvéole, c'est la profondeur maximale qui est mesurée afin de fournir in fine une valeur à l'excès. Pour chaque site, une photographie est réalisée tandis que les valeurs correspondant aux plus grandes alvéoles sont notées et reportées sur un schéma (Fig. 3.16 à droite).

La surface de chaque alvéole est ensuite calculée sur photographie à l'aide du logiciel Mesurim (logiciel généraliste de traitement d'images numérisées développé par l'ENS Lyon) et chaque valeur de profondeur de dénudation est rapportée à la surface qu'elle occupe. Afin de fournir une échelle de référence pour le logiciel, un mètre rigide est placé sur chacune des photographies. La profondeur de dénudation moyenne d'un site correspond ainsi à la somme des profondeurs rapportées à la part occupée par leur surface respective au sein de la surface totale du site. La valeur moyenne de dénudation des sites étudiés fournit une approximation de la désagrégation granulaire de surface au cours de la période postglaciaire.

Figure 3.16. Surface rocheuse présentant des figures de ruissellement (à g.) et restitution des valeurs de profondeur de dénudation (cm) par alvéole sous forme de schéma (à d.). Cliché : Y. Crest, 2014.

La méthode a été mise en œuvre uniquement dans le cirque de la Maladeta au sein duquel vingt-six sites ont été mesurés. Sur l'ensemble de ces sites, douze sont situés sur des surfaces rocheuses clairement situées en amont des moraines tardiglaciaires de Renclusa et onze autres sont situés entre différents cordons des moraines tardiglaciaires. La datation des cordons morainiques de Renclusa (cf. chapitre 4) permettra de déterminer le pas de temps sur lequel la dénudation doit être calculée.

5. Conclusion partielle III

L'ensemble des méthodes présentées dans ce chapitre compose un panel d'outils dont les résolutions spatiales et temporelles s'entrecroisent pour fournir des valeurs de dénudation des zones culminantes sur l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire (Würm-Holocène). La part prépondérante des nucléides cosmogéniques tient à la polyvalence et à la fiabilité de la méthode, tandis que les méthodes indépendantes présentées complètent pertinemment le champ d'investigation. D'une manière générale, les méthodes utilisées sont particulièrement adaptées au contexte pyrénéen : l'utilisation des NCT (^{10}Be et ^{26}Al) est justifiée puisque les zones culminantes sont principalement composées de lithologies cristallines riches en quartz et la mesure des volumes morainiques dans le massif de la Maladeta sous SIG est permise par la bonne préservation des dépôts et la résolution optimale des données d'imagerie. Qui plus est, la présence de marqueurs temporels datables tels que les moraines rend possible une caractérisation précise de la résolution spatiale des valeurs de dénudation mesurées.

En outre, ces outils utilisent à l'avantage de l'étude les écueils spécifiques aux espaces montagnards récemment déglacés. Ainsi, la présence d'héritage d'exposition – nombreux dans les zones de polis et initialement cause d'embarras dans les datations par NCT - s'avère fournir un apport précieux dans le calcul de la vitesse de dénudation au travers de la détermination de la tranche de roche érodée (cf. paragraphe 3.1.2. et chapitre 4). Lorsque la dénudation d'un bassin versant n'est pas considérée comme à l'équilibre (cas de la présence de tills), la concentration en NCT devient un traceur de l'origine des sédiments. La présence de surcreusements issus de l'action des glaciers qui forment des pièges à sédiments dans le massif de la Maladeta garantit la fiabilité des mesures et permet même la prise en compte de volumes additionnels (cônes proglaciaires).

Les outils présentés dans ce chapitre et la manière dont ils sont utilisés représentent la stratégie qui a paru la plus pertinente et la plus crédible pour quantifier les variations spatio-temporelles de la dénudation dans les zones culminantes et caractériser l'évolution de l'amplitude du relief dans un contexte d'alternance de périodes glaciaires-interglaciaires. Ce sont les résultats de ces investigations qui sont présentés dans les chapitres suivants et qui sont discutés à la lumière du contexte (paléo-)climatique et géodynamique régional, et comparés aux situations observées dans d'autres orogènes. Ce n'est qu'à la suite de cela qu'il sera possible d'évaluer si la dénudation glaciaire dans les Pyrénées est suffisante pour expliquer au moins une proportion de la surrection du volume montagneux, et donc dans quelle mesure les moteurs tectoniques demeurent incontournables.

Chapitre 4

Dénudation sous-glaciaire et amplitude du relief : approche quantitative à l'échelle d'un cycle glaciaire–interglaciaire complet, le Würm

---

1. Introduction IV 190

Partie I. Les zones de cirques 191

2. Article 191

3. Principaux points de discussion 210

3.1. Des apports sur la chronologie de la déglaciation 210

3.2. Une méthode innovante de quantification de la dénudation 211

3.3. L'accélération de la dénudation glaciaire au LGIT et à l'Holocène 211

3.4. L'accroissement de l'amplitude du relief 212

Partie II. Les zones de plateaux 213

4. Stratégie d'échantillonnage 214

5. La situation des sites d'échantillonnage 216

5.1. Les plateaux externes du sud-Carlit 220

5.2. Les plateaux internes du sud-Carlit 222

5.3. Le plateau de Beille 224

6. Résultats et interprétations 228

6.1. Les plateaux du sud-Carlit 231

6.2. Le plateau de Beille 232

7. Discussion 234

7.1. Apports sur la chronologie de la déglaciation 234

7.2. Les modalités de la dénudation des tors par les glaciers 235

7.3. La dénudation des plateaux 238

7.4. Comparaison des données de plateaux et de cirques 240

8. Conclusion partielle IV 243

---

1. Introduction IV

Ce chapitre présente des résultats concernant deux objets géomorphologiques : les cirques d'altitude et les surfaces paléiques (plateaux) pyrénéens. Ce chapitre se focalise en effet sur la dénudation dans les cirques et sur les plateaux à l'échelle du dernier cycle glaciaire–interglaciaire (110 ka), et vise par ce moyen à déterminer l'évolution de l'amplitude du relief sur ce même pas de temps. Il s'agit là des deux types de zones culminantes présents dans la zone d'expression des glaciers würmiens dans l'aire d'étude. Tandis que les cirques témoignent d'une activité glaciaire conséquente supposée générer l'abaissement actif des crêtes qui les dominent (cf. chapitre 1), les plateaux résultent de l'inefficacité de l'érosion régressive des glaciers sur les sommets et sont la marque de processus de météorisation sur le long terme (cf. chapitres 1 et 2). Ces processus sont à l'origine des épais profils d'altération de type arènes-saprolites actuellement présents sur la plupart de ces zones de plateaux.

L'utilisation des NCT permet non seulement de calculer des taux de dénudation sous hypothèse d'état stationnaire sur des surfaces supposées continuellement exposées (crêtes supraglaciaires) ou non érodées par les glaciers (plateaux), mais également d'apprécier la tranche de roche érodée par les processus sous-glaciaires (plancher de cirque, verrous glaciaires) (cf. chapitre 3). En outre, la conjugaison de deux isotopes (^{10}Be et ^{26}Al) permet éventuellement de détecter l'existence de longues périodes d'enfouissement sous une glace suffisamment épaisse (soit ~60 m) et donc de mettre en évidence des héritages d'exposition très anciens (10^5 années).

Le chapitre est divisé en deux parties se rapportant chacune à l'un des deux objets géomorphologiques. La première se concentre sur les cirques d'altitude et correspond à l'article de Crest et al. (2017) reproduit in extenso et publié dans la revue *Geomorphology* : « *Cirques have growth spurts during deglacial and interglacial periods: Evidence from ^{10}Be and ^{26}Al nuclide inventories in the central and eastern Pyrenees* ». Le corps de l'article est suivi par un rapide développement des principaux points de discussion présents dans l'article. La seconde partie du chapitre se focalise sur l'étude de l'évolution des plateaux plus ou moins recouverts d'altérites, à l'échelle d'un cycle würmien, selon différents degrés d'englacement, mais aborde également la question de la météorisation à long terme (plusieurs cycles glaciaires). En effet, certains plateaux n'ont jamais été englacés (plateaux externes du sud-Carlit et Roc Nègre : six échantillons prélevés) tandis que d'autres sont présumés englacés mais sans preuves toujours évidentes (plateau de Beille : quatre échantillons prélevés) ou certainement englacés (plateaux internes du sud-Carlit : trois échantillons prélevés).

Partie I. Les zones de cirques

Dans cette première partie, l'objectif est de quantifier la dénudation dans les cirques à différentes échelles de temps et dans différents massifs cristallins (Maladeta : cirques Aneto et Maladeta ; Bassiès : cirque de l'Escale ; Carlit : cirques Llat et Cometa d'Espagne) aux caractéristiques topographiques et climatiques différentes (cf. chapitre 2). Certains sont encore actuellement englacés (Aneto et Maladeta) : ce sont de petits glaciers résiduels en recul constant depuis la fin du PAG qui occupent une part réduite de l'emprise de ces cirques. La méthode la mieux adaptée pour atteindre cet objectif est l'utilisation des nucléides cosmogéniques (^{10}Be et ^{26}Al) sur les surfaces rocheuses (cf. chapitre 2). La datation par les NCT (^{10}Be) est d'abord employée pour les blocs morainiques en vue d'obtenir une chronologie spatialisée des phases de recul des glaciers dans les secteurs d'étude (cf. chapitre 3 – paragraphe 3.3.1). L'outil ^{10}Be est ensuite utilisé sur les surfaces rocheuses polies composant le plancher des cirques, étudiés selon un gradient amont-aval (cf. chapitre 3 – paragraphe 3.3.2). Cette stratégie d'échantillonnage se poursuit avec l'utilisation de l'outil vitesse de dénudation sous hypothèse d'état stationnaire sur les crêtes supraglaciaires (cf. chapitre 3 – paragraphe 3.3.3). Les cirques sont ainsi prélevés sur l'ensemble de leur profil en long, depuis le verrou glaciaire limitant le plancher en aval jusqu'au sommet des murailles dominant les cirques. L'originalité de la démarche méthodologique mise en œuvre consiste à quantifier la tranche de roche érodée durant la dernière phase de glaciation sur les surfaces présentant un héritage d'exposition (cf. chapitre 3 – paragraphe 3.3.3). La stratégie d'échantillonnage et les outils cosmogéniques utilisés dans ce chapitre sont décrits plus en détail dans le paragraphe 3.1 du chapitre 3, mais repris et résumés dans le paragraphe 3 de la publication.

2. Article

Geomorphology 278 (2017) 60–77

Contents lists available at ScienceDirect

Geomorphology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/geomorph

Cirques have growth spurts during deglacial and interglacial periods: Evidence from ^{10}Be and ^{26}Al nuclide inventories in the central and eastern Pyrenees

Y. Crest [a,*], M. Delmas [a], R. Braucher [b], Y. Gunnell [c], M. Calvet [a], ASTER Team [b,1]:

[a] Univ Perpignan Via-Domitia, UMR 7194 CNRS Histoire Naturelle de l'Homme Préhistorique, 66860 Perpignan Cedex, France
[b] Aix-Marseille Université, CNRS–IRD–Collège de France, UMR 34 CEREGE, Technopôle de l'Environnement Arbois–Méditerranée, BP80, 13545 Aix-en-Provence, France
[c] Univ Lyon Lumière, Department of Geography, UMR 5600 CNRS Environnement Ville Société, 5 avenue Pierre Mendès-France, F-69676 Bron, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 14 June 2016
Received in revised form 25 October 2016
Accepted 27 October 2016
Available online 29 October 2016

Keywords:
Cirque
Denudation rate
Cosmogenic nuclide dating
Buzzsaw
Pyrenees

ABSTRACT

Cirques are emblematic landforms of alpine landscapes. The statistical distribution of cirque-floor elevations is used to infer glacial equilibrium-line altitude, and the age of their frontal moraines for reconstructing glacial chronologies. Very few studies, however, have sought to measure cirque-floor and supraglacial ridgetop bedrock downwearing rates in order to confront these denudation estimates with theoretical models of Quaternary mountain landscape evolution. Here we use ^{10}Be nuclide samples ($n = 36$) from moraines, bedrock steps, and supraglacial ridgetops among a population of cirques in the east-central Pyrenees in order to quantify denudation in the landscape and detect whether the mountain topography bears any relevance to the glacial buzzsaw hypothesis. Minimum exposure ages (MEAs) obtained for a succession of moraines spanning the Oldest Dryas to the Holocene produced a deglaciation chronology for three different Pyrenean ranges: Maladeta, Bassiès, and Carlit. Based on a series of corrections, calibrations, and chronostratigraphic tuning procedures, MEAs on ice-polished bedrock exposures were further used to model denudation depths at nested timescales during the Würm, the Younger Dryas, and the Holocene. Results show that subglacial cirque-floor denudation was lower during glacial periods (Würm: ~10 mm/ka) than during deglacial and interglacial periods (tens to hundreds of mm/ka). The relative inefficiency of glacial denudation in the cirque zone during the Würm would have resulted from (i) cold-based and/or (ii) low-gradient glaciers situated in the upper reaches of the icefield; and/or from (iii) glacier-load starvation because of arrested clast supply from supraglacial rockslopes situated in the permafrost zone. Denudation peaked during the Younger Dryas and Holocene glacial advances, a time when cirque glaciers became steeper, warmer-based, and when frost cracking weakened supraglacial ridgetops, thus enhancing subglacial erosion by providing debris to the sliding glacier base. Cirques, therefore, grow faster during more temperate periods of cirque glaciation than under full glacial conditions. Another key finding was the very low rates of ridgetop lowering averaged over the Würm and Holocene (10–25 mm/ka). A comparison of the denudation rates obtained from the cirque zone with regional estimates of crustal uplift indicates that the alpine topography is not in a steady state. The low intensity of glacial denudation failed to bring the topography to a buzzsaw equilibrium state.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The idea that feedback between climate and crustal uplift drove accelerated mountain uplift during the late Cenozoic has been an underlying hypothesis of research in Earth sciences (Molnar and England, 1990; Small and Anderson, 1995; Whipple et al., 1999; Whipple, 2009; Champagnac et al., 2012). Among the various geomorphic agents contributing to denudation, glaciers are recognized as being very efficient at reshaping mountain topography and generating isostatic-driven uplift. This statement is based on a growing body of quantitative data acquired worldwide, using a range of methods of measurement and spanning different spatial and timescales (Champagnac et al., 2014). Low-temperature thermochronology (LTT: e.g., apatite fission-track analysis, apatite helium, and ^{4}He/^{3}He dating) captures long-term denudation rates (10^5 to 10^8 years; Shuster et al., 2005, 2011; Ehlers et al., 2006; Densmore et al., 2007; Berger et al., 2008; Thomson et al., 2010; Valla et al., 2011). In a variety of mountain ranges, results based on these methods have recorded high denudation rates since 6 Ma and accelerated denudation after 2 Ma (review in Herman et al., 2013). This acceleration has been attributed to several climate-changing events during the late Cenozoic, e.g., global cooling and onset of glaciation in

* Corresponding author at: Université de Perpignan – Via Domitia, UMR 7194 CNRS, 52 avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan, France.
E-mail address: yannick.crest@univ-perp.fr (Y. Crest).
[1] ASTER Team: G. Aumaître, D.L. Bourlès, K. Keddadouche.

http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.10.035
0169-555X/© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

the northern hemisphere, activation of the Gulf Stream after closing of the isthmus of Panama ca. 4 Ma. These changes are recorded at all latitudes but appear sharpest among mid-latitude mountain belts, which during the Pleistocene hosted temperate-based and polythermal glaciers (Herman et al., 2013; Champagnac et al., 2014). Lower denudation values recorded among a variety of high-latitude mountain ranges are ascribed, accordingly, to the presence of cold-based glaciers (e.g., south Patagonia: Thomson et al., 2010; Koppes et al., 2015; northwest Svalbard: Gjermundsen et al., 2015). Sediment fluxes from current proglacial rivers and Holocene outwash sequences in fjords or lakes record denudation indirectly over shorter timescales (10 to 10^4 years) than LTT and provide catchment-averaged glacial denudation rates (Delmas et al., 2009). Case studies based on these methods have tended to provide high denudation rates (Hallet et al., 1996; Koppes and Hallet, 2006; Fernandez et al., 2011), but reviews report a wide spectrum of values spanning four orders of magnitude (from 0.001 to 10 mm/a; Delmas et al., 2009) and show that glacial and fluvial denudation rates can be similar (1 to 10 mm/a) under specific circumstances such as rapid tectonic uplift (Koppes and Montgomery, 2009).

In the same way, many numerical models based on basal ice sliding velocity and discharge show that Pleistocene glaciations have greatly controlled landscape evolution. The impacts of glacial denudation on topography have been argued to increase local relief and topographic steepness, either by overdeepening glacial trunk valleys (MacGregor et al., 2000; Valla et al., 2011) or by increasing preglacial topographic roughness (Sternai et al., 2015). The overall result is one of enhanced energy in the geomorphic system. Glacial erosion in tectonically active mountain ranges is also known to generate a characteristic hypsometric signature (deemed typical of the so-called glacial buzzsaw) displaying (i) a large proportion of land area occurring at the level of some Quaternary equilibrium-line altitude (e.g., the Quaternary average ELA, or QA-ELA, of Mitchell and Humphries, 2014); (ii) a limited elevation band immediately above this QA-ELA; and (iii) a tendency to produce a network of narrow ridges and peaks (Brozović et al., 1997; Brocklehurst and Whipple, 2002, 2004; Mitchell and Montgomery, 2006; Foster et al., 2008).

Given that the QA-ELA concept is expedient but problematic in a number of ways (see Evans et al., 2015; Mitchell and Humphries, 2015; Robl et al., 2015a), for the purpose of this study we settle instead for the regionally established notion of an average Pleistocene ELA, which was defined for the central and eastern Pyrenees using standard methods of ELA delimitation reported in Delmas et al. (2015). Within the buzzsaw narrative, altitude limits on ridgetops have been attributed to cirque floors acting as local base levels that control slope processes on cirque headwalls and generate sharpened arêtes by receding the headwall intersection (Schmidt and Montgomery, 1995; Egholm et al., 2009; Anders et al., 2010). Coalescing cirques are expected to promote the development of uniform lowering of ridgetops. This is advocated as one possible way of explaining crest and summit accordance in alpine settings (the 'Gipfelflur' problem of Penck, 1919), which nonetheless is also observed in unglaciated mountain ranges where regular patterns of fluvial dissection can appear to constrain ridgetops to a narrow elevation band.

The alpine cirque zone is the main focus of this study, with implications for the buzzsaw hypothesis and in a context where denudation rates responsible for alpine cirque development have remained poorly documented (see Barr and Spagnolo, 2015, Table 1 therein). Moreover, most publications on the quantification of cirque growth provide mean denudation values, without any distinction between the downwearing and backwearing components, because data are based either on cirque landform change (Andrews and LeMasurier, 1973; Olyphant, 1981; Brook et al., 2006) or on sediment volume output by cirque glaciers (Reheis, 1975; Anderson, 1978; Mills, 1979; Larsen and Mangerud, 1981; Hicks et al., 1990; Bogen, 1996). In the latter case, clast roundedness analysis has been used to discriminate between debris generated by subglacial processes and those generated by supraglacial hillslope processes operating on cirque headwalls (including rockfall, frost cracking, snow avalanches, etc.). Data thus obtained report headward denudation rates that are consistently lower than downwearing values, with 5 to 40% of the total sediment volume originating from headwalls against 95 to 60% from the subglacial bedrock (Reheis, 1975; Anderson, 1978; Larsen and Mangerud, 1981; Hicks et al., 1990). In contrast, a sediment budget involving a detailed inventory of sediment sources, transport pathways (supra-, sub- and englacial iceload, river suspended load and bedload, etc.), and storage sites in a glaciated alpine cirque of British Columbia (Canada) yielded greater headwall denudation rates (0.2–5.2 mm/a) than vertical subglacial cirque deepening rates (0.9–1.2 mm/a; Sanders et al., 2013). Those results were based on a quantification of debris accumulations produced and stored in the sediment system and relied on a large array of field measurements and remote sensing data. Overall, published data on cirque denudation rates compiled in Barr and Spagnolo (2015) span either very short (a few years to a few 10^3 years) or very long timescales (at least the entire Pleistocene in the case of estimates of landform change among cirques). With the exception of Sanders et al. (2013), none provide data on cirque growth patterns during the interval of an entire Pleistocene glacial/interglacial cycle, and none are based on in situ measurements likely to offer a distinction between back- and downwearing. Theoretical models have hypothesized, for example, that cirques grow mainly during interglacial periods, i.e., at times when glaciers are restricted to the cirque zone rather than during periods of extensive (i.e., icefield or icesheet) glaciation (Cook and Swift, 2012; Barr and Spagnolo, 2015).

Here we explore and test these ideas based on field measurements. We investigate the variability of glacial denudation rates at nested timescales within the alpine cirque zone of a mid-latitude intracontinental orogen, the Pyrenees, based on 36 measurements of cosmogenic ^{10}Be produced in situ obtained from three different Pyrenean ranges and measured among three kinds of rock surface: (i) boulders embedded in successive generations of frontal or lateral moraines, which are used as tools for establishing the chronology of cirque glaciation; (ii) polished bedrock steps, which are used to quantify glacial downwearing rates on cirque floors at nested timescales (entire Würmian glaciation cycle, Younger Dryas and Holocene readvances); and (iii) bedrock exposures on adjacent supraglacial ridgetops, which allow comparisons with glacial denudation on the cirque floors. The study focuses on three crystalline massifs located in the most elevated part of the mountain belt (Fig. 1), each having undergone somewhat contrasting impacts from the Pleistocene icefields. The Maladeta range (Pico de Aneto: 3404 m) is the most elevated massif of the Pyrenees and still bears a few small residual glaciers and a number of Holocene moraines. The Bassiès and Carlit ranges, which occur ~60 and ~100 km to the east of the Maladeta, respectively, are currently entirely deglaciated and bear no obvious vestiges of Holocene glacial landforms. The contrast in glacial histories and hypsometric attributes (Figs. 2, 3, and 4) between the three massifs provides additional value to the purpose of comparing these ranges. The aim is (i) to quantify in each case the rates of cirque-floor and ridgetop downwearing over the time scales of the Würm (regional icefield with large outlet glaciers), the Younger Dryas, and the Neoglacial (regrowth of cirque glaciers in the mid-Holocene after partial or complete deglaciation during the early Holocene; Matthews, 2013), respectively; (ii) to discuss inferences about the effects of glaciation on alpine topography in the Pyrenees; and (iii) to compare the results with other mid-latitude mountain ranges.

2. Geological and geomorphological settings

2.1. Long-term landscape evolution

The Pyrenees formed as a result of collision between Europe and the Iberian microplate during and after the late Cretaceous. The Axial Zone forms the inner and most elevated core of the mountain belt and consists of a Paleozoic basement—mainly granite, orthogneiss, and metasedimentary rocks. To its north and south, the Axial Zone is flanked by a succession of fold and thrust belts dominated by Mesozoic and

Table 1
^{10}Be cosmogenic nuclide results and derived apparent exposure ages for cirque floors and moraines.

Sample ID	Location (glacial stade)	Field source	^{10}Be concentration ($\times 10^4$ at/g ± 1σ)	MEA (ka ± 1σ)
Maladeta–Aneto				
AN01	Aigualluts	Boulder	26.86 ± 1.80	16.16 ± 1.08
AN02		Boulder	25.16 ± 2.30	14.83 ± 1.36
MA03		Polished surface	33.20 ± 1.18	14.31 ± 0.51
MA04	Renclusa	Boulder	33.59 ± 1.05	12.12 ± 0.38
MA05		Boulder	19.43 ± 1.02	8.51 ± 0.45
MA06		Boulder	30.90 ± 1.33	13.59 ± 0.58
MA07		Polished surface	33.14 ± 1.05	13.50 ± 0.43
MA08		Polished surface	66.42 ± 2.05	23.94 ± 0.74
AN09		Polished surface	33.08 ± 1.05	14.00 ± 0.45
AN10		Polished surface	30.31 ± 0.95	12.98 ± 0.41
MA11	LIA	Polished surface	12.78 ± 0.43	4.79 ± 0.16
MA12		Polished surface	16.43 ± 0.63	6.06 ± 0.23
AN13		Polished surface	19.43 ± 0.68	7.10 ± 0.25
AN14		Polished surface	21.51 ± 0.71	7.88 ± 0.26
Bassiès				
BA15	Legunabens	Boulder	23.37 ± 1.43	15.40 ± 0.94
BA16		Polished surface	24.31 ± 1.19	15.83 ± 0.77
BA17	Mouscadous	Boulder	20.44 ± 1.86	11.85 ± 1.08
BA18		Boulder	19.47 ± 1.43	11.36 ± 0.83
BA19		Polished surface	13.36 ± 0.80	8.66 ± 0.52
BA20		Polished surface	18.93 ± 1.04	12.26 ± 0.67
BA21		Polished surface	35.75 ± 1.21	15.01 ± 0.51
BA22		Polished surface	33.06 ± 1.04	14.96 ± 0.47
BA23		Polished surface	28.74 ± 0.98	13.41 ± 0.46
BA24		Polished surface	18.95 ± 0.59	8.68 ± 0.27
Carlit[a]				
CAC25	Cometa d'Espagne	Polished surface	23.64 ± 3.85	10.98 ± 1.79
CAC26		Polished surface	22.33 ± 2.75	12.11 ± 1.49
CAC27		Polished surface	28.08 ± 6.33	12.06 ± 2.72
CAC28		Polished surface	63.73 ± 3.34	27.94 ± 1.47
CAL29	Llat	Polished surface	58.37 ± 9.63	26.81 ± 4.42
CAL30		Polished surface	57.67 ± 8.68	26.31 ± 3.96
CAL31		Polished surface	20.86 ± 2.68	21.71 ± 2.97

[a] The CAL and CAC samples present wider uncertainty intervals because measurements were carried out in 2005 and 2006 at the Tandétron in Gif-sur-Yvette, France, an AMS with substantially lower precision than ASTER.

Paleogene sedimentary rocks. Collision-related deformation in the central and eastern Pyrenees ceased ca. 20–25 Ma, when the main focus of crustal deformation resulting from the convergence between Europe and Africa transferred from the Pyrenees to the Betic Cordillera (Vergés et al., 2002). The collisional stages are well documented by LTT, which records 6 to 9 km of crustal denudation during the Paleogene, followed by evidence of a sharp decline since ~25–30 Ma (Gibson et al., 2007; Gunnell et al., 2008, 2009; Metcalf et al., 2009; Fillon and van der Beek, 2012). By 30–28 Ma the eastern Pyrenees, probably as far west as the Maladeta massif (Ortuño et al., 2008, 2013), were

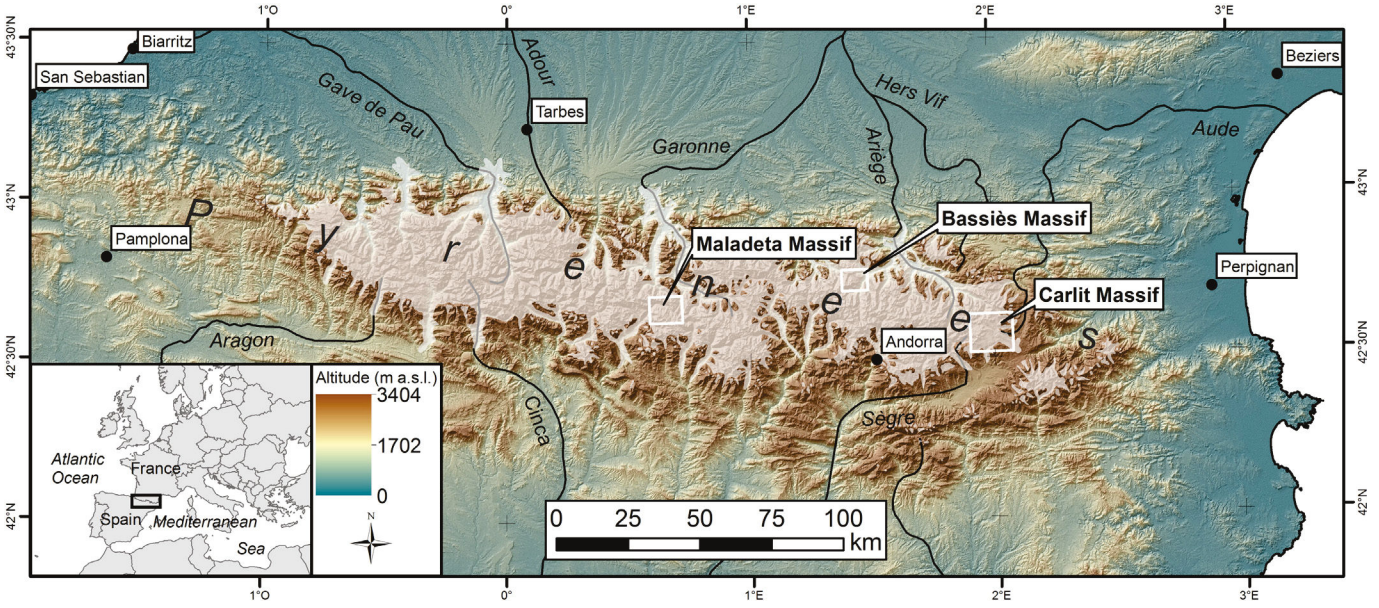

Fig. 1. Location map and icefield palaeogeography in the Pyrenees. White area: Würmian Maximum Icefield Extent after Calvet et al. (2011). White rectangles: study areas. Hillshading: ASTER GDEM v2, ground resolution: 30 m (NASA and METI). Projection: WGS84.

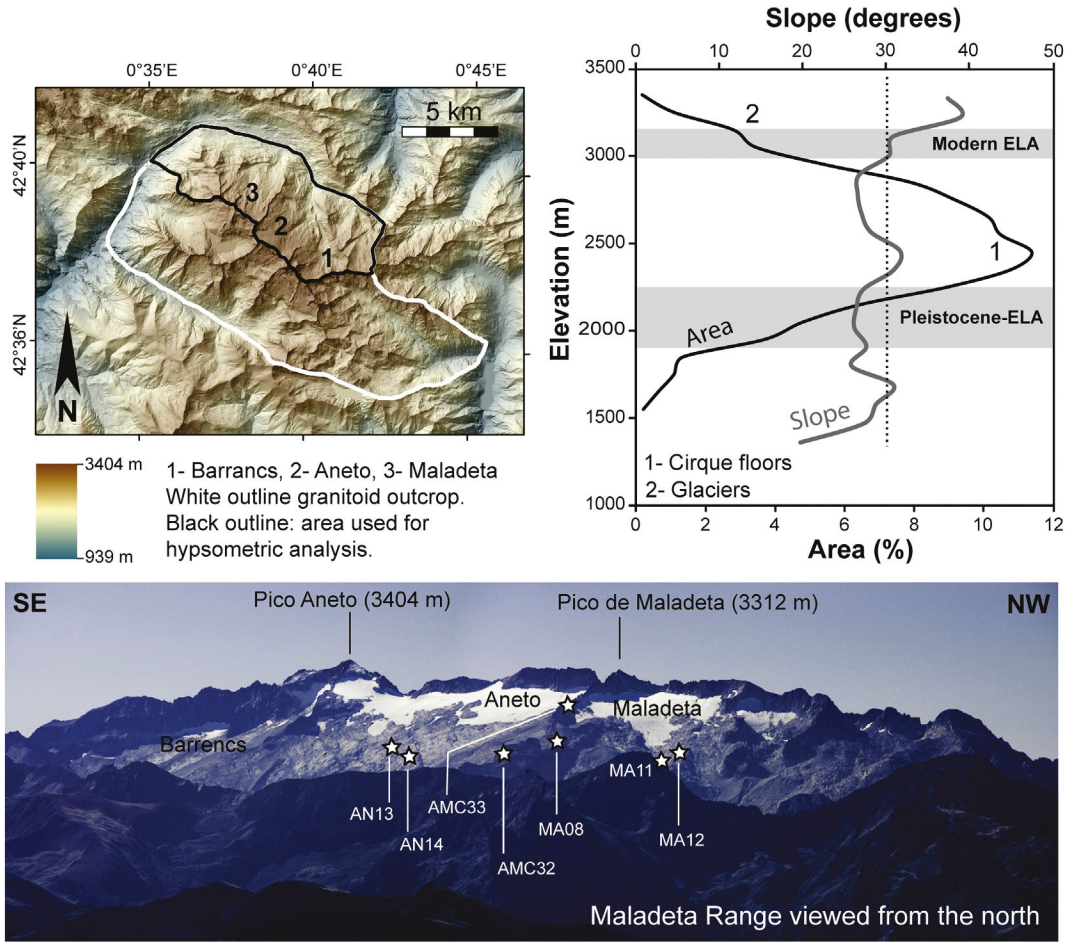

Fig. 2. Hypsometric features of the north side of the Maladeta Range. Digital elevation source: LiDAR PNOA®, ground resolution: 5 m, Instituto Geográfico Nacional.

undergoing NW–SE crustal extension, initially related to the opening of the western Mediterranean back-arc basin. At the end of the Oligocene and during the middle Miocene, a well-dated erosion surface bevelled parts of the Pyrenean structures, with vestiges best preserved in the eastern (Calvet, 1996; Calvet and Gunnell, 2008) and central parts of the range (Ortuño et al., 2008, 2013). Uplift and fragmentation of this paleic (i.e., preglacial: Goodfellow, 2007) erosion surface occurred during the last 10 Ma and is currently one of the first-order landscape features of the Pyrenees. Based on an assumption of continuous post-orogenic uplift since ~10 Ma (Gunnell et al., 2009; Ortuño et al., 2013), supported by rates of canyon incision in response to active crustal uplift (Calvet et al., 2015a), and based further on the position of the Pleistocene ELA inferred from cirque-floor altitudes (~1600 m on the north-facing mountain front and ~2000–2200 m on the south-facing mountain front; see Delmas et al., 2015), the Axial Zone by late Pliocene times had already attained altitudes compatible with the development of cirque glaciers. A systematic analysis of cirque morphometry throughout the eastern Pyrenees has nonetheless shown that the impact of Pleistocene glaciation varied substantially, depending on whether the ranges were situated at the core or at the periphery of the icefield (García-Ruíz et al., 2000; Delmas et al., 2014, 2015). The three ranges under investigation (Maladeta, Bassiès, and Carlit) were selected as a means of sampling the full spectrum of palaeoclimatic regimes and landform occurrences.

2.2. Pleistocene glacial impact on the landscape

The Maladeta range coincides with a Hercynian granite batholith. Its high elevation (3400 m) compensates its sheltered position from the influx of Atlantic weather systems and explains the ubiquitous imprint of alpine glaciation. Sharp ridgetops, or arêtes, rise between a population of wide, often shallow *van*-shaped cirques (van is a French word for winnowing basket), with a few deeper variants containing lakes (Fig. 2). Small residual glaciers, mostly in north-facing cirques, have been undergoing rapid recession since the LIA.

The Bassiès range, also part of a granodiorite pluton, is directly exposed to the moisture-laden Westerlies entering the area from the Atlantic. This feature ensured abundant ice accumulation despite the comparatively low range-summit elevations (ca. 2600 m). The glacial morphology (van cirques) is in most ways identical to that of the Maladeta, with a small minority of 'armchair' cirques (flat to overdeepened floors with high headwalls) on the western margin of the range. The most conspicuous difference is the presence of wide and low-gradient ridgetops bearing thick vestiges of pre-Würmian (perhaps pre-Quaternary) bedrock weathering profiles and even larger vestiges of a paleic surface on the northern edge of the range (Fig. 3).

The southeastern half of the Carlit Range overlooks the intermontane Cerdagne Basin. It exhibits a more varied assortment of geological outcrops, with a granodiorite pluton and hornfels rim intruded into micashist and gneiss country-rock outcrops farther north. The effects of glaciation on the morphology of this elevated massif (2900 m) have been limited because of its situation in a drier, Mediterranean climatic zone and a relatively sheltered, south-facing environment. Glaciers above the Pleistocene ELA (2000–2200 m) formed widely spaced cirques around the southern edges of the paleic summit surface. Another unique feature is that the cirque floors connect with an extensive Cenozoic pediment ca. 1800–2300 m (e.g., Gunnell et al., 2009, Fig. 2a therein), which was unevenly scoured by plateau ice and cut by shallow glacial troughs (Fig. 4).

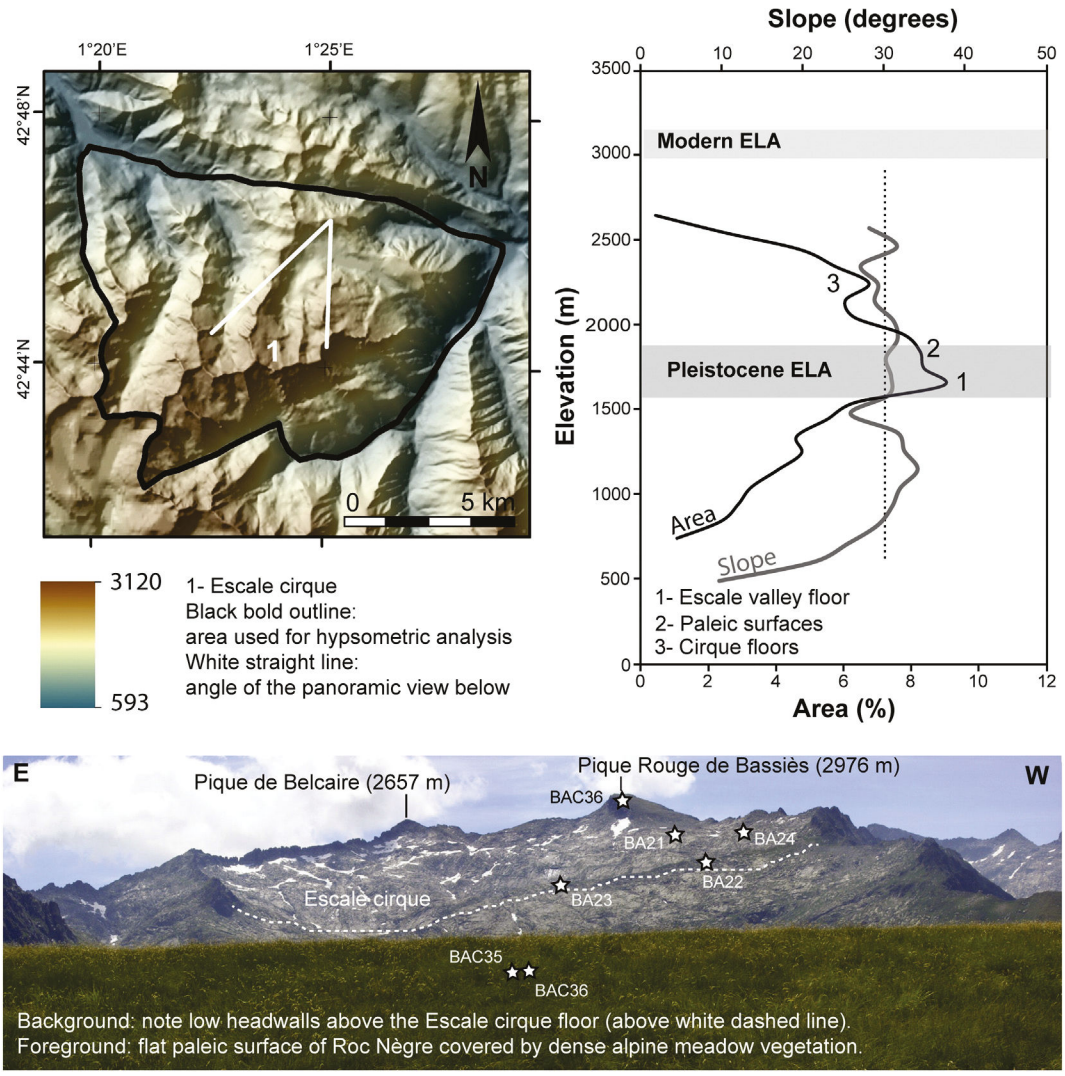

Fig. 3. Hypsometric features of the north side of the Bassiès Range. Digital elevation source: BD Alti ®, ground resolution: 25 m, Institut Géographique National.

2.3. Mountain-range hypsometry

The varying mix of glacial and nonglacial landscape components is detected in the hypsometric signatures of each mountain range (Figs. 2, 3, 4). Hypsometric analysis has been used as a tool for appreciating the impact of Quaternary glaciation on mountain landscapes (Brocklehurst and Whipple, 2004) and for determining the relationship between hypsometric maxima and former ELAs (e.g., Egholm et al., 2009; Robl et al., 2015b). The area–elevation curve of the Maladeta is unimodal and displays a broad hump ranging from just above the Pleistocene ELA to the cirque floors. In the other two ranges, the hypsometric curve is more sharply bimodal and reflects a weaker glacial impact. In the Bassiès, the main mode occurs exactly at the Pleistocene ELA but does not correspond to the shelf formed by the cirque floors. The latter occur around 2300–2400 m and define the secondary mode. The Carlit curve displays two modes of similar magnitude occurring just above and just below the Pleistocene ELA. However, neither of those two maxima are ascribable to the glacial geomorphology: they capture instead the presence of the extensive paleic pediment (or lower paleic surface), which rises progressively from elevations of ~1800 to ~2300 m below the girdle of cirques (Fig. 4). The slope–elevation curves (Figs. 2, 3, 4) complement and confirm these observations.

2.4. Cirque glaciation during the last termination and the Holocene

The chronology and paleogeography of the Pyrenean icefield are well established for the Würmian Maximum Icefield Extent (WMIE, Fig. 1; Calvet, 1996; Calvet et al., 2011), but the chronology and extent of cirque glaciation during the Last Termination (i.e., the time interval between the Global LGM and the beginning of the Holocene; Wohlfarth, 1996; Hoek, 2009; Denton et al., 2010) and the Holocene are poorly known (Delmas et al., 2015). In the Maladeta, the distribution of glacial deposits nonetheless has been mapped extensively and has provided a consistent relative chronostratigraphy (Fig. 5A). Martínez de Pisón (1989), García-Ruíz et al. (1992), and Copons and Bordonau (1997) distinguished four stades subsequent to the WMIE (known here as 'Fase Inicial', or Initial phase). (i) The first stade ('Episodio de Glaciares de Valle de Altitud', or elevated valley glacier phase) involved an 11-km-long valley glacier supplied by cirques in the Maladeta, Aneto, Barrencs and Escaleta and terminating at an elevation of ca. 1750 m. (ii) The second stade ('Episodio de Glaciares de Circo de Altitud', or elevated cirque glacier phase) was a period when the Maladeta and Escaleta cirque glaciers became disconnected. Their respective fronts stood between 2000 and 2100 m, just below the cirque floors. (iii) The third stade ('Fase de Glaciares Rocosos', or rock-glacier phase) actually

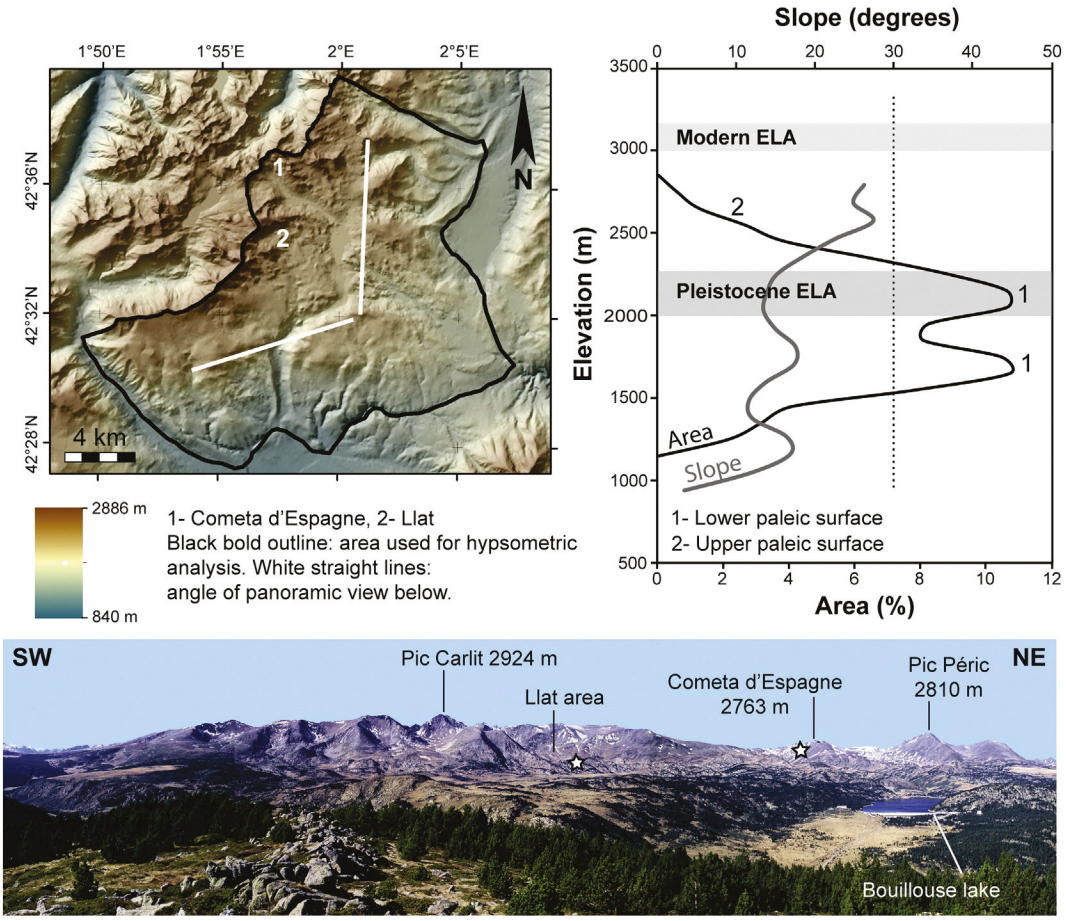

Fig. 4. Hypsometric features of the Carlit Range (south side). Digital elevation source: BD Alti ®, ground resolution: 25 m, Institut Géographique National.

includes a variety of deposits, e.g., rock glaciers but also ablation till depending on local, topographically controlled, climatic conditions where small residual glaciers persisted into the Holocene. In the elevated Maladeta range, the rock-glacier phase produced cirque glaciers terminating ca. 2200 m. None of these three stades have been dated, but they have been ascribed by default to the Last Termination by analogy with ^{14}C–dated glacial deposit chronosequences obtained in other Pyrenean ranges (Copons and Bordonau, 1997). (iv) The fourth and final stade in the uppermost Esera valley is clearly ascribable to the LIA based on mid-nineteenth to early twentieth century photographic evidence (Copons and Bordonau, 1997; Chueca Cía et al., 2005; González Trueba et al., 2008; René, 2008, 2011, 2013). The LIA terminal moraines occur at elevations of 2300 m on the north and 2800 m on the south side of the range.

Previous work involving terrestrial cosmogenic nuclides (TCN) and ^{14}C dating of glacial landforms and ice-marginal deposits has provided a consistent deglacial chronology of the Bassiès and SE Carlit (Delmas, 2005; Delmas et al., 2008, 2011, 2012; Figs. 6A, 7A). In both cases, the WMIE occurred during Marine Isotope Stage 4 (MIS 4). During MIS 3, the outlet glacier ice fronts underwent fluctuations in excess of 10 km in the Ariège valley, and over unknown distances in the Carlit. The last maximum icefield advance coincided with the Global LGM, was comparable to the MIS 4 icefield extent in the SE Carlit, but fell short of the MIS 4 ice position by ~7 km in the Ariège valley. Whether in the Ariège or the Carlit, the Global LGM ended in a rapid debacle, with the icefield retreating to the cirques as early as ~20–19 ka. During the Oldest Dryas (i.e., GS-2.1a following the Greenland isotope chronostratigraphy of Rasmussen et al., 2014), the icefield expanded once again; but its precise limits have only been constrained for the Carlit, where a 6-km-long glacier filled the Grave U-shaped valley and spilled over onto the adjacent paleic pediment (Llat moraine, Fig. 7A).

No data exist for the Bassiès Range, but the neighbouring Trois-Seigneurs massif generated an ~5-km-long glacier in the Suc valley (Fig. 6A). During the Bølling–Allerød interstade (GI-1), the treeline rose to ~1700 m in the Ariège catchment (Reille and Andrieu, 1993) and the regional ELA to ~2700 m (Delmas et al., 2011, 2012). Given the limited elevation of the Bassiès and Carlit in comparison to the Maladeta, it is therefore likely that the Bølling–Allerød interstade resulted in glacier extinction—except perhaps for residual cirque glaciers in topographically suitable local settings. During the Younger Dryas (GS-1), a large number of Pyrenean cirques became deglaciated and populated by rock glaciers, e.g., in the SE Carlit (Fig. 7A). By inference, cirques lacking rock glaciers may have hosted small cirque glaciers during the Younger Dryas. This can be observed in the Carlit below the Cometa d'Espagne peak, where the presence of a cirque glacier during the Younger Dryas (GS-1a) has been confirmed by TCN dating of moraines (Delmas et al., 2008; Delmas et al., 2009). This finding is consistent with palaeoenvironnemental data indicating that the treeline in the Ariège catchment descended to ~1300 m during the Younger Dryas (Reille and Andrieu, 1993). So did, by inference, the regional ELA.

3. Methods

3.1. TCN sampling strategy

The collection of 36 samples for TCN analysis (Supplementary Table 1) focused on three kinds of rock surface. (i) Erratic boulders on the ridgetops of lateral and frontal moraines resting on, or immediately

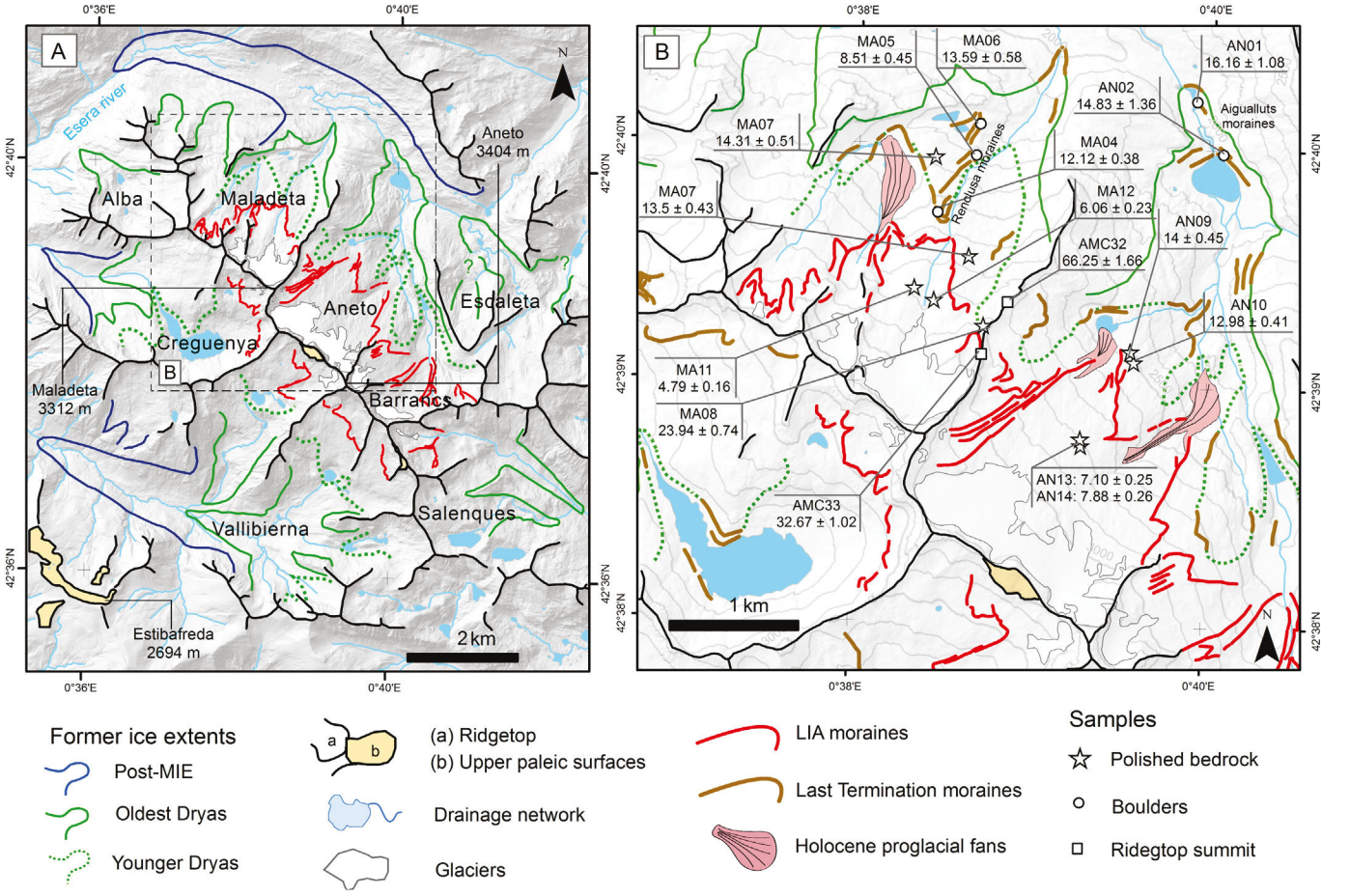

Fig. 5. Palaeogeography and chronology of cirque glaciation in the Maladeta Range. (A) Extent of the glacial advances subsequent to the WMIE (modified and completed from Copons and Bordonau, 1997). (B) Distribution of glacial deposits and cosmogenic nuclide samples in the Maladeta and Aneto cirques.

downvalley from, the cirque floors. Ideally, such samples date the time of moraine abandonment by a receding glacier. In the Maladeta, the TCN-dated moraines (Aigualluts and Renclusa, Fig. 5B) belong to the 'Episodio de Glaciares de Circo de Altitud' and 'Fase de Glaciares Rocosos' of Copons and Bordonau (1997). In the Bassiès, landform mapping and paleogeographic reconstructions are previously unpublished and document two glacial stades displaying datable lateral moraines at Legunabens and Mouscadous (Fig. 6B). For the Carlit, sample locations are shown in Fig. 7 and complement the collection of exposure ages previously presented in Delmas et al. (2008). In all cases, TCN samples were collected from the top surfaces of large boulders (1 to 5 m long) displaying clear signatures of englacial transport (boulders showing exfoliation or other pre- or postdepositional weathering features were avoided) in accordance with the principles used by Delmas et al. (2008) in the Carlit range, where the Würmian deglacial chronology has already been established (Fig. 7B). Boulders still partly embedded in finer matrix were preferred in order to minimize the risk of recent exhumation or gravitational displacement on the moraine flank (Putkonen and Swanson, 2003; Putkonen et al., 2008; Heyman et al., 2011). (ii) Ice-polished rock surfaces were sampled on stoss-and-lee landforms located on cirque floors situated in- and outboard of moraines dated as part of step (i). (iii) Bedrock surfaces on adjacent supraglacial ridgetops. These ridgetop sampling sites covered two settings typical of the area: arête-like ridgetops (AMC32, AMC33, and BAC 34, all collected from an area severely affected by frost cracking); and avenue-width, planar ridgetops (BAC35 and BAC36), which are vestiges of a paleic surface and are still covered by thick, in situ granitic saprolite.

3.2. Analytical procedure

Ridgetop bedrock samples underwent ^{10}Be and ^{26}Al measurements in view of detecting whether or not ridgetop denudation attained a steady state, but samples from erratic boulders and cirque-floor bedrock exposures were restricted to the production of ^{10}Be inventories. The chemical procedure for ^{10}Be and ^{26}Al extraction from the rock samples was adapted by Braucher et al. (2011) from Brown et al. (1991) and Merchel and Herpers (1999). The samples were first crushed and sieved to obtain 250–1000 μm rock particles, from which magnetic grains were removed using a magnetic separator. Chemical processing consisted of a sequence of dissolution steps using HCl and H_2SiF_6 to eliminate all non-quartz materials, followed by another sequence of dissolution steps using diluted HF to remove the atmospheric ^{10}Be. Following chemical dissolution, ~0.1 g of an ASTER in-house ^{9}Be carrier solution ($(3.025 \pm 0.009) \times 10^{-3}$ g ^{9}Be/g solution; Braucher et al., 2011) originating from deep-mined phenakite (Merchel et al., 2008) was added to the purified quartz. The measurement of stable ^{27}Al intrinsically present in the samples was achieved using liquid aliquots analyzed by inductively coupled plasma optical emission spectrometry (ICP-OES) on an ICAP6500 Thermo Scientific unit. After total dissolution of purified quartz using diluted HF solution and several solvent extractions, $Be(OH)_2$ and $Al(OH)_3$ were precipitated and then oxidized at 800 °C for 1 h. Powdered forms of the resulting BeO and Al_2O_3 oxides, respectively, were then mixed with niobium powder and placed into cathodes for analysis using accelerator mass spectrometry (AMS). The AMS measurements of ^{10}Be and ^{26}Al concentrations were performed at the AMS

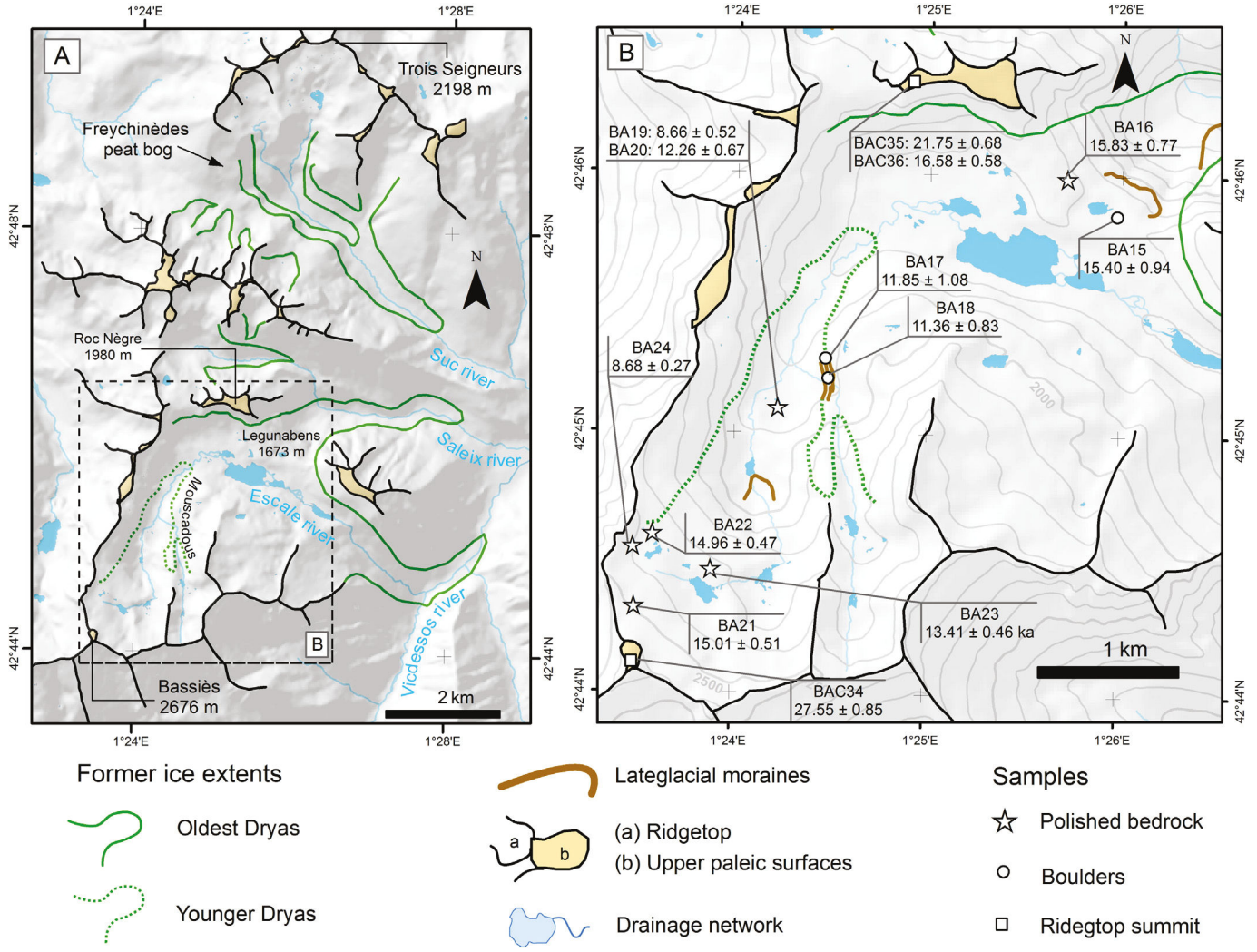

Fig. 6. Palaeogeography and chronology of cirque glaciations in the Bassiès Range. (A) Extent of glacial advances in the western part of the upper Vicdessos catchment during the Last Termination (source: Delmas et al., 2011, modified and completed). (B) Distribution of glacial deposits and cosmogenic nuclide samples in the Escale cirque.

National Facility ASTER, located at the CEREGE in Aix-en-Provence, France (Arnold et al., 2010). The $^{10}Be/^{9}Be$ ratios were calibrated directly against the National Institute of Standards and Technology standard reference material NIST SRM 4325 using an assigned $^{10}Be/^{9}Be$ value of $(2.79 \pm 0.03) \times 10^{-11}$ (Nishiizumi et al., 2007) and a ^{10}Be half-life of 1.387 ± 0.012 Ma (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010). The $^{26}Al/^{27}Al$ ratios were measured against the ASTER in-house standard SM-Al-11, whose $^{26}Al/^{27}Al$ ratio of $(7.401 \pm 0.064) \times 10^{-12}$ has been cross-calibrated (Arnold et al., 2010) against primary standards in the context of a round-robin exercise (Merchel and Bremser, 2004). The ^{26}Al half-life reported in this study is 0.717 ± 0.017 Ma (Samworth et al., 1972). The $^{26}Al/^{10}Be$ production ratio resulting from the standardization method used at ASTER (SM-Al-11/07KNSTD) is ~6.61 ± 0.52. This value is based on the ratio originally determined by Nishiizumi et al. (2007). Surface production rates were scaled using the Stone (2000) polynomial with a sea-level high-latitude (SLHL) production rate of ~4.02 at/g/a for ^{10}Be. Corrections for topographic shielding and sample geometry were derived from Dunne et al. (1999). Corrections for mass shielding were calculated using the equation of Dunai (2010). Correction factors for snow shielding were calculated using the equation of Gosse and Phillips (2001) with a mean value for snow density of 0.25 g/cm^3; (Supplementary Table 1).

3.3. TCN modelling strategy on moraine boulders and ice-scoured cirque-floor surfaces

Exposure times and denudation rates produced in this study were calculated using the following equation (Braucher et al., 2011):

$$N(x,\varepsilon,t) = N_{inherited}\, exp(-\lambda t) + \frac{P_{sp}.exp\left(-\frac{x}{L_n}\right)\left(1-exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{L_n}+\lambda\right)\right)\right)}{\frac{\varepsilon}{L_n}+\lambda} + \frac{P_{\mu slow}.exp\left(-\frac{x}{L_{\mu slow}}\right)\left(1-exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{L_{\mu slow}}+\lambda\right)\right)\right)}{\frac{\varepsilon}{L_{\mu slow}}+\lambda} + \frac{P_{\mu fast}.exp\left(-\frac{x}{L_{\mu fast}}\right)\left(1-exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{L_{\mu fast}}+\lambda\right)\right)\right)}{\frac{\varepsilon}{L_{\mu fast}}+\lambda} \quad (1)$$

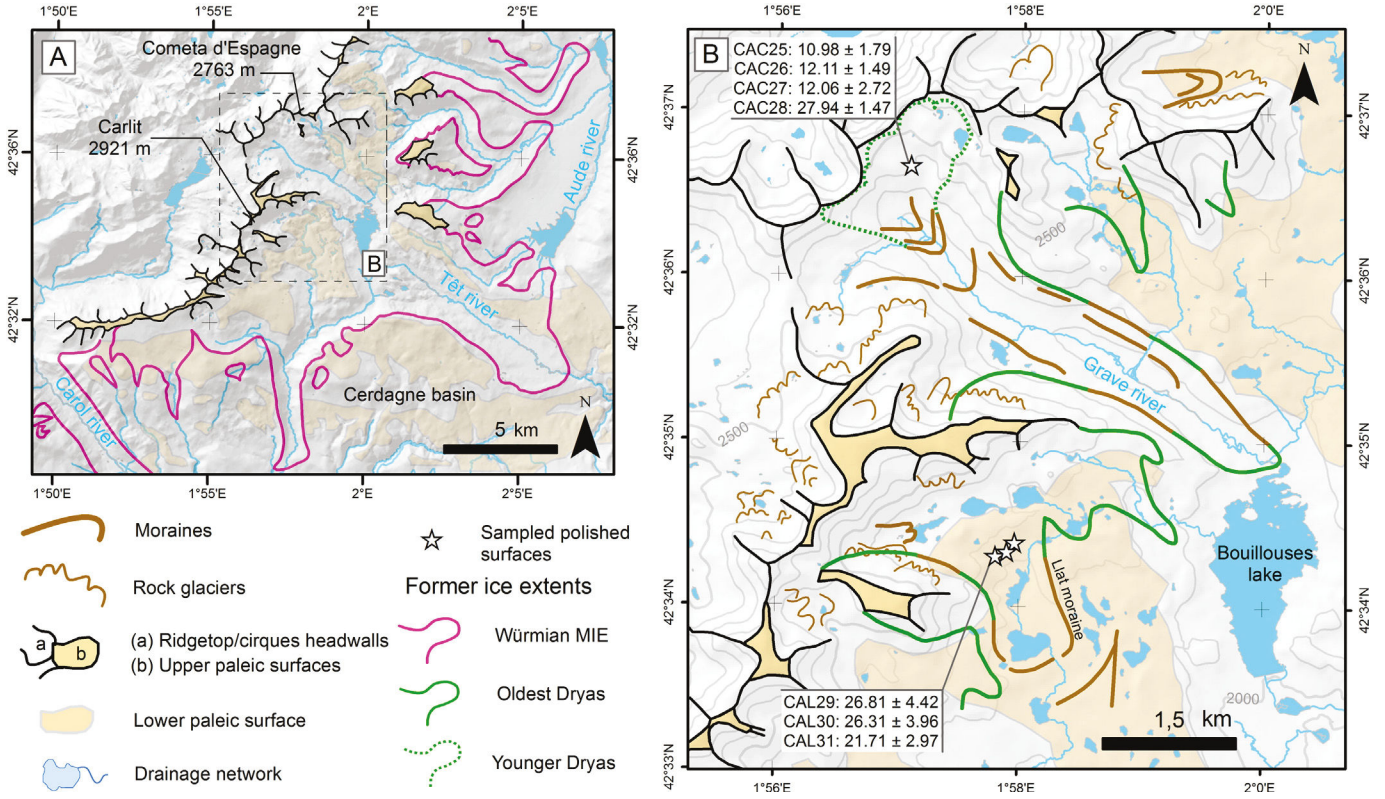

Fig. 7. Palaeogeography and chronology of cirque glaciations in the Carlit Range. (A) Würmian icefield palaeogeography on the south side of the Carlit Range (after Delmas et al., 2008). (B) Distribution of glacial deposits and cosmogenic nuclide samples in the Llat and Cometa d'Espagne cirques.

where $N(x,\varepsilon,t)$ is the nuclide concentration as a function of distance x (typically expressed as a function of depth z, cm, and bedrock density ρ, g/cm^3), denudation rate ε (g/cm^2/a), and exposure time t (years). The P_{sp}, $P_{\mu slow}$, $P_{\mu fast}$, and L_{sp} (160 g/cm^2), $L_{\mu slow}$ (1500 g/cm^2), and $L_{\mu fast}$ (4320 g/cm^2) are the production rates and attenuation lengths of neutrons, slow muons and fast muons, respectively; λ is the radioactive decay constant of the TCN under investigation; $N_{inherited}$ is the ^{10}Be concentration acquired during windows of exposure time prior to subglacial denudation. This ^{10}Be remains preserved in the sample in situations where glacial denudation has failed to strip away the TCN-pervaded bedrock and thereby reset the TCN clock.

3.3.1. Minimum exposure ages

The ^{10}Be concentrations measured on boulders and cirque-floor bedrock steps were first converted into minimum exposure ages (MEAs) using Eq. (1) while assuming no postglacial surface denudation and no preglacial nuclide inheritance (Table 1). On that basis, and given the precautions taken in selecting surface samples (Section 3.1), the MEAs obtained from boulders were interpreted as moraine depositional ages, thus providing baseline information about the ice fluctuation chronology in each cirque. Even when boulder surfaces have suffered some postdepositional denudation, as long as postglacial denudation rates are less than a few dozen mm/ka, losses can be ignored provided exposure times did not exceed ~20 ka (Gunnell et al., 2013). In the case of these late Würmian or younger moraines, therefore, the exposure ages are expected to be accurate. Additional controls on the cirque-glacier chronology were provided by correlations with regional palaeoenvironmental data gained from the literature and by tuning of age results to the palaeotemperature chronostratigraphy provided by Greenland ice cores (Rasmussen et al., 2014).

The MEAs on polished bedrock-step surfaces were used as tools for detecting whether or not subglacial bedrock denudation on cirque floors was sufficiently deep to reset TCN inventories inherited from periods of preglacial exposure. Discrepancies between a cirque-floor MEA and the ages of adjacent moraines provide options for determining the contribution from preglacial nuclide inheritance to the measured bedrock MEA. Accordingly, because TCN accumulation on cirque floors occurs between periods of bedrock stripping and shielding by glaciers, the MEAs obtained on cirque floors will fit into three ideal scenarios: (i) when the MEAs on polished bedrock are consistent with the age of the nearest moraine situated outboard of the sampling site, we can infer that the depth, z, of stripped bedrock at the sampling point during the last subglacial burial event was sufficiently large to reset the TCN clock (i.e., to erase any TCN concentrations inherited from a preglacial exposure history); (ii) when the MEAs are younger than the adjacent glacial moraines, we can infer that some till deposits originally shielding the bedrock surface were removed by nonglacial processes only some time after glacier recession; (iii) when the MEAs are older than the adjacent glacial moraines, we can infer that some component (known as nuclide inheritance, $N_{inherited}$ in Eq. (1)) of the TCN inventory was carried over from a period preceding the last subglacial burial cycle; i.e., subglacial denudation failed to reset the TCN clock. Scenario (iii) is upsetting for geochronological purposes because the exposure ages do not directly document a palaeoclimatic event, but it is useful to geomorphologists because the anomaly can serve as a proxy for inferring subglacial denudation rates. The following section explains how.

3.3.2. Inherited TCN concentrations as proxies for calculating depths of subglacially denuded bedrock

We proceeded to extract additional information from inherited ^{10}Be components that cause cirque-floor MEAs to be greater than the exposure ages obtained for the adjacent moraines. The principles of the procedure are illustrated in Fig. 8. Given the attenuation lengths of ^{10}Be in crystalline bedrock, the presence of excess TCN in a granite sample typically implies that denudation was < ~3 m during the last subglacial burial event (Fabel et al., 2002; Marquette et al., 2004; Briner et al., 2005a, 2005b; Phillips et al., 2006; Li et al., 2008).

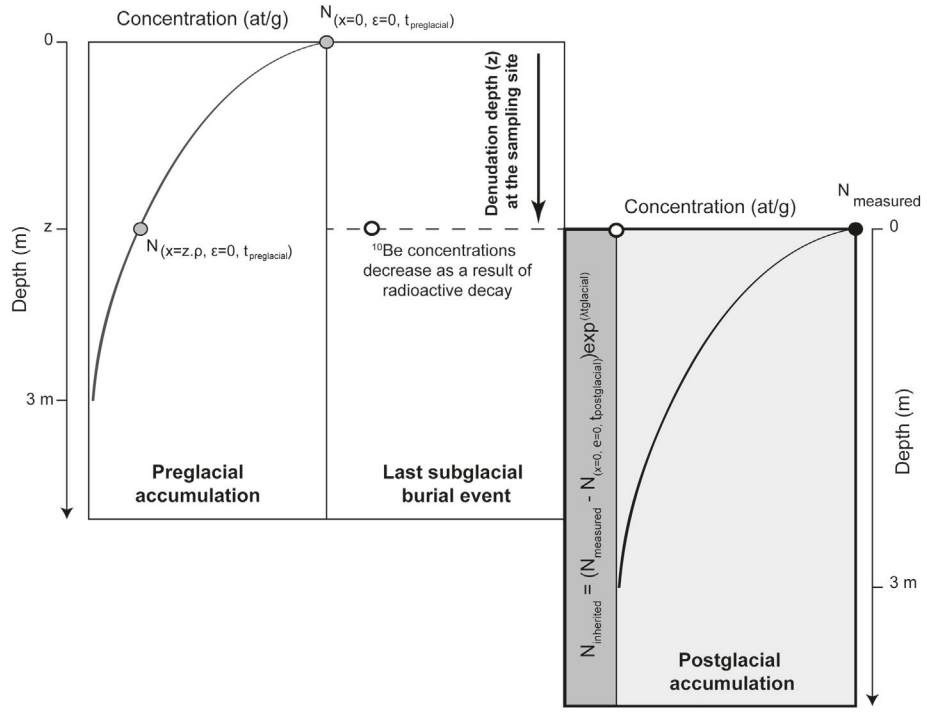

Fig. 8. Scenario of a surface-exposure history leading to the presence of inherited nuclides on a glaciated bedrock surface. The relevant example here is an ice-scoured whaleback on a cirque floor.

The inherited ^{10}Be component was produced at some depth z at a time when the sample was exposed to cosmic rays because it was situated within the ^{10}Be accumulation zone (i.e., $0 \le z \le 3$ m) and not shielded by a glacier. Conditions such as these were prevalent at the sampling sites during interglacial or interstadial periods (defined as $t_{preglacial}$). While subsequently covered by the glacier, the bedrock was eroded down to depth z, where it became reexposed after glacier recession and thus available for sample collection at the surface. The first step toward obtaining z involves calculating the sample MEA while assuming no inheritance (i.e., by holding $N_{inherited} = 0$). When the sample's MEA exceeds the duration of exposure after glacier recession (defined as $t_{postglacial}$), $N_{inherited}$ can be calculated from Eq. (1) as:

$$N_{inherited} = \left(N_{measured} - N_{(x=0,\ \varepsilon=0, t_{postglacial})}\right) \exp(\lambda t_{glacial}) \quad (2)$$

Subsequently using Eq. (1), and assuming that the sample was not exposed before $t_{preglacial}$, obtaining the value of z becomes possible (with $t = t_{preglacial}$ and assuming no denudation during that time window). Given the measured nuclide concentration of the sample

Table 2
Würmian cirque-floor denudation rates inferred from apparent exposure ages corrected for TCN inheritance.

Sample ID	Concentration (10^4 at/g)	MEA (ka ± 1σ)	$N_{inherited}$ ($\times 10^4$ at/g)		Denudation depth (z, cm)[a]		Subglacial denudation rates (mm/ka)[a]	
			min	max	min	max	min	max
Scenario: the last glacial shielding event occurred during the Younger Dryas ($t_{postglacial}$ = 13.5 ka, $t_{preglacial}$ = 15 ka, $t_{glacial}$ = 100 ka)								
MA07	33.14 ± 1.05	13.50 ± 0.43	reset	1.12	216	~300–400	21.6	~30–40
MA08	66.42 ± 2.05	23.94 ± 0.74	33.73	38.85	18	26	1.8	2.6
AN09	33.08 ± 1.05	14.00 ± 0.45	0.13	2.30	194	~300–400	19.4	~30–40
AN10	30.31 ± 0.95	12.98 ± 0.41	reset	reset	>300	>300	>30	>30
BA21	35.75 ± 1.21	15.01 ± 0.51	2.39	4.81	120	193	12.0	19.3
BA22	33.06 ± 1.04	14.96 ± 0.47	2.20	4.29	119	191	11.9	19.1
BA23	28.74 ± 0.98	13.41 ± 0.46	reset	0.89	216	~300–400	21.6	~30–40
CAC25	23.64 ± 3.85	10.98 ± 1.79	reset	reset	>300	>300	>30	>30
CAC26	22.33 ± 2.75	12.11 ± 1.49	reset	0.20	>300	>300	>30	>30
CAC27	28.08 ± 6.33	12.06 ± 2.72	reset	2.99	183	~300–400	18.3	~30–40
CAC28	63.73 ± 3.34	27.94 ± 1.47	29.70	36.39	0	9	0	0.9
Scenario: the last glacial shielding event occurred during the Oldest Dryas ($t_{postglacial}$ = 14.7 ka, $t_{preglacial}$ = 15 ka, $t_{glacial}$ = 100 ka)								
MA03	33.2 ± 1.18	14.31 ± 0.51	reset	reset	>300	>300	>30	>30
Scenario: the last glacial shielding event occurred during the Oldest Dryas ($t_{postglacial}$ = 17.2 ka, $t_{preglacial}$ = 15 ka, $t_{glacial}$ = 100 ka)								
CAL29	58.37 ± 9.63	26.54 ± 4.38	11.79	31.08	3	62	0.3	6.2
CAL30	57.67 ± 8.68	26.18 ± 3.94	11.79	29.18	7	63	0.7	6.3
CAL31	47.63 ± 6.52	21.71 ± 2.97	3.84	16.92	40	129	4.0	12.9

[a] Calculation of denudation rates takes account of neutron- and muon-derived ^{10}Be production, of correction coefficients for topography, snow cover, and is based on Eq. (2). Bedrock density is 2.65 g/cm^3.

($N_{measured}$), the duration of shielding by the glacier ($t_{glacial}$), and the value of z, the denudation rate is $z/t_{glacial}$. This procedure presupposes a well-constrained deglaciation chronology and was applied for different durations of $t_{glacial}$ on the basis of moraine ages and other independent constraints (Fig. 8, Tables 2 and 3).

3.4. TCN modelling strategy on supraglacial ridgetops

The ^{10}Be concentrations measured on supraglacial ridgetops (Table 4) were also converted to MEAs from Eq. (1) under an analytical assumption of no postglacial denudation and no preglacial nuclide inheritance in order to compare results with exposure ages on cirque floors as a geologically improbable but useful starting point (Table 1). The ^{10}Be concentrations were also converted into maximum denudation rates by using Eq. (1) while assuming that TCN concentrations had reached a steady state (i.e., ^{10}Be production and ^{10}Be loss through denudation and radioactive decay define an equilibrium). The ^{26}Al/^{10}Be ratio provides a check on whether the samples recorded continuous rather than intermittent exposure and whether exposure times were sufficiently long for the assumed steady state to have been attained (value of t set to infinity in Eq. (1)). The time needed to attain nuclide steady state under a specific denudation regime is the integration time (Lal, 1991). The greater the denudation rate, and likewise the shorter a nuclide's half-life, the shorter the integration time. Consequently, the secular equilibrium concentration is reached faster by ^{26}Al than by ^{10}Be. The integration time thus also indicates the geological time window over which denudation rates obtained from Eq. (1) are relevant and is calculated as:

$$\text{Integration time} = \frac{1}{\lambda + \frac{\varepsilon}{\Lambda}} \quad (3)$$

where λ is the disintegration constant (a^{-1}), Λ is the attenuation length (g/cm^2), and ε the denudation rate ($g/cm^2/a$). In a context where exposure times do not exceed ~20 ka, the integration time calculated on the basis of one attenuation length in Eq. (3) is close to the MEA calculated from Eq. (1) when assuming no postglacial surface denudation and no preglacial nuclide inheritance.

4. Results

4.1. Apparent exposure ages on moraines and cirque floors

Paired comparisons between boulder and bedrock-step MEAs (Table 1) provide a criterion for distinguishing between samples suitable for dating the ice-fluctuation chronology in the cirque zone (population of samples with no TCN inheritance) from samples usable as indicators of cirque-floor glacial denudation rates (population of samples displaying TCN inheritance).

4.1.1. Aneto and Maladeta

The MEAs from moraine ridgetops and ice-scoured bedrock steps in the Aneto and Maladeta cirques correspond to sites situated among the three younger glacial stades reported by Copons and Bordonau (1997): the 'Elevated cirque glacier phase' (Aigualluts moraines), the 'Rock-glacier phase' (Renclusa moraines), and the LIA (Fig. 5B, Table 1). Samples AN01 and AN02 yielded MEAs of 16.2 ± 1.1 and 14.8 ± 1.4 ka, respectively, indicating that the two Aigualluts moraines were constructed during the Oldest Dryas (GS-2.1a). A polished bedrock step (MA03) located inboard of the Aigualluts glacial stade but outboard of the Renclusa moraine yielded an age of 14.3 ± 0.5 ka. At this time, the Maladeta and Escaleta cirque glaciers were no longer connected to the 5-km-long Aneto–Barrancs glacier (Fig. 5A), which reached the 2000-m elevation contour (position of the Aigualluts frontal moraines). The Maladeta glacier front was probably located at a similar elevation, whereas the Escaleta glacier front may have reached the 2170-m contour. The MA03 MEA indicates that this area became definitively ice-free at the beginning of the Bølling–Allerød interstadial (GI-1), in good agreement with regional paleoenvironnemental data (Reille and Andrieu, 1993; Millet et al., 2012) and the Greenland records (Rasmussen et al., 2014).

The Renclusa system consists of a succession of three lateral moraines (Fig. 5B) connecting to a bedrock spur that was ice-covered during the Aigualluts stade (Oldest Dryas, GS-2.1a). The outermost moraine (MA06: 13.6 ± 0.6 ka) formed during the Older Dryas (GI-1d), whereas the innermost moraine (MA04: 12.1 ± 0.4 ka) formed during the Younger Dryas (GS-1). The boulder on the intermediate moraine (MA05) provided an MEA of 8.5 ± 0.4 ka. This anomalously young exposure age likely results from a late exhumation of the boulder out of its till matrix, a process perhaps promoted by undercutting of the moraine by proglacial streams during the Holocene. The absence of moraine accumulations between the innermost Renclusa and the LIA moraines strongly suggests that the historical LIA ice front is indistinguishable from any earlier maximum Holocene ice fronts — an inference consistent with recent overviews of the European Neoglacial in the Alps and Norway (Matthews, 2013) and more widely across the Northern hemisphere (Solomina et al., 2015). The bedrock surfaces between the Renclusa and the LIA moraines have consequently undergone continuous exposure since the end of the Younger Dryas (GS-1). The voluminous ablation till deposits contained in the LIA moraine can be ascribed to an unspecified number of Holocene glacial readvances.

Two bedrock steps were sampled on the Maladeta cirque floor between the innermost Renclusa and the LIA moraines (Fig. 5B). Sample MA07 (13.5 ± 0.4 ka) is located in the central part of the Maladeta cirque floor, in the path of the main ice stream; whereas MA08 (23.9 ± 0.7 ka) lies on the margin of the cirque floor, immediately at the foot of the LIA lateral moraine, near a large diffluence breach in the ridgetop. In both cases, the MEAs are obviously older than the last deglaciation of the ice-polished surfaces, which occurred (as mentioned above) immediately after the Younger Dryas (GS-1) glacial readvance

Table 3
Cirque-floor denudation rates during the Last Termination.

Sample ID	Concentration ($\times 10^4$ at/g)	MEA (ka ± 1σ)	$N_{inherited}$ ($\times 10^4$ at/g)		Bedrock denudation depth (z, cm) [a]		Subglacial denudation rates (mm/ka)[a]	
			min	max	min	max	min	max
Scenario 1: cirque glaciation occurred during the Younger Dryas readvance ($t_{postglacial}$ = 11.7 ka, $t_{preglacial}$ = 1.8 ka, $t_{glacial}$ = 1.2 ka)								
AN10	30.31 ± 0.95	12.98 ± 0.41	2.10	4.05	4	44	33	366
CAC25	23.64 ± 3.85	10.98 ± 1.79	reset	2.30	32	>300	267	>2500
Scenario 2: cirque glaciation occurred during the Late Holocene readvance ($N_{inherited}$ = $N_{measured}$, $t_{preglacial}$ = 8.4 ka, $t_{glacial}$ = 3.3 ka)								
MA11	12.78 ± 0.81	4.79 ± 0.16	13.24	14.15	32	36	97	109
MA12	16.43 ± 1.05	6.06 ± 0.23	16.92	18.27	17	22	52	67
AN13	19.43 ± 1.04	7.1 ± 0.25	20.09	21.54	8	12	24	36
AN14	21.51 ± 1.07	7.88 ± 0.26	22.29	23.80	2	6	6	19

[a] Calculation of denudation rates takes account of neutron- and muon-derived ^{10}Be production, of correction coefficients for topography and snow cover, and is based on Eq. (2). Bedrock density is 2.65 g/cm^3.

Table 4
^{10}Be and ^{26}Al cosmogenic nuclide data and denudation rates on supraglacial ridgetops.

Sample ID	Concentration ($\times 10^4$ at/g ± 1σ)	Integration time (ka)			Denudation rate [a] (mm/ka ± 1σ)		^{26}Al/^{10}Be ratio (± 1σ)
	^{10}Be	^{26}Al	^{10}Be	^{26}Al	^{10}Be	^{26}Al	
AMC32	224.46 ± 5.61	1343.68 ± 40.9	65,701	57,257	9.19 ± 0.23	10.54 ± 0.32	5.99 ± 0.24
AMC33	120.44 ± 3.76	763.95 ± 31.44	31,753	28,706	19.01 ± 0.59	21.03 ± 0.87	6.34 ± 0.33
BAC34	81.13 ± 2.51	510.95 ± 18.5	26,497	23,997	22.79 ± 0.70	25.16 ± 0.91	6.30 ± 0.30
BAC35	34.50 ± 1.08	231.73 ± 17.67	20,168	19,134	29.94 ± 0.94	31.56 ± 2.41	6.72 ± 0.55
BAC36	26.35 ± 0.92	151.46 ± 28.47	15,250	12,306	39.59 ± 1.38	49.06 ± 9.22	5.75 ± 1.10

[a] Calculation of denudation rates takes account of neutron- and muon-derived ^{10}Be production, of correction coefficients for topography, soil and snow cover, and is based on Eq. (1). Bedrock density is 2.65 g/cm^3.

(i.e., at the beginning of the Holocene: 11.7 ka). This implies that a bedrock layer <2–3 m was removed during the Würm and that a proportion of the TCN inventory measured in this sample is ascribable to preglacial exposure — most likely during the previous (Eemian) interglacial (see Section 5.2). The two samples from the Aneto cirque floor, AN09 and AN10, are situated immediately downvalley from the LIA moraine: these ice-polished bedrock steps lay consequently below ice during the Renclusa stade (Younger Dryas, GS-1). They yielded MEAs of 14 ± 0.4 ka and 13 ± 0.4 ka, respectively — both greater than the known age of ice retreat from these sites (~11.7 ka). Again, this implies that shallow bedrock denudation (<2–3 m) occurred during the Würm and that a proportion of the TCN concentration is probably inherited from exposure during the Eemian interglacial.

Finally, four samples collected from the two cirque floors inboard of the Holocene/LIA ice extent display exposure ages of 4.8 ± 0.2 ka (MA11), 6.1 ± 0.2 ka (MA12), 7.1 ± 0.25 ka (AN13), and 7.9 ± 0.3 ka (AN14). Given that the last deglaciation occurred at these sites between 1943 and 1973 (photographic evidence: René, 2011), the MEA range is much greater than the effective time of exposure of these bedrock surfaces. The entire nuclide inventory measured in those four samples accumulated over at least the duration of the early Holocene.

4.1.2. Bassiès

In the Bassiès Range, two samples were collected at the Legunabens diffluence col. between the Escale and the Saleix valleys. The first is an erratic boulder (BA15: 15.4 ± 0.9 ka) on the eastern side of the pass at 1673 m, and the second a polished bedrock step (BA16: 15.8 ± 0.8 ka) located on the western side of the pass at 1739 m. These data are mutually consistent and show that cirque glaciers located on the north side of the Bassiès Range breached the Legunabens divide at the time of the Oldest Dryas (GS-2.1a). All the other samples from Bassiès were collected within the glaciated boundaries of the Mouscadous stade (Fig. 6B, Table 1). The two erratic boulders sampled on the Mouscadous lateral moraine (BA17: 11.8 ± 1.1 ka and BA18: 11.4 ± 0.8 ka) yielded a Younger Dryas (GS-1) age for this readvance, at which time the upper Escale valley contained a glacier 3 to 4 km long. The frontal moraine of this short valley glacier is unpreserved, but the longitudinal profile of the Mouscadous lateral moraine and the underlying bedrock topography suggest it stood ca. 1680–1700 m. On that basis, and based on the altitudes of the ridgetops above the Escale cirques (2600 m), the Younger Dryas ELA in the Bassiès Range coincided approximately with the 2150-m contour.

Several ice-polished bedrock surfaces occur inboard of the Mouscadous stadial moraine (Fig. 6B). Two of these yielded substantially younger MEAs than for the adjacent moraines: BA19 (8.7 ± 0.5 ka) and BA24 (8.7 ± 0.3 ka). These Holocene exposure ages can be explained by postglacial shielding of the sampled surfaces by glacial till. Another ice-polished surface yielded MEAs (BA20: 12.3 ± 0.7 ka) compatible with a deglaciation of the sampled rock bar between the Younger Dryas and the early Holocene. Finally, the last three ice-polished surfaces yielded MEAs (BA21: 15 ± 0.5 ka; BA22: 15 ± 0.5 ka; BA23: 13.4 ± 0.5 ka) somewhat older than suggested by the moraine-based deglaciation chronology. These MEAs indicate that the Würmian glacier removed bedrock thicknesses <2–3 m at these sites, where a component of the TCN inventory inherited from the Eemian interglacial has thus been preserved.

4.1.3. Carlit

Samples CAL29, CAL30, and CAL31 were collected inboard of the Oldest Dryas ice extent in the Llat cirque and yielded MEAs of 26.5 ± 4.4 ka, 26.2 ± 3.9 ka, and 21.7 ± 2.3 ka, respectively (Fig. 7B). These values are much greater than the time elapsed since these bedrock steps were last deglaciated during the Bølling–Allerød (~14.7 ka). In the Cometa d'Espagne cirque, however, the continued presence of a cirque glacier during the Younger Dryas has been ascertained from TCN exposure ages on moraines immediately adjacent to the bedrock-step exposures (Delmas et al., 2008). Three of the MEAs on this cirque floor indicate ages compatible with deglaciation occurring during the earliest Holocene (CAC25: 11 ± 1.8 ka; CAC26: 12.1 ± 1.5; CAC27: 12.1 ± 2.7 ka). Only one of the samples suggests large nuclide inheritance (CAC28: 27.9 ± 1.5).

4.2. Cirque-floor denudation rates: calculations using TCN inheritance

Analysis of the MEAs obtained for the ice-polished bedrock steps (see Section 5.1; Table 1) highlights that most samples display some potential for quantifying cirque-floor subglacial denudation rates from TCN inheritance. Because the glaciation chronology has been determined for each cirque of interest, $t_{postglacial}$ and $t_{preglacial}$ can be constrained in order to calculate the subglacial denudation rate. Table 2 compiles the data relevant to the successive ice advances that occurred during the Last Termination. In the case of ice-polished surfaces situated within the spatial boundaries of the Younger Dryas, the value of $t_{postglacial}$ aggregates the Holocene (duration: 11.7 ka) and the Bølling–Allerød (duration: 1.8 ka), i.e., a total duration of 13.5 ka (palaeoenvironmental data for the region show that areas under ice during the Younger Dryas were in places deglaciated during the Bølling–Allerød; Reille and Andrieu, 1993; Millet et al., 2012; see Section 2.3). Adding these two periods of cirque-floor exposure allows the inheritance component ($N_{inherited}$) acquired during the Eemian interglacial ($t_{preglacial}$: 15 ka; after van Kolfschoten et al., 2003) to be calculated. From this, depths of subglacial bedrock denudation (z, in cm) during the Würm (100 ka) can be inferred. In the case of ice-polished rock surfaces situated within the spatial boundaries of the Oldest Dryas stade, exposure to cosmic rays has remained uninterrupted since the Bølling–Allerød interstade, in which case $t_{postglacial}$ for MA03 is 14.7 ka. In the specific case of the Carlit, ice fluctuations in response to small changes in ELA were larger than in the steeper mountain ranges because of the extensive plateau topography present in the vicinity of the Pleistocene ELA (Fig. 7A; Delmas et al., 2008, 2009), so that the duration of postglacial exposure for samples such as CAL29, CAL30, and CAL 31 ($t_{postglacial}$ = 17.2 ka) is greater than in the other massifs (i.e., MA03). It includes the exposure time elapsed since the beginning of the Bølling–Allerød (i.e., 14.7 ka) and the 2.5 ka interval between the Global LGM and the beginning of the Oldest Dryas readvance. As in the previous cases, $N_{inherited}$ is assumed to have accumulated during the Eemian interglacial ($t_{preglacial}$ = 15 ka), so that subglacial denudation depths (z, cm) during the Würm (100 ka) can be obtained as previously.

On that basis, seven ice-polished surfaces out of a total of fifteen samples situated within the boundaries of the Last Termination stadial readvances record components of inherited TCN, with corresponding Würmian subglacial denudation values ranging between 0 and 20–30 mm/ka (Table 2). Among the remaining eight samples, four other polished surfaces (MA07, AN09, BA23, and CAC 27) provide more borderline cases, for which it can nonetheless be estimated from their uncertainty intervals that maximum Würmian subglacial denudation was close to 3 m, yielding mean rates of ~30 mm/ka. In the case of the remaining four samples reported in Table 2, the ^{10}Be clock was reset as a result of unspecifiable denudation depths exceeding 3 m. However, among those four samples, two are suitable for estimating subglacial denudation during the Younger Dryas glacial readvance (Table 3). Given that these ice-scoured surfaces were buried under ice during the Younger Dryas, nuclide accumulation began either at the beginning of the Holocene (assuming that the ^{10}Be was entirely reset during the Younger Dryas) or at the beginning of the Bølling–Allerød (under the alternative assumption that the Younger Dryas glacial advance failed to reset the radiometric clock). These two hypotheses are tested in Table 3 by calculating values of z on the basis of $t_{postglacial} = 11.7$ ka and $t_{preglacial} = 1.8$ ka, while also assuming that the cirque glacier ice remained sufficiently thick to shield the underlying bedrock from the neutron flux and that muon-induced production at those subglacial depths remained negligible over those geologically brief time intervals. Results show that nuclide inheritance dating back to exposure during the Bølling–Allerød interstade is plausible in all cases and that subglacial denudation during the Younger Dryas ranged between 30 and 250–350 mm/ka.

Table 3 also includes the ice-polished surfaces situated within the boundaries of the LIA in the Maladeta range. The MEAs obtained from those four samples vary between 5 and 8 ka, but photographic evidence indicates that those rock surfaces have truly been exposed for only the last 50 years (René, 2011). This large discrepancy implies that the entire nuclide inventory was acquired during the early Holocene, i.e., before the last burial episode. The Holocene glacial chronology of the Pyrenees has not been widely studied (Gellatly et al., 1992; González Trueba et al., 2008; García-Ruiz et al., 2014). In the Alps, however, a wide array of geochronological data has been obtained for the Neoglacial from moraines (Ivy-Ochs et al., 2009), speleothems (Luetscher et al., 2011), and lacustrine deposits (Simonneau et al., 2013). All of these studies conclude that (i) climatic conditions during the earliest Holocene (11.6–10.5 ka) were similar to the Younger Dryas, with glaciers terminating either close to those of the Egesen (Younger Dryas) stadial moraines or farther upvalley but always outward of the LIA boundary. (ii) Between 10.5 and 3.3 ka, conditions in the Alps were not conducive to significant glacier expansion, except possibly during rare brief intervals (such as the 8.2 ka event) when small glaciers, less than a few km^2, may have advanced to positions close to their future LIA positions. (iii) The onset of mid-Holocene glacier recrudescence at some sites is indicated to have occurred as early as 5 ka, with glacier-friendly conditions after ~3.3 ka persisting until the end of the LIA. In detail, up to 13 century- to millenial-scale Neoglacial events have been detected in Europe (Matthews, 2013), yielding a signal of increasing magnitude and frequency that culminated in the late Holocene maximum (better known as the LIA). The absence of Holocene moraines outboard of the LIA glacial boundary suggests that the Maladeta range recorded Holocene glacier fluctuation magnitudes similar to, and synchronous with, those of the Alps and of other parts of Europe and the world (Solomina et al., 2015). On that basis, bedrock surfaces MA11, MA12, AN13, and AN14 recorded the following three-stage exposure history: (i) resetting of the ^{10}Be clock during the Würm and uninterrupted burial until the earliest Holocene (11.7 ka; the assumption that those sites remained under ice during the Bølling–Allerød is inferred indirectly from the fact that they were later covered by glaciers during the LIA, and that the Holocene ELA rose 300 m above the Bølling–Allerød ELA); (ii) exposure during the early Holocene; followed by (iii) burial resulting from icefield expansion after 3.3 ka by inference from the constraints held valid for the European Alps. The inferred value for $t_{preglacial}$ is, therefore, 11.7 − 3.3 = 8.4 ka, with subglacial denudation spanning 3.3 ka (Table 3). During that time interval, subglacial denudation rates on the Maladeta and Aneto cirque floors were 5 to 110 mm/ka.

In summary, the Holocene cirque-floor denudation rates are comparable to those recorded during the Younger Dryas (i.e., tens to hundreds of mm/ka), but they are one order of magnitude greater than those recorded during the Würm (a few dozen mm/ka), i.e., at a time of icefield conditions when the cirques were feeding powerful outlet glaciers (Fig. 1).

4.3. Steady-state denudation rates on supraglacial ridgetops

Some features observed on the ridgetops (a relatively thick weathering mantle of saprolite, extensive mats of lichen, absence of ice-polished and plucked surfaces) suggest these land surfaces were located above icefield trimlines during the successive glaciations of the Pleistocene. Absence of burial is confirmed by the ^{26}Al/^{10}Be ratios ranging between 6 and 7 (Table 4), also suggesting a nuclide steady state under an uninterrupted denudation regime. These summits were consequently continuously exposed as nunataks. Table 4 also shows that MEAs measured on the supraglacial ridgetops are always greater than those provided by the cirque floors (Table 1). In this supraglacial environment continually exposed to nonglacial denudation, the evidence suggests comparatively lower denudation rates than on the cirque floors. The differences between the bedrock and the regolith ridgetops are ascribable to differences in sampled rock materials (i.e., bedrock vs. saprolite) and their respective susceptibilities to a range of surface processes rather than to the intrinsic contrasts in ridgetop morphologies (i.e., arête vs. paleic).

On the arête-shaped supraglacial bedrock ridgetops, the mean denudation rates are low (10–20 mm/ka) and scale with relatively long integration times (~30–60 ka). The range in integration times indicates variable intensities through space and time and suggests that those bedrock headwalls evolved under the effect of periodic mass movement. In response to small fluctuations in ice thickness in the cirque zone during icefield conditions or to more severe deglacial rockwall debuttressing events, rockfall events were capable of removing rock masses sufficiently large to partially reset the ^{10}Be clock on the freshly exposed rockfall scars. Between such events the ridgetops accumulated nuclides under a low-energy regime defined by the AMC 32 and AMC33 mean denudation rates. The flat paleic bedrock ridgetop above the Escale cirque (BAC34; Figs. 4C, 6) in the Bassiès Range attained a somewhat greater denudation rate (22.8 ± 0.7 mm/ka), consistent with the fact that the saprolite has been stripped down to the weathering front.

Values on the flat, regolith-bearing paleic ridgetops in Bassiès (BAC35: 29.9 ± 0.9 mm/ka and BAC36: 39.6 ± 1.4 mm/ka) are higher and accordingly valid over much shorter integration times. They provide averages of denudation over the last 21 to 15 ka and measure the stripping rates that occurred subsequent to thawing of the permafrost during deglaciation (i.e., probably during half the estimated integration time) but before the land surface became stabilized by vegetation and a thick humus horizon in the early Holocene (Fig. 4C). Clearly, the TCN denudation rates on ridgetops capture very specific processes operating within a limited time window defined by the integration time and cannot be readily extrapolated to the Pleistocene or balanced against longer-term crustal uplift. Based on the depth of exposed weathering fronts on other elevated paleic surfaces in the Ariège catchment (Calvet and Gunnell, 2008; Calvet et al., 2015b), initial stocks of grus were likely 50 m thick or more. Sustained stripping of grus and corestones at rates of 3 to 5 cm/ka throughout the Quaternary would be incompatible with the preservation of these currently extant masses of weathered granite, even when assuming that weathering fronts can deepen to some extent during 15 to 20 ka-long interglacials at elevations of 2 km or more. Stripping of regolith on the paleic surfaces was

therefore rapid but discontinuous, most of the time preserved by permafrost but thinned during relatively short deglacial intervals.

5. Discussion

5.1. Cirque-floor subglacial denudation rates: first results obtained for an entire glacial/deglacial cycle

Barr and Spagnolo (2015) pointed out the very small ($n = 12$) number of denudation-rate studies dealing with alpine cirques. Furthermore, most of the existing data deal with short time intervals (a few ka) because they are based on the estimated volumes of sediments produced by cirque glaciers during the Last Termination or the Holocene. A few studies have produced results covering longer timescales (a few 10^5 ka) by quantifying changes in the size of cirque volume during the Pleistocene (Andrews and LeMasurier, 1973; Olyphant, 1981; Brook et al., 2006). Apart from the sediment budget calculated for an active cirque-glacier environment in British Columbia (Sanders et al., 2013), all the data currently available constrain bulk denudation in the cirque zone and do not distinguish between the respective contributions from the cirque floor, the head- and sidewalls, and the ridgetops. Cirque-relevant data valid for an entire glacial cycle are likewise scarce, usually because the research focuses on entire icefields (e.g., Elverhøi et al., 1995; Glasser and Hall, 1997; Buoncristiani and Campy, 2001) or on land units situated at lower elevations (e.g., glacial troughs and adjacent interfluves: Fabel et al., 2002, 2004; Stroeven et al., 2002; Marquette et al., 2004; Li et al., 2005; Staiger et al., 2005; Briner et al., 2006, 2008) rather than on the cirque zone itself.

This study provides a first estimation of subglacial denudation in a population of alpine cirque floors over the course of an entire glacial/deglacial cycle. The setting provides scope for detecting differences in denudation intensity in two contrasting situations: maximum icefield conditions (Table 2), at a time when the cirque zone was situated in an elevation belt much above the regional ELA, and deglacial to interglacial conditions (Table 3), at a time when the regional ELA roughly coincided with cirque-floor altitudes and the icefield was reduced to a population of individual cirque glaciers. Additional opportunities are afforded for quantifying Younger Dryas and Holocene denudation separately. The value of capturing mean subglacial cirque denudation rates over an entire glacial cycle is the potential for extrapolating these to at least the entire late Pleistocene and allows the contribution of cirque glaciers to the overall topographic evolution of Pyrenean mountain ranges to be appreciated. Finally, the data provide an opportunity for testing the glacial buzzsaw hypothesis on the merits of a measurement protocol never previously implemented for that purpose. The buzzsaw is usually inferred from range-scale morphometric signatures or from thermochronological data typically relevant to Cenozoic-scale base-level changes, whereas here the TCN integration times and denudation rates focus on direct dating of glacial landforms.

5.2. Constraints on subglacial denudation rates

The three ideal scenarios guiding the method for extracting subglacial denudation rates from TCN exposure ages were presented in Section 3.1.1. Given the parameters entered in Eq. (1), these simple scenarios could theoretically suffer plausible complications. The two major twists, neither of which are exclusive to one another, are described here. (i) Preglacial nuclide concentrations were calculated while assuming no denudation during the time of preglacial nuclide accumulation (i.e., during the Eemian interglacial; Fig. 8). While such a hypothesis remains valid for the Holocene interglacial because all the surfaces sampled on the cirque floors display well-preserved ice-scour features, this hard evidence becomes less certain for preglacial conditions. Therefore, in a case where nuclide accumulation occurred during preglacial times under an erosive regime, then concentrations reported in Tables 2 and 3—including the associated z values and subglacial denudation rates—should be interpreted as overestimates. (ii) The second theoretical complication will arise when exposure of the sampled bedrock surfaces gets delayed by till cover persisting for some time after the last subglacial burial event. In this case, the inferred nuclide inheritance values will be greater than those estimated in the results tables, with resulting subglacial denudation values accordingly expected to be lower. Independent evidence in support of either of the two theoretical scenarios just described is entirely lacking from the field sites and can only be a matter of speculation. However, the geomorphological uncertainty bedevilling those scenarios is redeemed by the fact that both types of error play in favour of making subglacial denudation even less efficient than suggested in Tables 2 and 3, where all reported rates are consequently confirmed to be maximum rates.

As also previously emphasized in Section 3.3.1, another key point is that the method can only provide precise measurements at sites where resetting of the ^{10}Be clock did not occur, i.e., where bedrock stripping did not exceed 3 to 4 m. In this study, such was the case for 12 out of a total of 19 samples. In the case of sites affected by a full reset ($n = 2$: MA03 and CAC26), establishing by how much the 3–4 m denudation envelope was exceeded is impossible. In borderline cases where the uncertainty interval around $N_{measured}$ overlaps with the resetting domain ($n = 5$), z is unspecifiable. Lastly, the results presented in Tables 2 and 3 are minimum values in the sense that the cirque-floor sampling sites systematically targeted were protruding roches moutonnées rather than dips or grooves in the bedrock (where channeled and/or thicker ice is potentially more erosive). Nevertheless, the low bedrock relief of the sloping cirque-floor surfaces (measured as 5–10 m in the Aneto from a 5-m ground resolution digital elevation model) suggests that spatial variation in denudation depths across individual cirque floors was limited. To summarize, the method in this study provides an upper and lower bracket of maximum denudation rates (Tables 2 and 3) for bedrock exposure sites where subglacial denudation on cirque floors has been minimal.

5.3. Pyrenean cirque denudation values: global comparison with results from other settings

Reported results reveal some scatter, but a clear, order-of-magnitude contrast distinguishes the denudation rates inferred for the entire Würm (Table 2) from the deglacial and interglacial rates of the Younger Dryas and Holocene (Table 3). For the Würm, the largest values attain a few dozen mm/ka, with only two fully reset samples (MA03 and AN10). These rates scale with some of the lowest values reported in the literature on glacial denudation (Hallet et al., 1996; Delmas et al., 2009; Koppes and Montgomery, 2009), irrespective of the timescale or estimation method considered. One similar case was the Carlit Range, where it was estimated that the Würmian icefield removed an average bedrock thickness of ~5 m across the landscape (Delmas et al., 2009). In the case of the Younger Dryas and Holocene, the range of values rises from tens to hundreds of mm/ka, thereby converging with rates obtained independently from moraine volumes produced by cirque glaciers over similar time spans (a few ka). Bottom bracket values of 8 to 76 mm/ka are reported from Baffin Island (a shield environment; Anderson, 1978), and top bracket rates of 5000 to 6000 mm/ka have been obtained in the Cascades (Hicks et al., 1990) and Southern Alps of New Zealand (Mills, 1979) — two of the most humid and rapidly rising mountain ranges in the world. The largest population of reported values falls between 100 and 900 mm/ka (Reheis, 1975; Larsen and Mangerud, 1981; Bogen, 1996; Sanders et al., 2013). In the eastern Pyrenees, the total volume of moraine produced by cirque glaciers still active during the Last Termination in the SE Carlit converted to a glacial denudation rate of 180 to 340 mm/ka depending on the chosen sediment to bedrock density ratio (Delmas et al., 2009). In summary, denudation estimates based on TCN MEAs would seem to produce minimum values of similar magnitude to those obtained from other methods over a similar time window.

5.4. Variation in denudation rates over time: Würmian exceeded by Holocene

A clear rise in cirque denudation rates is detectable during the deglacial and interglacial periods of lighter cirque glaciation compared to the full icefield conditions of the Würm. Würmian denudation rates obtained from CAL29 (0.3–6.2 mm/ka), CAL 30 (0.7–6.3 mm/ka), and CAL 31 (4–12.9 mm/ka) are considerably lower than the average rate inferred for the entire icefield (50 mm/ka, Delmas et al., 2009), indicating that cirque floors in the Carlit were not major sources of glacial debris during extended icefield conditions. The relative infirmity of glacial denudation in the cirque zone during full glacial conditions likely arose from the correspondingly depressed ELA, which descended to elevations much below the cirque floors and, therefore, focused maximum subglacial denudation lower into the valleys (Cook and Swift, 2012; Barr and Spagnolo, 2015). During these icefield conditions, the cirques contained relatively thin ice given the low headwall relief and flat, sloping floor that define the typical *van* morphology. The velocity of these glaciers was low because of the limited ice thickness and low ice gradient between the iceshed and the thick outlet glaciers filling the glacial troughs — in sharp contrast with environmental conditions more typical of the subsequent deglacial to interglacial conditions, during which the focus of subglacial denudation rises progressively from the troughs to the cirques as the icefield contracts (Cook and Swift, 2012). Low denudation rates in glacial environments can be attributed to the occurrence of cold-based glaciers or to a glacier surface gradient <7°, deemed insufficiently steep to promote rotational ice flow (and hence to producing deep, *armchair* cirques; Evans, 1999). Here, the cold-based glacier hypothesis is plausible at least for the colder periods of the Würm. The thin glaciers at high elevations (>2500–3000 m) would have established themselves on frozen ground and would not have offered much protection from the very low atmospheric temperatures. The low-gradient glacier hypothesis may have been effective in the context of the Escale cirque (Fig. 3) and on the Carlit paleic pediment (Fig. 4) but does not appear particularly relevant to other cirques of the Maladeta range or to the Cometa d'Espagne (Carlit) cirques, where cirque-floor slope angles exceed 25° and higher-relief headwalls were capable of accommodating thicker Würmian glaciers. In the latter case, glacier infirmity during extended icefield conditions is ascribable to an interruption of debris supply to the glacier system from headwall and ridgetop surfaces (glacier load starvation hypothesis). In contrast, during warmer (temperate) times when glaciers were restricted to the cirque zone, daily and seasonal variations in temperature would favour frost cracking and ridgetop weakening, thus indirectly enhancing subglacial denudation in the cirque zone by providing debris to the sliding glacier base. A similar mechanism was described by Scherler (2015) in the Khumbu Himalaya (eastern Nepal), where frost cracking promoted higher denudation rates at sites where cirque glaciers were able to evacuate the debris and maintain ice-free bedrock headwalls, thus preventing the accumulation of scree deposits. Finally, glacial denudation on cirque floors in the Pyrenees intensified during the colder spikes of the Last Termination (e.g., the Younger Dryas), probably because the cirque glaciers (i) were steeper than during full interglacials (consequently favouring rotational slip and higher rates of basal sliding) and (ii) met with periglacial and paraglacial conditions promoting greater debris input to the glacial system (reduced load starvation) than during extended icefield periods.

5.5. Spatial variations in denudation across the alpine cirque zone

Spatial variation across the three study areas is difficult to characterize given the finite number of sampling sites. Unsurprisingly, MA08 is situated on a transfluence col and provides the lowest rates of the data set. The sites that underwent total or partial resetting are relatively randomly distributed in terms of ice stream trajectories. Results from all the other sites exhibit tenuous correlations with the mesoscale bedrock topography, none worthy of discussion. Of greater interest is the difference in denudation rate between the ridgetops and the cirque floors. The steady-state denudation values for arête samples AMC32, AMC33, and BAC34 (Table 4) range between 10 and 25 mm/ka. Sample AMC32 displays the longest integration time (scaling with the entire Würm), but overall the Würmian ridgetop maximum denudation rates are similar to or lower than their cirque-floor counterparts (a few dozen mm/ka). Cirque deepening, i.e., divergent denudation between cirque floors and ridgetops, operated more efficiently during temperate periods. In the eastern and central Pyrenees, however, the total mass balance remained quite small given that total denudation obtained for the Younger Dryas and Holocene combined was 0.3 to 3 m. By extrapolation, these values imply 3 to 30 m in similar deglacial and interglacial conditions over the last 10 major Pleistocene deglacial/interglacial cycles.

5.6. Cirque glaciers: more powerful during interglacials than during glacials

Mean mountain uplift rates over the last 10 Ma for the central (60–190 mm/ka; Ortuño et al., 2013) and eastern Pyrenees (>80 mm/ka; Calvet and Gunnell, 2008; Gunnell et al., 2008, 2009) have been inferred on the basis of indirect methods such as LTT, palaeobotanical altimetry, micromammalian biochronology, and geomorphological indices. The continuation of crustal uplift into the Quaternary has been inferred from canyon incision rates (50–100 m/Ma; Calvet et al., 2015a). Evidence of tectonic motions in more recent times, however, is inconclusive because existing GPS-derived data are reported to be unworkable for inferring vertical displacements (Rigo et al., 2015). Compared nonetheless to the various Cenozoic uplift rates given above, the Würmian glacial denudation values obtained for the majority of cirque floors and ridgetops were clearly much lower — except during the brief interglacial periods when cirque denudation rates attained similar magnitudes at some sites. On that basis, some growth in relief and elevation is likely to have occurred intermittently within the cirque zone during the Quaternary. During glacial stages, the maximum denudational response to uplift would have occurred instead below the Pleistocene ELA, i.e., the glacial troughs, with the ensuing growth in relief affecting a broader elevation band than during interglacial conditions.

In total, the results of this study do not support the glacial buzzsaw as a relevant Quaternary landscape evolution model for the eastern and central Pyrenees: apart from a few tenuous hints, there is no evidence that the Pyrenean icefield was sufficiently powerful to sustain a long-term balance with the mean crustal uplift rate. The times when a glacier-driven local balance might have occurred were brief and coincided with deglacial and interglacial cirque glaciation rather than with icefield conditions. Furthermore, topographic lowering did not impact supraglacial ridgetops in a major way (ridgetop denudation rates remained low, including at transfluence cols; e.g., MA08: 1.8–2.6 mm/ka). Many cirque-floor surfaces underwent glacial denudation at rates exceeding 30 mm/ka — clearly higher than rates recorded on ridgetops (10–25 mm/ka). The only detectable trend in the glaciated ranges of the central and eastern Pyrenees, therefore, is one of gradually increasing local relief occurring alternately in the cirque zone (during interglacials) and in the valleys (during glacials). Such evidence of growth in local relief does not support the buzzsaw hypothesis, according to which ridgetops and cirque floors are expected instead to erode at the same rate.

6. Conclusion

The cirque-floor denudation rates calculated using TCN inheritance provide rates of 0–120 mm/ka, with some values >300 mm/ka, that scale with some of the lowest values encountered in the literature on glacial denudation irrespective of the timescale or estimation method considered. The results highlight that subglacial denudation in the alpine cirques of the eastern and central Pyrenees was greater during

waning glacial periods and glacial resurgences during deglacial and interglacial periods, i.e., when the icefield was reduced to a population of cirque glaciers, than during extended icefield conditions. During glacial periods, relative glacier infirmity in the cirque zone may have resulted from three nonexclusive conditions: cold-based glaciers; shallow, low-gradient glaciers (absence of rotational flow); and glacier-load starvation (because permafrost drastically decreases the potential for clast supply from nunataks to the glaciers). During the colder oscillations of the Last Termination (e.g., Younger Dryas) and of the Holocene, conditions switched in favour of accelerated cirque denudation: cirque glaciers became steeper, warmer-based, and atmospheric mean temperatures warmer than during the Würm promoted frost cracking and supraglacial ridgetop weakening, thus indirectly enhancing subglacial denudation in the cirque zone by providing debris to the sliding glacier base (Scherler, 2015). This finding is consistent with regional evidence from South America (Koppes et al., 2015), where glaciers have been found to erode 100 to 1000 times faster in contexts of rising temperatures. This finding also has implications for extrapolating to former Pleistocene glacial environments denudation rates that were measured in modern (interglacial) cirque environments under the assumption (in this case spurious) that discrete cirque glaciers in temperate conditions are less efficient sediment delivery systems than when they form components of a more powerful regional icefield.

Whatever the Quaternary rock uplift rates of the Axial Zone, which are poorly known, the contrast between ridgetop lowering rates and cirque deepening rates during the Würm suggests that cirques have tended to deepen, thus increasing local relief in the cirque zone. Glacial processes were thus not sufficient to bring the topography to a buzzsaw equilibrium. The results thus also urge caution against drawing conclusions about the glacial buzzsaw exclusively from static criteria such as morphometric variables and hypsometric proxies, which can provide spurious indications (for a discussion on the Alps, see Robl et al., 2015b). For example, some ranges in this study display diagnostic features compatible with glacial denudation and with hints to perhaps a low-energy glacial buzzsaw in the Maladeta, such as accordant ridgetops and a hypsometric maximum occurring between the Pleistocene ELA and the modern ELA. Some of those features, however — particularly in the Carlit and Bassiès ranges — are vestiges of paleic surfaces and pediments of Cenozoic age rather than features of an alpine Gipfelflur (Calvet et al., 2015b). The hypsometry of the study area (Fig. 2) also deviates from certain other features held to be diagnostic of the buzzsaw, such as relief above the Pleistocene ELA, which is ~1000 m in the Maladeta and Bassiès and thereby exceeds the values measured by Mitchell and Humphries (2014) on a global scale (mean local relief: 346 ± 107 m, rarely exceeding 600 m). The buzzsaw hypothesis is also at odds with the increase in ^{10}Be MEAs as a function of elevation, with old MEAs (26–28 ka) on cirque floors in the Carlit and at the transfluence col between the Aneto and Maladeta cirques (MA08: 24 ka), and MEAs older still on the bedrock ridgetops (66 and 33 ka on the arête between the Aneto and Maladeta cirques). According to the buzzsaw principle, rapid cirque headwall recession since the onset of the Würmian glaciation should have resulted in rapid ridge intersection and lowering. The long integration times and the presence of weathered bedrock on these arêtes suggest instead that cirque evolution in the study area did not proceed at very high rates in this way.

In conclusion, the inference of growing relief permitted by the measurable TCN denudation imbalance between supraglacial ridgetops and cirque floors diverges from the basic assumption of the glacial buzzsaw, which states that the erosive power of small and large glaciers can keep pace with rock uplift rates and have a limiting effect on ridgetop heights. The typical *van* shape of the cirques studied in the Maladeta and Bassiès, with outward-sloping floors exceeding slope angles of 20° and low-relief head- and sidewalls situated high above the Pleistocene ELA, deviates markedly from the expectations postulated by the buzzsaw hypothesis — perhaps even suggesting that *van* cirques, reminiscent of the *flat* cirques reported by Mîndrescu and Evans (2014) in Romania, are potentially good proxy indicators of mountain range evolution that violates the buzzsaw principle.

Supplementary data to this article can be found online at doi:10.1016/j.geomorph.2016.10.035.

Acknowledgements

This research was funded by a research grant from the University of Perpignan–Via Domitia. We thank the four anonymous reviewers for their insightful comments on the manuscript.

References

Anders, A.M., Mitchell, S.G., Tomkin, J.H., 2010. Cirques, peaks, and precipitation patterns in the Swiss Alps: connections among climate, glacial erosion, and topography. Geology 38, 239–242.
Anderson, L.W., 1978. Cirque glacier erosion rates and characteristics of Neoglacial tills, Pangnirtung Fiord area, Baffin Island, NWT, Canada. Arct. Alp. Res. 10, 749–760.
Andrews, J.T., LeMasurier, W.E., 1973. Rates of Quaternary glacial erosion and corrie formation, Marie Byrd Land, Antarctica. Geology 1, 75–80.
Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D.L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R.C., Aumaître, G., Gottdang, A., Klein, M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments. Nuclear Instrumentation Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 268, pp. 1954–1959.
Barr, I.D., Spagnolo, M., 2015. Glacial cirques as palaeoenvironmental indicators: their potential and limitations. Earth Sci. Rev. 151, 48–78.
Berger, A.L., Gulick, S.P.S., Spotila, J.A., Upton, P., Jaeger, J.M., Chapman, J.B., Worthington, L.A., Pavlis, T.L., Ridgway, K.D., Willems, B.A., McAleer, R.J., 2008. Quaternary tectonic response to intensified glacial erosion in an orogenic wedge. Nat. Geosci. 1, 793–799.
Bogen, J., 1996. Erosion rates and sediment yields of glaciers. Ann. Glaciol. 22, 48–52.
Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., Bourlès, D.L., 2011. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: a multi element approach. Earth Planet. Sci. Lett. 309, 1–9.
Briner, J.P., Kaufman, D.S., Manley, W.F., Finkel, R.C., Caffee, M.W., 2005a. Cosmogenic exposure dating of late Pleistocene moraine stabilization in Alaska. Geol. Soc. Am. Bull. 117, 1108–1120.
Briner, J.P., Miller, G.H., Davis, P.T., Finkel, R.C., 2005b. Cosmogenic exposure dating in Arctic glacial landscapes: implications for the glacial history of northeastern Baffin Island, Arctic Canada. Can. J. Earth Sci. 42, 67–84.
Briner, J., Miller, G.H., Davis, P.T., Finkel, R., 2006. Cosmogenic radionuclides from fjord landscapes support differential erosion by overriding ice sheets. Geol. Soc. Am. Bull. 118, 406–420.
Briner, J., Miller, G.H., Finkel, R., Hess, D.P., 2008. Glacial erosion at the fjord onset zone and implications for the organization of ice flow on Baffin Island, Arctic Canada. Geomorphology 97, 126–134.
Brocklehurst, S.H., Whipple, K.X., 2002. Glacial erosion and relief production in the Eastern Sierra Nevada, California. Geomorphology 42, 1–24.
Brocklehurst, S.H., Whipple, K.X., 2004. Hypsometry of glaciated landscapes. Earth Surf. Process. Landf. 29, 907–926.
Brook, M.S., Kirkbride, M.P., Brock, B.W., 2006. Cirque development in a steadily uplifting range: rates of erosion and long-term morphometric change in alpine cirques in the Ben Ohau range, New Zealand. Earth Surf. Process. Landf. 31, 1167–1175.
Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kurz, M.D., Brook, E.J., 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al. Geochim. Cosmochim. Acta 55, 2269–2283.
Brozović, N., Burbank, D.W., Meigs, A.J., 1997. Climatic limits on landscape development in the northwestern Himalaya. Science 276, 571–574.
Buoncristiani, J.F., Campy, M., 2001. Late pleistocene detrital sediment yield of the Jura Glacier, France. Quat. Res. 56, 51–61.
Calvet, M., 1996. Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne: les Pyrénées orientales. Documents du BRGM, Orléans, v. 255, (1177 p).
Calvet, M., Gunnell, Y., 2008. Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 296, 147–166.
Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2011. Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees. Dev. Quat. Sci. 15, 127–139.
Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Hez, G., Bourlès, D., Guillou, V., Delmas, M., 2015a. Groundwater karst as a proxy for measuring post-orogenic uplift: evidence from cosmogenic dating of alluvium-filled caves in the Pyrenees. Geomorphology 246, 617–633.
Calvet, M., Gunnell, Y., Farines, B., 2015b. Flat-topped mountain ranges: their global distribution and value for understanding the evolution of mountain topography. Geomorphology 241, 255–291.
Champagnac, J.D., Molnar, P., Sue, C., Herman, F., 2012. Tectonics, climate, and mountain topography. J. Geophys. Res. Solid Earth 117, B02403. http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008348.
Champagnac, J.D., Valla, P.J., Herman, F., 2014. Late-Cenozoic relief evolution under evolving climate: a review. Tectonophysics 614, 44–65.
Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., Jakob, D., 2010. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. Nuclear Instrumentation Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 268, pp. 192–199.

Chueca Cía, J., Julián Andrés, A., Saz Sánchez, M.A., Creus Novau, J., López Moreno, J.I., 2005. Responses to climatic changes since the Little Ice Age on the Maladeta Glacier (Central Pyrenees). Geomorphology 68, 167–182.
Cook, S.J., Swift, D.A., 2012. Subglacial basins: their origin and importance in glacial systems and landscapes. Earth Sci. Rev. 115, 332–372.
Copons, R., Bordonau, J., 1997. El ultimo ciclo glaciar (Pleistoceno Superior-Holoceno) en el macizo de la Maladeta (Pirineos Centrales). Rev. Soc. Geol. Esp. 10, 55–66.
Delmas, M., 2005. La déglaciation dans le massif du Carlit (Pyrénées orientales): approches géomorphologique et géochronologique nouvelles. Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire. 16, pp. 45–55.
Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M., Bourlès, D., 2008. Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees. Quat. Res. 69, 231–241.
Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., 2009. Variability of erosion rates in the Eastern Pyrenees during the last glacial cycle—a global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees. Quat. Sci. Rev. 28, 484–498.
Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2011. Palaeogeography and ^{10}Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: implications for reconstructing regional palaeoclimates. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 305, 109–122.
Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2012. Les glaciations quaternaires dans les Pyrénées ariègeoises: approche historiographique, données paléogéographiques et chronologiques nouvelles. Quaternaire 23, 61–85.
Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M., 2014. Environmental controls on alpine cirque size. Geomorphology 206, 318–329.
Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M., 2015. A critical appraisal of allometric growth among alpine cirques based on multivariate statistics and spatial analysis. Geomorphology 228, 637–652.
Densmore, M.S., Ehlers, T.A., Woodsworth, G., 2007. Effect of Alpine glaciation on thermochronometer age-elevation profiles. Geophys. Res. Lett. 34, L02502. http://dx.doi.org/10.1029/2006GL028371.
Denton, G.H., Anderson, R.F., Toggweiler, J.R., Edwards, R.L., Schaefer, J.M., Putnam, A.E., 2010. The last glacial termination. Science 328, 1652–1656.
Dunai, T.J., 2010. Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences. Cambridge University Press (198 p).
Dunne, J., Elmore, D., Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. Geomorphology 27, 3–11.
Egholm, D.L., Nielsen, S.B., Pedersen, V.K., Lesemann, J.-E., 2009. Glacial effects limiting mountain height. Nature 460, 884–887.
Ehlers, T.A., Farley, K.A., Rusmore, M.E., Woodsworth, G.J., 2006. Apatite (U–Th)/He signal of large-magnitude accelerated glacial erosion, southwest British Columbia. Geology 34, 765–768.
Elverhøi, A., Svendsen, J.I., Solheim, A., Andersen, E.S., Milliman, J., Mangerud, J., Hooke, R.L., 1995. Late Quaternary sediment yield from the high arctic Svalbard area. J. Geol. 103, 1–17.
Evans, I.S., 1999. Was the cirque glaciation of Wales time-transgressive, or not? Ann. Glaciol. 28, 33–39.
Evans, I.S., Hall, A.M., Kleman, J., 2015. Glacial cirques and the relationship between equilibrium line altitudes and range height. Geology, e366 http://dx.doi.org/10.1130/G36667C.1.
Fabel, D., Stroeven, A.P., Harbor, J., Kleman, J., Elmore, D., Fink, D., 2002. Landscape preservation under Fennoscandian ice sheets determined from in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al. Earth Planet. Sci. Lett. 201, 397–406.
Fabel, D., Harbor, J., Dahms, D., James, A., Elmore, D., Horn, L., Daley, K., Steele, C., 2004. Spatial patterns of glacial erosion at a valley scale derived from terrestrial cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al concentrations in rock. Ann. Assoc. Am. Geogr. 94, 241–255.
Fernandez, R.A., Anderson, J.B., Wellner, J.S., Hallet, B., 2011. Timescale dependence of glacial erosion rates: a case study of Marinelli Glacier, Cordillera Darwin, southern Patagonia. J. Geophys. Res. Earth 116, F01020. http://dx.doi.org/10.1029/2010JF001685.
Fillon, C., van der Beek, P., 2012. Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. Basin Res. 24, 418–436.
Foster, D., Brocklehurst, S.H., Gawthorpe, R.L., 2008. Small valley glaciers and the effectiveness of the glacial buzzsaw in the northern Basin and Range, USA. Geomorphology 102, 624–639.
García-Ruíz, J.M., Bordonau, J., Martínez de Pisón, E., Vilaplana, J.M., 1992. Mapa geomorfológico de Benasque, 1:50,000 scale, M.T.N. 180. Geoforma Ediciones, Logroño, p. 4.
García-Ruíz, J.M., Gómez-Villar, A., Ortigosa, L., Marti-Bono, C., 2000. Morphometry of glacial cirques in the Central Spanish Pyrenees. Geogr. Ann. Ser. B 82, 433–442.
García-Ruiz, J.M., Palacios, D., de Andrés, N., Valero-Garcés, B.L., López-Moreno, J.I., Sanjuán, Y., 2014. Holocene and "Little Ice Age"glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees. The Holocene 24, 1439–1452.
Gellatly, A.F., Grove, J.M., Switsur, V.R., 1992. Mid-Holocene glacial activity in the Pyrenees. The Holocene 2, 266–270.
Gibson, M., Sinclair, H.D., Lynn, G.J., Stuart, F.M., 2007. Late to postorogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling. Basin Res. 19, 323–334.
Gjermundsen, E.F., Briner, J.P., Akçar, N., Foros, J., Kubik, P.W., Salvigsen, O., Hormes, A., 2015. Minimal erosion of Arctic alpine topography during late Quaternary glaciation. Nat. Geosci. 8, 789–792.
Glasser, N.F., Hall, A.M., 1997. Calculating quaternary glacial erosion rates in northeast Scotland. Geomorphology 20, 29–48.
González 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, 551–568.
Goodfellow, B., 2007. Relict non-glacial surfaces in formerly glaciated landscapes. Earth Sci. Rev. 80, 47–73.
Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. Quat. Sci. Rev. 20, 1475–1560.
Gunnell, Y., Zeyen, H., Calvet, M., 2008. Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the Eastern Pyrenees: consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures. Earth Planet. Sci. Lett. 276, 302–313.
Gunnell, Y., Calvet, M., Brichau, S., Carter, A., Aguilar, J.-P., Zeyen, H., 2009. Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. Earth Planet. Sci. Lett. 278, 208–218.
Gunnell, Y., Jarman, D., Braucher, R., Calvet, M., Delmas, M., Léanni, L., Bourlès, D., Arnold, M., Aumaître, G., Keddaouche, K., 2013. The granite tors of Dartmoor, Southwest England: rapid and recent emergence revealed by Late Pleistocene cosmogenic apparent exposure ages. Quat. Sci. Rev. 61, 62–76.
Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implications. Glob. Planet. Chang. 12, 213–235.
Herman, F., Seward, D., Valla, P.G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S.D., Ehlers, T.A., 2013. Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. Nature 504, 146–423.
Heyman, J., Stroeven, A.P., Harbor, J.M., Caffee, M.W., 2011. Too young or too old: evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. Earth Planet. Sci. Lett. 302, 71–80.
Hicks, D.M., McSaveney, M.J., Chinn, T.J.H., 1990. Sedimentation in proglacial Ivory Lake, Southern Alps, New Zealand. Arct. Alp. Res. 22, 26–42.
Hoek, W.Z., 2009. The last glacial-interglacial transition. Episodes 31, 226–229.
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. Quat. Sci. Rev. 28, 2137–2149.
Koppes, M., Hallet, B., 2006. Erosion rates during rapid deglaciation in Icy Bay, Alaska. J. Geophys. Res. 111, F02023. http://dx.doi.org/10.1029/2005JF000349.
Koppes, M.N., Montgomery, D.R., 2009. The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. Nat. Geosci. 2, 644–647.
Koppes, M., Hallet, B., Rignot, E., Mouginot, J., Wellner, J.S., Boldt, K., 2015. Observed latitudinal variations in erosion as a function of glacier dynamics. Nature 526, 100–103.
Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U.C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., von Gostomski, C.L., Kossert, K., Maiti, M., Poutivtsev, M., Remmert, A., 2010. A new value for the half-life of ^{10}Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. Nuclear Instrumentation Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 268, pp. 187–191.
Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. Earth Planet. Sci. Lett. 104, 424–439.
Larsen, E., Mangerud, J., 1981. Erosion rate of a younger Dryas cirque glacier at Krakenes, western Norway. Ann. Glaciol. 2, 153–158.
Li, Y., Harbor, J., Stroeven, A.P., Fabel, D., Kleman, J., Fink, D., Caffee, M., 2005. Ice sheet erosion patterns in valley systems in northern Sweden investigated using cosmogenic nuclides. Earth Surf. Process. Landf. 30, 1039–1049.
Li, Y., Fabel, D., Stroeven, A.P., Harbor, J., 2008. Unraveling complex exposure-burial histories of bedrock surfaces under ice sheets by integrating cosmogenic nuclide concentrations with climate proxy records. Geomorphology 99, 139–149.
Luetscher, M., Hoffmann, D.L., Frisia, S., Spötl, C., 2011. Holocene glacier history from alpine speleothems, Milchbach cave, Switzerland. Earth Planet. Sci. Lett. 302, 95–106.
MacGregor, K.R., Anderson, R.S., Anderson, S.P., Waddington, E.D., 2000. Numerical simulations of glacial-valley longitudinal profile evolution. Geology 28, 1031–1034.
Marquette, G.C., Gray, J.T., Gosse, J.C., Courchesne, F., Stockli, L., Macpherson, G., Finkel, R., 2004. Felsenmeer persistence under non-erosive ice in the Torngat and Kaumajet mountains, Quebec and Labrador, as determined by soil weathering and cosmogenic nuclide exposure dating. Can. J. Earth Sci. 41, 19–38.
Martínez de Pisón, E., 1989. Morfologia glaciar del valle de Benasque (Pirineo Aragonés). Eríu 18, 51–64.
Matthews, J.A., 2013. Neoglaciation in Europe. In: Elias, S.A., Mock, C.J. (Eds.), Encyclopedia of Quaternary Science, 2nd edn. 2. Elsevier, pp. 257–268.
Merchel, S., Bremser, W., 2004. First international ^{26}Al interlaboratory comparison – Part I. Nuclear Instrumentation Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 223–224, pp. 393–400.
Merchel, S., Herpers, U., 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. Radiochim. Acta 84, 215–219.
Merchel, S., Arnold, M., Aumaître, G., Benedetti, L., Bourlès, D.L., Braucher, R., Alfimov, V., Freeman, S.P.H.T., Steier, P., Wallner, A., 2008. Towards more precise ^{10}Be and ^{36}Cl data from measurements at the 10 − 14 level: influence of sample preparation. Nuclear Instrumeentation Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 266, pp. 4921–4926.
Metcalf, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Muñoz, J.A., 2009. Thermochronology of a convergent orogen: constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. Earth Planet. Sci. Lett. 287, 488–503.
Millet, L., Rius, D., Galop, D., Heiri, O., Brooks, S.J., 2012. Chironomid-based reconstruction of Lateglacial summer temperatures from the Ech palaeolake record (French western Pyrenees). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 315–316, 86–99.
Mills, H.H., 1979. Some implications of sediment studies for glacial erosion on Mount Rainier, Washington. Northwest Sci. 53, 190–199.
Mîndrescu, M., Evans, I.S., 2014. Cirque form and development in Romania: allometry and the buzzsaw hypothesis. Geomorphology 208, 117–136.
Mitchell, S.G., Humphries, E.E., 2014. Glacial cirques and the relationship between equilibrium line altitudes and mountain range height. Geology 43, 35–38.

Mitchell, S.G., Humphries, E.E., 2015. Glacial cirques and the relationship between equilibrium line altitudes and range height. Geology:e367–e369 http://dx.doi.org/10.1130/G37001Y.1.
Mitchell, S.G., Montgomery, D.R., 2006. Influence of a glacial buzzsaw on the height and morphology of the Cascade Range in central Washington State, USA. Quat. Res. 65, 96–107.
Molnar, P., England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? Nature 346, 29–34.
Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southon, J.R., Finkel, R.C., McAninch, J., 2007. Absolute calibration of ^{10}Be AMS staendards. Nuclear Instrumentation Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 258, pp. 403–413.
Olyphant, G.A., 1981. Allometry and cirque evolution. Geol. Soc. Am. Bull. 92, 679–685.
Ortuño, M., Queralt, P., Martí, A., Ledo, J., Masana, E., Perea, H., Santanach, P., 2008. The north Maladeta fault (Spanish central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source: recent activity revealed by geomorphological and geophysical research. Tectonophysics 453, 246–262.
Ortuño, M., Martí, A., Martín-Closas, C., Jiménez-Moreno, G., Martinetto, E., Santanach, P., 2013. Palaeoenvironments of the Late Miocene Prüedo Basin: implications for the uplift of the Central Pyrenees. J. Geol. Soc. Lond. 170, 79–92.
Penck, A., 1919. Die Gipfelflur der Alpen. Sitzungsberichte der Preussischen Akademie der Wissenschaften, Berlin. 17, pp. 256–268.
Phillips, W.M., Hall, A.M., Mottram, R., Fifield, L.K., Sugden, D.E., 2006. Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al exposure ages of tors and erratics, Cairngorm Mountains, Scotland: timescales for the development of a classic landscape of selective linear glacial erosion. Geomorphology 73, 222–245.
Putkonen, J., Swanson, T., 2003. Accuracy of cosmogenic ages for moraines. Quat. Res. 59, 255–261.
Putkonen, J., Connolly, J., Orloff, T., 2008. Landscape evolution degrades the geologic signature of past glaciations. Geomorphology 97, 208–217.
Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallelonga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J., Winstrup, M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. Quat. Sci. Rev. 106, 14–28.
Reheis, M.J., 1975. Source, transportation and deposition of debris on Arapaho glacier, Front Range, Colorado, USA. J. Glaciol. 14, 407–420.
Reille, M., Andrieu, V., 1993. Variations de la limite supérieure des forêts dans les Pyrénées (France) pendant le Tardiglaciaire. Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Série D. 272, pp. 3112–3115.
René, P., 2008. Les glaciers actuels des Pyrénées. In: Canérot, J., Colin, J.-P., Platel, J.-P., Bilotte, M. (Eds.), Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui. Atlantica, Biarritz, pp. 163–176.
René, P., 2011. Régression des glaciers pyrénéens et transformation du paysage depuis le Petit Âge glaciaire. Sud-Ouest Européen. 32 pp. 5–19.
René, P., 2013. Glaciers des Pyrénées, le réchauffement climatique en images. Cairn édition (166 p).
Rigo, A., Vernant, P., Feigl, K.L., Goula, X., Khazaradze, G., Talaya, J., Morel, L., Nicolas, J., Baize, S., Chery, J., Sylvander, M., 2015. Present-day deformation of the Pyrenees revealed by GPS surveying and earthquake focal mechanisms until 2011. Geophys. J. Int. 201, 947–964.
Robl, J., Prasicek, G., Hergarten, S., Salcher, B., 2015a. Glacial cirques and the relationship between equilibrium line altitudes and range height. Geology, e365 http://dx.doi.org/10.1130/G36757C.1.
Robl, J., Prasicek, G., Hergarten, S., Stüwe, K., 2015b. Alpine topography in the light of tectonic uplift and glaciation. Glob. Planet. Chang. 127, 34–49.
Samworth, E.A., Warburton, E.K., Engelbertink, G.A.P., 1972. Beta decay of the ^{26}Al ground state. Phys. Rev. C5, 138–142.
Sanders, J.W., Cuffey, K.M., MacGregor, K.R., Collins, B.D., 2013. The sediment budget of an alpine cirque. Geol. Soc. Am. Bull. 125, 229–248.
Scherler, D., 2015. Climatic limits to headwall retreat in the Khumbu Himalaya, eastern Nepal. Geology 42, 1019–1022.
Schmidt, K.M., Montgomery, D.R., 1995. Limits to relief. Science 270, 617–620.
Shuster, D.L., Ehlers, T.A., Rusmoren, M.E., Farley, K.A., 2005. Rapid glacial erosion at 1.8 Ma revealed by ^{4}He/^{3}He thermochronometry. Science 310, 1668–1670.
Shuster, D.L., Cuffey, K.M., Sanders, J.W., Balco, G., 2011. Thermochronometry reveals headward propagation of erosion in an alpine landscape. Science 332, 84–88.
Simonneau, A., Doyen, E., Chapron, E., Millet, L., Vannière, B., Di Giovanni, C., Bossard, N., Tachikawa, K., Bard, E., Albéric, P., Desmet, M., Roux, G., Lajeunesse, P., Berger, J.F., Arnaud, F., 2013. Holocene land-use evolution and associated soil erosion in the French Prealps inferred from Lake Paladru sediments and archaeological evidences. J. Archaeol. Sci. 40, 1636–1645.
Small, E.E., Anderson, R.S., 1995. Geomorphically driven late Cenozoic rock uplift in the Sierra Nevada, California. Science 270, 277–280.
Solomina, O.N., Bradley, R.S., Hodgson, D.A., Ivy-Ochs, S., Jomelli, V., Mackintosh, A.N., Nesje, A., Owen, L.A., Wanner, H., Wiles, G.C., Young, N.E., 2015. Holocene glacier fluctuations. Quat. Sci. Rev. 111, 9–34.
Staiger, J.K.W., Gosse, C.G., Johnson, J.V., Fastook, J., Gray, J.T., Stockli, D.F., Stockli, L., Finkel, R., 2005. Quaternary relief generation by polythermal glacier ice. Earth Surf. Process. Landf. 30, 1145–1159.
Sternai, P., Herman, F., Champagnac, J.-D., Fox, M., Salcher, B., Willett, S.D., 2015. Preglacial topography of the European Alps. Geology 40, 1067–1070.
Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. J. Geophys. Res. 105, 23753–23759.
Stroeven, A.P., Fabel, D., Harbor, J., Hättestrand, C., Kleman, J., 2002. Quantifying the erosional impact of the Fennoscandian ice sheet in the Torneträsk–Narvik corridor, northern Sweden, based on cosmogenic radionuclide data. Geogr. Ann. 84A, 275–287.
Thomson, S.N., Brandon, M.T., Tomkin, J.H., Reiners, P.W., Vasquez, C., Wilson, N.J., 2010. Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. Nature 467, 313–317.
Valla, P.G., Shuster, D.L., van der Beek, P.A., 2011. Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations. Nat. Geosci. 4, 688–692.
Van Kolfschoten, T., Gibbard, P.L., Knudsen, K.-L., 2003. The Eemian interglacial, a global perspective: introduction. Glob. Planet. Chang. 36, 147–149.
Vergés, J., Fernàndez, M., Martìnez, A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. In: Rosenbaum, G., Lister, G. (Eds.), Reconstruction of the Evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. Journal of the Virtual Explorer 8. http://dx.doi.org/10.3809/jvirtex.2002.00058.
Whipple, K.X., 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. Nat. Geosci. 2, 97–104.
Whipple, K.X., Kirby, E., Brocklehurst, S.H., 1999. Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. Nature 401, 39–43.
Wohlfarth, B., 1996. The chronology of the last termination: a review of radiocarbon-dated, high-resolution terrestrial stratigraphies. Quat. Sci. Rev. 15, 267–284.

3. Principaux points de discussion

Ce premier chapitre de résultats constitue un apport essentiel pour comprendre les dynamiques érosives d'origine glaciaire dans les cirques des Pyrénées centrales et orientales. En effet, il apporte non seulement des éléments de réponse particulièrement importants par rapport aux débats généraux concernant les cirques (v. chapitre 1 : vitesses de dénudation, périodes de développement), mais également un cortège inédit de datations absolues des phases de retrait des glaciers dans les massifs de Bassiès et Maladeta. L'ensemble des éléments mis en évidence dans ce chapitre permet, en outre, d'aborder la question de l'évolution de l'amplitude du relief à l'échelle d'un cycle glaciaire–interglaciaire dans un orogène des moyennes latitudes, et donc d'y tester la théorie du buzzsaw.

3.1. Des apports sur la chronologie de la déglaciation

Par leur dimension comparative (trois massifs) et d'envergure régionale, les résultats constituent un apport à la connaissance des phases de retrait des glaciers lors de la déglaciation fini-würmienne dans les Pyrénées. Seul le massif du Carlit avait déjà fait l'objet d'une synthèse sur ce point (Delmas et al., 2008 ; Delmas, 2009). Les datations des phases de glaciation restreinte du Tardiglaciaire (Dryas Ancien et Récent) dans le massif de Bassiès permettent de compléter la reconstruction du recul du glacier du Vicdessos, affluent de l'Ariège (Delmas et al., 2011 ; Delmas et al., 2012). Les datations obtenues sur blocs morainiques dans le massif de la Maladeta confirment le caractère fini-würmien de la reconstitution du recul du glacier de l'Esera et de ses différents tributaires (Copons et Bordonau, 1997) et y ajoutent un cadre temporel absolu (la moraine des Aigualluts marque une avancée au Dryas Ancien, et la moraine de Renclusa au Dryas Récent).

Les résultats démontrent également que les moraines du PAG constituent la phase d'avancée des glaciers la plus importante de l'Holocène dans les Pyrénées comme dans beaucoup d'autres montagnes dans le monde (Matthew, 2013 ; Solomina et al., 2015). Ceci signifie, par conséquent, que le volume de sédiments qu'elles contiennent est le produit cumulé des différentes glaciations qui se sont succédées durant le Néoglaciaire (3,3 ka), une précision pertinente quant à la mesure du volume de ces dépôts, à sa conversion en taux d'érosion, et à la signification des résultats (v. chapitre 5). Plus largement encore, la connaissance des âges d'exposition des surfaces rocheuses de ces massifs au Tardiglaciaire constitue un autre atout : ces résultats constituent une bibliothèque de référence permettant de mettre en perspective les valeurs de dénudation postglaciaire obtenues pour les bassins versants (v. chapitre 6).

3.2. Une méthode innovante de quantification de la dénudation

Les valeurs de dénudation acquises dans ce chapitre constituent, par ailleurs, une innovation à double titre : il s'agit des premiers taux de dénudation sous-glaciaires (i) à être obtenus par nucléides cosmogéniques dans des cirques, et (ii) à englober un cycle glaciaire–interglaciaire complet avec une périodisation interne relativement précise. La méthode de mesure de la tranche de roche érodée par NCT démontre son utilité en étant applicable sur la quasi-totalité des prélèvements sur plancher, à la condition que le calendrier de la glaciation et de la déglaciation y soit suffisamment bien contraint. Son utilisation permet de mettre en évidence et de quantifier la variabilité de la dénudation sous-glaciaire non seulement dans le temps mais également dans l'espace. La méthode et la détermination du taux de dénudation qui en résulte restent cependant soumises à deux contraintes, variables selon les surfaces échantillonnées et qui en limitent l'applicabilité : la présence nécessaire d'héritage d'exposition, et le pas de temps sur lequel la tranche de roche mesurée est érodée.

D'abord, la nécessité de la présence d'un héritage d'exposition limite l'utilisation de la méthode aux surfaces relativement peu érodées par les glaciers (< 3 m). Ensuite, plus l'intervalle de temps considéré diminue, plus la gamme de valeurs de dénudation que l'on peut espérer caractériser augmente. Seule une dénudation < 30 mm/ka peut être quantifiée précisément à l'échelle du Würm, alors qu'elle peut être mesurée jusqu'à 910 mm/ka pour le Dryas Récent et 2500 mm/ka pour le Néoglaciaire. Ainsi, la pertinence de l'innovation proposée dans ce chapitre est maximale pour les courtes périodes de glaciation (Dryas Récent, Néoglaciaire), lorsque toutes les surfaces rocheuses présentent des héritages d'exposition.

3.3. L'accélération de la dénudation glaciaire au LGIT et à l'Holocène

Dans les Pyrénées, la dénudation sous-glaciaire est plus rapide lors des phases d'englacement restreint (Dryas Récent, Néoglaciaire) que lors des phases d'englacement étendu (Würm). Cela ne signifie pas pour autant que les cirques bénéficient d'un surcreusement supérieur en valeur absolue lorsque la LEG se trouve ou remonte vers les hautes altitudes (*i.e.* située dans la zone des cirques), c'est-à-dire au début et à la fin de chaque période d'englacement (Cook et Swift, 2012 ; Barr et Spagnolo, 2015) (cf. chapitre 1 – 2.1.4). L'intervalle de temps lors des glaciations restreintes est, en effet, nettement plus court que lors des périodes d'englacement étendu, et la tranche d'ablation qui en résulte est clairement plus faible (< 50 cm contre 20–200 cm).

L'accélération de la vitesse de dénudation durant les périodes transitoires d'englacement restreint est néanmoins avérée, et serait à mettre au compte d'une augmentation de la fourniture en débris depuis les murailles à la faveur de températures propices à la gélifraction (Delunel et al., 2010 ; Scherler, 2014) et à la dégradation du permafrost (Rabatel et al., 2008 ; Ravanel and Deline, 2008), d'une pente de surface du glacier plus abrupte impliquant un écoulement plus rapide (Cook et Swift, 2012), et/ou de la présence d'un glacier à base thermique tempérée, plus rapide et plus efficace sous un climat plus doux (Cook et Swift, 2012 ; Seif et Ebrahimi, 2014). Pour autant, ces affirmations ne sauraient être définitives tant la variabilité spatiale de la dénudation glaciaire empêche toute conclusion simpliste. En effet, certains prélèvements sur les surfaces rocheuses du plancher englacées au Würm (AN10, CAC25, CAC26, MA03) – certes peu nombreux – ne présentent pas d'héritage d'exposition et enregistrent donc une dénudation > 30 mm/ka pour laquelle aucune quantification plus précise n'est possible. La dénudation pourrait parfaitement y être équivalente voire supérieure à celle des glaciers de cirque actifs à l'Holocène qui montrent une gamme de valeurs assez large (< 400 mm/ka). L'impossibilité d'une quantification précise oblige à considérer ces valeurs > 30 mm/ka comme très localisées et non représentatives de la dénudation moyenne des planchers de cirque au Würm. Dans les Alpes, la norme est l'absence d'héritages NCT, ce qui indique comparativement la plus faible efficacité érosive des glaciers pyrénéens.

3.4. L'accroissement de l'amplitude du relief

La différence de vitesse de dénudation entre les planchers et les crêtes supraglaciaires à l'échelle du dernier cycle glaciaire–interglaciaire démontre un accroissement de l'amplitude du relief. En effet, durant ce cycle, l'abaissement maximal des planchers a été de 3-4 m (localement > 4 m) au Würm puis de ~0,4 m au Néoglaciaire, alors que celui des crêtes est seulement de 1-2,5 m sur l'ensemble de la période. L'écart doit être certainement plus fort encore entre les sommets et le fond de vallée où se situait la LEG – où survient généralement le maximum de dénudation (Boulton, 1996 ; Hallet et al., 1996 ; Anderson et al., 2006) – durant le Würm. En outre, compte tenu du temps d'intégration impliqué (26 à 66 ka), les taux de dénudation à l'état stationnaire des échantillons sur crêtes englobent aussi la possible accélération du démantèlement des murailles par gélifraction et dégradation du permafrost au LGIT et à l'Holocène. Cela signifie que l'abaissement des crêtes lors des phases d'extension des glaciers würmiens est encore plus faible que l'abaissement mesuré et donc que l'augmentation de l'amplitude du relief n'en est que plus probable.

Ces résultats semblent confirmer l'exclusion de l'orogène pyrénéen de la « fenêtre » de « glacial buzzsaw » estimée sur la base de sa vitesse de surrection, de son relief, et de la gamme de températures dans laquelle il se réalise (cf. chapitre 1). L'altitude des sommets pyrénéens ne serait par conséquent pas limitée par les processus glaciaires, contrairement à ce que suggère la théorie du *glacial buzzsaw* (Mitchell and Montgomery, 2006 ; Anders et al., 2010 ; Mitchell et Humphries, 2015). Il est par conséquent probable que la faiblesse de l'érosion glaciaire n'ait pas permis au relief d'atteindre un état d'équilibre dynamique (Yanites et Ehlers, 2012) comme le suggèrent les formes du relief (persistance de topographies préglaciaires au-dessus des cirques). Les données quantitatives permettent d'étendre cette conclusion aux secteurs de cirques surmontés de crêtes de recoupement. Les Pyrénées seraient ainsi actuellement dans une phase transitoire d'exagération du relief préglaciaire (cf. chapitre 1 – 2.3.3).

Partie II. Les zones de plateaux

L'étude de la dénudation des plateaux plus ou moins couverts d'altérites de l'aire d'étude vient compléter le schéma d'évolution du relief pyrénéen à l'échelle du dernier cycle glaciaire–interglaciaire en mettant l'accent sur ces zones supposées peu impactées par l'action des glaciers. La quantification de leur abaissement en contexte englacé et déglacé permet d'apprécier les modalités de démantèlement de ces surfaces et de mieux évaluer leur préservation par rapport à d'autres surfaces soumises à une dénudation glaciaire active. Les sites d'étude sont sélectionnés de manière à présenter différents degrés d'englacement et d'impact des glaciers au Würm (et certainement à l'échelle du Quaternaire). Ceci a pour but de mettre en évidence d'éventuelles différences de dénudation selon la présence ou non d'un englacement de plateau, et selon l'efficacité des glaciers (base thermique tempérée ou froide). La caractérisation de l'évolution des plateaux de l'aire d'étude passe par l'étude des plateaux de Beille (secteur de Beille–Aston) et du sud-Carlit (secteur de Carlit–Cerdagne) (cf. chapitre 2) au moyen des NCT. La méthode prévoit l'application des mêmes outils (détermination de la tranche de roche érodée, taux de dénudation au steady-state) que ceux utilisés dans les zones de cirques (Crest et al., 2017) mais sur des types de surfaces différents (surfaces météorisées de tors, arènes sableuses et graveleuses).

4. Stratégie d'échantillonnage

La stratégie d'échantillonnage et d'utilisation des différents outils NCT s'adapte aux surfaces de plateaux et aux formes d'érosion qui les composent. Les surfaces paléiques qui jalonnent la partie orientale des Pyrénées présentent des étendues plus ou moins larges d'arènes de granulométrie plus ou moins grossière, dont le degré de végétalisation dépend principalement de l'altitude à laquelle culmine le plateau. Dans le cas des plateaux étudiés, l'espace est partagé avec des méso-structures rocheuses proéminentes telles que les tors (cf. chapitre 2) et plus rarement des dépôts de tills. Les blocs erratiques éventuellement déposés sur les plateaux (verrou des Ribes) constituent toujours des éléments importants à échantillonner en raison de leur propension à fournir des âges d'exposition contemporains du recul définitif des glaciers (Putkonen and Swanson, 2003 ; Heyman et al., 2011).

Les prélèvements sur surfaces rocheuses sont réalisés sur des tors (Bierman et al., 1999 ; Fabel et al., 2002 ; Stroeven et al., 2002 ; Phillips et al., 2006 ; Gunnell et al., 2013) présentant différents degrés de démantèlement et/ou d'abrasion glaciaire (André, 2004 ; Phillips et al., 2006 ; Hall et Phillips, 2006). Les échantillons sur les tors bien préservés (tor de La Padrilla et de Cantallops sur le Carlit) visent à fournir des taux de dénudation à l'état stationnaire (cf. chapitre 3). En effet, ces structures – supposées n'avoir pas ou très peu subi l'action des glaciers, qui plus est durant des périodes très brèves – ont connu une dénudation principalement par météorisation dans des environnements périglaciaires et/ou tempérés. Ce type de surface peut donc être considéré comme exposé depuis suffisamment longtemps pour avoir atteint l'état stationnaire. L'absence d'abrasion lors des éventuelles phases d'englacement (des glaciers minces et donc potentiellement froids jusqu'à leur base) n'entame en rien la concentration en NCT de ces surfaces, qui se trouve à nouveau à l'état stationnaire lors de son exposition suivante.

Les prélèvements sur les tors au caractère plus démantelé et situés dans des zones présumées durablement englacées au Würm (tors de Prat de Moll et de Beille d'en Haut, massif de l'Aston) fournissent des âges apparents qui peuvent être plus complexes à analyser mais dont l'interprétation conduit toujours à une estimation de la tranche de roche érodée lors de la dernière glaciation. L'âge apparent dépend alors de l'épaisseur et du nombre de dalles arrachées par le déplacement de la glace. Si l'épaisseur est > 3 m, il en résultera un âge d'exposition datant le recul définitif du glacier ; sinon, l'âge apparent comporte un héritage d'exposition plus ou moins important (cf. chapitre 3).

La détermination de l'une ou l'autre situation se fait en fonction des âges apparents mesurés et sur la base des datations du recul des glaciers déjà obtenues dans les secteurs d'étude (Delmas et al., 2008 ; Delmas et al., 2011 ; Delmas et al., 2012 ; Crest et al., 2017). La situation est similaire pour les tors dont il ne reste plus qu'une base présentant parfois des traces de polis (verrou des Llèbres et de Ribes, Carlit) sauf que la dénudation est activement produite par les glaciers (quarrying et abrasion sous-glaciaire).

Les surfaces couvertes d'arènes, plus ou moins colluvionnées et/ou tronquées en surface, constituent un matériel sédimentaire intéressant à échantillonner puisqu'elles représentent l'essentiel de l'étendue des surfaces paléiques. Ces surfaces sont considérées comme exposées depuis suffisamment longtemps pour avoir atteint l'état stationnaire et fournissent par conséquent un taux de dénudation (Phillips et al., 2006). Ce taux de dénudation traduit l'abaissement de ces surfaces par altération chimique (dissolution, hydrolyse et hydratation par les flux hydriques, dégradation par les acides humiques produits par le couvert végétal sus-jacent) et par ablation (ruissellement, gélisolifluxion, reptation) lors des fontes printanières, surtout lorsque le couvert végétal typique des phases d'optimum climatique (pelouse compacte et/ou forêt subalpine) est absent ou discontinu (cf. chapitre 2). Pour autant, l'utilisation des altérites comme marqueur de la dénudation se heurte au problème de l'éventuelle ablation d'une épaisseur plus ou moins importante de ces matériaux lors d'épisodes d'englacement (Goodfellow, 2007 ; Hall et al., 2013). Un tel scenario altèrerait sensiblement l'état stationnaire de ces arènes et fausserait la mesure. Afin de limiter l'incertitude à ce sujet, des prélèvements d'altérites sont effectués sur les plateaux durablement englacés (Beille) mais également sur des plateaux n'ayant pas connu d'englacement (plateaux externes du sud-Carlit : prélèvements au-delà des cordons morainiques latéraux attribuables au moins à la dernière glaciation). Le protocole analytique chimique, mais également celui de calcul des taux de production et des écrantages (Tableau 6.3), est le même que celui utilisé pour l'étude de la dénudation des cirques (cf. chapitres 3). L'utilisation couplée du ^{10}Be et du ^{26}Al dans cette étude peut apporter l'éventuelle preuve de matériel sédimentaire très ancien et ayant subi de multiples recouvrement par une glace peu érosive en cas de rapport $^{26}Al/^{10}Be << 6,61$. Ceci est particulièrement intéressant dans le cas des arènes granitiques : cela permet en effet de déterminer si ces dernières ont subi une importante ablation par les glaciers.

Un ratio $^{26}Al/^{10}Be$ normal ne saurait néanmoins constituer un gage absolu d'une ablation glaciaire > 3 m supprimant les héritages d'exposition durant le Würm. L'utilisation de cet outil doit être vue comme un complément dans l'interprétation, en apportant du crédit à une hypothèse réalisée sur la base de l'âge apparent et des caractéristiques morphologiques des surfaces échantillonnées et des observations de terrain.

5. La situation des sites d'échantillonnage

Les prélèvements (Tableau 4.1) sont réalisés sur trois zones de plateaux dont les caractéristiques d'englacement et d'impact érosif des glaciers diffèrent sensiblement. Les plateaux externes du sud-Carlit (Fig. 4.1) représentent ainsi une superficie de ~15 km² située à la marge méridionale de l'englacement würmien des Pyrénées. Les reconstitutions paléogéographiques indiquent la présence de plusieurs courtes langues de glace évoluant le long des principaux talweg de cette zone au cours du MEG würmien et laissant l'essentiel de l'espace totalement déglacé (Delmas et al., 2008). Le bon état de préservation des tors de La Padrilla et de Cantallops et l'absence de traces d'érosion glaciaire (surfaces polies…) confirme l'absence de glaciers sur les glacis durant (au moins) le dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Sur ces versants en pente douce en direction du sud plus ou moins ravinés par les cours du Salit, du Bena et du Brangoli, se distinguent plusieurs plas : parmi ceux-ci, les plas de La Padrilla et de Maura correspondent aux sites d'échantillonnage.

A l'inverse, les plateaux internes du sud-Carlit (sites des verrous de Llèbres et de Ribes) représentent une surface (~7 km²) sur laquelle les glaciers s'écoulant depuis les cirques méridionaux du massif du Carlit ont transité durant l'essentiel du Würm (Fig. 4.1) (Delmas et al., 2008). Ces plateaux s'apparentent à un fjell, assez fortement raclé par l'érosion glaciaire et où les lambeaux d'altérites préservées sont rares. La présence de polis, de tills et de blocs erratiques témoignent d'une activité glaciaire suffisamment efficace pour produire de l'abrasion sous-glaciaire, et par conséquent caractérisée par une base thermique tempérée. Le caractère très réduit et abrasé des racines de tors présentes (verrous ou roches moutonnées s'apparentant au stade 5 de démantèlement ; Phillips et al., 2006) abondent dans ce sens. La zone de plateau domine de ~150 m l'auge dans laquelle circulait le glacier d'El Raür (issu de la diffluence avec le glacier de la Têt) et s'articule autour d'une pente douce plongeant vers l'ouest. Cette pente est faiblement ravinée par des cours d'eau temporaires et comporte quelques dépressions abritant des tourbières et lacs saisonniers. Quelques surfaces s'apparentant à des verrous glaciaires dépassent 2160 m : il s'agit des verrous des Llèbres et de Ribes sur lesquels sont prélevés les échantillons.

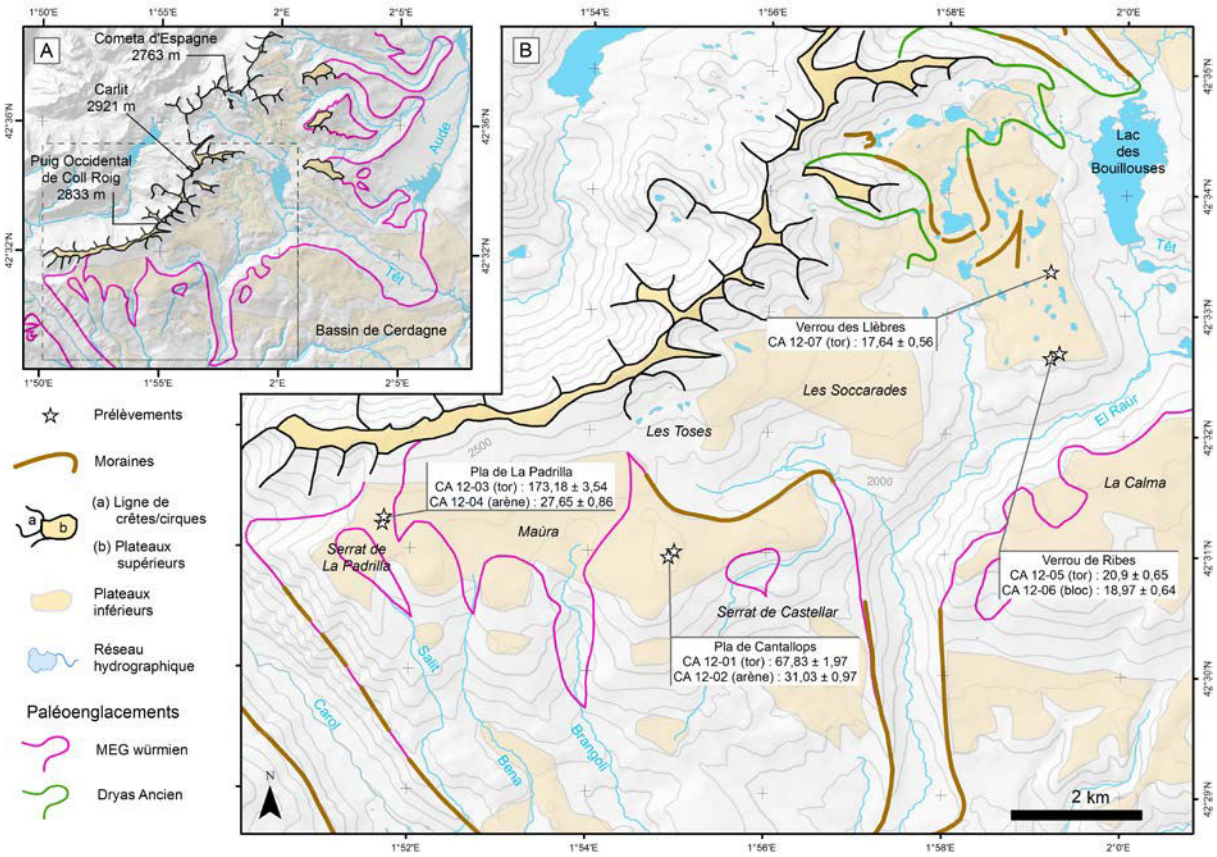

Figure 4.1. Carte géomorphologique et des paléoenglacements des plateaux du sud-Carlit. A. Situation des paléoenglacements sur l'ensemble du massif du Carlit. B. Gros-plan sur la zone des plateaux méridionaux et des sites d'échantillonnage. Les limites du MEG würmien sont extraites de Delmas et al. (2008). Les cours actuels d'El Raür et de la Têt ne sont pas connectés. El Raür prend sa source ~500 m en aval du lac des Bouillouses. Les valeurs indiquées sur la carte représentent les durées d'exposition (ka) mesurées. Fond : ombrage issu de BD Alti 25 m, IGN - Projection : RGF 93 – Lambert 93 - Système de coordonnées : WGS 84.

Le plateau de Beille (~6 km²) (Fig. 4.2) est situé dans le massif de l'Aston et représente des lambeaux de plateaux dominant la vallée de l'Aston à l'ouest et la vallée de l'Ariège au nord (cf. chapitre 2). Cette zone de plateau correspond à une situation intermédiaire en termes d'englacement puisqu'elle a été probablement durablement englacée pendant le Würm, dans la mesure où elle se situe au-dessus de la LEG. Mais aucun erratique n'est présent et les surfaces rocheuses ne présentent pas de traces de polis. Le seul argument est l'état de démantèlement des tors. Leurs racines présentent un état de démantèlement avancé mais peu abrasé (s'apparentant aux stades 3-4 de démantèlement ; Phillips et al., 2006), qui signent une activité glaciaire peu efficace.

Ces éléments suggèrent un englacement caractérisé par une base thermique froide ou une glace mince peu mobile, ayant probablement peu d'impact sur la topographie si ce n'est celui de la déformation interne de la glace sur les dalles composant les tors. En outre, la position des plateaux d'altérites de Beille à une altitude légèrement supérieure à la LEG du MEG würmien (~1600 m) indique qu'il aurait constitué une zone d'accumulation des glaciers de l'Ariège durant cette période et aurait été recouvert d'une calotte glaciaire immobile durant le restant du Würm (Delmas et al., 2012) (cf. chapitre 2).

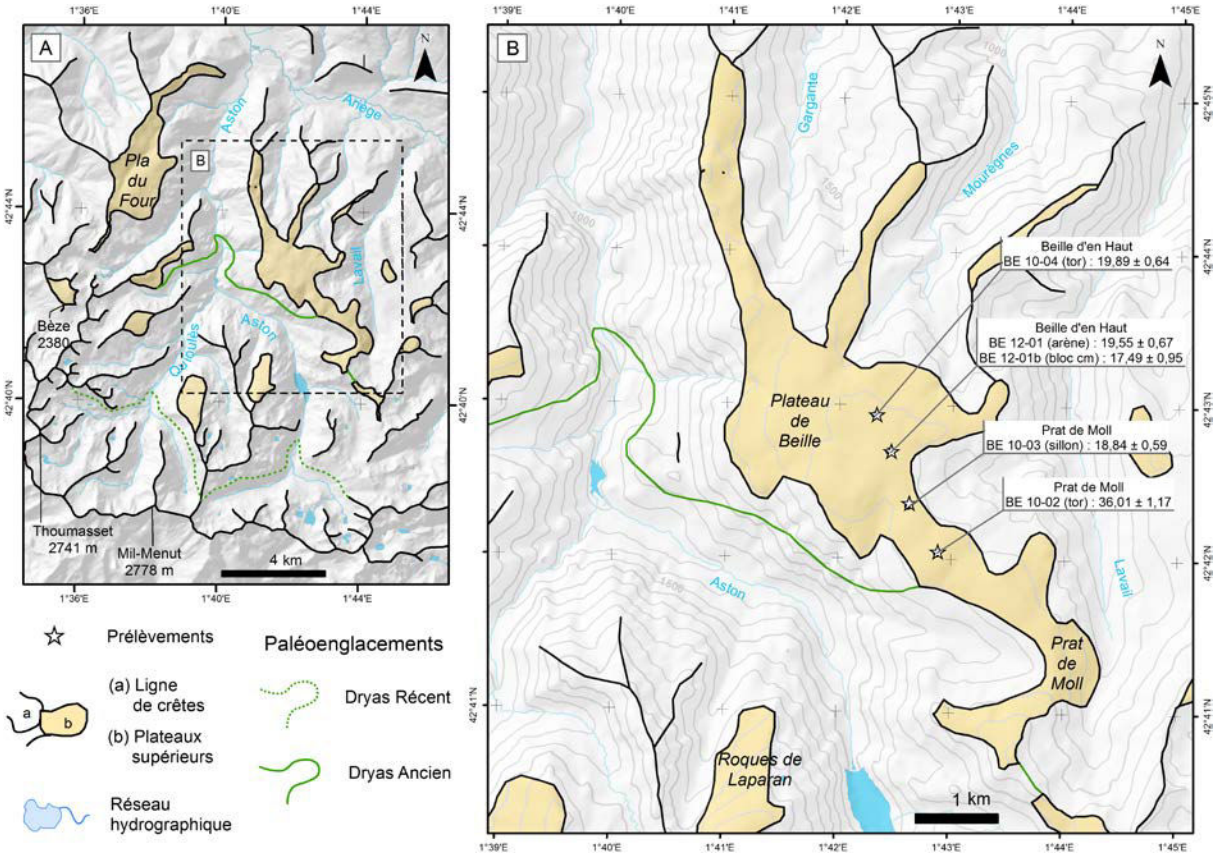

Figure 4.2. Carte géomorphologique et des paléoenglacements du plateau de Beille. A. Situation des paléoenglacements sur l'ensemble du massif de l'Aston. B. Gros-plan sur le plateau de Beille et ses sites d'échantillonnage. La totalité de l'emprise des cartes est complètement englacée lors du MEG würmien. Les limites approximatives des paléoenglacements sont basées sur l'estimation des LEG au Dryas Ancien et Récent dans le système glaciaire de l'Ariège (Delmas et al., 2011, 2012) et sur les datation obtenues dans la vallée de l'Escale (Crest et al., 2017). De petits organismes glaciaires devaient être présents dans les différentes vallées du sud du massif ; cependant leurs limites sur la base des LEG estimées restent difficiles à marquer étant donné la faible étendue des zones d'accumulation potentielles. Par conséquent, seuls les glaciers principaux sont représentés. Les valeurs indiquées sur la carte représentent les durées d'exposition (ka) mesurées. Fond : ombrage issu de BD Alti 25 m, IGN - Projection : RGF 93 – Lambert 93 - Système de coordonnées : WGS 84.

Tableau 4.1. Description et caractéristiques topographiques des sites d'échantillonnage sur substrat rocheux

Secteur	Englacement	ID	Type	Location	Latitude (d.d.)	Longitude (d.d.)	Altitude (m a.s.l.)	Facteur d'écrantage Topogr.	Nival
Beille—Aston (plateau de Beille)	Zone englacée probable, glace peu active	Be12-01	Arène (sables)	Surface plane de Beille d'en Haut	42,712	1,707	1961	1	0,96
		Be12-01b	Arène (graviers)	Surface plane de Beille d'en haut	42,712	1,707	1961	1	0,96
		Be10-02	Surface rocheuse	Tor démantelé de Prat de Moll	42,701	1,715	1986	1	0,96
		Be10-03	Surface rocheuse	Sillon d'érosion glaciaire	42,706	1,710	1932	1	0,96
		Be10-04	Surface rocheuse	Tor démantelé de Beille d'en Haut	42,716	1,705	1939	1	0,96
Carlit–Cerdagne (plateaux du sud-Carlit)	Hors zone englacée	CA12-01	Surface rocheuse	Tor de Cantallops	42,515	1,915	2326	1	0,96
		CA12-02	Arènes (sables)	Près du tor de Cantallops	42,516	1,915	2315	0,999	0,96
		CA12-03	Surface rocheuse	Tor de La Padrilla	42,521	1,861	2373	0,997	0,96
		CA12-04	Arènes (sables)	Près du tor de La Padrilla	42,521	1,862	2365	0,997	0,96
	Zone englacée (certaine)	CA12-05	Surface rocheuse	Racine de tor du verrou des Ribes	42,545	1,988	2193	1	0,98
		CA12-06	Bloc erratique	Verrou des Ribes	42,545	1,988	2193	1	0,98
		CA12-07	Surface rcheuse	Racine de tor du verrou des Llèbres	42,556	1,986	2180	0,999	0,96

5.1. Les plateaux externes du sud-Carlit

Le tor de Cantallops (CA 12-01) est une structure massive et à l'aspect peu démantelé présentant de nombreuses microformes de corrosion et dont plusieurs dalles détachées jonchent actuellement les environs (Fig. 4.3). Il est situé hors de l'emprise du MEG würmien, ce qui suggère une dénudation par les processus de météorisation dans un environnement tempéré d'altitude (pelouse anthropique et forêt subalpine) en période interglaciaire, et périglaciaire en période glaciaire. Cela fait du tor de Cantallops un candidat idéal pour la mesure d'un taux de dénudation sous hypothèse d'état stationnaire. L'arène granitique sablo-graveleuse située au pied du tor de Cantallops est également prélevée (CA 12-02). Ce second point de prélèvement représente une surface plane assez étendue (plusieurs centaines de mètres de côté) couverte d'arènes mais également de dalles géli/solifluées depuis le tor. Certaines de ces dalles sont redressées et marquent ainsi l'influence de la cryoturbation sur ce matériel imposant (150 cm de côté). Ces éléments montrent une forte influence de l'évolution de ce site d'échantillonnage en contexte périglaciaire et donc sa probable situation en marge de l'englacement würmien sur une durée conséquente. Ces arènes ont de fortes chances d'avoir atteint, à l'image du tor de Cantallops, l'état stationnaire et donc de fournir un taux de dénudation de la surface d'altérites sur le long terme. En effet, la probabilité d'ablation par un quelconque glacier est nulle ; seule subsiste la possibilité d'une évacuation des sédiments massive lors du dégel postglaciaire. Mais l'horizontalité du site limite très fortement l'importance des déplacements par gélisolifluxion ou ruissellement diffus.

Figure 4.3. Tor de Cantallops situé sur le Pla de Maura. Au premier plan, le site de prélèvement des arènes. Noter la présence en arrière-plan du massif du Canigou (sommet enneigé). Cliché : M. Calvet, 2012.

Le tor de La Padrilla est le moins démantelé de l'aire d'étude, comme en témoigne son solide ancrage dans le substrat rocheux (Fig. 4.4). La structure présente de nombreuses traces de corrosion et d'écaillage, mais le point de prélèvement (CA 12-03) a été choisi de manière à minimiser l'impact de ces dernières. Tout comme le site de Cantallops, le site de La Padrilla n'a subi aucun englacement au cours du Würm (Delmas et al., 2008). Le caractère peu démantelé du tor corrobore cela et témoigne d'une activité glaciaire nulle au Würm et donc de l'absence de déplacement par la glace des blocs éventuellement désolidarisés. L'évolution du substrat local s'est par conséquent principalement faite en contexte périglaciaire durant le Würm. Un dallage discontinu autour des tors présents sur cette zone du plateau témoigne clairement de l'action des processus de solifluxion et de gélifluxion. De l'arène granitique grossière est prélevée sur cette surface plane en contrebas du tor de La Padrilla (CA 12-04). Les teneurs en NCT du tor de La Padrilla seront très certainement les plus représentatives d'une dénudation steady-state consécutive à une exposition continue du substrat rocheux y compris durant une partie des périodes glaciaires.

Figure 4.4. Tor de La Padrilla. Noter la présence en arrière-plan des crêtes occidentales du massif du Punxo échancré de petits cirques glaciaires affluents du Carol. Les arènes sont prélevées sur le plan visible à droite du tor Cliché : M. Calvet, 2012.

5.2. Les plateaux internes du sud-Carlit

Les sites des verrous de Llèbres et de Ribes sont situés dans une zone plus interne du massif du Carlit, clairement englacée durant le MEG würmien (Fig. 4.1). Le site de Ribes comporte une surface rocheuse (CA 12-05) dont la forme convexe en dos de baleine traduit une érosion d'origine glaciaire. Il s'agit probablement d'une racine de tor fortement abrasé par l'action des glaciers sud Carlit (Fig. 4.5). L'absence de polis marque certainement une météorisation poussée du substrat et rend la mesure par NCT moins fiable. Ce dernier point est compensé par l'échantillonnage d'un bloc erratique (CA 12-06) de taille métrique posé sur le bord du verrou (Fig. 4.6). Sa forme sphérique garantit une abrasion efficace lors de son transport par le glacier (limitant le risque d'héritage d'exposition) mais son altération poussée (traces de corrosion chimique superficielle, mise en saillie de grains de quartz et de feldspaths, esquisse de taffoni à sa base) le rend susceptible de présenter un âge d'exposition NCT plus récent qu'il ne l'est réellement.

Figure 4.5. Racine de tor abrasée en dos de baleine du verrou des Ribes (site d'échantillonnage de CA 12-05 et CA 12-06). Cliché : M. Calvet, 2012.

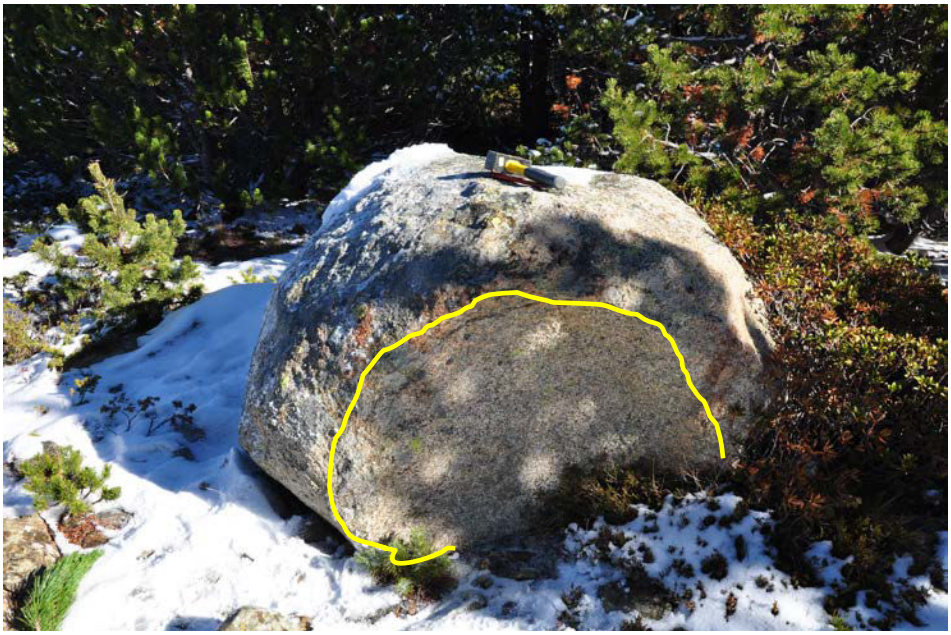

Figure 4.6. Bloc erratique métrique prélevé sur le verrou des Llèbres. Noter l'esquisse de taffoni concave sur la face verticale du bloc (CA 12-06). Cliché : M. Calvet, 2012.

La surface prélevée au niveau du verrou des Llèbres (CA 12-07) est un substrat rocheux s'apparentant à une racine de tor fortement décapée par la dénudation glaciaire (Fig. 4.7). Le verrou est caractérisé par une importante fissuration verticale ainsi que par un écaillage à dalles fragmentées. Des restes de tills sont également présents sur cette surface, de même que des galets de cornéennes striées (qui ne peuvent provenir que de la zone des cirques culminants) et des gros blocs erratiques, confirmant le passage de glace dans cette zone. Le substrat semble, en revanche, très corrodé et ne comporte que peu de traces de polis ; la désagrégation de la roche en grain lors de la casse au marteau montre un début d'arénisation. Ceci traduit un fort impact de la météorisation non seulement post-déglaciation mais aussi probablement antérieure à l'englacement würmien.

Figure 4.7. Racine de tor du verrou des Llèbres. Noter l'importante fissuration verticale à sub-verticale du substrat. Cliché : M. Calvet, 2012.

Les marqueurs d'une importante activité glaciaire au niveau de ces deux verrous (blocs erratiques, polis, galets striés…) suggèrent une dénudation du substrat rocheux par le glacier assez intense. Par conséquent, les racines de tor échantillonnées sont les plus à même à fournir des âges d'exposition comportant un héritage minimum voire nul. Ils sont en outre les plus susceptibles de dater avec fiabilité les premières phases de recul des glaciers après le MEG würmien (stade de Borde, ou stade 1, de la débâcle glaciaire dit « *Breakup Stage* 1 » ; Delmas et al., 2008) sur les zones de plateau.

5.3. Le plateau de Beille

Les prélèvements sur le plateau de Beille (Fig. 4.2 ; Tableau 4.1) sont réalisés sur des tors traduisant différentes intensités de démantèlement mais également sur du matériel sédimentaire issu de la météorisation du substrat. Le premier site échantillonné est celui de Beille d'en Haut où sont prélevés des altérites sous forme d'arène gneissique (BE 12-01) et d'un bloc décimétrique emballé dans ces mêmes arènes (BE 12-01b). Le site est une surface plane légèrement convexe et très bosselée, suggérant une cryoturbation ancienne ou subactuelle (Fig. 4.8). Elle est recouverte d'une pelouse dense (~10 cm d'humus) et est totalement exempte de structure telles que des tors ou des affleurements rocheux à nu. La couverture végétale cache un substrat composé de dalles rocheuses et d'arènes gneissiques grossières. Bien qu'il n'y ait pas de traces explicites de l'action d'un glacier sur cette surface, il n'en demeure pas moins que cette dernière fut vraisemblablement recouverte par la glace au moins au cours du MEG würmien. La probabilité d'une ablation d'une certaine épaisseur d'altérites par les glaciers n'est pas à écarter.

Figure 4.8. Surface plane et recouverte de pelouses de Beille d'en Haut. Cliché : M. Calvet, 2012. Premier plan : site du prélèvement de Be 12-01 et Be 12-01b; au fond : cabane de Beille d'en haut et site du tor totalement démantelé (prélèvement Be 10-04).

Un prélèvement a été réalisé sur la racine du tor démantelé de Prat de Moll (BE 10-02) (Fig. 4.9). Celui-ci présente un démantèlement en écailles métriques (2-3 m de grand axe, 50 cm d'épaisseur) fortement lichenisées, lesquelles sont disposées horizontalement et semblent avoir été relativement peu déplacées par les glaciers würmiens. Cette situation de démantèlement partiel est un fort argument en faveur de la mesure sur cette surface d'un âge d'exposition ou d'un âge apparent avec plus ou moins d'héritage plutôt qu'un taux de dénudation conservé sous une glace würmienne à l'action préservative. En effet, le déplacement des dalles suggère l'arrachage d'importantes épaisseurs de roche (et donc de NCT) par la glace et donc une concentration en NCT potentiellement nulle ou plus ou moins réduite sur les surfaces sous-jacentes à la déglaciation. Toute la difficulté d'interprétation résidera dans la détermination d'un éventuel héritage et dans sa quantification le cas échéant. Cette question ne pourra être résolue qu'à l'aide des mesures effectuées sur les points de prélèvement proches et moins susceptible de comporter des héritages d'exposition (BE 10-03).

Figure 4.9. Tor démantelé de Prat de Moll BE 10-02, plateau de Beille, secteur de Beille-Aston). Cliché : M. Calvet, 2012.

Le prélèvement BE 10-03 a été réalisé au niveau d'un sillon topographique d'érosion (40–50 m sous les buttes culminantes de Beille et Prat de Moll) proche du tor de Prat de Moll. L'affleurement échantillonné est caractérisé par un substrat rocheux cohérent (Fig. 4.9), plus sain que celui du tor, et comportant des formes de racine d'altération en écailles concentriques. Il s'agit, en effet, d'une zone de verrou associée à des micromodelés d'altération. Des esquisses très dégradées de polissage sont par ailleurs encore visibles sur l'affleurement et marquent l'importance de l'action passée de la glace à cet emplacement. L'action érosive poussée des glaciers würmiens observée en fait un point de mesure très certainement moins impacté par un éventuel héritage d'exposition que les dalles du tor de Prat de Moll. L'âge d'exposition qui en résultera sera probablement le plus en mesure de dater le retrait définitif de la calotte glaciaire du plateau de Beille. Ceci démontre également que de la glace à base thermique tempérée a circulé, au moins de manière localisée et sur une période non déterminée (et difficilement déterminable), sur le plateau de Beille.

Figure 4.10. Substrat rocheux échantillonné dans le sillon d'érosion (BE 10-03). Cliché : M. Calvet, 2012. Noter les écailles concentriques suggérant que le site correspond à une racine d'altération.

La racine du tor démantelé de Beille d'en Haut (BE 10-04) a également été échantillonnée. A l'instar du tor de Prat de Moll, elle est composé de plusieurs dalles métriques horizontales détachées mais non déplacées ; toutefois, à la différence de ce dernier qui conserve une hauteur de 1,5 m et un empilement de blocs net, le tor de Beille d'en haut n'atteint pas 1 m (Fig. 4.11). La situation de ce tor vis-à-vis de l'accumulation en NCT est également la même que celle du tor de Prat de Moll : elle implique l'élimination des dalles supérieures par l'action des glaciers et n'est donc pas représentative d'un état stationnaire. L'héritage d'exposition ne pourra être déterminé qu'à la comparaison avec des points de prélèvement plus impactés par la dénudation glaciaire (BE 10-03).

Figure 4.11. Tor démantelé de Beille d'en Haut BE 10-04. Noter la vaste surface aplanie que constitue le plateau de Beille. Cliché : M. Calvet, 2012. Le prélèvement d'arènes BE 12-01 est situé sur la croupe herbeuse du deuxième plan, après le véhicule.

6. Résultats et interprétations

Les âges apparents obtenus grâce aux analyses par NCT correspondent, dans leur grande majorité, aux dates de recul des glaciers postérieures au LGM (17–21 ka) (Tableau 4.2). Ceci traduit l'absence ou la faible proportion d'héritage d'exposition à la suite de l'englacement würmien et donc une certaine efficacité de la dénudation glaciaire sur des surfaces qui, par définition, en sont relativement préservées. Quelques âges apparents légèrement (25–40 ka) voire beaucoup plus anciens (60–140 ka) sont relevés en particulier sur les marges de l'englacement würmien. Les âges ^{10}Be et ^{26}Al sont quasiment tous concordants (ratios ^{26}Al/^{10}Be ~6,61), ce qui traduit des surfaces qui, dans leur grande majorité, n'ont pas enregistré plusieurs phases d'enfouissement sous la glace (Tableau 4.3). Seul un prélèvement réalisé sur le plateau de Beille (BE 12-01b) montre un ratio ^{26}Al/^{10}Be atypique qui suggère une origine fort ancienne (10^5 années) du matériel sédimentaire et des phases de recouvrement par la glace très peu érosives. Pour autant, les âges ^{10}Be ne suggèrent aucun héritage et les âges ^{26}Al sont même plus jeunes. Cet échantillon me semble plutôt révéler un problème analytique sur ^{26}Al. Les taux de dénudation associés aux âges apparents varient entre 3 et 40 mm/ka. Cependant, on ne peut prétendre que toutes les surfaces prélevées sont restées suffisamment longtemps exposées pour avoir atteint cet équilibre. La signification des résultats est décrite dans ce paragraphe et associée à une interprétation à la lumière des éléments exposés précédemment (cf. 5. La situation des sites d'échantillonnage). Les résultats d'analyses par NCT fournissent également une gamme de concentrations (3–7 × 10^5 at/g et deux valeurs de 15 et 40 × 10^5 at/g) (Tableau 4.2) qui seront précieuses dans la mise en parallèle des taux de dénudation des bassins versants et des surfaces contributrices (cf. chapitre 6). Les âges d'exposition et taux de dénudation associés (Tableau 4.2) sont très variables d'un point d'échantillonnage à l'autre. D'une manière plus générale, cette étude fournit une approche des vitesses de dénudation de trois types de surfaces dans des contextes différents : la dénudation des surfaces rocheuses par les glaciers (BE 10-02, BE 10-03, BE 10-04, CA 12-05, CA 12-07), la dénudation des surfaces rocheuses par météorisation et écaillage (CA 12-01, CA 12-03) et l'abaissement des surfaces d'altérites en contexte déglacé (BE 10-01, BE 10-01b, CA 12-02, CA 12-04, échantillons du plateau de Roc Nègre BAC35 et BAC36).

Tableau 4.2. Résultats des analyses par nucléides cosmogéniques ^{10}Be.

Secteur	ID	Type	Localisation	[10Be] (10^4 at/g)	Taux de production ^{10}Be corrigé			Age apparent (ka)	Taux de dénudation (mm/ka)	Temps d'intégration (a)
					Spallation	Muons rapides	Muons lents			
Beille–Aston (plateau de Beille)	Be12-01	Arènes (sables)	Surface plane de Beille d'en Haut	35,14 ± 1,2	17,97	0,03	0,06	19,55 ± 0,67	35,27 ± 1,2	18 146
	Be12-01b	Arène (graviers)	Surface plane de Beille d'en haut	31,46 ± 1,72	17,97	0,03	0,06	17,49 ± 0,95	39,5 ± 2,15	16 205
	Be10-02	Surface rocheuse	Tor démantelé de Prat de Moll	65,58 ± 2,13	18,29	0,03	0,06	36,01 ± 1,17	18,87 ± 0,61	33 915
	Be10-03	Surface rocheuse	Sillon d'érosion glaciaire	33,18 ± 1,04	17,61	0,03	0,06	18,84 ± 0,59	34,60 ± 1,08	17 459
	Be10-04	Surface rocheuse	Tor démantelé de Beille d'en Haut	35,2 ± 1,13	17,70	0,03	0,06	19,89 ± 0,64	34,68 ± 1,11	18 454
Carlit–Cerdagne (plateaux du sud-Carlit)	CA12-01	Surface rocheuse	Tor de Cantallops	154,08 ± 4,47	23,01	0,03	0,06	67,83 ± 1,97	9,73 ± 0,28	65 754
	CA12-02	Arènes (sables)	Près du tor de Cantallops	70,54 ± 2,21	22,82	0,03	0,06	31,03 ± 0,97	21,78 ± 0,68	29 390
	CA12-03	Surface rocheuse	Tor de La Padrilla	394,29 ± 8,06	23,67	0,03	0,07	173,18 ± 3,54	3,64 ± 0,07	175 615
	CA12-04	Arènes (sables)	Près du tor de La Padrilla	64,92 ± 2,02	23,54	0,03	0,07	27,65 ± 0,86	24,47 ± 0,76	26 159
	CA12-05	Surface rocheuse	Racine de tor du verrou des Ribes	44,86 ± 1,4	21,48	0,03	0,06	20,9 ± 0,65	30,80 ± 0,96	19 602
	CA12-06	Bloc erratique	Verrou des Ribes	40,73 ± 1,38	21,48	0,03	0,06	18,97 ± 0,64	34,00 ± 1,15	17 759
	CA12-07	Surface rocheuse	Racine de tor du verrou des Llèbres	36,77 ± 1,18	20,84	0,03	0,06	17,64 ± 0,56	36,67 ± 1,17	16 467

Tableau 4.3. Résultats des analyses par nucléides cosmogéniques ^{26}Al des échantillons.

Secteur	ID	Type	Localisation	[26 Al] (10^4 at/g)	Taux de production ^{26}Al corrigé			Age apparent (ka)	Ratio ^{26}Al/^{10}Be
					Spallation	Muons lents	Muons rapides		
Beille–Aston (plateau de Beille)	Be12-01	Arènes (sables)	Surface plane de Beille d'en Haut	239,50 ± 12,34	118,80	2,00	0,12	20,01 ± 1,03	6,82 ± 0,42
	Be12-01b	Arène (graviers)	Surface plane de Beille d'en haut	157,16 ± 25,98	118,80	2,00	0,12	13,08 ± 2,16	5,00 ± 0,87
	Be10-02	Surface rocheuse	Tor démantelé de Prat de Moll	426,58 ± 15,65	120,89	2,02	0,12	35,27 ± 1,29	6,50 ± 0,32
	Be10-03	Surface rocheuse	Sillon d'érosion glaciaire	196,54 ± 22,06	116,39	1,98	0,12	16,72 ± 1,88	5,92 ± 0,69
	Be10-04	Surface rocheuse	Tor démantelé de Beille d'en Haut	233,06 ± 19,51	116,96	1,98	0,12	19,77 ± 1,65	6,62 ± 0,59
Carlit–Cerdagne (plateaux du sud-Carlit)	CA12-01	Surface rocheuse	Tor de Cantallops	941,08 ± 33,71	152,07	2,31	0,13	62,77 ± 2,25	6,11 ± 0,28
	CA12-02	Arènes (sables)	Près du tor de Cantallops	482,52 ± 16,10	150,81	2,30	0,13	31,97 ± 1,07	6,84 ± 0,31
	CA12-03	Surface rocheuse	Tor de La Padrilla	266,64 ± 63,89	156,45	2,35	0,13	183,09 ± 4,39	6,76 ± 0,21
	CA12-04	Arènes (sables)	Près du tor de La Padrilla	434,84 ± 15,60	155,62	2,34	0,13	27,89 ± 1	6,70 ± 0,32
	CA12-05	Surface rocheuse	Racine de tor du verrou des Ribes	288,20 ± 12,49	142,00	2,19	0,13	20,16 ± 0,87	6,42 ± 0,34
	CA12-06	Bloc erratique	Verrou des Ribes	287,69 ± 12,77	142,00	2,19	0,13	20,13 ± 0,89	7,06 ± 0,39
	CA12-07	Surface rocheuse	Racine de tor du verrou des Llèbres	227,84 ± 17,49	137,76	2,18	0,13	16,4 ± 1,26	6,20 ± 0,52

6.1. Les plateaux du sud-Carlit

Les âges apparents des tors de Cantallops et La Padrilla (CA 12-01 : 67,83 ± 1,97 ka et CA 12-03 ; 173,18 ± 3,54 ka) sont les plus anciens parmi tous les tors échantillonnés dans cette étude (Llèbres, Ribes, Beille d'en Haut, Prat de Moll) (Tableau 4.2). Ceci traduit clairement la situation hors des limites de l'englacement würmien (et probablement des englacements antérieurs) et confirme la longue exposition de ces surfaces présumée à partir de critères de morphologie et de localisation. Le tor de La Padrilla est, de ce point de vue, le plus fiable pour mesurer la dénudation à l'état stationnaire induite par météorisation et ruissellement, et livre une valeur de 3,64 ± 0,07 mm/ka. Le temps d'intégration (175 600 ans) couvre au total deux interglaciaires (Holocène, Éémien) et presque deux périodes glaciaires (Würm et une partie du Riss). La dénudation du tor de Cantallops serait plus rapide (9,73 ± 0,28 mm/ka), mais le temps d'intégration est plus réduit (~66 ka). Les âges apparents des arènes prélevées (CA 12-02 : 31,03 ± 0,97 ka et CA 12-04 : 27,65 ± 0,86 ka) expriment également l'atteinte d'un état stationnaire et quantifient, par conséquent, l'abaissement des surfaces d'altérites par altération chimique, ruissellement, et conversion en sol (respectivement 21,78 ± 0,68 mm/ka et 24,47 ± 0,76 mm/ka).

L'âge d'exposition fourni par le bloc erratique du verrou de Ribes (CA 12-06 : 18,97 ± 0,64 ka) constitue a priori la meilleure datation des premières phases de recul des glaciers du Carlit post-MEG würmien (Tableau 4.2). Ce retrait de la glace à la fin du LGM apparaît également synchrone de celui mesuré sur le plateau de Beille (BE 10-03 : 18,84 ± 0,59 ka). Pour autant, cette âge entre en conflit avec les datations au radiocarbone réalisées dans les tourbières de la Grave-amont (Delmas et al., 2008). Les prélèvements de sphaigne montrent une déglaciation effective de cette vallée à 20 000 cal yr BP alors qu'elle est située à 2150 m dans les parties plus internes du massif (vallée de la Grave). La présence de glacier sur ce plateau situé à 2193 m sur une partie plus distale du massif apparaît problématique. Ce problème d'accordement spatio-temporel de ce stade de retrait reste cependant mesuré étant donné les marges d'incertitude des âges apparents. Un conflit d'âges similaire s'était fait jour lors de la datation des stades de retrait du glacier de la Têt au ^{10}Be (Delmas et al., 2008). C'est alors la surface rocheuse de la racine de tor abrasée de Ribes qui fournit l'âge d'exposition le plus cohérent (CA 12-05 : 20,9 ± 0,65 ka) avec la chronologie déjà établie.

La racine du tor des Llèbres (CA 12-07 : 17,64 ± 0,56 ka) a certainement connu une exposition tardive en raison d'une couverture par des tills. Le bloc erratique CA 12-06 peut avoir été déchaussé depuis un cordon morainique aujourd'hui disparu ou avoir subi une certaine usure de sa surface, comme on l'a signalé plus haut. La dénudation subie par ces surfaces est difficilement quantifiables sur la base de ces éléments et l'utilisation de la méthode de calcul de la tranche érodée (Crest et al., 2017) est ici inapplicable.

6.2. Le plateau de Beille

En ce qui concerne le plateau de Beille et conformément au travail de pré-interprétation (cf. 5. La situation des sites d'échantillonnage), le sillon topographique d'érosion glaciaire (BE 10-03) peut être considéré comme fournissant l'âge d'exposition le moins susceptible de présenter de l'héritage. La valeur mesurée (18,84 ± 0,59 ka) (Tableau 4.2) date probablement la fonte définitive de la calotte glaciaire du plateau de Beille, laquelle surviendrait donc durant le Dryas Ancien et pourrait être synchrone de la deuxième phase de recul du glacier de l'Ariège (stade de Bompas-Arignac et Bernière : 19–20,1 ka ; Delmas et al., 2011). Le ratio $^{26}Al/^{10}Be$ de l'échantillon est un peu bas mais la marge d'erreur analytique ne s'écarte pas suffisamment de la valeur de référence (6,61) pour que l'origine très ancienne des NCT mesurés soit avérée (Tableau 4.3). La possibilité d'un héritage d'exposition reste peu probable étant donné la convergence des âges d'exposition obtenus sur différents types de supports rocheux (BE 10-01, BE 10-01b, BE 10-04).

En considérant cet âge d'exposition comme valeur de référence pour l'ensemble des mesures réalisées sur le plateau, l'interprétation des résultats obtenus sur les autres points d'échantillonnage devient plus aisée, tout comme le calcul de la tranche roche érodée. Ainsi, le démantèlement du tor de Beille d'en Haut (BE 10-04) par les glaciers würmiens semble bien confirmé vu son âge apparent (19,89 ± 0,64 ka) (Tableau 4.2) très proche de la déglaciation du plateau et qui pourrait également indiquer une tranche érodée < 3 m par les glaciers würmiens (âge d'exposition légèrement plus élevé que BE 10-03).

La situation est différente pour le tor démantelé de Prat de Moll (BE 10-02). L'âge apparent (36,01 ± 1,17 ka) implique un héritage conséquent et donc une tranche de roche érodée < 3 m durant le Würm. L'épaisseur de roche érodée exacte dépend de la durée d'accumulation en NCT et de la dénudation lors des précédentes glaciations. Si l'on considère que la totalité de l'héritage (~16 ka) provient de l'Éémien, alors les glaciers würmiens n'ont pas du tout démantelé le tor de Prat de Moll. On ne peut cependant exclure des périodes d'exposition et d'accumulation de TCN pendant certains interstades du Würm ancien et moyen, de fortes variations d'englacement ayant été démontrées pour l'organisme glaciaire ariégeois sur la base des héritages sur verrous des fonds d'auge (Delmas et al., 2011).

Les échantillons d'arènes (BE 12-01 et BE 12-01b) de Beille d'en Haut montrent des âges d'exposition (respectivement de 19,55 ± 0,67 et 17,49 ± 0,95 ka ; valeur moyenne : 18,52 ± 0,81 ka) similaires à celui de la déglaciation du plateau (BE 10-03) (Tableau 4.2). La dénudation au steady-state de ces altérites varierait ainsi entre 35,27 ± 1,2 mm/ka et 39,5 ± 2,15 mm/ka pour des temps d'intégration variant entre 16,2 et 18,2 ka. Il s'agit là de taux de dénudation proches et légèrement supérieurs à ceux mesurés sur les arènes des plateaux externes toujours déglacés du sud-Carlit (CA 12-02 et CA 12-04) et très proches de ceux du plateau de situation similaire et probablement non englacé de Roc Nègre (30-40 mm/ka ; Crest et al., 2017). Cependant, la convergence des âges apparents entre arènes de plateau de Beille (BE 12-01 et BE 12-01b) et âge de déglaciation (BE 10-03) – également observée sur le plateau de Roc Nègre (Crest et al., 2017) – pourrait indiquer que les arènes dans un contexte postglaciaire présentent simplement un âge d'exposition. L'explication viendrait d'un décapage des couches supérieures d'arènes de plateau > 3 m, soit par les glaciers würmiens (Goodfellow, 2007 ; Hall et al., 2013), soit par la débâcle causée par la fonte des glaces lors du recul définitif des glaciers. Dans ce second cas, ce seraient certainement les processus de gélisolifluxion et/ou ruissellement sur sol gelé, avant la mise en place de la couverture végétale de pelouse continue, qui auraient opéré cette ablation. Les arènes mesurées seraient simplement exposées depuis le retrait des glaciers de plateau : elles ne contiendraient aucun héritage et n'auraient pas non plus atteint l'état stationnaire, elles fournissent un âge d'exposition.

7. Discussion

7.1. Apports sur la chronologie de la déglaciation

Les résultats d'analyse obtenus sur les zones de plateau de l'aire d'étude sont principalement issus de surfaces rocheuses susceptibles de présenter des héritages d'exposition et donc de surestimer les âges d'exposition supputés. Les dates suggérées par les analyses semblent cependant cohérentes avec les étapes de la déglaciation déjà établies (Delmas et al., 2008 ; Delmas et al., 2011 ; Delmas et al., 2012 ; Crest et al., 2017). Cela semble signifier que la plupart des échantillons sur surfaces rocheuses ne présentent pas ou alors très peu d'héritage d'exposition.

7.1.1. Plateau de Beille

Sous réserve de datations ultérieures qui viendraient confirmer le scenario suivant, le plateau de Beille aurait été déglacé vers 18,84 ± 0,59 ka, c'est-à-dire au cours du Dryas Ancien et cette déglaciation a probablement débuté durant la deuxième phase de recul du glacier de l'Ariège (stade de Bompas-Arignac et Bernière : 19-20,1 ka ; Delmas et al., 2011). La déglaciation du plateau de Beille devait certainement être terminée lors de la séparation des glaciers de l'Ariège et de l'Aston au stade de Petches/Suc (Delmas et al., 2011 ; Delmas et al., 2012). L'altitude du front du glacier de l'Aston à cette même époque (~950 m) – obtenue par analogie avec les altitudes calculées dans le Haut-Vicdessos et en amont d'Ax-les-Thermes (Delmas et al., 2011, 2012) – place très hypothétiquement ce dernier au pied du plateau de Beille. L'importante différence d'altitude entre le plateau de Beille et le fond de vallée (~800-1000 m) ainsi que sa distance par rapport aux zones de crêtes accumulatrices de glace (~7 km) explique la déconnexion précoce entre cette zone de plateau et le glacier de l'Aston mais également celui de l'Ariège (en amont d'Ax-les-Thermes). Très rapidement après le début du recul des glaciers, ceux-ci ne sont plus assez épais pour montrer une forme de continuité avec les glaces peu mobiles du plateau. Cela démontre, en contexte de transition glaciaire, une phase de déglaciation précoce des plateaux (1800–1950 m) du système glaciaire de l'Ariège par rapport à celle des vallées. Ce phénomène résulte simplement de l'élévation de la LEG (1900–2000 m au Dryas Ancien) au-dessus de ces zones plateaux et de la déconnexion de ces dernières des zones d'accumulation.

7.1.2. Plateaux du Carlit

Les mesures réalisées sur les plateaux du sud-Carlit complètent également la chronologie de la déglaciation du massif du Carlit (Delmas et al., 2008). Les âges très élevés des tors des plateaux externes du sud-Carlit confirment la situation de ces derniers hors de l'emprise du MEG würmien, et par conséquent l'existence de langues de glace très réduites sur ce versant du massif (Delmas et al., 2008). Le rapport Al/Be ne démontre par ailleurs aucun enfouissement de durée significative sous des nappes de glace pré-wurmiennes. La déglaciation des zones plus internes de ces plateaux (Llèbres, Ribes) semble se rattacher au scenario de retrait post-LGM. La déglaciation de ces zones immédiatement après le LGM (20,9 ± 0,65 ka ka) serait contemporaine du stade de Borde, la première phase de recul du glacier de la Têt (Delmas et al., 2008). A l'instar de la situation du plateau de Beille, la zone de plateau de Llèbres-Ribes semble déglacée précocement. Cela confirme le schéma de déglaciation suggérant une exposition de ces surfaces assez rapidement après le LGM alors même que la glace continue de circuler sur des planchers situés moins de 150 m en contrebas dans l'auge de la Têt, d'El Raür et dans les sillons glaciaires qui traversent le plateau (Delmas et al., 2008). Ceci donne également une information sur la faible épaisseur (< 150 m) des glaciers à ce stade de la déglaciation du massif.

7.2. Les modalités de la dénudation des tors par les glaciers

Le manque de datations précises des phases de retrait de glacier au LGIT dans le secteur de Beille-Aston et post-MEG würmien sur les plateaux du sud-Carlit a un certain impact sur la fiabilité des dénudations calculées. En effet, l'absence d'héritage dans les surfaces considérées comme référence de la déglaciation ne peut être confirmé comme cela serait le cas avec des datations sur blocs erratiques. Pour autant, les quelques datations obtenues semblent tout de même en mesure de créer un schéma temporel de la déglaciation sur les sites concernés suffisamment solide pour émettre des hypothèses étayées. Indépendamment de cela, la dénudation des plateaux par l'action des glaciers est un fait avéré dans l'aire d'étude étant donné les convergences d'âges apparents entre les tors mesurés (18–36 ka) et les âges du début de la déglaciation (20–15 ka) (Delmas et al., 2008 ; Delmas et al., 2011 ; Delmas et al., 2012 ; Crest et al., 2017). En outre, les âges apparents des tors englacés (18–36 ka) sont très inférieurs à ceux mesurés sur des tors de contextes majoritairement périglaciaires (52–297 ka, Phillips et al., 2006 ; 35–50 ka, Gunnell et al., 2013) et sont dans la gamme de valeurs des tors fortement modifiés par l'érosion glaciaire du Cairngorm (15–43 ka ; Phillips et al., 2006). A la lumière de ces éléments, il semble évident qu'une dénudation glaciaire conséquente a agi sur les tors des plateaux de Beille et de Ribes-Llèbres.

7.2.1. La dénudation nulle du tor de Prat de Moll

En ce qui concerne l'âge apparent du tor démantelé de Prat Moll (BE 10-02 : 36,01 ± 1,17 ka), deux hypothèses sont envisageables. La première est basée sur le fait que la surface d'aplanissement de Prat de Moll – nettement plus exiguë que le plateau de Beille *sensu stricto* - n'a été que très peu englacée. Ce tor moyennement démantelé a donc pu enregistrer de l'exposition au moins pendant tous les interstades du Würm dont la durée cumulée équivaudrait alors à ~18 ka. La seconde hypothèse repose sur l'existence d'une épaisse calotte continue tout au long du Würm, de Beille jusqu'à Prat Moll, et reliée aux cirques glaciaires qui échancrent les crêtes culminantes au sud. L'héritage d'exposition (~18 ka) calculé par rapport à l'âge de déglaciation du plateau de Beille (18,84 ± 0,59 ka) démontre une dénudation potentiellement nulle au Würm si l'on considère que l'accumulation des NCT concernés uniquement durant la pénultième phase d'exposition (l'Eémien : ~15 ka, certainement augmenté des périodes de transition pré-éémienne et post-éémienne). La possibilité d'une accumulation des NCT hérités durant l'interglaciaire Mindel-Riss (Holsteinien : 410-370 ka) n'est pas à écarter. La difficulté de la détermination d'un $t_{preglacial}$ fiable empêche toute utilisation de l'équation (3.12). A la lumière de ces deux hypothèses, une dénudation nulle du tor de Prat de Moll durant l'englacement würmien constitue le scenario le plus probable.

7.2.2. La question du régime basal de la glace du plateau de Beille

Sur les plateaux durablement englacés au Würm, la dénudation glaciaire s'est clairement exercée sur les surfaces rocheuses que constituent les tors et, en l'absence de datations plus fiables de la déglaciation, la plupart de ces surfaces sont considérées comme exemptes d'héritage d'exposition. Les glaciers auraient donc érodé une tranche de roche > 3 m. Des épaisseurs conséquentes peuvent ainsi être érodées au travers de l'arrachement par la glace de dalles dont l'accroche au substrat aurait déjà été fragilisée par les processus de météorisation. Ce phénomène se produit y compris sous des glaciers à base thermique froide : en effet, bien que la glace soit collée au substrat, le glacier se déplace par déformation interne et entraine les blocs détachés dans son mouvement (Phillips et al., 2006). Cela semble être le cas sur le plateau de Beille, où la différence d'altitude avec le fond de vallée (~1000 m) et la position généralement au-dessus de la LEG indique qu'il était probablement recouvert de glaciers à base froide non abrasifs. Ce démantèlement substantiel des tors par de la glace à base froide rejoint les conclusions faites à l'aide de NCT dans le Cairngorm en Ecosse (Phillips et al., 2006).

La présence de restes de polis sur un substrat rocheux sain creusé en sillon par la glace sur le plateau de Beille démontre cependant la présence localisée d'eau de fonte au niveau de ce dernier et donc la présence au moins épisodique de glace à base tempérée. Pour autant, l'abrasion qui en résulte ne s'est jamais appliquée sur les tors alentours. Ce sillon traduit probablement l'existence de variations spatiales – et certainement temporelles, en fonction des fluctuations de la LEG au cours du Würm - dans le régime thermique basal de la calotte glaciaire du plateau de Beille. L'essentiel des vestiges géomorphologiques du plateau de Beille et le mode de dénudation (lorsque cette dernière n'est pas nulle) des tors indiquent un régime thermique basal froid tandis que ce sillon montre la possible existence d'un polythermalisme dont la durée est absolument inquantifiable. Les raisons de la circulation d'eau de fonte dans ce sillon reste obscure mais pourrait être reliée à la topographie et à l'organisation spatiale du plateau (Fig. 4.2) : le sillon est effectivement situé sur une lanière très étroite mettant en connexion deux vallons appartenant à deux vallées glaciaires distinctes (Aston et Lavail). La possibilité d'une confluence entre les deux glaciers ou d'une diffluence de l'un des deux sur ce site est à envisager.

7.2.3. Un glacier à base tempérée dans le Carlit

Les tors des verrous de Ribes et Llèbres dans les plateaux du sud-Carlit – de par leur forme et la présence certes ténue mais réelle de polis – semblent avoir subi une dénudation principalement par abrasion durant le Würm. La différence d'altitude entre ces verrous et le fond de vallée reste relativement faible (~150 m maximum) en raison d'une topographie de plateau généralisée à l'ensemble du plancher des glaciers de la Têt et d'El Raür. L'épaisseur de glace devait être suffisante pour générer une base thermique tempérée ou polythermique. En outre, la bonne connexion et la faible distance (5–6 km) entre les zones de crêtes et ces verrous favorise le passage de tills abrasifs sur ces derniers. A la différence de nombreux éperons topographiques, surfaces paléiques et tors présents sous l'ancienne calotte fennoscandienne (Fabel et al., 2002 ; Stroeven et al., 2002 ; Hättestrand and Stroeven, 2002), le démantèlement par la glace des tors pyrénéen a généralement été très efficace (> 3 m durant le Würm). Cette efficacité accrue est probablement attribuable à une altération plus avancée des tors pyrénéens en raison de conditions climatiques plus propices à la météorisation, et qui fragiliseraient ainsi l'arrimage des dalles au socle rocheux.

7.3. La dénudation des plateaux

7.3.1. Variabilité de la dénudation des altérites

En contexte majoritairement déglacé, les surfaces recouvertes d'altérites sont caractérisées par des valeurs de dénudation (21–25 mm/ka) extrêmement cohérentes avec celles mesurées dans le piedmont appalachien (20 mm/ka ; Pavich, 1989) et sur le plateau de Cairngorm (20–25 mm/ka ; Haynes, 1998). La vitesse de dénudation s'accroissent sur les surfaces d'altérites des plateaux englacés de Beille et de Roc Nègre (35-40 mm/ka) et se rapprochent de celles mesurées par NCT (30-40 mm/ka) dans le Cairngorm (Phillips et al., 2006). La vitesse de dénudation accrue des plateaux de l'Ariège pourrait éventuellement être due à des conditions climatiques locales plus humides (cf. chapitre 2). L'hydrolyse du substrat serait favorisée par les précipitations plus importantes. Il reste cependant difficile d'apprécier l'évolution des couvertures d'altérites en contexte englacé et à la suite de la fonte des glaciers. Il est en outre possible que ces altérites aient subi de l'ablation (< 3 m) par le déplacement des glaciers ou bien par le transport de sédiments non végétalisés par d'importants flux hydriques lors de la débâcle glaciaire (concentration en NCT réduite et vitesse de dénudation augmentée).

7.3.2. L'abaissement des tors selon l'englacement

En contexte majoritairement déglacé, les surfaces rocheuses non végétalisées comme les tors subissent une dénudation (3,5-10 mm/ka), qui correspond à celles mesurées sur les tors du Cairngorm en Ecosse (4 mm/ka, Phillips et al., 2006), et sur les surfaces rocheuses non englacées d'Amérique du nord (3,5–11,5 mm/ka, Small et al., 1997 ; 6–11 mm/ka, Granger et al., 2001) et en Antarctique (5–14 mm/ka ; Sugden et al., 2005). Les vitesses obtenues sont en revanche plus rapides que celles calculées par NCT sur les tors de l'île de Baffin (0,6–1,1 mm/ka) ou celles mesurées par la mise en saillie des filons quartzeux (cf. chapitre 3) sur des surfaces rocheuses sous climat polaire (0,2–1,5 mm/ka ; Dahl, 1967 ; Lindberg et Brundin, 1969 ; Rudberg, 1970 ; Clément et al., 1976 ; André, 2002) et sous climat tempéré (0,8-2,5 mm/ka ; Delmas, 1998 ; Sellier, 1998).

Les relativement fortes vitesses de dénudation par météorisation des tors pyrénéens (par rapport à celles des climats polaires) sont certainement dues à un rythme optimal des alternances annuelles et plurimillénaires (périodes glaciaires et interglaciaires) des conditions végétatives/périglaciaires. La biocorrosion et l'humidité des périodes végétatives (André, 2002) agissent en synergie avec les processus périglaciaires des périodes froides pour produire une dénudation maximale. En revanche, l'abaissement de ces surfaces s'accroît sensiblement en contexte englacé puisqu'il peut être supérieur à 30 mm/ka, notamment en raison du transport par les glaciers würmiens (y compris ceux à base thermique froide : action de la déformation interne de la glace) de dalles de tors instables et/fragilisées par la météorisation en contexte déglacé (Phillips et al., 2006).

7.3.3. Evolution des topographies déglacés

Sur le long terme, l'évolution des plateaux du sud-Carlit - où les brèves et partielles phases d'englacement semblent n'avoir que très peu impact la topographie - suivrait un développement spatialement biphasé. En effet, la différence de dénudation entre les surfaces rocheuses à nu telles que les tors et les surfaces recouvertes d'altérites est assez conséquente : ces dernières s'abaissent deux à huit fois plus rapidement que les surfaces rocheuses à nu. Ce rapport correspond exactement à ceux mis en évidence dans des topographies de plateau ailleurs dans le monde (Small et al., 1997 ; Heimsath et al., 2000, 2001 ; Bierman et Caffee, 2001, 2002 ; Granger et al., 2001 ; Phillips et al., 2006). Dans de telles conditions, le tor de Cantallops (~5 m de hauteur) aurait mis ~417 ka à émerger et à atteindre sa taille actuelle, et celui de La Padrilla (~6 m de hauteur) aurait mis ~286 ka. Ces durées sont probablement à rallonger étant donné la survenue possible de brèves phases d'englacement non-érosives bloquant les processus de météorisation.

7.3.4. Evolution des topographies englacées

Sur les plateaux plus durablement englacés, l'évolution de la topographie tend à s'homogénéiser. En effet, le transport par les glaciers à base froide de dalles fragilisées sur les tors par déformation interne de la glace (Phillips et al., 2006) a pour conséquence d'accélérer l'abaissement de leur surface. De plus, l'action certainement très épisodique de glaciers à base tempérée comme cela semble être le cas sur le plateau de Beille (présence localisée de surfaces polies) accroît encore le processus par l'action du quarrying et du polissage. Ces processus glaciaires contribuent à réduire le rapport de vitesse d'abaissement entre tors et surfaces d'altérites.

Progressivement et conformément aux modèles établis (André, 2004 ; Phillips et al., 2006 ; Hall et Phillips, 2006), ne subsiste plus que la racine du tor comme cela est le cas à Prat de Moll, puis un socle vaguement convexe comme au niveau des verrous des Llèbres et de Ribes. La question de l'éventuelle ablation des altérites lors du passage des glaciers ou à la suite de celui-ci est primordiale pour déterminer l'évolution des plateaux lorsque les tors ont été réduits par la dénudation glaciaire. Si cette ablation est minime ou nulle, les glaciers n'ont qu'un rôle d'égalisation de la topographie des plateaux et ces derniers évoluent simplement à la vitesse de dénudation par météorisation, action du couvert végétale et ruissellement (20-40 mm/ka) lors des périodes interglaciaires.

7.4. Comparaison des données de plateaux et de cirques

7.4.1. La variabilité de la dénudation

La mise en perspectives des valeurs de dénudation sans tenir compte du temps d'intégration de ces dernières est éloquente puisque la dénudation des surfaces augmente clairement avec le degré d'englacement que celles-ci ont subi au Würm (Fig. 4.2). La dénudation des plateaux (3-25 mm/ka) est plus rapide dès lors que ces derniers subissent l'action des glaciers (25-40 mm/ka) et d'autant plus si la base thermique basale de ces derniers est tempérée (> 30 mm/ka). Les vitesses de dénudation sur ce dernier type de plateau (glace tempérée) sont possiblement les même que sur les surfaces les plus efficacement érodées des planchers de cirques (> 30 mm/ka).

Les racines de tors prélevées sur ces plateaux constituent des formes qui représentent des obstacles à la circulation de la glace : cela en fait des surfaces plus efficacement érodées. C'est pourquoi ces tors ne rendent pas forcément compte de la variabilité de la dénudation glaciaire würmienne telle qu'elle est relevée dans les planchers de cirque (très localement presque nulle, généralement comprise entre 10-40 mm/ka et parfois > 30 mm/ka). Toutefois, c'est sur les planchers de cirque que les valeurs les plus rapides sont précisément mesurées mais sur des durées plus courtes (30-370 mm/ka voire > 2500 mm/ka au Dryas Récent et 5-110 mm/ka au Néoglaciaire) et des englacements restreints aux zones de cirque. L'ensemble de ces éléments démontre la plus grande efficacité des processus de dénudation sous-glaciaire par rapport aux processus de météorisation et d'ablation en contexte tempérée.

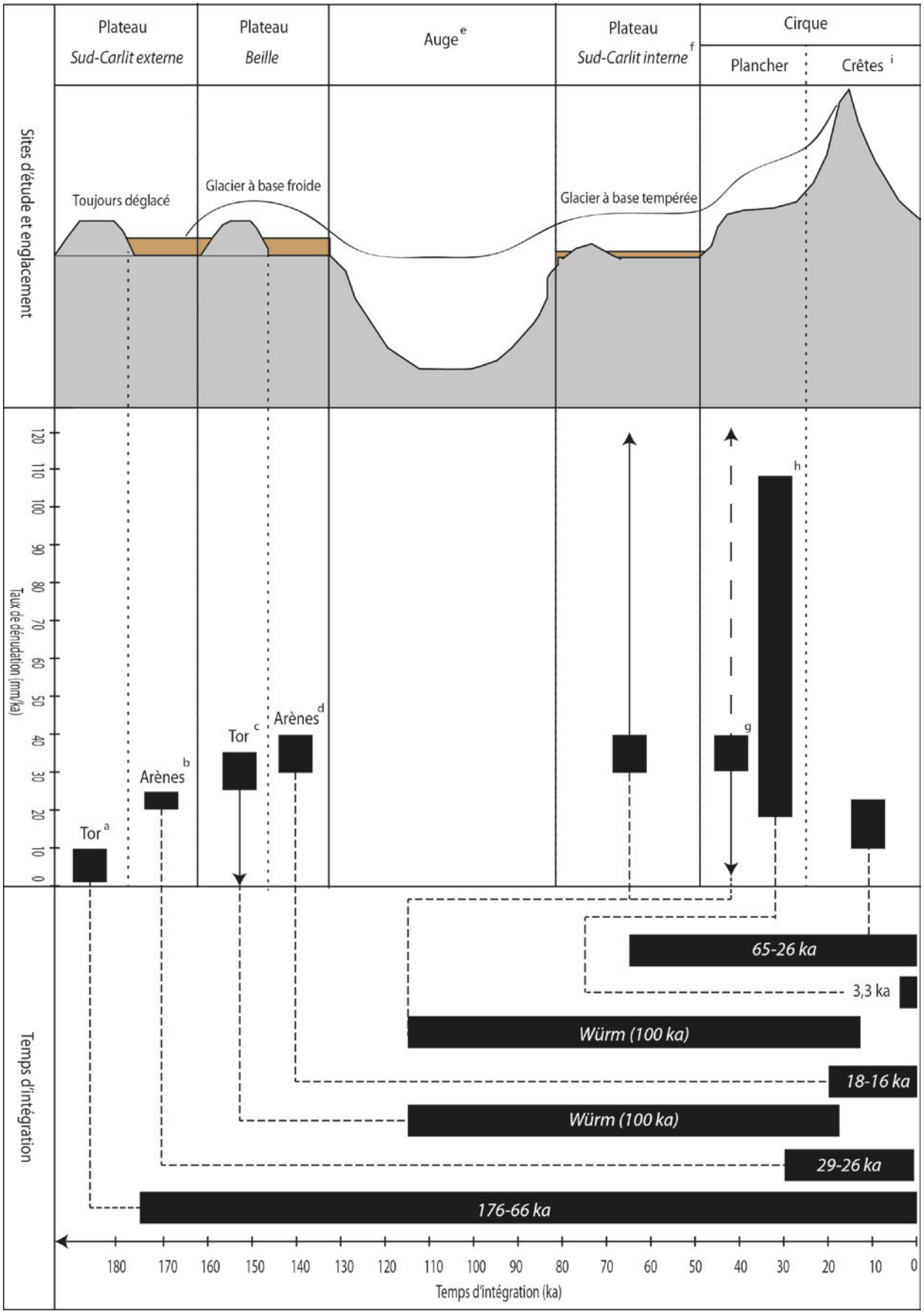

Figure 4.12. Représentation schématique des différents taux de dénudation mesurés dans l'aire d'étude.

La représentation de la topographie est symbolique et la séparation des plateaux internes et externes du sud-Carlit de part et d'autre de l'auge tient à un souci d'illustration de l'englacement. Les valeurs de dénudation sont reliées à leur temps d'intégration par des lignes en tirets. a) les valeurs de dénudation proviennent des tors de La Padrilla (CA 12-03) et Cantallops (CA 12-01). b) Les valeurs mesurées proviennent des arènes situées au pied des tors de Cantallops (CA 12-02) et La Padrilla (CA 12-04). c) L'âge apparent du tor de Prat de Moll (BE 10-02) suggère une dénudation nulle durant le Würm alors que le tor de Beille d'en Haut (BE10-04) est caractérisé par une dénudation > 3 m/100 ka. Le chevauchement des valeurs de BE 10-04 avec celles de la déglaciation du plateau indique une dénudation certainement proche de 30-40 mm/ka. d) Les valeurs de dénudation proviennent des arènes du plateau de Beille (BE 12-01 et BE 12-01b) ; en l'absence de données et étant donné la présence d'un glacier à base froide au Würm, la dénudation des altérites en contexte englacé est considérée comme nulle. e) la dénudation des fonds de vallée au Würm est certainement supérieure à la dénudation maximale des planchers de cirque (> 30 mm/ka) puisque la LEG – où survient généralement le maximum de dénudation (Boulton, 1996 ; Hallet et al., 1996 ; Anderson et al., 2006) – s'y trouvait durant le Würm. f) la dénudation sur les plateaux internes du sud-Carlit n'est renseignée qu'à partir des prélèvements sur racines de tors (CA 12-05 et CA 12-07) ; aucune quantification n'est réalisée sur les arènes. g) il s'agit des valeurs de dénudation pour la durée du Würm mesurées sur plancher de cirques (Crest et al., 2017) : l'essentiel des valeurs montre une dénudation de ~30-40 mm/ka (carré noir) ou bien inférieure à 30 mm/ka (flèche pleine). Les dénudations > 30 mm/ka - dont la valeur exacte n'est pas quantifiable - sont représentées par la flèche en pointillés. h) il s'agit des valeurs de dénudation sur plancher pour la durée du Néoglaciaire (3,3 ka) (Crest et al., 2017) : l'intervalle de valeur est très large et toutes les valeurs sont précisément quantifiées. i) il s'agit des valeurs de dénudation obtenus par steady-state sur les sommets des crêtes de cirque (Crest et al., 2017).

La dénudation des crêtes supraglaciaires fait en revanche pâle figure (10-25 mm/ka) par rapport aux taux relevés sur les surfaces sous-glaciaires et même par rapport aux arènes en contexte déglacé. Seuls les tors dans ce même contexte s'abaissent plus lentement. Tout cela met en évidence la relative préservation des substrats rocheux à nu en contexte périglaciaire par rapport aux substrats rocheux végétalisés (Portenga and Bierman, 2011).

7.4.2. Evolution du relief à l'échelle du cycle würmien

Ces taux de dénudation sont cependant valides sur une durée donnée, et si leur valeur témoigne de l'efficacité des différents processus actifs, l'impact de ces derniers sur le relief pyrénéen à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire n'est pas forcément proportionnel à leur vitesse d'action. L'action des glaciers reste malgré tout la plus déterminante puisque les forts taux de dénudation sont effectifs durant la Würm (100 ka) mais également sur des surfaces plus restreintes (cirques) durant le LGIT et l'Holocène. Ainsi, la tranche de roche érodée dans les cirques devrait varier entre 10 cm et plus de 3 m à l'échelle du cycle würmien, et être >> 3 m dans les fonds de vallée, puisque la LEG – où survient généralement le maximum de dénudation (Boulton, 1996 ; Hallet et al., 1996 ; Anderson et al., 2006) – s'y trouvait durant le Würm.

Dans l'ensemble, l'abaissement de ces surfaces est en tout cas supérieur à celui des plateaux déglacés (zone externe du sud-Carlit) qui, dans la mesure où la dénudation mesurée sur 26-29 ka devait être étendue à l'ensemble du cycle (110 ka) aboutirait à un abaissement de 2,20-2,75 m. L'abaissement des plateaux englacés et caractérisés par de la glace « froide » (Beille) est encore plus réduit (0,54-0,72 m pour une période déglacée de 18 ka, le double si l'on considère qu'une période de transition avec un plateau de Beille libre de glace a existé au début du Würm) si l'on se base sur la dénudation des arénites, laquelle n'est censée n'intervenir que lorsque ces surfaces sont exposées. La situation des plateaux sous des glaciers à base tempérée (zone interne du sud-Carlit) est plus complexe et dépend du décapement des arènes par ces mêmes glaciers. En effet, si la dénudation active des tors est avérée, il n'en est pas de même pour ces arènes meubles. L'abrasion supposant un déplacement de till par le glacier, l'hypothèse d'un remaniement des arènes par le glacier est de l'ordre du possible. L'abaissement de la surface peut alors y être potentiellement du même ordre que dans les cirques lors du Würm (> 3 m) ; cependant rien de précis ne peut être établi.

La vitesse de dénudation des crêtes prenant en compte une période où leur base est sapée par les glaciers (Würm, LGIT) et une période où elle ne l'est pas (Holocène ; sauf AMC33, en amont de la Maladeta), il est difficile d'étendre cette valeur à l'ensemble du cycle würmien. La valeur hypothétique qui en résulterait (1,1-2,75 m) traduirait non seulement un abaissement moins rapide que dans les cirques et fonds de vallée (Crest et al., 2017) mais également inférieur ou équivalent à celui des plateaux déglacés. Ce dernier point démontre que le nivellement des sommets de l'orogène par les glaciers et processus périglaciaires n'est pas plus efficace que celui induit par des processus de météorisation et d'ablation « aérienne » sur substrat végétalisé et aplani. Cette faiblesse de l'abaissement des crêtes supraglaciaires s'expliquerait par une érosion régressive des glaciers würmien très faible dans les zones de cirque (base thermique froide aux altitudes culminantes) et des températures trop froides pour générer une gélifraction conséquente (Fig. 1.35 ; Burbank, 2002).

8. Conclusion partielle IV

Les analyses NCT réalisées sur les différents types de surfaces situés sur divers objets géomorphologiques (cirques, plateaux) ont montré leur efficacité et leur pertinence dans la mesure de la dénudation. Les résultats produits et étudiés dans les deux parties de ce chapitre permettent en outre de dessiner un schéma assez clair de l'évolution du relief de la moitié orientale des Pyrénées à l'échelle d'un cycle glaciaire–interglaciaire.

D'une manière générale, l'amplitude du relief semble augmenter sous l'influence des périodes glaciaires conformément à ce qui a déjà été observé dans d'autres orogènes (Montgomery, 2002 ; Brocklehurst et al., 2008 ; van der Beek et Bourbon, 2008 ; Valla et al., 2011). Ceci se produit notamment sous l'impact des glaciers qui incisent durant ~100 ka les fonds de vallée (Delmas et al., 2008 ; Delmas et al., 2011 ; Delmas et al., 2012) plus rapidement que les zones de plateaux ne s'abaissent, et qui approfondissent les planchers de cirques plus rapidement que les crêtes supraglaciaires ne sont abaissées (Crest et al., 2017). La relative préservation des plateaux et crêtes résulte de la probable présence de glaciers à base froide qui inhibent les processus d'érosion (Fabel et al., 2002 ; Herman et Braun, 2008 ; Kleman, 2008 ; Yanites and Ehlers, 2012). L'évolution du relief des cirques connaît par ailleurs un fonctionnement biphasé, avec une concentration de la dénudation en amont lors des épisodes de glaciation restreinte cohérent avec les modèles proposés (Cook et Swift, 2012 ; Barr et Spagnolo, 2015) mais dont l'impact sur le nivellement des crêtes reste difficile à quantifier. La vitesse de surrection et l'amplitude du relief de l'orogène faisant des glaciers de vallée le moteur de l'évolution du relief (Fig. 1-35), il est par conséquent probable que la faiblesse de l'érosion glaciaire – en particulier dans les zones culminantes – n'ait pas permis au relief d'atteindre un état d'équilibre dynamique (Yanites et Ehlers, 2012). Les Pyrénées seraient ainsi actuellement dans une phase transitoire d'exagération du relief préglaciaire (cf. chapitre 1 – 2.3.3).

Dans ce schéma global, plusieurs points méritent d'être investigués plus en détail, en multipliant les mesures, qui sont restées nécessairement limitées dans le cadre de cette thèse, étant donné l'espace à couvrir. C'est notamment le cas de la dénudation produite par les glaciers de cirques persistant durant les périodes interglaciaires sur le plancher mais également au niveau des murailles. Cette possibilité va pouvoir être explorée en étudiant la réponse érosive des cirques et des bassins versants d'altitude durant l'Holocène. L'action des glaciers et des phénomènes périglaciaires durant l'interglaciaire holocène sera d'abord étudiée grâce à une quantification des volumes sédimentaires glaciogéniques du PAG dans le massif de la Maladeta (chapitre 5). Ces apports pourront ensuite être affinés à la lumière de comparaisons, dans l'ensemble de l'aire d'étude, entre la dénudation postglaciaire enregistrée par les bassins versants englacés d'une part, et les bassins versants non englacés de l'autre (chapitre 6). Ces derniers permettront d'aborder l'autre point manquant dans le schéma élaboré, à savoir la dénudation des bassins versants par les dynamiques fluviales et processus de météorisation durant l'Holocène.

Chapitre 5

Focus sur l'érosion glaciaire holocène : approche par quantification topométrique des volumes sédimentaires sous SIG dans les cirques du massif de la Maladeta

1. Introduction V 246

2. Contexte géographique : les cirques du massif de la Maladeta 247

2.1. Les cirques quaternaires 248

2.2. Description des bassins glaciaires du PAG 250

3. Méthode : de la quantification des volumes sédimentaires au calcul des taux d'érosion glaciaire et périglaciaire à l'Holocène 256

3.1. Caractéristiques des dépôts mesurés 258

3.2. Caractérisation des surfaces réelles de production 262

4. Résultats 264

4.1. Les surfaces de production 264

4.2. Volumes de till, tranches érodées et taux d'érosion glaciaire 272

5. Discussion 277

5.1. Fiabilité et limite des mesures 277

5.2. Une érosion dans les « normes » mondiales 282

5.3. Comparaison avec les données de dénudation ^{10}Be sur planchers 283

5.4. Conséquences pour la surrection pyrénéenne 285

5.5. Variabilité de l'érosion au sein du massif de la Maladeta 286

6. Conclusion partielle V 291

1. Introduction V

La focalisation sur les zones de cirque entamée dans le chapitre précédent se poursuit dans celui-ci, avec pour objectif de compléter la reconstruction des taux de dénudation glaciaire à différentes échelles de temps. Cependant, le champ d'investigation se réduit dans le temps et dans l'espace puisque l'étude porte sur un seul massif (Maladeta) et sur une période relativement restreinte (Holocène). L'intervalle de temps mesuré est particulièrement pertinent puisqu'il permet d'aborder la question cruciale de la dénudation des glaciers de cirques en période interglaciaire. Les mesures réalisées dans le chapitre précédent ont effectivement suggéré une dénudation glaciaire plus rapide durant les phases de glaciation restreinte. La restriction du champ d'investigation au seul massif de la Maladeta est justifié par plusieurs opportunités qui distinguent ce massif des autres : i) l'opportunité d'une excellente préservation des dépôts glacigéniques holocènes (moraines et cônes proglaciaires du PAG) présents dans ce massif (le plus élevé de la chaîne) et dont on peut présumer, en raison des sites, qu'ils ont été piégés et conservés dans leur intégralité ou presque, à l'exception des fines évacuées en suspension ; ii) l'existence d'un MNT avec 5 m de résolution au sol (LiDAR PNOA® 5 m), sans équivalent disponible en France pour les régions de montagne ; iii) la disponibilité d'ortho-images de haute-précision permettant d'effectuer certaines vérifications visuelles sur des objets qui n'ont pas pu être observés sur le terrain (orthofotos 25 cm PNOA®) ; iv) et l'existence d'une carte géomorphologique du massif de la Maladeta (Copons, 1994), qui offre une trame préalable d'interprétation, susceptible d'être enrichie ou révisée par nos observations à haute résolution. En conséquence, les opportunités méthodologiques se diversifient grâce à ces outils. La méthode diffère, de ce fait, sensiblement puisque il ne s'agit plus ici d'utiliser les NCT mais de mesurer la quantité de sédiments contenus dans les dépôts glacigéniques sous SIG. La méthode profite également des datations par NCT présentés dans le chapitre 4, et des discussions associées suggérant que l'avancée des glaciers au PAG a été la plus importante de l'Holocène. Les volumes sédimentaires du PAG utilisés dans ce chapitre sont fort probablement issus de l'érosion glaciaire – qui a principalement agi durant le Néoglaciaire (3,3 ka) - mais aussi de l'érosion non-glaciaire (gélifraction, météorisation, biocorrosion…) de l'ensemble de l'Holocène.

L'étude porte ainsi sur un total de huit cirques répartis sur le versant nord (Aneto, Barrancs, Maladeta, Salenques et Tempestades) et sur le versant sud (Corones, Creguenya et Lloses) du massif de la Maladeta. Ces cirques – parmi la douzaine que compte le massif – ont été sélectionnés parce que ce sont les seuls à présenter des dépôts glaciaires holocènes bien individualisés, et donc mesurables par la méthode volumique. Les autres cirques (Alba, Aragüells, Isards, Russell) ne présentent que des glaciers rocheux ou des dépôts morainiques trop peu volumineux ou trop mal individualisés pour être mesurables à partir du MNT.

2. Contexte géographique : les cirques du massif de la Maladeta

On trouvera au chapitre 2 une présentation du secteur de Haute-Esera et une description succincte des cirques des Pyrénées. L'étude sur les cirques du massif de la Maladeta nécessite cependant des précisions concernant ces formes, leur organisation spatiale et leurs caractéristiques individuelles.

Le massif de la Maladeta constitue un système de crêtes de recoupement dans lequel les cirques occupent la quasi-totalité de l'espace. Un dense et complexe réseau de cirques emboîtés résulte de l'action des glaciers durant les périodes de glaciation mais également durant les phases froides des périodes de déglaciation et les périodes interglaciaires (Rudberg, 1992 ; Kleman et Stroeven, 1997 ; Gordon, 2001 ; Crest et al., 2017). Cet emboîtement est observable en plan avec des cirques élémentaires (*sensu* Benn et Evans, 2010 ; Delmas et al., 2015) ; et des cirques complexes (Benn et Evans, 2010), ou cirques de second ordre (Benn et Evans, 2010 ; Delmas et al., 2015), lesquelles sont plus larges et englobent un ou plusieurs cirques élémentaires. Un étagement est également perceptible entre ces cirques élémentaires et ceux de second ordre. Les cirques du massif peuvent également être divisés en deux catégories « génétiques » : les cirques « quaternaires » d'emprise large et formés lors des englacements extensifs typiques des périodes glaciaires du Quaternaire, et les cirques du PAG correspondant grosso modo à l'emprise du bassin d'alimentation glaciaire durant la dernière péjoration climatique. Dans ce massif, les glaciers de cirques du PAG ont (i) soit occupé la totalité d'un cirque élémentaire comme celui de la Maladeta et tous ceux du versant NE (cirque façonné par l'ensemble des glaciations quaternaires), (ii) soit seulement une portion de ces cirques élémentaires, comme la totalité des glaciers du versant sud, par exemple Coronas ou Creguenya.

2.1. Les cirques quaternaires

Les cirques d'emprise large, dans lesquels sont situés les cirques du PAG étudiés, sont au nombre de six (Aneto-Barrancs, Corones, Creguenya, Lloses, Maladeta, Salenques). Ils comportent tous des exutoires très larges (plusieurs centaines de mètres) et très peu surcreusés. Ils coïncident avec des failles traversant ou délimitant le batholite granitique du massif de la Maladeta et coupant perpendiculairement l'axe des cirques (Fig. 5.1). La quasi-totalité des cirques du massif de la Maladeta – clairement des cirques « en van » (présentant une forme évasée, peu de surcreusement et des murailles peu élevées) (cf. chapitres 1 et 2) – sont ouverts sur les limites du batholite et donnent directement sur les vallées adjacentes (les parois sont à moins de 3 km des limites lithologiques du batholithe et à moins de 4 km du fond de vallée). Le cirque de Creguenya est le seul à être fortement surcreusé et à se trouver en position centrale dans le batholite, de telle sorte qu'il se trouve isolé de la vallée de l'Esera (les parois se trouvent à plus de 5 km du fond de vallée et des limites du batholite).

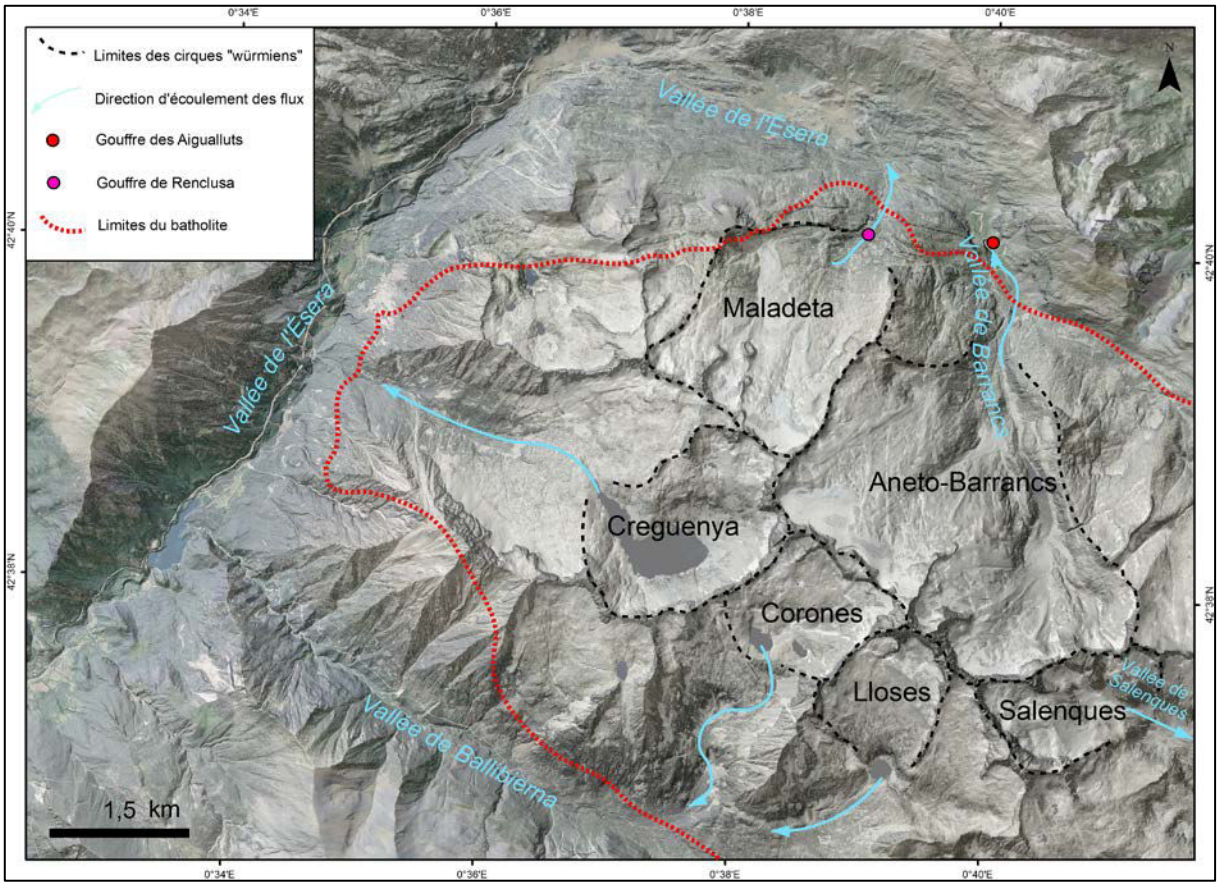

Figure 5.1. Illustration des cirques d'étendue large au sein desquels sont localisés les glaciers holocènes étudiés. Le gouffre des Aigualluts interrompt le cours du Barrancs et empêche la connexion avec l'Ésera. Le gouffre de Renclusa piège les sédiments d'origine glaciaire transportés par le cours de la Maladeta mais laisse très certainement passer la fraction la plus fine. Sources : LiDAR PNOA® 5 m, orthofoto 25 cm PNOA®. Projection : ETRS 1989 – UTM Zone 31N.

Ces cirques du massif (tout comme les cirques élémentaires) ne répondent que modérément à la définition d'Evans et Cox (1974), qui décrivent, voire prescrivent, les cirques comme étant des bassins ouverts sur l'aval et limités à l'amont par d'abruptes parois (> 31-36°), le tracé desquelles est arqué autour d'un plancher en pente douce (pente < 20°), et qui sont parfois surcreusés (permettant ainsi l'installation d'un lac lors du retrait du glacier) (cf. chapitre 1). En effet, la quasi-totalité des cirques de la Maladeta sont des cirques « en van » : ils présentent une forme évasée, peu surcreusée, des parois peu élevées (< 150 m), et le plancher est caractérisé par une pente nettement supérieure à 20° (comprise entre 25° et 40°). Les surcreusements sont très inégalement représentés, et la présence de lacs est observable seulement l'exutoire des cirques. Le surcreusement reste discret et décalé vers l'exutoire à Lloses et Corones et semble poindre sous les actuels glaciers de Maladeta et du lobe occidental d'Aneto. La plupart des cirques d'emprise large du massif appartiennent majoritairement au niveau 2 (« *well-defined cirques, where the headwall and floor are clearly developed, and the headwall curves around the floor* »), voire au niveau 3 (« *definite cirques, where there is no debate over cirques status, but one characteristic may be weak* ») du système de classification (échelle allant de 1 à 5) mis au point par Evans et Cox (1995) (cf. chapitre 1). Le cirque de Creguenya est le seul du massif à appartenir à la catégorie 1 (cirques classiques bien dessinés) ; son lac est très profond et le surcreusement y est évident.

La façade nord du massif de la Maladeta est principalement composée de deux cirques d'emprise large dont l'exutoire direct est l'Esera : Aneto-Barrancs et Maladeta (Fig. 5.1). Le premier abrite les cirques élémentaires et glaciers holocènes d'Aneto, Barrancs, Barrancs oriental (non étudié) et Tempestades, lesquels sont drainés par le torrent de Barrancs à l'Holocène. La façade méridionale du massif de la Maladeta ne comporte qu'un seul cirque quaternaire (Creguenya) dont l'exutoire direct est l'Ésera ; les cirques quaternaires de Corones, Lloses et Alto de Vallibierna alimentent le cours du Vallibierna (affluent de l'Esera), tandis que le cirque de Salenques orienté en direction du NE – drainé par le torrent de Salenques – appartient au bassin versant de la Noguera Ribagorçana.

2.2. Description des bassins glaciaires du PAG

Les bassins glaciaires du PAG constituent les espaces ayant abrité des glaciers durant l'Holocène et en particulier durant la dernière période de péjoration climatique (PAG). L'aval de ces bassins est délimité par les moraines du PAG tandis que les murailles en marquent l'amont. Certains de ces bassins glaciaires du PAG correspondent à des cirques élémentaires : c'est notamment le cas des cirques de Maladeta, Aneto, Barrancs et Tempestades et Salenques. C'est dans ces cirques de la façade nord du massif que subsistent encore aujourd'hui des glaciers, dans un état résiduel. Les autres bassins du PAG étudiés (Creguenya, Lloses, Corones) ne correspondent pas à des cirques élémentaires mais occupent plutôt une partie très réduite des cirques quaternaires. La présentation des bassins du PAG s'attarde sur le système de drainage dont ils dépendent, et qui constitue un point essentiel dans la quantification des volumes sédimentaires produits par les glaciers holocènes. En effet, les lacs, gouffres, tourbières ou tout autre type d'entrave au transit des sédiments méritent d'être mentionnés afin de déterminer quelle part de la production sédimentaire est évacuée et donc non mesurable. Ce point concernant la représentativité des volumes quantifiables sera débattu durant la discussion à la lumière des éléments dispensés dans ce paragraphe.

2.2.1. Aneto

Le cirque élémentaire de l'Aneto est très large (~1750 m), exposé au NE, et sa forme très évasée complique la détermination de ses limites aval (Fig. 5.2). Les dépôts morainiques résultant de l'action glaciaire et périglaciaire holocène semblent se répartir en deux langues principales se terminant chacune par un cône proglaciaire. Si les deux langues paraissent présenter des dimensions similaires, le cône proglaciaire oriental est notablement plus vaste que son équivalent occidental. Le cône oriental s'insère en effet dans un sillon apparemment surcreusé entre deux barres rocheuses qui favorise l'accumulation d'une grande quantité de sédiments qui se stocke durablement. En revanche, le cône qui a partiellement remblayé le petit lac de Salterillo pouvait évacuer eaux de fonte et sédiments directement vers l'aval dans le torrent qui gagne la basse vallée (connexion des chenaux en tresses avec le torrent aval). Le piège final est par conséquent le lac-tourbière des Aigualluts et son cône deltaïque, juste en amont de la perte du gouffre des Aigualluts (trou du Taureau). En outre, le replat perché du Salterillo ne permettait pas de stocker un cône important, à la différence du site du cône oriental. Ainsi, l'exutoire du cirque d'Aneto est double : les flux hydriques et sédimentaires transitent à l'ouest par le lac de Salterillo, ou bien rejoignent à l'est le torrent de Barrancs, avant d'atteindre les tourbières d'Aigualluts, 1,3 km en aval. La moraine droite du lobe occidental semble par ailleurs drainée par de petits chenaux qui atteignent le fond de vallée.

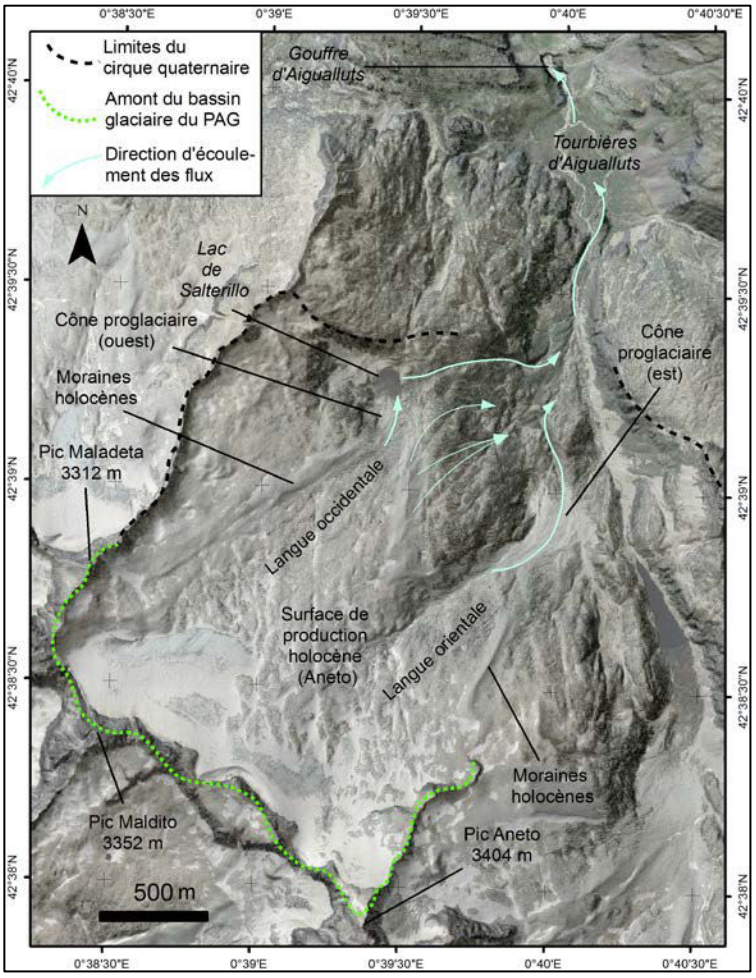

Figure 5.2. Cirque d'étendue large d'Aneto-Barrancs et bassin glaciaire du PAG d'Aneto. Sources : LiDAR PNOA® 5 m, orthofoto 25 cm PNOA®. Projection : ETRS 1989 – UTM Zone 31N.

2.2.2. Barrancs et Tempestades

Les cirques élémentaires de Barrancs et Tempestades (Fig. 5.3) présentent la même orientation que le cirque d'Aneto mais sont notablement plus étroits (respectivement 700 m et 1000 m) et plus refermés à l'aval, et apparemment plus profonds. Leurs exutoires se rejoignent, de telle sorte que leurs moraines latérales sont accolées l'une à l'autre. Formant ainsi une moraine médiane, ces moraines latérales restent malgré tout individualisables sur le terrain comme sur le MNT. Le cône proglaciaire, formé à l'aval des cordons morainiques et se terminant dans le lac de Barrancs, ne permet cependant que très difficilement de déterminer dans quelle proportion le remplissage provient d'un cirque plutôt que de l'autre. Ce lac constitue, par ailleurs, un piège sédimentaire dans lequel débouchent les torrents issus des deux cirques : le cubage total des sédiments produits – sans pertes vers l'aval – est donc ici possible.

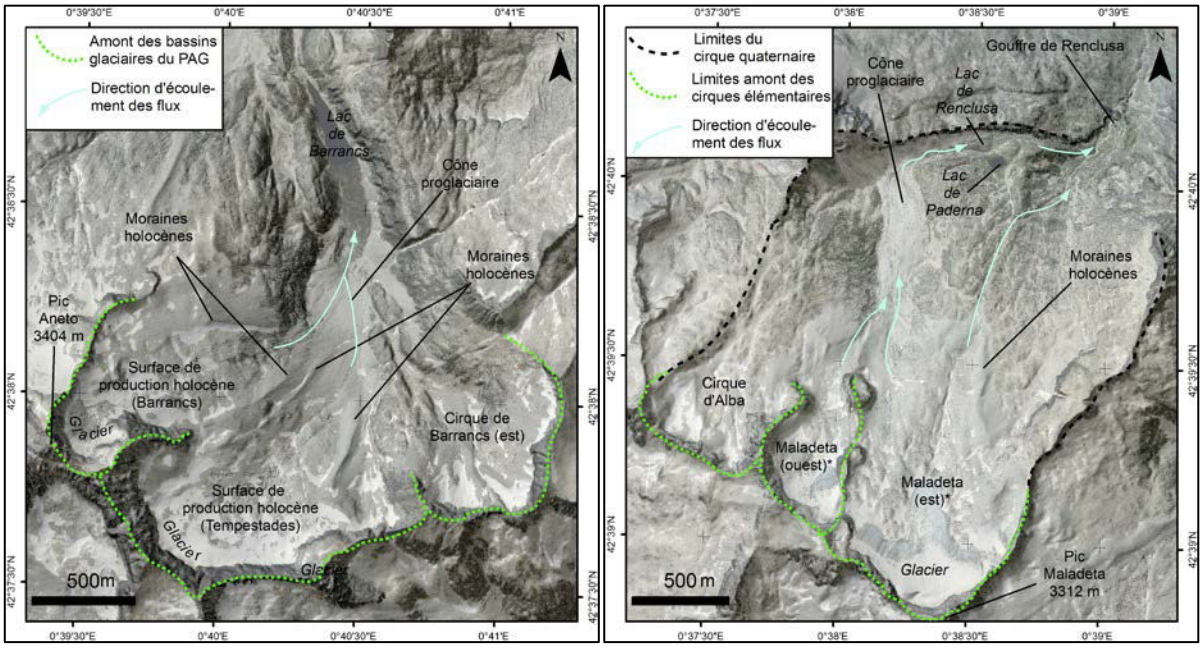

Figure 5.3. Cirques de Barrancs, Tempestades et Maladeta. Les bassins glaciaires du PAG de Barrancs et Tempestades sont des cirques élémentaires, clairement séparés par des murailles latérales. Le cirque d'étendue large de Maladeta est subdivisé en trois cirques élémentaires dont les deux plus à l'est sont des bassins glaciaires du PAG. Sources : LiDAR PNOA® 5 m, orthofoto 25 cm PNOA®. Projection : ETRS 1989 – UTM Zone 31N. Sur la figure de droite (Maladeta), les cirques élémentaires de la Maladeta (*) constituent la surface de production holocène étudiée.

2.2.3. Maladeta

Le cirque complexe de la Maladeta se subdivise, dans sa partie amont, en trois cirques élémentaires : Alba à l'ouest, et Maladeta occidentale et orientale (ce dernier étant de loin le plus vaste des trois) à l'est (Fig. 5.3). Seuls les deux cirques de la Maladeta possèdent des formations sédimentaires suffisamment volumineuses pour être étudiées et seront regroupés sous le nom de Cirques de Maladeta dans ce qui suit. Ainsi, ce cirque élémentaire orienté vers le nord possède une forme très évasée, dont l'aval est difficile à délimiter. Aucun verrou ou ressaut topographique notable ne vient matérialiser cette limite. Le flux de glace semble s'être divisé en trois langues principales. Seule la langue de glace centrale a engendré un cône proglaciaire de près de 700 m de long, bloqué par une moraine frontale du Dryas Récent qui a permis la conservation de la totalité du volume sédimentaire produit. Tandis que la partie orientale du cirque est drainée par le torrent de la Maladeta en direction du gouffre de la Renclusa, la partie occidentale est drainée par le torrent de Diente en direction du lac de Renclusa quasi intégralement comblé par une tourbière, (lequel s'écoule également vers gouffre de la Renclusa). Le petit lac de Paderna, non comblé et à l'écart des écoulements proglaciaires principaux, n'a reçu par intermittence qu'une diffluence du torrent de la Maladeta. Dans ce secteur, le piège sédimentaire est donc imparfait et les matières en suspension (MES) ont pu être évacuées en partie ou en totalité.

2.2.4. Creguenya

Le cirque complexe de Creguenya (Fig. 5.4) présente une forme arquée en plan ainsi qu'un plancher surcreusé abritant actuellement le lac de Creguenya, avec la présence d'un verrou très marqué à l'exutoire. Cela en fait le cirque qui s'écarte le plus du schéma du cirque « en van » pyrénéen. C'est sur les versants septentrionaux de ce cirque que s'est développé au PAG le glacier principal de Creguenya (le petit glacier indépendant, qui occupe avec ses moraines la base de la paroi est du cirque est laissé de côté). L'organisme glaciaire étudié occupe un secteur de cirque qui présente une forme très évasée, mais dont l'aval reste aisément définissable en raison de la rupture de pente. Les dépôts morainiques ne semblent pas dépasser les limites du replat. Ce glacier possède deux exutoires menant au lac de Creguenya : l'un dans le sud du cirque menant directement au lac, et l'autre à l'ouest transitant par le petit lac de Cordier. Le rivage du lac, formé par la roche en place, ne présente aucun atterrissement sédimentaire au droit de ces écoulements, mais un delta sous-lacustre étroit est visible sur la photo aérienne (Fig. 5.4). Faute de moyens d'investigation, on n'a pu prendre en compte les apports piégés dans le lac, mais les remarques faites ci-dessus suggèrent qu'ils ont été relativement limités. Que le lac Cordier, exigu et très peu profond, n'ait pas été du tout comblé suggère des apports en suspension limités dans ce bassin glaciaire dominé par les plus hautes parois du massif.

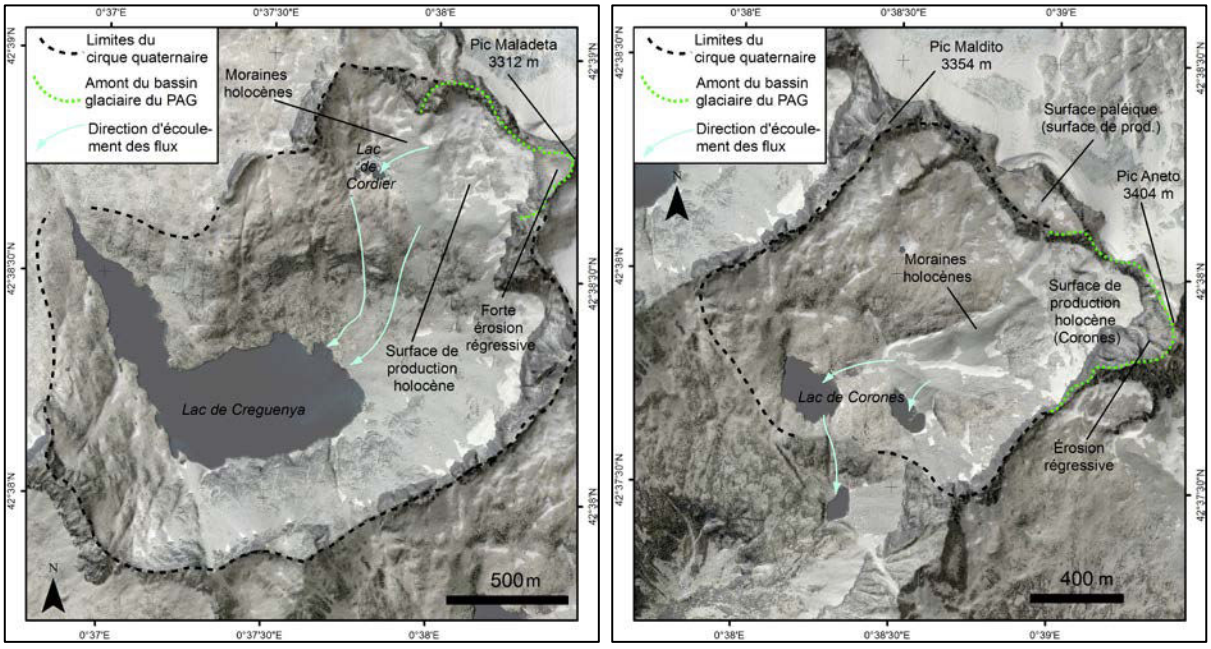

Figure 5.4. Cirques d'étendue large et bassins glaciaires du PAG de Creguenya et Corones. Sources : LiDAR PNOA® 5 m, orthofoto 25 cm PNOA®. Projection : ETRS 1989 – UTM Zone 31N.

2.2.5. Corones

Le cirque de Corones est voisin de celui de Creguenya, mais son orientation en direction du sud le connecte directement à la vallée de Vallibierna (Fig. 5.4). Le glacier de Corones occupe le secteur NE du cirque. Le bassin d'alimentation glaciaire du PAG semble avoir les mêmes proportions que celui de Creguenya, en revanche l'englacement holocène paraît avoir dépassé les limites de la zone d'alimentation et dessine une langue de glace longue de ~600 m. Avant d'atteindre le fond de vallée, les flux hydriques et sédimentaires issus de ce cirque transitent par les trois petits lacs de Corones (150 à 200 m de diamètre chacun) qui composent la partie terminale du plancher du cirque complexe. L'absence de comblement de ces petits lacs très peu profonds (un seul cône de taille limité est visible sur la rive NW du lac inférieur) atteste de la très bonne qualité du piège sédimentaire, qui a conservé la quasi-totalité des matériaux produits pendant l'Holocène

2.2.6. Lloses

Le cirque de Lloses, accolé au SE du cirque de Corones, présente la même orientation que ce dernier (Fig. 5.5). Le glacier PAG de Lloses est retranché au pied du Pic de l'Aneto et de Tempestades et ne dessine aucune langue. Sa haute muraille orientale (~160 m), creusée dans le plancher du cirque de Russell, témoigne de l'importante différence de vitesse d'érosion entre les deux cirques. Les flux en provenance des différents cirques élémentaires et des glaciers PAG de Llosas, Russell et Agujas qu'ils abritent passent obligatoirement par les lacs de surcreusement de Lloses que l'on retrouve au débouché du cirque complexe associant ces trois unités. Ce tout petit lac (200 m de diamètre) a conservé sa forme initiale et seulement deux petits cône de déjection non proéminents marquent ses rives NW et SE. C'est donc aussi un piège sédimentaire de très bonne qualité et, comme à Corones, on peut avoir la certitude que le volume de suspensions évacué hors des accumulations morainiques frontales est resté extrêmement limité. Par analogie, on étendra cette conclusion au bassin glaciaire de Creguenya, bien que le lac y soit à l'aval un piège potentiel beaucoup plus vaste.

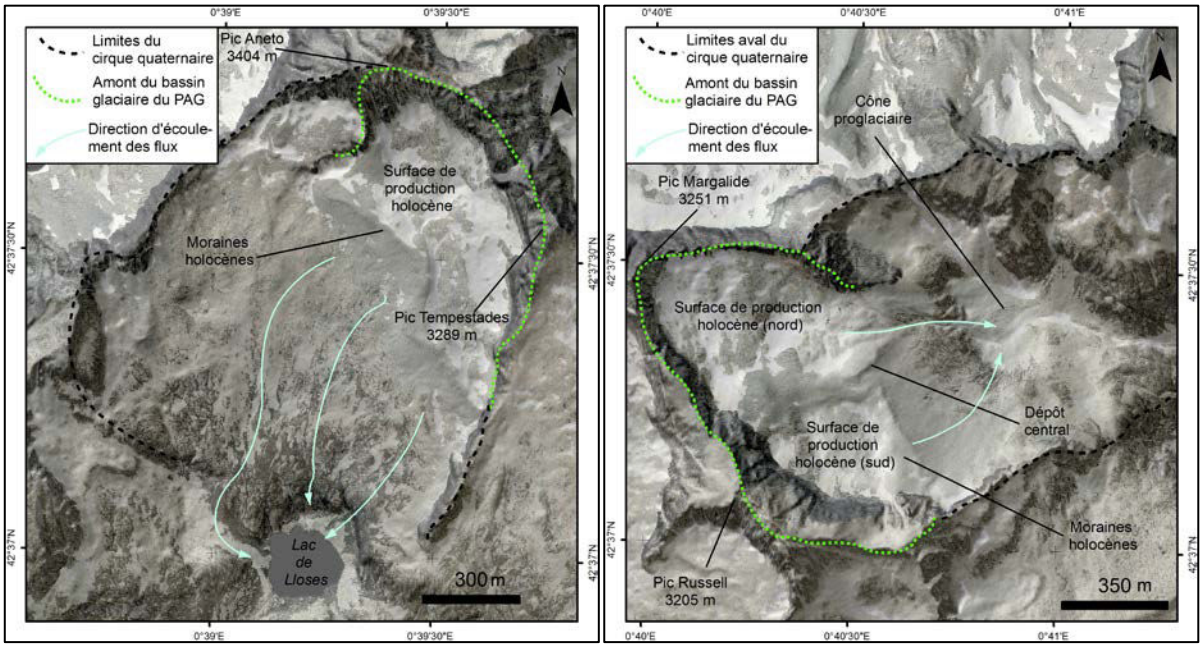

Figure 5.5. Cirques quaternaires et bassins glaciaires du PAG de Lloses et Salenques. Sources : LiDAR PNOA® 5 m, orthofoto 25 cm PNOA®. Projection : ETRS 1989 – UTM Zone 31N.

2.2.7. Salenques

Enfin, le glacier de Salenques, orienté au NE est le seul de la population étudiée à appartenir à un bassin versant différent de celui de l'Ésera (Fig. 5.5). Sa forme arquée en plan et la rupture de pente observable à l'exutoire permet une délimitation assez nette de ses limites aval. La géométrie des dépôts morainiques – et notamment un cordon longitudinal au centre du cirque – laisse supposer un fonctionnement avec deux glaciers potentiellement distincts. Ainsi, le glacier méridional se termine au niveau de la rupture de pente tandis que le glacier septentrional se poursuit plus en aval et semble avoir alimenté un cône proglaciaire en contrebas de la rupture de pente. Le cirque de Salenques est également le seul dont l'exutoire ne présente aucun piège sédimentaire potentiel tel qu'un lac, un gouffre ou une tourbière. Mais le cône proglaciaire semble se limiter au creux amont de la vallée, et aucun ruban alluvial continu ne le prolonge dans la vallée de Salenques et ne vient fossiliser les apports de versant, éboulis, mégablocs écroulés ou erratiques. Le piège à sédiments est assez bon et a conservé l'essentiel des dépôts grossiers : seules les MES ont pu migrer vers l'aval par le torrent de Salenques.

3. Méthode : de la quantification des volumes sédimentaires au calcul des taux d'érosion glaciaire et périglaciaire à l'Holocène

La méthodologie utilisée dans ce chapitre s'articule autour de la résolution de l'équation (3.14) qui permet de calculer un taux d'érosion glaciaire de chacun des cirques élémentaires étudiés dans le massif de la Maladeta (Aneto, Barrancs, Corones, Creguenya, Lloses, Maladeta, Salenques et Tempestades) (Fig. 5.6). Le calcul des taux d'érosion est basé sur la formule suivante (Otto et al., 2009) :

$$T_{ero} = SV \frac{\rho_s}{\rho_b A_d T} \quad (3.1)$$

dans laquelle on distingue le volume de sédiments SV (m^3), la masse volumique (g/cm^3) des sédiments contenus dans les dépôts glaciaires ρ_s et du substrat rocheux ρ_b, la surface réelle de la surface de production A_d (m^2), ainsi que la période T durant laquelle les sédiments se sont accumulés (années).

Dans un premier temps, la résolution de l'équation (3.14) passe par la mesure des volumes sédimentaires stockés dans les dépôts glacigéniques (SV) selon les méthodes d'interpolation programmée et analogique sous SIG (cf. chapitre 3). Ceci est complété par l'apport des autres termes tels que la densité du matériel sédimentaire et du substrat rocheux (respectivement ρ_s et ρ_b) et le temps de fonctionnement du bassin glaciaire holocène (T). Enfin, la résolution de l'équation (3.14) nécessite de déterminer la surface de production (A_d). Les surfaces de production sont également décrite et caractérisée afin d'apprécier l'origine probable des *tills* et d'envisager l'existence d'un éventuel lien de causalité entre érosion et caractéristiques morphométriques des zones de production. Les informations mesurées ou calculées dans ce chapitre sont traitées à l'aide du logiciel ESRI® ArcGIS 10.0 et extraites des supports suivants : modèle numérique de terrain haute-résolution (LiDAR PNOA® 5 m), ortho-images haute-précision (orthofotos 25 cm PNOA®), et carte géomorphologique du massif de la Maladeta produite par Copons (1994).

L'essentiel de la méthode utilisée a déjà été décrit, et nous renvoyons donc aux paragraphes concernés du chapitre 3 pour les détails du protocole. La technique d'interpolation programmée est appliquée aux cordons morainiques du PAG (désignés par *Till correspondiente a la Pequeña Edad del Hielo* dans la terminologie employée par Copons (1994)) et la méthode d'interpolation analogique est appliquée aux cônes proglaciaires rattachés topographiquement aux moraines du PAG (*Conos proglaciares* ; Copons, 1994). Il s'agit des dépôts d'origine sous-glaciaire (abrasion et quarrying) et périglaciaire (cryoclastie, éboulisation des murailles, apports provenant des surfaces supraglaciaires) les plus récents du massif. L'accumulation de sédiments dans ces deux entités géomorphologiques (moraines et cônes proglaciaires) depuis le glacier est donc synchrone.

Eu égard à cela et aux discussions relatives aux datations des moraines de Renclusa (cf. chapitre 4), il devient possible de déterminer un temps d'intégration (T = 3,3 ka), lequel est également le même que celui qui a servi à déterminer la vitesse de dénudation des surfaces polies situées au-dessus des moraines du PAG (cf. chapitre 4). Ce temps correspond à la durée du Néoglaciaire dans les orogènes d'Europe occidentale (Solomina et al., 2015). Les moraines du PAG sont effectivement représentatives de cette période, et pas seulement du plus récent évènement froid (cf. chapitre 4). En Europe occidentale, le stade glaciaire du PAG a enregistré la plus grande avancée des glaciers à l'Holocène (Matthews, 2013 ; Solomina et al., 2015), et le chapitre 4 démontre que ce fut le cas également dans le massif de la Maladeta. Cette récente avancée des glaciers a remanié tous les dépôts holocènes antérieurs, qui se retrouvent donc aujourd'hui mêlés à ceux du PAG ou empilés sous la dernière génération morainique apportée à partir du XVème siècle. Autrement dit, les moraines attribuées au PAG correspondent géomorphologiquement à une seule génération de formes, mais chacun de ces cordons morainiques contient un mélange de débris qui ont été évacués progressivement des surfaces de production des cirques tout au long de l'Holocène.

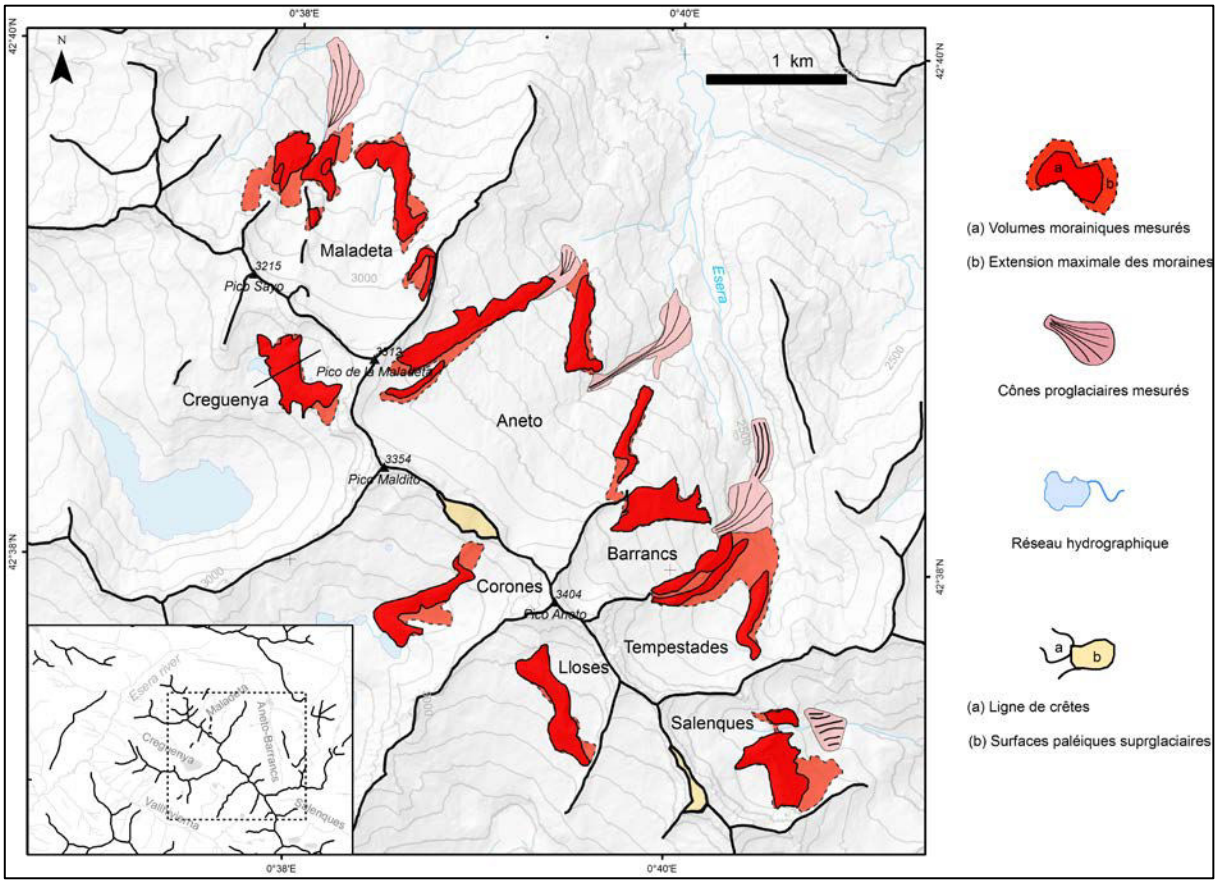

Figure 5.6. Emprises des cordons morainiques du PAG et des cônes proglaciaires associés. Sources : LiDAR PNOA® 5 m, orthofoto 25 cm PNOA®. Projection : ETRS 1989 – UTM Zone 31N. Les dépôts morainiques (a) sont suffisamment mis en relief pour être pris en compte par la méthode de mesure par interpolation intégrale (MII) (cf. chapitre 3). En revanche, les dépôts (b) correspondent à des placages de tills impossibles à mesurer par la méthode MII en raison de leur trop faible épaisseur (inférieure à la résolution du MNT soit 5 m). Par conséquent, une épaisseur forfaitaire de 5m – considérée comme maximale – est attribuée aux dépôts (b).

3.1. Caractéristiques des dépôts mesurés

3.1.1. Les cordons morainiques du PAG

Du fait de leur position en contrebas des glaciers actuels et des zones de crêtes ainsi que de leur préservation, les moraines du PAG sont aisément reconnaissables et délimitables sur les ortho-images. L'absence de végétalisation des moraines du PAG traduit leur jeune âge, tout comme la préservation de l'ensemble des classes granulométriques présentes initialement (blocs centimétriques à métriques, graviers, sables et farine glaciaire) (Fig. 5.7). Dans certains cirques, les moraines sont composées d'un cordon unique (Corones, Creguenya, Lloses) tandis que dans d'autres (Aneto, Barrancs, Maladeta, Salenques, Tempestades), plusieurs cordons de tailles et de formes inégales sont présents (Fig. 5.6). Ces cordons multiples correspondraient à différents épisodes d'expansion maximale, l'un externe attribué au XVII^{ème}-début XVIII^{ème} s., et le second au début du XIX^{ème} s. (Copons et Bordonau, 1994).

Au niveau du protocole de mesure des volumes sédimentaires par MII (cf. chapitre 3), l'emprise des cordons morainiques mesurés est légèrement plus faible que l'extension maximale des moraines du PAG (Fig. 5.6). En effet, les zones marginales des moraines tendent à être trop peu épaisses et/ou trop peu mises en relief pour être mesurables par la méthode MII. Elles sont cependant intégrées aux volumes sédimentaires mesurés en considérant leur épaisseur comme inférieure à la résolution du MNT (*i.e.* 5 m). Cette épaisseur forfaitaire doit être considérée comme maximale et aboutit certainement à une surestimation des volumes des placages de *till*.

Figure 5.7. Moraines du PAG dans le cirque de la Maladeta (vue depuis la base de la moraine ; en arrière-plan se trouvent les murailles du cirque). La photographie met en évidence le caractère hétérogène des dépôts stockés dans la moraine du PAG. Noter l'abondance de la matrice sablo-limoneuse ainsi que le caractère émoussé de nombreux blocs traduisant une l'importance de l'abrasion sous-glaciaire dans la dynamique du glacier de la Maladeta à l'Holocène, qui ne se borne pas du tout à évacuer les blocs tombés depuis les parois supraglaciaires. Cliché : Y. Crest, 2014.

3.1.2. Les cônes proglaciaires du PAG

Les cônes proglaciaires sont également faciles à délimiter en raison de leur forme typique mais également du contraste de couleur entre ces dépôts et le substrat rocheux alentour observé sur ortho-images. A la différence des moraines du PAG, ces cônes proglaciaires présentent une importante fraction de blocs métriques à pluri-métriques, tandis que la fraction plus fine semble avoir été évacuée (au moins en surface) (Fig. 5.8). Les cônes proglaciaires ne sont présents qu'à l'exutoire de cinq cirques élémentaires (Aneto, Barrancs, Maladeta, Salenques et Tempestades) (Fig. 5.6). Parmi les cinq cônes proglaciaires qui ont fait l'objet de quantifications topométriques, quatre d'entre eux présentent une topographique positive suffisamment marquée pour permettre une mesure de surface dans le sens transversal (Aneto oriental et occidental, Maladeta et Salenques) (cf. chapitre 3). Le cône proglaciaire de Barrancs–Tempestades ne présente pas cette caractéristique ; la méthode employée diffère alors légèrement et se base sur les épaisseurs moyennes de sédiments calculées pour chacun des autres cônes. La moyenne de ces valeurs est utilisée pour calculer le volume du cône proglaciaire de Barrancs–Tempestades à partir de sa superficie. Ce cône proglaciaire qui s'étend dans le lac de Barrancs sous forme de delta présente également la particularité d'être issu des apports en sédiments depuis deux cirques (Barrancs et Tempestades). Le volume de sédiments mesuré est ainsi réparti au prorata de la surface de chacun des deux cirques concernés (cf. chapitre 3).

3.1.3. Masses volumiques du matériel sédimentaire

Pour chaque cirque élémentaire, le volume sédimentaire total correspond à la somme des volumes contenus dans les moraines, et dans les cônes proglaciaires le cas échéant. La masse volumique du substrat rocheux granitique est la même que celle utilisée dans le chapitre précédent (ρ_b = 2,65 g/cm^3) ; elle constitue une valeur de référence internationalement reconnue mais soumise à de possibles variations locales en fonction de la pétrographie (valeurs possibles jusqu'à 2,80 g/cm^3).

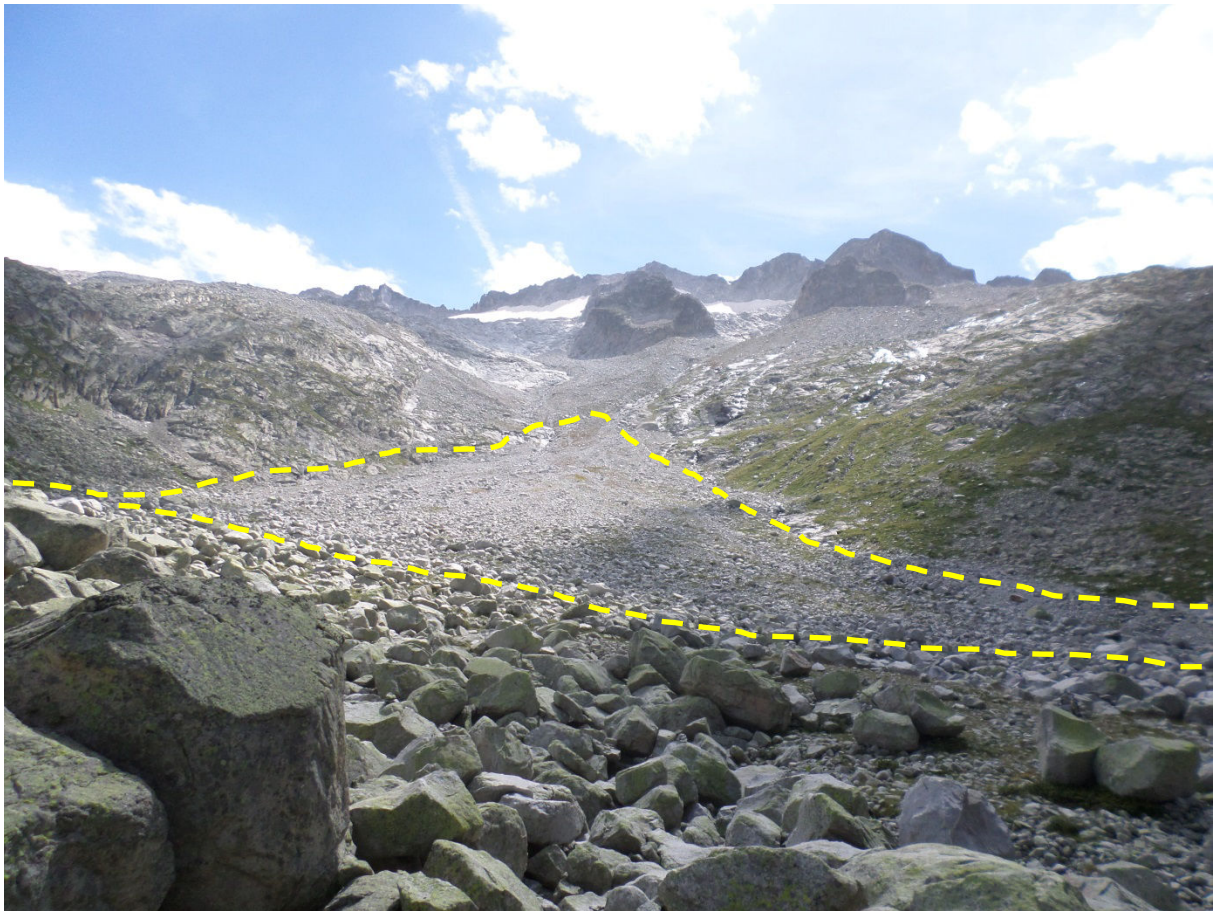

Figure 5.8. Cône proglaciaire du cirque de la Maladeta (vue depuis la base du cône). La photographie met en évidence le caractère hétérogène des dépôts stockés dans ce cône fluvio-glaciaire ainsi que le contraste de géométrie existant entre la surface du cône, d'une part, et le substrat rocheux sous-jacent tel qu'il est suggéré par le paysage d'autre part. Les limites du cône sont marquées par les tirets jaunes (au premier plan se trouve un cordon morainique daté du Dryas Récent). Cliché : Y. Crest, 2014.

Les volumes de sédiments bruts sont corrigés en utilisant une seule et même valeur de masse volumique (ρ_s = 2 g/cm^3) pour les dépôts correspondant aux cordons morainiques (Fig. 5.7) comme pour les cônes proglaciaires (Fig. 5.8). Cette valeur correspond à des sédiments d'origine glaciaire dans lesquelles prédominent des blocs rocheux enchâssés dans une matrice composée de graviers, sables et limons (Barsch, 1996). Elle est également utilisée par Otto et al. (2009) comme masse volumique moyenne des dépôts glaciaires de la vallée du Turtmanntal (Suisse). Cette valeur reste la plus probable étant donné le caractère hétérométrique des matériaux observés sur le terrain. Bien que la proportion relative des fractions les plus fines diminue dans les cônes proglaciaires, l'utilisation d'une masse volumique comparable à celle des moraines permet de compenser approximativement la part initiale de sédiments « fins » transportés et déposés plus en aval par les flux hydriques. Concrètement, cette méthode compense au moins en partie les pertes exportées vers l'aval.

3.2. Caractérisation des surfaces réelles de production

La délimitation des surfaces de production holocènes (cf. chapitre 3) s'accompagne d'une analyse des caractéristiques morphométriques de ces dernières afin de constituer un complément d'information utile pour i) déterminer si l'ensemble des surfaces de production ont connu un développement similaire à l'Holocène et ii) comparer de possibles différences ou points communs avec d'éventuelles variations de dénudation inter-cirques, et éventuellement établir un lien de causalité. Les caractéristiques des surfaces de production sont fortement inspirées des techniques utilisées pour la caractérisation morphométrique des cirques. Dans le cas présent, ces techniques doivent être légèrement adaptées de manière à quantifier les zones de production dont l'amont correspond effectivement aux limites topographiques des cirques, mais dont l'aval est circonscrit non pas par un ressaut topographique (le verrou glaciaire) mais par les crêtes des moraines (cf. chapitre 3). Ainsi, l'extension des zones de production des glaciers holocènes peut dépasser – selon les cas – les limites des cirques élémentaires, elles-mêmes matérialisées par l'avancée maximale des murailles latérales.

3.2.1. Étendue et dimensions

La superficie réelle (et non projetée) intégrant la pente est directement calculée à partir des limites tracées précédemment. La longueur maximale de la zone de production correspond à la distance horizontale entre le point le plus bas atteint par le glacier et le point le plus haut situé sur un axe suivant la ligne de plus grande pente depuis le point le plus bas. La largeur correspond la distance maximale mesurée entre les limites latérales de la zone de production selon un tracé perpendiculaire à l'axe de la longueur. Généralement, ce paramètre correspond également à la largeur du cirque élémentaire.

3.2.2. Altitudes

L'altitude minimale correspond au point le plus bas atteint par le glacier, tandis que l'altitude moyenne est calculée à partir de l'ensemble des valeurs d'altitude présentes dans la zone de production. L'altitude maximale correspond au point le plus haut mesuré dans cette surface et correspond par conséquent à un point situé au sommet des murailles du cirque. Il est important de noter que l'altitude maximale de la zone de production ne correspond à celle atteinte par le glacier : elle dépasse cette dernière puisque les zones supraglaciaires contribuent également au bilan sédimentaire estimé à l'exutoire du glacier. L'amplitude correspond à la différence entre altitude maximale et altitude minimale.

3.2.3. Pente

La pente moyenne est calculée en deux étapes : on produit d'abord un raster des valeurs de pente, puis on calcule une valeur moyenne à partir des données présentes dans la zone de production. Le calcul est légèrement biaisé par la présence de glaciers dans les emprises holocènes situées sur le versant nord du massif. Concrètement, le processus de calcul prend également en compte la pente des glaciers actuels (qui n'est pas forcément celle du substrat rocheux sous-jacent). Ceci biaise potentiellement les résultats des mesures, mais compte tenu de la très petite taille et très faible épaisseur des glaciers résiduels actuels de la Maladeta, et de leur faible emprise proportionnelle sur la zone de production (Fig. 5.3), les marges d'erreur restent très faibles.

3.2.4. Profil en long

Une analyse du profil en long des cirques est également réalisée à l'aide de la formule mise au point par Graf (1976) dans l'étude des cirques des Montagnes Rocheuses. Le protocole utilisé, à savoir notamment l'utilisation de la longueur L du cirque en guise de profil en long, a été légèrement modifié pour correspondre à l'emprise des englacements holocènes. En raison de la présence de cordons morainiques au débouché des cirques, il est difficile de déterminer où se situe réellement le point le plus bas du substrat rocheux, puisque celui-ci est possiblement recouvert par les sédiments glaciaires. Par conséquent, le point le plus bas situé en amont des cordons morainiques est systématiquement considéré comme le moins élevé du plancher holocène. Dans le cas des cirques abritant actuellement des glaciers, le profil en long ne suit pas le tracé de la longueur : tout en essayant de s'en rapprocher le plus, il évite au possible les surfaces recouvertes par la glace. Le profil en long passe alors généralement entre deux lobes (Maladeta, Aneto) ou là où le glacier est le moins long (Barrancs, Tempestades). Ainsi, le profil en long de la surface de production peut être modélisé par une fonction puissance :

$$y = ax^b \tag{5.2}$$

avec la distance horizontale depuis le point le plus bas du profil au-dessus du verrou glaciaire jusqu'au sommet des parois du cirque (x), et les constantes a et b. La constante b augmente corrélativement à l'accroissement de l'intensité de l'érosion glaciaire dans le cirque, notamment par la présence d'un mouvement de fluage rotationnel de la glace (Graf, 1976). Les valeurs élevées de la constante b indiquent une forme parabolique ainsi qu'un profil en long relativement court et surcreusé (Seif et Ebrahimi, 2014) (Fig. 5.9).

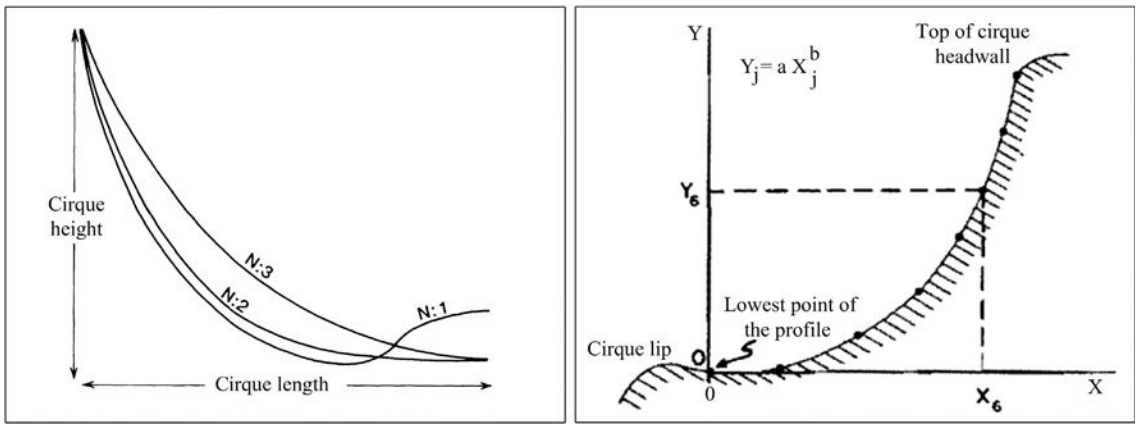

Figure 5.9. Description mathématique du profil topographique d'un cirque glaciaire. Gauche : Profils en long hypothétiques représentant différents types de cirques de mêmes dimensions, d'après Vilborg (1984). Droite : La conversion du profil en long d'un cirque en une fonction puissance, d'après Graf (1976). Source : Seif et Ebrahimi (2014).

3.2.5. Les murailles

Plusieurs paramètres relatifs aux murailles de cirques présentes dans les surfaces de production sont mesurés et calculés, c'est-à-dire la surface occupée par ces murailles et la part qu'elles occupent au sein de la surface de production, leur pente moyenne, ainsi que leur hauteur moyenne. La hauteur moyenne des murailles est calculée par la différence d'altitude moyenne entre deux segments, l'un suivant le pied des murailles et l'autre tracé le long de la ligne de crêtes. Tous ces paramètres souffrent de la présence des glaciers actuels qui empêchent de définir correctement l'emprise des murailles – notamment dans les cirques Aneto et Maladeta – et entraînent l'exclusion des zones englacées de la mesure. Pour les cirques comportant des glaciers, un paramètre additionnel est calculé en rajoutant l'épaisseur maximale estimée de la glace (50 m) à la valeur moyenne de hauteur des murailles.

4. Résultats

4.1. Les surfaces de production

Les mesures des surfaces de production des glaciers holocènes montrent une forte disparité spatiale (Fig. 5.10 ; Tableau 5.1), tout comme les paramètres morphométriques qui leur sont associés (Tableau 5.1). Il semble également que les valeurs de ces paramètres varient en fonction de la façade du massif sur laquelle sont situés les cirques élémentaires étudiés (Tableau 5.2). Les résultats sont présentés plus en détail et comparés les uns aux autres dans les différents sous-paragraphes suivants.

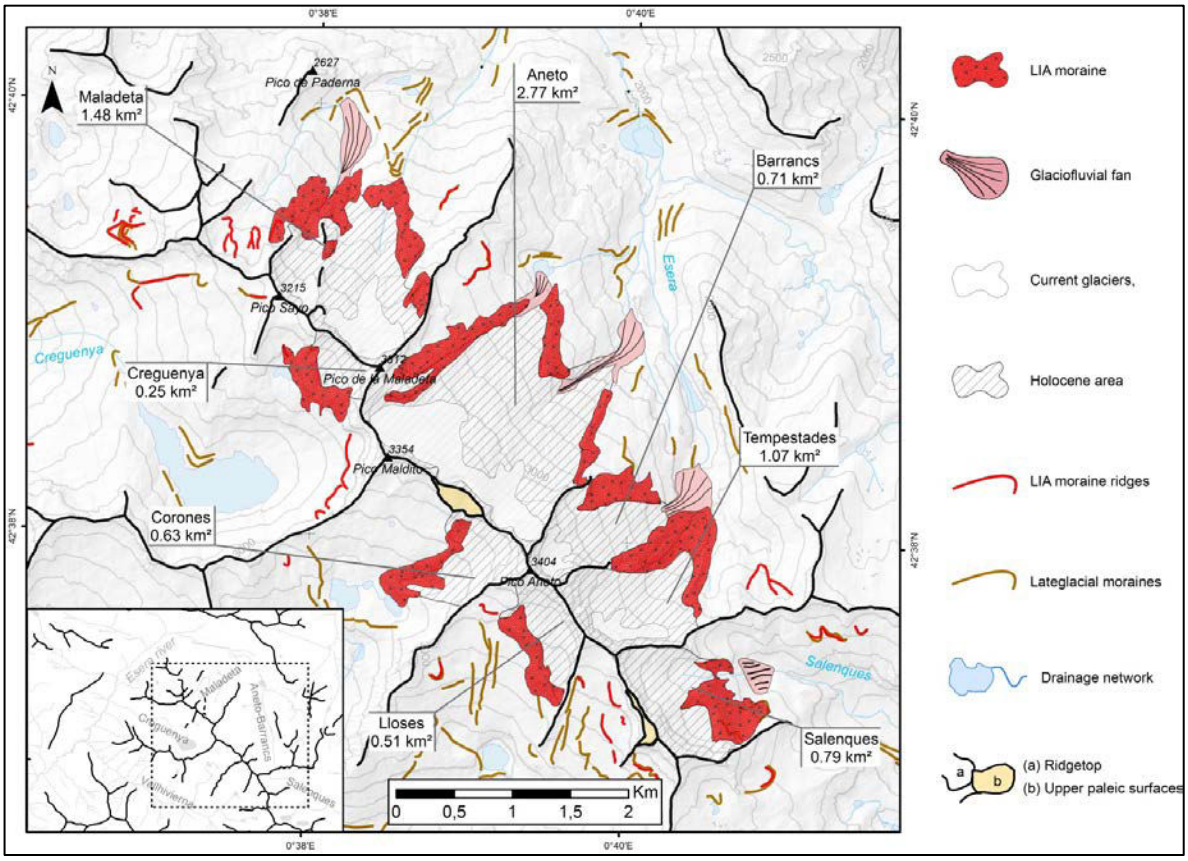

Figure 5.10. Spatialisation et chronologie des englacements holocènes, et emprise des moraines du massif de la Maladeta. Sources : LiDAR PNOA® 5 m, orthofoto 25 cm PNOA®. Projection : ETRS 1989 – UTM Zone 31N. Les surfaces de production (Holocene areas) englobent également les zones actuellement occupées par les glaciers et sont délimitées à l'amont par la ligne de crêtes.

4.1.1. Étendue et dimensions

L'étendue maximale des surfaces de production reste très modeste dans le massif de la Maladeta (< 3 km²) (Tableau 5.1). Les surfaces de production les plus étendues – et corrélativement l'englacement holocène – sont situées sur la façade nord du massif (moyenne = 1,37 km², somme = 6,83 km²) ; elles tendent à occuper en moyenne une plus grande surface qu'en façade sud (moyenne = 0,46 km², somme = 1,39 km²) (Tableau 5.2). Ainsi, 83% de la surface maximale englacée à l'Holocène se situe en façade nord du massif (ce calcul ne prends pas en compte la totalité des secteurs englacés à l'Holocène, les très petits glaciers étant plus nombreux côté sud ; mais cela ne changerait pas significativement les valeurs indiquées ici).

Les surfaces de production caractérisées par les plus grandes longueurs et largeurs sont également celles de l'Aneto (1,74 × 2,03 km), de la Maladeta (1,44 × 1,40 km), et de Tempestades (1,47 × 1,05 km) (Fig. 5.10 ; Tableau 5.1). Le contraste dimensionnel de ces surfaces selon la façade du massif est saisissant (1,35 × 1,23 km au nord et 0,77 × 0,69 km au sud en moyenne). Les valeurs de largeur et longueur sont également caractérisées par une importante variabilité puisque l'écart-type équivaut à peu de choses près aux valeurs les plus basses. L'écart entre les extremums est également très important (~1300 m pour la longueur et ~1500 m pour la largeur).

Tableau 5.1. Valeurs des paramètres morphométriques des surfaces de production holocènes du massif.

Surfaces de production	Superficie réelle (km²)	Long. (km)	Larg. (km)	Altitude (km)			Ampl. (km)	Pente moy. (°)	Exposant *b*
				min	*max*	*moy.*			
Maladeta (N)	1,48	1,44	1,40	2,53	3,31	2,93	0,78	29,75	1,15
Aneto (N)	2,77	1,74	2,03	2,40	3,37	2,95	0,97	26,32	1,03
Barrancs (N)	0,71	1,28	0,71	2,57	3,40	2,94	0,83	32,35	1,02
Tempestades (N)	1,07	1,47	1,05	2,48	3,35	2,89	0,87	32,06	1,12
Salenques (N)	0,80	0,80	0,98	2,78	3,24	2,96	0,46	33,79	1,56
Creguenya (S)	0,25	0,63	0,71	3,02	3,31	3,11	0,29	29,36	1,53
Corones (S)	0,63	1,21	0,78	2,78	3,40	3,05	0,62	32,12	1,57
Lloses (S)	0,51	0,46	0,58	2,87	3,40	3,07	0,53	32,71	2,91
Min	0,25	0,46	0,58	2,40	3,24	2,88	0,29	26,32	1,02
Max	2,77	1,74	2,03	3,02	3,40	3,11	0,97	33,79	2,91
Moy.	1,03	1,13	1,03	2,68	3,35	2,99	0,67	31,06	1,49
Écart-type	0,80	0,50	0,48	0,21	0,06	0,08	0,23	2,42	0,62

Les valeurs cirque par cirque sont dans la partie supérieure du tableau et les statistiques de base sont dans la partie inférieure. Les lettres entre parenthèses dans la première colonne indiquent le versant du massif sur lequel sont localisés les cirques (N = nord et S = sud). Pour chaque façade du massif, les cirques sont classés depuis le NW vers le SE.

Tableau 5.2. Valeurs moyennes des paramètres morphologiques des surfaces de production selon la façade du massif.

Façade montagneuse	Superficie réelle (km²)	Long. (km)	Larg. (km)	Altitude (km)			Ampl. (km)	Pente moy. (°)	Exposant b
				min	max	moy.			
Nord	1,37	1,35	1,23	2,55	3,33	2,93	0,78	30,85	1,18
Sud	0,46	0,77	0,69	2,89	3,37	3,08	0,48	31,40	2,00

4.1.2. Altitudes

L'altitude moyenne des surfaces de production holocènes est établie à 2987 ± 81 m, l'altitude minimale à 2676 ± 215 m, l'altitude maximale à 3348 ± 58 m, et enfin l'amplitude à 669 ± 233 m (Tableau 5.1). Parmi ces paramètres, deux ne varient que très peu (altitude moyenne et maximale) et les deux autre présentent d'importantes fluctuations (altitude minimale et amplitude). De plus, à l'exception de l'altitude maximale, tous les paramètres d'altitude montrent un contraste fort entre les deux façades du massif : des glaciers plus longs (1350 m au nord et 770 m au sud), atteignant des altitudes plus basses (2550 m au nord et 2890 m au sud) et caractérisés par une plus grande amplitude (780 m au nord et 480 m au sud), se sont développés en façade nord (Tableau 5.2).

4.1.3. Pente

L'angle de pente moyen du substrat rocheux des surfaces de production varie entre 26° et 34°. Les valeurs les plus basses (< 30°) sont observées dans les deux cirques principaux du massif (Aneto et Maladeta) mais également dans le cirque de Creguenya (Tableau 5.1). Toutes les autres surfaces de production présentent des valeurs de pente supérieures à la moyenne (31,06°), le maximum étant atteint dans le cirque de Salenques. Les faibles valeurs dans les cirques Aneto et Maladeta souffrent néanmoins de la prise en compte, dans la mesure des pentes, de la surface des glaciers encore présents. De plus, il ne semble pas y avoir de contraste de pente moyenne entre les emprises glaciaires holocènes des deux façades du massif (Tableau 5.2).

4.1.4. Profils de pente

Les exposants *b* (Tableau 5.1) extraits des fonctions mathématiques ajustées aux profils de pente (Fig. 5.11) sont compris entre 1 et 3. Les valeurs les plus basses (1 à 1,15) sont observées dans les planchers des cirques élémentaires situés en façade nord du massif, tandis que les valeurs les plus élevées sont présentes en façade sud (1,5 à 2,9) (Tableau 5.2). Sur chaque versant, ces valeurs laissent apparaître l'importante homogénéité des pentes. En revanche, le cirque de Lloses fournit une valeur (2,9) isolée du reste de la population, aussi bien parmi les cirques du massif que parmi les valeurs obtenues dans d'autres massifs montagneux. En effet, les valeurs mesurées notamment par Seif and Ebrahimi (2014) dans les cirques (n = 59) du massif du Zard-Kuh (Monts Zagros, Iran) sont comprises entre 0,96 et 2,39.

Sur la façade septentrionale du massif, on constate effectivement que le plancher de l'Aneto est de loin le plus rectiligne et homogène sur toute sa longueur (Fig. 5.11), alors que ceux de Barrancs et Maladeta – bien que présentant des exposant *b* similaires à l'Aneto – montrent un léger surcreusement concave au pied des murailles (entre 3000 et 3200 m d'altitude pour Barrancs, et 3000–3100 m pour Maladeta). Le profil de pente de Tempestades montre l'importante part occupée par les murailles et la rupture de pente nette qui s'opère à sa base avec le plancher. Ce dernier semble moins pentu que celui de l'Aneto mais tout aussi rectiligne. La concavité des profils de pente de la façade sud n'empêche pas la présence d'un léger surcreusement à l'amont des plancher, notamment dans les cirques de Corones et Creguenya. Le profil de pente de Lloses apparaît en revanche comme celui où la transition entre murailles et plancher s'articule de la manière la plus fluide.

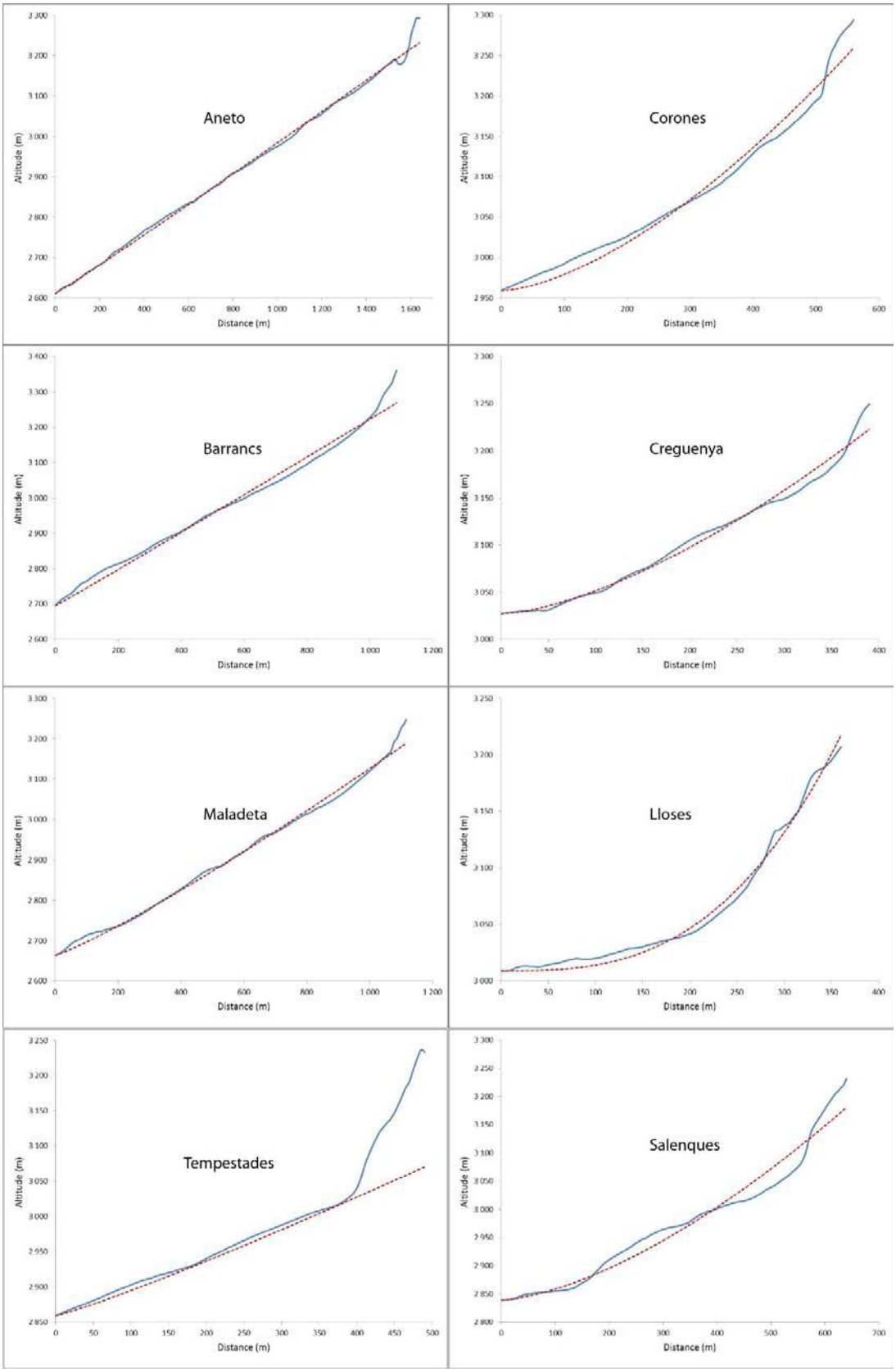

Figure 5.11. Modélisation mathématique des profils en long des huit cirques de la zone d'étude. Modèles de régression de type fonction puissance (ligne pointillée rouge) ajustés aux profils topographiques en long des cirques (ligne bleue continue). Les cirques du versant nord sont présentés en colonne de gauche, ceux du versant sud en colonne de droite (à l'exception de Salenques : versant nord).

4.1.5. Paramètres des murailles

Les valeurs relatives aux murailles de cirques varient sensiblement en fonction de la prise en compte ou non de la hauteur de paroi actuellement encore englacée (50 m). Les valeurs intégrant cette hauteur sont considérées comme plus représentatives et sont celles effectivement présentées dans ce paragraphe. Les superficies réelles (Tableau 5.3) occupées par les murailles varient entre 0,07 et 0,34 km² et représentent en moyenne moins de 40% de la surface de production holocène. Certaines murailles (Lloses et Salenques) occupent un espace très important (40–50%) alors que d'autres sont relativement restreintes (13,60% pour Aneto et 21,30% pour Maladeta).

D'une manière générale, la surface relative occupée par les murailles est plus importante en façade méridionale (Tableau 5.4), non pas parce que les hauteurs de celles-ci sont notablement plus grandes mais surtout parce que les surfaces de production sont moins vastes. La pente moyenne des murailles (45–54°) est considérablement et logiquement supérieure à celle qui est mesurée dans l'ensemble des zones de production. Les valeurs les plus basses (<50°) sont observées dans les cirques Aneto et Maladeta, à nouveau en raison de la présence de glaciers. Les murailles des zones de production situées dans les cirques Creguenya et Lloses présentent les valeurs les plus élevées (respectivement ~53° et ~54°). La hauteur moyenne des parois présente un intervalle de valeurs assez large (90–170 m), dans lequel les murailles des cirques Aneto et Creguenya présentent les valeurs les plus basses (< 100 m), et les cirques Lloses et Tempestades les plus élevées (> 130 m). Il ne semble cependant pas y avoir de covariation entre ces hauteurs et les autres paramètres relatifs aux murailles.

Tableau 5.3. Paramètres relatifs aux murailles de cirques situées dans l'emprise des surfaces de production.

Cirques	Superficie (km²)	Part occupée dans la surface de production (%)	Pente moy. (°)	Hauteur moy. (m)
Maladeta (N)	0,18 (0,32)	12,15 (21,30)	49,93	66 (116)
Aneto (N)	0,17 (0,38)	6,35 (13,60)	45,59	43 (93)
Barrancs (N)	0,15 (0,26)	20,74 (36,20)	52,92	69 (119)
Tempestades (N)	0,34	31,60	52,62	170
Salenques (N)	0,34	42,36	51,95	124
Creguenya (S)	0,07	28,43	53,49	68
Corones (S)	0,17	27,89	52,51	113
Lloses (S)	0,23	46,08	53,86	132
Min	0,07	6,35 (13,60)	45,59	43 (93)
Max	0,34	46,08	53,86	170
Moyenne	0,21 (0,26)	26,95 (30,90)	51,61	98 (117)
Écart-type	0,09 (0,10)	13,70 (10,70)	2,71	43,20 (29,50)

Les valeurs marquées entre parenthèses correspondent à la hauteur de parois mesurée additionnée de l'épaisseur théorique du glacier actuel (50 m). Les lettres entre parenthèses dans la première colonne indiquent le versant du massif sur lequel sont localisés les cirques (N = nord et S = sud). Pour chaque façade du massif, les cirques sont classés depuis le NW vers le SE.

Tableau 5.4. Valeurs des paramètres relatifs aux murailles de cirque en fonction de la façade d'exposition.

Façade montagneuse	Superficie (km²)	Part occupée dans la surface de production (%)	Pente moy. (°)	Hauteur moy. (m)
Moy. (N)	0, 24 (0,33)	22,64 (29,01)	50,60	94,40 (124,40)
Moy. (S)	0,16	34,13	53,29	104,33

Les valeurs marquées entre parenthèses correspondent à la hauteur de parois mesurée, augmentée de l'épaisseur théorique du glacier actuel (50 m).

4.2. Volumes de till, tranches érodées et taux d'érosion glaciaire

Le calcul des volumes bruts de sédiments stockés dans les dépôts glaciaires des cirques du massif de la Maladeta fournit des résultats (Tableau 5.5 ; Fig. 5.12) compris entre 0,99 et 3,35×10^6 m^3. Les volumes les plus conséquents (> 2,20×10^6 m^3) sont mesurés dans les deux cirques les plus étendus du massif (Aneto et Maladeta), tandis que les volumes les plus faibles proviennent des cirques Barrancs et Corones (~1×10^6 m^3). Les sédiments stockés dans les cordons morainiques sont ceux qui contribuent le plus au budget sédimentaire total (38% à 95%) (Tableau 5.6). Les sédiments provenant des cônes proglaciaires et des placages de *till* sont plus minoritaires (5% à 33%). Les cirques Barrancs et Tempestades comportent les cônes proglaciaires avec les plus importantes zones de stockage (> 30%) et la surface la plus étendue (~0,13 km² ; Tableau 5.7). La relative concordance du volume sédimentaire des moraines du cirque de la Maladeta calculé ici (2,02×10^6 m^3 ; Tableau 5.6) avec celui mesuré sur le terrain par S. Blondeau (2013) (1,98×10^6 m^3) montre la fiabilité de la méthode de calcul utilisée et la pertinence des volumes et taux d'érosion exposés dans ce chapitre.

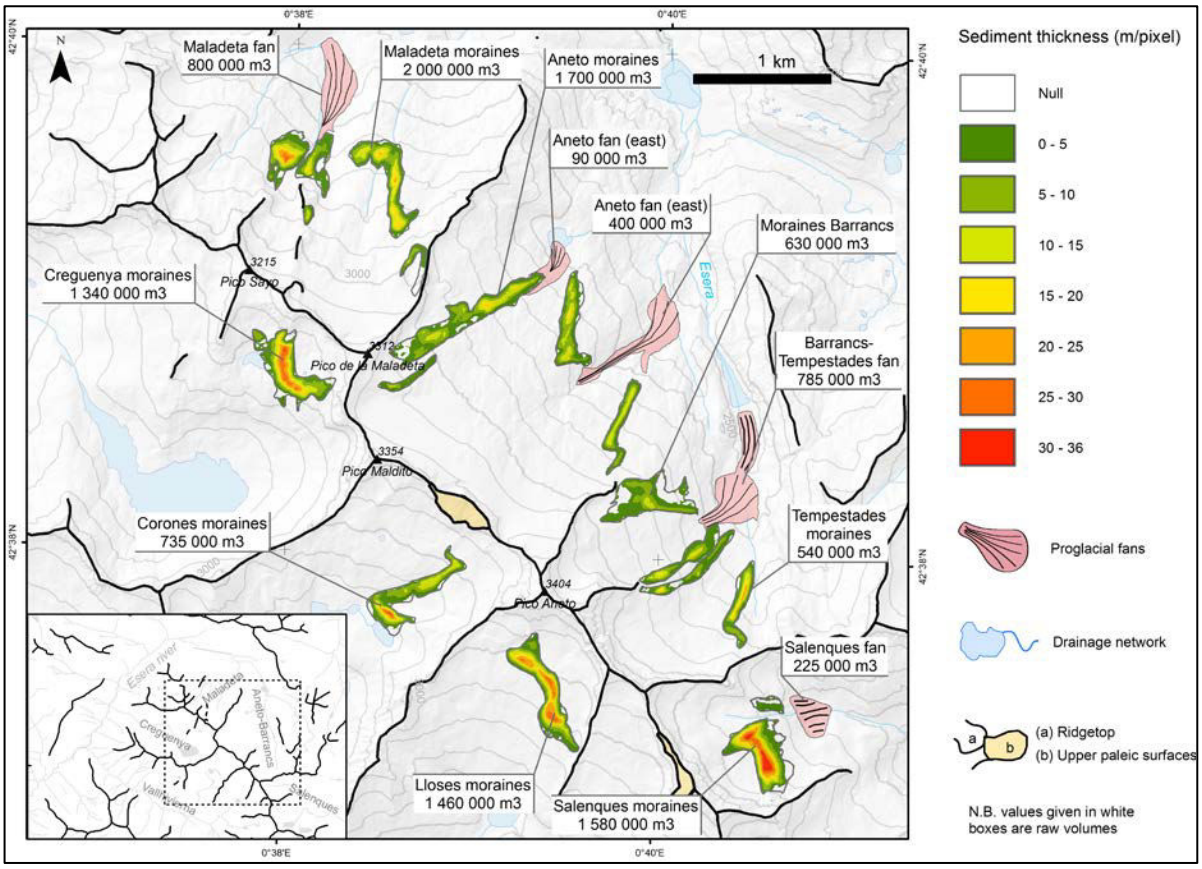

Figure 5.12. Épaisseurs des cordons morainiques et volumes de sédiments mesurés dans les moraines et cônes proglaciaires. Les volumes issus des surfaces non prises en compte dans la méthode de référence (placages de *till*, dépôts trop peu épais…) ne sont pas mentionnés sur cette carte. Sources : LiDAR PNOA® 5 m, orthofoto 25 cm PNOA®. Projection : ETRS 1989 – UTM Zone 31N.

Les tranches de roche érodées par les glaciers holocènes (Tableau 5.5) varient fortement d'un cirque à l'autre puisque les valeurs oscillent entre 0,60 et 4,45 m. La répartition des tranches de roches érodées diverge fortement de celle des volumes de sédiments bruts. Cela met en évidence de manière préliminaire l'absence de connexion entre taille du cirque et efficacité de l'érosion glaciaire. Les valeurs les plus élevées (> 1,5 m) sont mesurées dans les cirques situées en façade sud du massif, mais également dans le cirque de la Maladeta. L'autre point notable de ces résultats concerne l'importante différence de tranche de roche érodée entre les deux cirques les plus étendus du massif (Aneto : 0,60 m et Maladeta : 1,70 m).

Les taux d'érosion glaciaire (Tableau 5.5) montrent mathématiquement les mêmes tendances que la tranche de roche érodée, et présentent des valeurs oscillant entre 180 et 1350 mm/ka. D'une manière générale, la quasi-totalité des taux d'érosion calculés appartiennent à un même ordre de grandeur (10^2 mm/ka) à l'exception du cirque de Creguenya (10^3 mm/ka). Les variations entre cirques sont telles que le cirque le plus dynamique du massif (Creguenya) a subi une érosion sept fois plus rapide que celle du cirque le moins dynamique (Aneto).

Tableau 5.5. Volumes bruts et corrigés de sédiments stockés dans les dépôts glaciaires, avec tranche érodée et taux d'érosion glaciaire associé, des cirques du massif de la Maladeta.

Cirques	Surfaces de production (km^2)	Volumes bruts ($\times 10^6$ m^3)	Volumes corrigés ($\times 10^6$ m^3)	Tranche de roche érodée (m)	Taux d'érosion (mm/ka)
Maladeta (N)	1,48	3,35	2,53	1,70	515
Aneto (N)	2,77	2,21	1,67	0,60	182
Barrancs (N)	0,71	0,99	0,75	1,06	321
Tempestades (N)	1,07	1,41	1,06	0,99	300
Salenques (N)	0,80	2,10	1,59	2,00	606
Creguenya (S)	0,25	1,45	1,09	4,45	1 348
Corones (S)	0,63	1,03	0,78	1,24	375
Lloses (S)	0,51	1,53	1,16	2,28	691

Masse volumique du substrat rocheux = 2,65 g/cm^3. Les lettres entre parenthèses dans la première colonne indiquent le versant du massif sur lequel sont localisés les cirques (N = nord et S = sud). Pour chaque façade du massif, les cirques sont classés depuis le NW vers le SE.

Tableau 5.6. Volumes bruts mesurés pour les différents types de dépôts issus de l'action des processus glaciaires et périglaciaires.

Cirques	Cordons morainiques ($\times 10^6$ m^3)	Cônes proglaciaires ($\times 10^6$ m^3)	Placages de *till* ($\times 10^6$ m^3)
Maladeta (N)	2,02 (60)	0,80 (24)	0,53 (16)
Aneto (N)	1,72 (78)	0,49 (22)	-
Barrancs (N)	0,68 (69)	0,31 (31)	-
Tempestades (N)	0,54 (38)	0,47 (33)	0,40 (28)
Salenques (N)	1,58 (75)	0,22 (10)	0,30 (15)
Creguenya (S)	1,34 (92)	-	0,11 (8)
Corones (S)	0,73 (71)	-	0,30 (29)
Lloses (S)	1,46 (95)	-	0,07 (5)

Les valeurs indiquées entre parenthèses fournissent la part représentée par chaque type de dépôt dans le volume brut total mesuré. Les lettres entre parenthèses dans la première colonne indiquent le versant du massif sur lequel sont localisés les cirques (N = nord et S = sud). Pour chaque façade du massif, les cirques sont classés depuis le NW vers le SE.

Tableau 5.7. Volumes bruts et paramètres mesurés/calculés dans les cônes proglaciaires.

Cirques	Superficie (m²)	Aire transversale de référence (m²)	Longueur (m)	Épaisseur de sédiments (m)	Volume brut ($\times 10^6$ m^3)
Maladeta	108 400	1 127	710	7,38*	0,80
Aneto (ouest)	19 000	416	220	4,74	0,09
Aneto (est)	63 000	488	820	6,35*	0,40
Barr.-Temp.	127 850	-	-	6,14**	0,78
Salenques	36 800	933	240	6,09*	0,22

Les volumes ont été calculés à partir des paramètres disponibles à la mesure. Les valeurs suivies d'un astérisque ont été calculées à partir des autres paramètres. L'épaisseur de sédiments du cône de Barrancs–Tempestades constitue une valeur moyenne obtenue au moyen des épaisseurs des autres cônes.

Plusieurs liens statistiques montrent une corrélation entre volumes bruts de *till* et largeur des surfaces de production (r = 0,63) (Fig. 5.13A) ainsi qu'entre volumes bruts de *till* et pente moyenne des murailles (r = –0,57) (Fig. 5.13B). Cependant, ces taux de corrélation résultent principalement du poids des cirques Aneto et Maladeta au sein de la population étudiée, dont les paramètres morphométriques se distinguent de ceux mesurés dans les autres zones de production. Ces résultats sont donc non significatifs. D'autre part, étant donné la faible population de cirques étudiée, l'ensemble de liens statistiques démontrent un caractère local plus qu'un lien de causalité systématique.

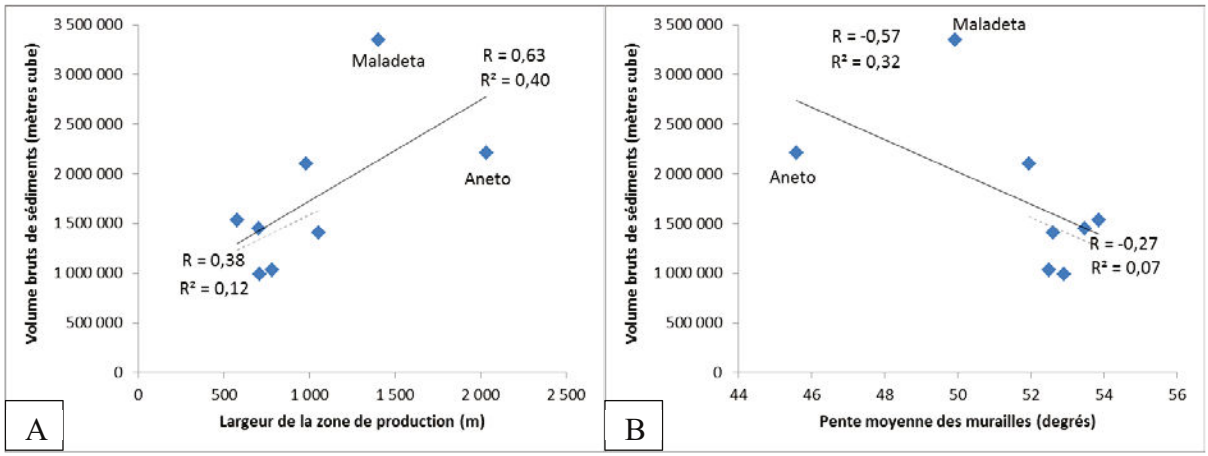

Figure 5.13. Droites de régression illustrant le coefficient de corrélation entre volume brut de sédiments d'une part et largeur de la zone de production ainsi que pente moyenne des murailles d'autre part. Les lignes pointillées illustrent les droites de régression en excluant les cirques Aneto et Maladeta du calcul.

La tranche de roche érodée est significativement corrélée avec plusieurs paramètres des surfaces de production tels que la superficie (r = –0,63) et l'amplitude (r = –0,89) (Fig. 5.14B), l'altitude minimum (r = 0,85) et moyenne (r = 0,73) (Fig. 5.14A) ainsi que la superficie (–0,76) (Fig. 5.15B) et la hauteur moyenne des murailles (–0,54) (Fig. 5.15A). Concrètement, les surfaces de production qui ont subi le plus d'érosion durant l'Holocène sont celles qui présentent les superficies les moins étendues et dont les fronts de glaciers sont restés les plus en amont. En d'autres termes, ce sont les cirques dont les conditions topoclimatiques favorisent une LEG relativement haute, et donc majoritairement les glaciers de façade sud (Tableau 5.8).

D'autre part, il semble que les surfaces de production comportant les murailles les moins élevées et les moins étendues soient également celles qui présentent les plus forts taux d'érosion. Si la tendance présentée par l'aire des murailles semble s'appliquer à l'ensemble de l'échantillon étudié, la corrélation avec leur hauteur paraît principalement basée sur les valeurs extrêmes de Creguenya et Tempestades. Une fois ces deux valeurs exclues, la tendance montre un coefficient de corrélation (0,89) traduisant une érosion accrue là où les murailles sont les plus hautes (Fig. 5.15A). Les corrélations décrites sont également valables et semblables lorsque les valeurs d'érosion utilisées ne prennent pas en compte les volumes sédimentaires auxquels une épaisseur forfaitaire est appliquée.

Tableau 5.8. Valeurs moyennes des volumes de sédiments et tranches érodées holocènes en fonction de la façade du massif de la Maladeta à laquelle appartient le cirque élémentaire.

	Volume brut ($\times 10^6$ m^3)	Tranche de roche érodée (m)	Taux d'érosion (mm/ka)
Moy. (N)	2,01	1,27	385
Moy. (S)	1,34	2,66	805

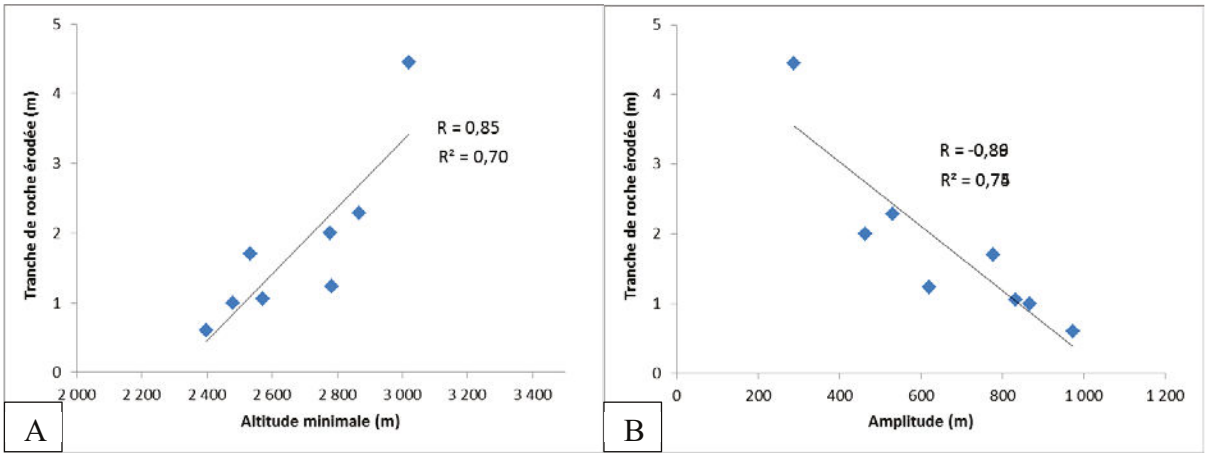

Figure 5.14. Droites de régression illustrant le coefficient de corrélation entre tranche érodée d'une part et amplitude et altitude minimum des zones de production d'autre part.

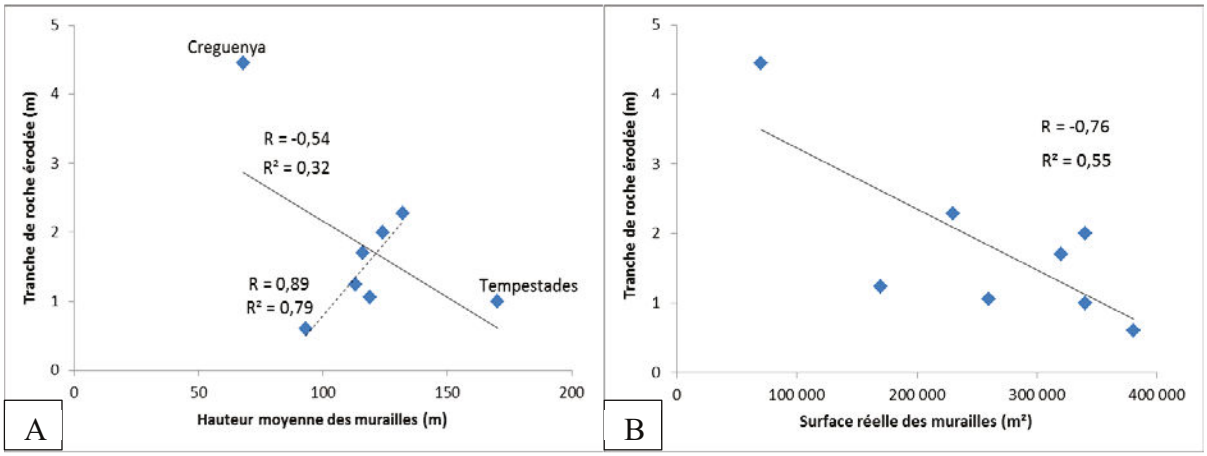

Figure 5.15. Droites de régression (ligne continue noire) illustrant le coefficient de corrélation entre tranche érodée d'une part et surface réelle et hauteur moyenne des murailles d'autre part. Sur le graphe de gauche, la ligne pointillée bleue correspond à la droite de régression linéaire lorsque les valeurs extrêmes des cirques Creguenya et Tempestades sont exclues. La tranche de roche érodée de ces cirques n'est probablement pas directement reliée à la hauteur des murailles.

5. Discussion

5.1. Fiabilité et limite des mesures

Compte tenu des outils employés dans ce chapitre (MNT à 5 m de résolution, ortho-photographies à très haute résolution, contrôles de terrain), la précision des données obtenues est élévée, peut-être même inédite dans la littérature internationale sur les cirques. En effet, les données Lidar sont plus communément utilisées dans des environnements de plaine alluviale et de basse altitude. Nous examinons ici toutefois les limites de l'exercice. La fiabilité et les limites de la méthode de mesure des volumes sédimentaires par interpolation de la surface sous-jacente ont déjà été décrite (cf. chapitre 3). Le paragraphe concerné insistait surtout sur l'incertitude générée intrinsèquement par le protocole analytique. Les paragraphes qui suivent concerne les incertitudes générée par le terrain et par les conditions géomorphologiques et topographiques locales.

5.1.1. L'incertitudes liée aux processus d'érosion et aux dépôts morainiques hérités

Le premier élément modérant les résultats obtenus et leur signification concerne le remaniement de dépôts glaciaires antérieurs à l'Holocène. Ainsi, des dépôts laissés dans l'emprise des cirques à la fin du Dryas Récent ont pu être remobilisés par les glaciers naissant au début du Néoglaciaire (3,3 ka). Le retrait actuel considérable des glaciers du PAG libère un plancher rocheux indemne ou quasiment de couverture de moraine d'ablation. Mais il n'est pas du tout certain que la situation ait été identique à la fin du Dryas, dans un contexte climatique de froid très vif et sec, très différent de l'Holocène pour cette phase de récurrence glaciaire. Des moraines d'ablation Dryas sup et des glaciers rocheux existent par exemple dans la partie ouest du cirque de l'Aneto non réoccupée par le glacier PAG. C'est aussi confirmé par le fait que le substrat rocheux en aval de la moraine du PAG dans le cirque de la Maladeta est recouvert de blocs erratiques métriques à pluri-métriques alors qu'ils sont totalement absents du plancher exposé depuis la fin du PAG. En amont de la moraine du PAG, les rares dépôts sont principalement constitués de blocs décimétriques exempts de matrice.

La mise en perspective de ces éléments avec la composition des moraines du PAG (Fig. 5.7) – très peu de blocs métriques à pluri-métriques, une fraction relativement plus fréquente de blocs décimétriques émoussés et une part dominante de matrice sablo-limoneuse – évoque des glaciers holocènes érodant principalement par abrasion sous-glaciaire et, plus modestement, par sapement et démantèlement périglaciaire des murailles. Le quarrying paraît très minoritaire et les blocs en résultant sont probablement hérités des glaciations précédentes, et notamment würmiennes.

Ces observations et hypothèses introduisent le second élément à envisager, c'est-à-dire l'origine des sédiments mesurés dans les moraines : planchers, ou bien murailles de cirques. En effet, dans la mesure où les résultats (Tableau 5.5) moyennent les volumes mesurés sur l'ensemble de la surface du cirque, elles ne permettent pas de distinguer la part de *till* effectivement imputable à l'érosion sous-glaciaire des planchers de la part liée aux processus périglaciaires œuvrant au recul des murailles de cirques. Les moraines du PAG, très majoritairement composées de fines, tendent à démontrer un fonctionnement érosif principalement axé sur l'abrasion sous-glaciaire, mais dont la part reste difficilement quantifiable. La rareté des moraines d'ablation dans les zones actuellement déglacées implique aussi des glaciers blancs, pauvres en débris intra- et supraglaciaires et suffisamment actifs et rapides pour évacuer jusqu'à leur front la charge transportée. C'est d'ailleurs bien l'image de glaciers blancs que proposent tous les vieux clichés de ces glaciers – comme de tous ceux des Pyrénées – depuis les années 1850, sur le versant nord du massif de la Maladeta certes, mais aussi pour des organismes comme celui de Corones au sud.

5.1.2. Incertitudes autour des valeurs d'érosion, cirque par cirque

5.1.2.1. Aneto

Le taux d'érosion mesuré dans l'Aneto constitue une des valeurs les plus fiables de l'ensemble de la population étudiée. En effet, la pente relativement rectiligne du cirque permet une appréciation fiable du volume des moraines du PAG. Le cône proglaciaire occidental se termine dans un petit lac (lac de Salterillo), qui constitue un piège à sédiments. Le cône proglaciaire oriental débouche directement sur le cours d'eau drainant (Barrancs–Ésera), lequel peut avoir transporté une quantité relativement réduite de charge de gros blocs mais certainement plus conséquente de blocs centi- à décimétriques, de sables, limons et argiles.

Cette fraction plus fine s'est obligatoirement déposée au niveau du piège sédimentaire que constitue le plan des Aigualluts (1350 m en aval), mais cette dernière n'a pas été estimée, faute de connaître la profondeur du remblaiement et sa géométrie, et en raison de l'hétérogénéité des dépôts (sables, sils, blocs). De plus, il est difficile de séparer les apports provenant de l'Aneto de ceux qui proviennent d'autres zones du bassin versant alimentant le lac-tourbière. La quantité représentée par cette perte en sédiments de cette gamme granulométrique sera abordée dans le chapitre 6. Le taux d'érosion effectif opéré par les glaciers holocènes est, par conséquent, susceptible d'être plus élevé que la valeur calculée dans ce chapitre.

5.1.2.2. Barrancs

La quasi-intégralité des moraines a été prise en compte dans les calculs de volumes en raison de leur mise en relief optimale sur un plancher de cirque à pente rectiligne. L'incertitude du taux d'érosion calculé provient du volume de sédiments contenu dans le cône proglaciaire. La formation de ce dernier est issue des apports sédimentaires provenant du cirque Barrancs mais également Tempestades, et la distribution des volumes au prorata de la surface des zones de production ne garantit pas forcément une répartition identique à la réalité. Le piège à sédiments que constitue le lac (à moitié colmaté) de Barrancs dans lequel le cône proglaciaire est venu prograder, assure en revanche que la totalité des volumes a été mesurée.

5.1.2.3. Corones

Une certaine partie des moraines (0,06 km² soit 36% de la surface totale couverte par les moraines) n'a pas pu être mesurée par la méthode d'interpolation dans ce cirque en raison d'une mise en relief du till trop peu prononcée en certains points. L'épaisseur forfaitaire appliquée compense cela avec une probable surestimation. En revanche, il ne semble pas y avoir de masse manquante due à des pertes en fines par ruissellement. En effet, les cordons morainiques s'arrêtent dans une zone surcreusée du plancher dans laquelle deux lacs se sont formés. Or, aucune formation sédimentaire holocène notable n'est observée en aval des moraines. Quelques dépôts de sédiments fins et/ou organiques sont perceptibles à l'exutoire mais représentent une surface négligeable (~3500 m²) par rapport à ce que représentent les moraines.

5.1.2.4. Creguenya

La majeure partie des moraines de Creguenya (85% de la surface totale) est prise en compte dans la mesure par interpolation du volume de sédiments. La part de dépôts à laquelle une épaisseur forfaitaire est appliquée est donc réduite. La surestimation qui en résulte compense très certainement la part des cordons non mesurée qui semble s'être éboulée en direction du lac de Creguenya. Par ailleurs, le lac de Creguenya, qui constitue un piège sédimentaire absolu pour les sédiments provenant de la zone de production, montre des dépôts progradants sous-lacustres difficilement quantifiables, mais très limité car aucun delta n'émerge à la pointe amont du lac, et dont la provenance reste sujette à discussion. La concavité du substrat rocheux et la rupture de pente en aval des moraines suggèrent la présence d'un verrou glaciaire (ressaut topographique) qui délimiterait l'englacement holocène. Si tel était le cas, les volumes morainiques mesurés seraient surestimés. L'erreur potentielle due à cela surpasse la masse manquante de sédiments et indique donc que le taux d'érosion pourrait être légèrement moins élevé.

5.1.2.5. Lloses

La situation dans le cirque de Lloses est assez similaire à celle du cirque de Creguenya. La quasi-totalité des volumes morainiques de Lloses (~90%) a été mesurée. La part de sédiments à laquelle une épaisseur forfaitaire a été appliquée ne représente pas plus de 5% du volume total mesuré, réduisant ainsi l'incertitude que cela génère. Une partie du volume morainique a potentiellement pu être évacuée en direction du lac de Lloses. Cette hypothèse reste peu probable et les volumes que cela engagerait restent minimes étant donné l'absence de formations sédimentaires holocènes notables en aval des moraines, le lac n'étant pratiquement pas comblé. Le substrat rocheux possède également les mêmes caractéristiques que dans le cirque de Creguenya (concavité prononcée, rupture de pente en aval des moraines) et suggère, par conséquent, une potentielle exagération des volumes mesurés (et donc du taux d'érosion). En effet, ces derniers sont disposés au niveau de la rupture de pente convexe qui délimite le bassin glaciaire à l'aval : une part du substrat rocheux pourrait être ainsi prise en compte dans la mesure (cf. chapitre 3).

5.1.2.6. Maladeta

Environ 30% de la surface des moraines de la Maladeta n'ont pu être pris en compte dans le calcul des volumes sédimentaires. L'épaisseur forfaitaire appliquée à cette « masse manquante » ne contribue qu'à 16% du volume total mesuré, limitant ainsi l'incertitude associée. Une certaine partie des sédiments, notamment les granulométries les plus fines, peut avoir transité depuis les moraines vers l'aval et s'être déposée dans le lac de Renclusa, mais également en amont du piège sédimentaire que constitue le gouffre de Renclusa. Le piège reste très relatif puisque si les sédiments grossiers restent clairement stockés au niveau du gouffre, les fines subissent très certainement un transport vers l'aval. Au vu de ces différents aspects, la balance semble pencher en faveur d'une légère sous-estimation du taux d'érosion, très certainement contrebalancée par l'exagération inhérente à la méthode de calcul du volume contenu dans le cône proglaciaire. Cette question ne pourra être tranchée que dans le chapitre 6.

5.1.2.7. Salenques

Un secteur représentant environ 25% de la surface totale des moraines n'a pas été pris en compte dans le calcul des volumes. Ce sont des dépôts qui s'apparentent plus à des placages de till dont l'âge de formation reste discutable mais néanmoins attribué au PAG par Copons (1994). Ce volume représente 15% du volume total. Le cône proglaciaire mesuré souffre également de sa situation dans une vallée encaissée dans laquelle le substrat rocheux présente certainement une concavité prononcée. Tous ces éléments, ajoutés au fait qu'aucun piège sédimentaire ne vienne entraver les flux de sédiments les plus fins, impliquent une sous-estimation potentiellement prononcée du taux d'érosion.

5.1.2.8. Tempestades

Ce cirque constitue le site d'étude dans lequel la surface relative la plus importante (0,08 km² soit ~45% de la surface totale) a dû être exclue de la mesure du volume par interpolation. Le volume que cela représente (~30% du volume total) accroît l'incertitude associée à cette épaisseur forfaitaire et majore le risque d'une surestimation. Cela se conjugue à l'incertitude portant sur la répartition du volume du cône proglaciaire de Barrancs–Tempestades entre les deux surfaces de production concernées (cf. Barrancs).

5.2. Une érosion dans les « normes » mondiales

Les taux de dénudation relevés dans le massif de la Maladeta présentent des valeurs entre 180 et 1350 mm/ka, qui se situent dans la gamme de valeurs de dénudation glaciaire relevées ailleurs dans le monde (10–10^2 mm/ka) pour les périodes du Tardiglaciaire et de l'Holocène (Delmas et al., 2009) (et plus précisément dans la gamme de valeurs moyennes à médianes). Seul le taux d'érosion relevé dans le cirque de Creguenya (1350 mm/ka) s'écarte de cet intervalle. La comparaison de ces valeurs avec les vitesses de dénudation mesurées dans d'autres cirques sans distinction de latitude et d'échelle de temps (8–5900 mm/ka) (Barr et Spagnolo, 2015) (cf. chapitre 1, Tabl. 1.1) montre encore une fois des taux normaux.

Pour une même échelle de temps (10^3-10^4 années), les taux d'érosion glaciaire des cirques pyrénéens se rapprochent fortement des taux relevés dans les Montagnes Rocheuses (150–1800 mm/ka) (Olyphant, 1981). Cette convergence constitue certainement la marque de conditions topoclimatiques (englacement partiel à l'Holocène, températures proches) et lithologiques (granite intrusif) similaires, en dépit de conditions de précipitations (climat très sec) différentes dans le massif étudié (Blanca massif) par Olyphant (1981). Les valeurs relevées ici sont en revanche supérieures d'un ordre de grandeur à celles mesurés (10-80 mm/ka) à Pangdirung Fjord sur l'île de Baffin (Anderson, 1978). Cela pourrait être une amorce de démonstration de processus d'érosion glaciaire plus efficaces en contexte tempéré (10^2 voire 10^3 mm/ka) qu'en climat polaire (10^1 mm/ka) au niveau des cirques, une situation assez similaire à celle observée pour les glaciers de vallée (Hallet et al., 1996). Ces faibles vitesses polaires seraient en grande partie dues à l'existence de glaciers à base thermique froide peu abrasifs.

Une comparaison des taux pyrénéens avec ceux d'autres cirques indépendamment de l'échelle de temps (cf. chapitre 1, Tabl. 1.1) montre d'abord que les vitesses mesurées sur les pas de temps les plus courts et récents (< 10 ans) sont celles qui s'éloignent le plus des valeurs pyrénéennes. En effet, les cirques situés dans des zones tectoniquement actives (chaîne des Cascades, Nouvelle-Zélande) montrent des vitesses d'érosion bien plus rapides (5000-6000 mm/ka ; Mills, 1979 ; Hicks et al., 1990) que les cirques pyrénéens. Cette divergence montre bien l'état de relative inactivité tectonique de la chaîne (Rigo et al., 2015 ; cf. 5.4. Conséquences pour la surrection pyrénéenne). Les cirques des contextes tectoniquement peu actifs (Front Range, Norvège) sont caractérisés par des vitesses plus lentes (100-180 mm/ka ; Reheis, 1975 ; Bogen, 1996) que ceux des Pyrénées.

Cela ne signifie pas que les Pyrénées sont caractérisées par une surrection plus rapide que ces sites mais montre plutôt la faible efficacité érosive de ces glaciers dans un contexte de réchauffement climatique et de recul des glaciers. En effet, les valeurs pyrénéennes sont représentatives de plusieurs phases de péjoration climatique et d'avancée des glaciers (Néoglaciaire) durant lesquelles les processus d'érosion glaciaire semblent avoir été plus efficaces. En outre, le possible remaniement de dépôts antérieurs (cf. 5.1.1. L'incertitudes liée aux processus d'érosion et aux dépôts morainiques hérités) et le phénomène de relaxation des contraintes postglaciaire (« *debutressing* ») (Shakesby et Matthews, 1996 ; Ballantyne, 2002a, 2002b ; Cossart et al., 2008 ; Evans, 2013) augmentent probablement le budget sédimentaire sur le moyen terme (10^3-10^4 années). Les taux d'érosion (300-600 mm/ka) mesurés sur un pas de temps plus long (10^5 années) indépendamment de la latitude et du contexte tectonique (Andrews et LeMasurier, 1973 ; Larsen et Mangerud, 1981 ; Brook et al. 2006), sont proches de ceux des Pyrénées et vont donc dans le sens d'une forte contribution des phénomènes décrits ci-dessus (périodes glaciaires, remaniement de dépôts antérieurs, relaxation postglaciaire).

5.3. Comparaison avec les données de dénudation ^{10}Be sur planchers

La comparaison entre les valeurs de dénudation issues des nucléides cosmogéniques réalisés sur les planchers holocènes des cirques Aneto et Maladeta (respectivement 5–40 mm/ka et 50–120 mm/ka) et les valeurs mesurées à partir des volumes sédimentaires d'origine glaciaire (respectivement 182 mm/ka et 515 mm/ka), montrent un écart notable aisément explicable. L'érosion sous-glaciaire pouvant être très variable au sein d'un même cirque, les valeurs relevées en deux points pour chaque cirque ne sauraient refléter la dénudation effective sur l'ensemble de la surface englacée. Les sites de prélèvement pour analyse par NCT se situent, par ailleurs, sur des roches moutonnées en saillie, supposant donc un impact de l'érosion sous-glaciaire réduit sur de telles protubérances rocheuses malgré leur modelage caractéristique par une glace à base tempérée. Ces taux de dénudation par les nucléides cosmogéniques ne fournissent donc que des valeurs minimales d'abaissement du plancher, postulat que semblent confirmer les taux d'érosion six fois plus rapides représentatifs de l'ensemble de la surface de production.

En outre, une part plus ou moins importante du volume sédimentaire mesuré provient de l'érosion des murailles, processus non pris en compte dans les mesures NCT sur planchers holocènes. Partant de ce principe, une estimation du recul des murailles des cirques Aneto et Maladeta est possible bien que soumise aux incertitudes de la variabilité spatiale intra-cirque de la dénudation glaciaire. En considérant que le volume sédimentaire corrigé contenu dans les dépôts mesurés (V_{corr}) corresponde à l'équation suivante, simpliste à outrance :

$$V_{corr} = RM.A_m + z_p.A_p \quad (5.3)$$

avec la tranche de roche érodée des murailles RM (m) et la superficie A_m (m²) que ces dernières représentent dans le cirque, et avec la tranche de roche érodée par le glacier au niveau du plancher (z_p) et la superficie A_p (m²) que représente ce dernier dans le cirque. Dans ce cas, et en considérant les taux de dénudation sous-glaciaire mesurés pour le Néoglaciaire à l'aide des NCT (cf. chapitre 4) comme des valeurs minimum, il est alors possible de calculer le recul maximum des murailles, certainement très exagéré :

$$RM = \frac{V_{corr} - z_p A_p}{A_m} \quad (5.4)$$

En considérant une tranche de roche érodée z_p = 2–12 cm dans le cirque d'Aneto (cf. chapitre 4), le recul des murailles serait RM = 7,85–9,20 m pour une vitesse de recul de 2600 ± 200 mm/ka. En considérant une tranche de roche érodée z_p = 17–36 cm dans le cirque de Maladeta (cf. chapitre 4), le recul des murailles serait RM = 11,60–12,90 m pour une vitesse de recul de 3700 ± 200 mm/ka. Ces taux se rapprochent fortement de ceux mesurés (2400–3500 mm/ka) dans les cirques du massif du Carlit lors de la phase initiale de recul des glaciers qui a suivi le LGM (22–20 ka), mais dans les conditions climatiques du Tardiglaciaire a priori très différentes de celles de l'Holocène (Delmas et al., 2009). Ils sont également du même ordre de grandeur que les valeurs mesurées (5800 mm/ka) à Marie Byrd Land en Antarctique (Andrew et LeMasurier, 1973) ainsi que dans le cirque d'Helmet Mountain dans les Montagnes Rocheuses canadiennes (1200 mm/ka ; Sanders et al. 2013). Ces comparaisons donnent un certain crédit à ces taux hypothétiques, qui pourraient alors traduire un élargissement des cirques nettement plus rapide que leur approfondissement à l'Holocène. Cependant, cela va à l'encontre des conclusions du chapitre 4, *i.e.* un abaissement plus rapide du plancher par rapport aux crêtes à l'échelle du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. En outre, un tel recul des murailles au Néoglaciaire est hautement improbable et devrait se traduire par une teneur en NCT des sommets bien plus basse (10^3-10^4 at/g max.) que celle mesurée (~10^6 at/g).

Il est également intéressant de constater qu'avec de tels taux, les murailles auraient produit plus de 82% du volume de *till* mesuré dans les dépôts glacigéniques du PAG. Cela pourrait être cohérent avec la forte proportion de blocs décimétriques émoussés dans les sédiments des moraines du PAG (Fig. 5.7), lesquels marquent plutôt une origine périglaciaire (et donc supraglaciaire, mais transitant via la rimaye par la base du glacier, sans quoi aucun émoussé ne pourrait s'acquérir lors d'un transit glaciaire sur de courtes distances, de quelques kilomètres tout au plus).

5.4. Conséquences pour la surrection pyrénéenne

L'absence de données instrumentales significatives sur les mouvements crustaux verticaux dans les Pyrénées (Rigo et al., 2015) complexifie la mise en relation de la surrection de l'orogène avec la dénudation mesurée dans les cirques. Pour autant, il apparaît clairement que la dénudation des cirques à l'Holocène (180-700 mm/ka voire 1350 mm/ka) dépasse généralement le taux de surrection maximum mesuré (0,10 ± 0,30 mm/an ; Ph. Vernant, comm. pers., 2016). La comparaison avec des valeurs obtenues sur d'autres échelles de temps aboutit au renforcement de ce constat. Ainsi, les taux d'érosion mesurés dans les cirques du massif de la Maladeta outrepassent largement les valeurs de surrection moyennées sur les derniers 10 Ma pour les Pyrénées Centrales (60–190 mm/ka; Ortuño et al., 2013) et pour les Pyrénées Orientales (> 80 mm/ka; Calvet et Gunnell, 2008; Gunnell et al., 2008, 2009). Les taux mesurés surpassent également l'incision moyenne pour le Quaternaire estimée à partir de l'incision des vallées pyrénéennes (50–100 mm/ka; Calvet et al., 2015a).

L'érosion glaciaire dans les zones de cirque du massif de la Maladeta reste cependant difficilement comparable avec la surrection moyenne de la chaîne pyrénéenne ou de la partie centrale des Pyrénées à des échelles de temps aussi larges que le Quaternaire. En effet, le taux d'érosion est très élevé dans les zones de cirques, mais ces dernières ne représentent qu'une surface réduite confinée à une étroite zone faîtière du massif, qui au surplus exclut aussi les crêtes supraglaciaires pour lesquelles les taux d'érosion calculés via les TCN sont beaucoup plus faibles : le volume érodé ne constitue pas forcément une ablation significative à l'échelle du massif. En effet, l'essentiel des volumes érodés dans les cirques est actuellement stocké dans les moraines et cônes proglaciaires, ainsi que dans les pièges à sédiments naturels au débouché des cirques élémentaires. Cela constitue une situation à l'image de celle décrite dans nombre de contextes paraglaciaires (Ballantyne, 2002b ; Cossart et al., 2013 ; Heckmann et Schwanghart, 2013 ; Cossart, 2014 ; Heckmann et al., 2015 ; Phillips et al., 2015).

Concrètement, le volume de sédiments érodé à l'Holocène n'a pas quitté la zone des cirques, et encore moins le massif de la Maladeta : la différence de volume reste minime et la réponse isostatique potentielle reste, de ce fait, extrêmement faible sinon nulle. A l'échelle des Pyrénées et au regard du peu de surfaces englacées à l'Holocène, l'érosion glaciaire, bien que localement très efficace, n'a certainement pas entraîné de surrection notable. La situation est probablement la même pour les autres périodes interglaciaires du Quaternaire. Les volumes de roche érodée sont plus importants durant les périodes glaciaires du fait d'une érosion glaciaire répartie sur une surface considérablement plus large que celle des cirques et d'une durée d'action nettement plus longue. En outre, ces glaciers de vallée seraient en mesure de transporter les sédiments érodés hors du massif et donc de générer une ablation nette, possiblement à l'origine de la réponse isostatique enregistrée pour le Quaternaire.

5.5. Variabilité de l'érosion au sein du massif de la Maladeta

5.5.1. Importance de l'exposition des cirques

Le fonctionnement topoclimatique du massif de la Maladeta montre un double contraste remarquable pour la période holocène : i) les cirques les plus étendus se développent préférentiellement en façade nord, fort probablement en raison d'une LEG plus basse ; et ii) l'érosion glaciaire et périglaciaire à l'œuvre dans ces cirques est notablement moins rapide que dans les petits cirques de façade sud. De plus importantes variations de températures journalières et saisonnières sur la façade méridionale du massif – en raison de son exposition favorable à de plus grandes amplitudes thermiques diurnes et saisonnières – constituent l'hypothèse la plus probable pour expliquer un tel contraste dans les taux d'érosion, qu'ils soient de nature sous-glaciaire ou périglaciaire. Ces variations de température – en favorisant le développement d'un glacier à base tempérée et l'entrée d'eau de fonte dans le système glaciaire – sont effectivement réputées favoriser les processus sous-glaciaires que sont l'abrasion et le quarrying (Hooke, 1991 ; Iverson, 1991 ; Bennett et Glasser, 2009) mais également les processus périglaciaires comme la gélifraction (Rabatel et al., 2008 ; Ravanel et Deline, 2008 ; Barr et Spagnolo, 2015). Les produits des processus périglaciaires s'exerçant sur les parois et dans la rimaye alimentent d'autant plus la zone sous-glaciaire (Sanders et al., 2012 ; Scherler, 2015), dont le pouvoir érosif est déjà accru par des températures plus élevées. Les murailles dominant les glaciers les plus productifs (Creguenya et Lloses) se trouvent ainsi être les plus déclives du massif (mais pas nécessairement les plus hautes) (Tableau 5.3), et donc a priori celles qui ont subi l'érosion régressive et la gélifraction les plus agressives. Ceci souligne également le rôle important joué par la rimaye dans ces petits organismes glaciaires.

A l'inverse, les cirques exposés au nord restent relativement abrités de la radiation solaire et ne subissent que modérément les variations de températures journalières et saisonnières. Cela favorise l'accumulation de glace et permet le développement de glaciers plus longs, et dont les fronts atteignent des altitudes plus basses que sur la façade sud. Par ailleurs, la moindre intensité des variations de température est fort probablement à l'origine de processus périglaciaires réduits. La quantité de matériel rocheux produit par les parois des cirques est ainsi diminuée par rapport à des cirques plus favorablement exposés. L'érosion sous-glaciaire s'en trouve alors amoindrie. Le relativement faible taux d'érosion de l'Aneto (182 mm/ka) parmi les cirques de la façade nord (Tableau 5.5 ; Tableau 5.8) est probablement ainsi à mettre en relation avec ses murailles peu élevées (~90 m) et ne représentant que 14% de la surface de production (la moyenne des cirques du massif est de 30%). La quantité de matériel rocheux alimentant la zone sous-glaciaire y est alors certainement plus faible que dans les autres cirques. On constate d'ailleurs, aussi bien dans l'actuel que dans le passé récent (attesté par les premières photographies), que ces glaciers sont des glaciers blancs, apparemment très pauvres en débris dans leur masse et en surface (René et Nogué, 2013).

5.5.2. Influence du climat et de la topographie locale sur le gradient de masse

Une seconde hypothèse liée au régime des vents est envisageable et complète le scénario décrit dans le paragraphe précédent. En effet, le massif est alimenté en neige par les vents chargés d'humidité provenant du NW, et l'accumulation en neige des versants exposés au sud s'en trouve largement favorisée (Taillefer, 1982) bien que l'absence de larges topographies supraglaciaires tempère légèrement cet effet. Dans les cirques de la façade méridionale du massif, la combinaison d'une forte accumulation de glace permise par les influences climatiques favorables et d'une puissante ablation causées par une exposition au sud engendre sûrement des glaciers avec un important gradient de masse. Un fort gradient de masse est synonyme d'une vitesse accrue de fluage du glacier (Kerr, 1993).

Ces flux accélérés peuvent également prendre la forme de flux rotationnel (McCall, 1960), comme le suggèrent les valeurs de l'exposant *b* (Graf, 1976), plus élevées dans les cirques méridionaux (Tableau 5.1 ; Tableau 5.2). Le gradient de masse n'est certainement pas aussi important dans les cirques exposés au nord étant donné la longueur et l'amplitude des cirques. La pente rectiligne de ces derniers témoigne, par ailleurs, de l'absence de fluage rotationnel.

L'influence des flux humides en provenance du NW est également observable sur les cirques situés à l'extrémité NW du massif (Maladeta et Creguenya, respectivement en façade nord et sud), et qui présentent de loin les taux d'érosion les plus élevés de leurs façades respectives (Fig. 5.16). Compte tenu des perturbations de secteur NW chargées en neige, la position de ces cirques au sein du massif les expose à des potentialités de dynamique glaciaire plus intenses que les autres cirques en raison des quantités de précipitations neigeuses reçues.

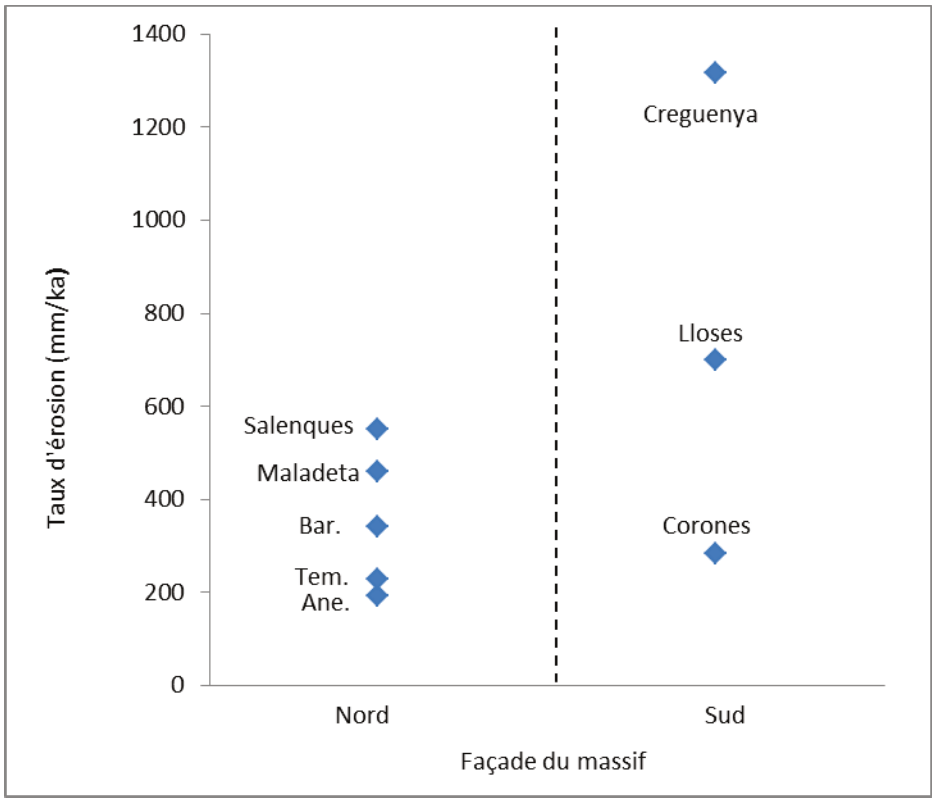

Figure 5.16. Taux d'érosion des cirques en fonction de la façade du massif à laquelle ils appartiennent (Bar. =Barrancs, Ane. = Aneto, Tem. = Tempestades). Les valeurs des cirques exposés au nord présentent une variabilité bien moins importante (180-550 mm/ka) que celle des cirques exposés au sud (375-1350 mm/ka).

5.5.3. Rôle des murailles

A l'échelle du massif de la Maladeta, la hauteur des murailles surplombant les planchers de cirques semble jouer un rôle important (Fig. 5.15). Lorsque l'on exclut les valeurs extrêmes (cirques de Creguenya et de Tempestades), la tendance met en évidence une augmentation de l'érosion conjointe de l'augmentation des hauteurs de murailles (r = 0,89). L'appréciation du rôle des murailles reste sujette à débat ; la hauteur de ces dernières à l'heure actuelle est héritée des glaciations antérieures à l'Holocène.

Néanmoins, l'explication systémique la plus plausible de cette corrélation pourrait être la suivante : plus la hauteur des murailles est élevée initialement, plus le potentiel de démantèlement et de déstabilisation de celles-ci est grande (Augustinus, 1995 ; Foster et al., 2008 ; Sanders et al., 2012) – notamment au niveau de la rimaye (Sanders et al., 2012) – et plus la quantité de sédiments alimentant le glacier l'est aussi. L'érosion sous-glaciaire s'en trouve alors accrue, et l'abaissement du plancher par conséquent favorisé (Fig. 5.17). Ce dernier processus contribue ainsi à l'augmentation de la hauteur des murailles à l'Holocène en régime interglaciaire, comme l'a suggéré le chapitre 4. La hauteur des murailles traduit ainsi le fonctionnement de cette boucle de rétroaction positive.

Ce rôle prépondérant des murailles dans la dénudation des cirques à l'Holocène rejoint les suggestions faites par les calculs hypothétiques effectués précédemment (cf. paragraphe 5.3) : des murailles fortement pourvoyeuses de matériel sédimentaire. Les zones de production s'éloignant de ce schéma de fonctionnement (Creguenya et Tempestades) se trouvent être celles dont la hauteur de murailles présente des valeurs extremums (70 et 170 m, respectivement). Ces dernières peuvent constituer des valeurs-seuil au-delà desquelles le lien entre hauteur de murailles et taux d'érosion n'est plus lié comme dans le cas de Tempestades. Les murailles trop élevées (170 m) imposent un ombrage plus conséquent entravant les processus périglaciaires au niveau de la rimaye d'un glacier n'atteignant pas le tiers de leur hauteur (~50 m). De plus, des murailles trop hautes et/ou trop pentues ne permettent pas le stockage de neige sur celles-ci et inhibe par conséquent fortement l'entrée d'eau de fonte dans la rimaye à la faveur de températures clémentes. L'action érosive de la rimaye s'en trouve alors diminuée (Sanders et al., 2012). Une sous-estimation du volume réel de sédiments est également possible en raison de la part importante de dépôts négligés par la méthode par interpolation, et de la difficile mesure/répartition des sédiments piégés dans le cône proglaciaire de Barrancs–Tempestades.

Le cas de Creguenya, à l'érosion particulièrement efficace et inhabituelle, semble plus complexe et échappe certainement au simple contrôle de la hauteur des murailles. L'amont du cirque devait probablement présenter une topographie similaire à celle encore observable à son extrémité NE et au-dessus du cirque de Cordier, c'est-à-dire une surface paléique inclinée en direction du sud (Fig. 5.4). L'érosion régressive du glacier sur ces surfaces présentant un matériel rocheux aisément mobilisable (altérites) a très certainement produit une quantité exceptionnelle de sédiments.

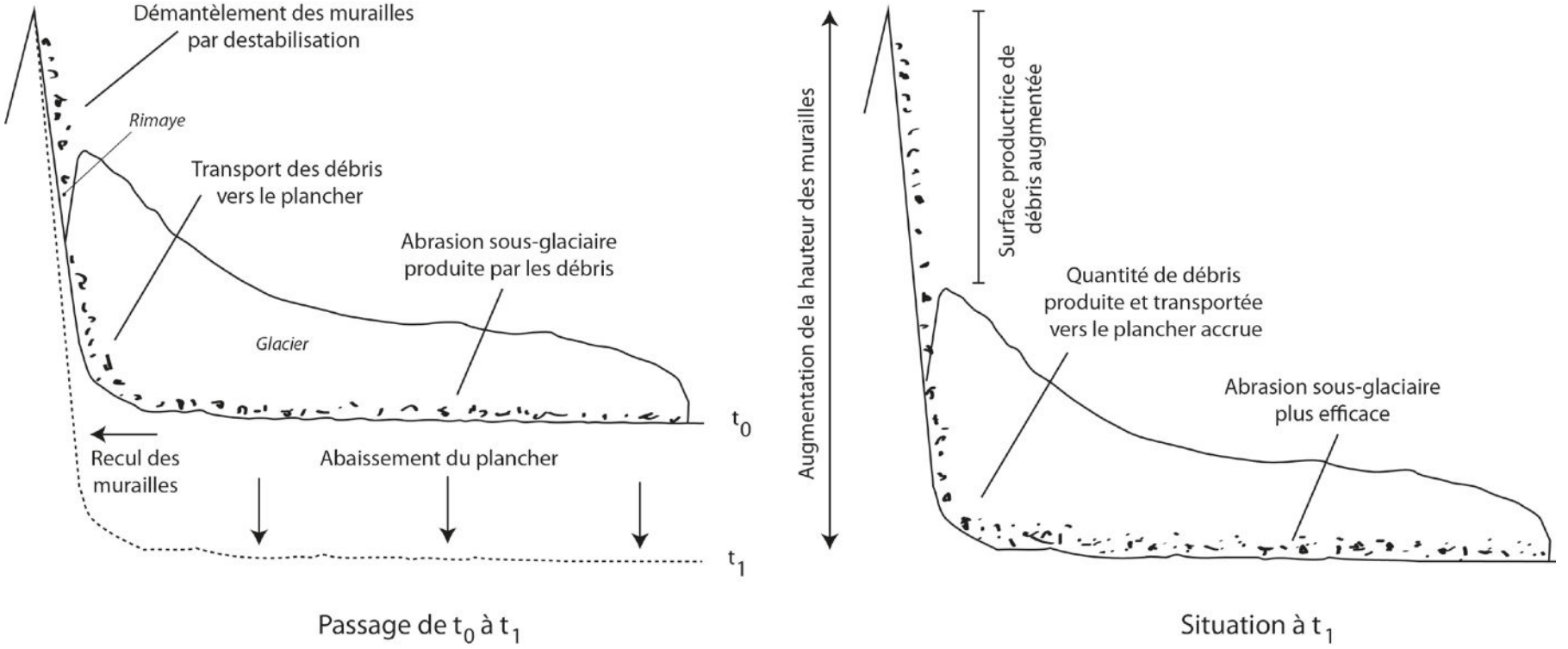

Figure 5.17. Schéma d'évolution de l'érosion sous-glaciaire en fonction de la hauteur et de la pente des murailles. Le schéma se focalise sur l'action des débris provenant des murailles et sur l'érosion sous-glaciaire par abrasion. Le recul des murailles lors du passage de t_0 à t_1 s'accompagne d'une augmentation de la hauteur des murailles et d'un accroissement de leur déclivité. Ces deux évolutions entrainent une plus grande instabilité des murailles qui seront alors plus sujettes à la déstabilisation et à la production de débris par éboulisation. Le recul des murailles s'opère principalement par action du quarrying sur la base des murailles et non par abrasion sous-glaciaire.

6. Conclusion partielle V

L'étude des taux d'érosion glaciaires et périglaciaire dans les cirques du massif de la Maladeta à l'Holocène (entre 180 et 1350 mm/ka) apporte des réponses sur trois plans différents. Ce travail fournit, en effet, i) une quantification des taux d'érosion glaciaire et périglaciaire des cirques dans un orogène de moyenne latitude en contexte tectonique peu actif et en contexte climatique d'interglaciaire ; ii) une description de la variabilité de l'érosion inter-cirque associée à un couplage de paramètres météorologiques et topographiques ; et développe iii) une amorce de réponse de l'évolution du relief d'un massif partiellement englacé en période interglaciaire.

Le massif de la Maladeta présente un fort contraste de fonctionnement des glaciers entre ses deux façades. Durant l'Holocène, un scénario se met en place, assez classique dans l'hémisphère nord, résultant des conditions topoclimatiques différentes et régi par les effets d'exposition : d'une part une façade nord relativement protégée des effets des radiations solaires et favorisant la préservation de la glace, et de l'autre une façade méridionale où l'importante fonte estivale (due à l'exposition maximale au rayonnement solaire et à l'effet *morning-afternoon* de l'exposition au SW : fort impact du rayonnement solaire aux heures les plus chaudes) ne permet pas le développement de glaciers particulièrement longs. En revanche, ces glaciers courts de façade sud sont plus érosifs parce que les vents chargés d'humidité, qui favorisent les suraccumulations neigeuses dans les cirques sous le vent des crêtes sommitales (et dans le cas présent, exposés au sud ; Taillefer, 1982), conduisent à la formation de glaciers à fort gradient de masse. Ce gradient élevé favorise également la mise en place d'un fluage rotationnel et l'intensité des processus périglaciaires sur les murailles, aboutissant aux forts taux d'érosion relevés notamment dans les cirques exposés au sud. Par ailleurs, la hauteur des murailles dans le massif de la Maladeta semble être un marqueur et proxy de l'intensité de l'érosion glaciaire et périglaciaire. Cette relation n'est plus valable dès lors que les parois en façade nord sont trop élevées, et que l'ombre qu'elles projettent sur leur base limite fortement l'amplitude de températures (températures trop basses pour générer de la gélifraction) et ne permet plus par conséquent un fonctionnement optimal de la rimaye (Sanders et al., 2012). La présence de surfaces paléiques sommitales perturbe également la relation hauteur des murailles/érosion glaciaire des cirques en « injectant » de fortes quantités de matériel sédimentaire aisément mobilisables (altérites) dans le glacier.

Le recul des murailles jouerait un rôle important dans la dénudation des cirques à l'Holocène. S'il est possible que cela génère un élargissement de ces derniers plus rapide que leur approfondissement en contexte de glaciation restreinte, le recul des murailles n'atteint certainement pas les taux hypothétiques calculés (cf. paragraphe 5.3). La brièveté des périodes d'action de cette érosion accrue des murailles suggère un rôle mineur à l'échelle d'un cycle glaciaire interglaciaire. Il n'est cependant pas à exclure qu'un fonctionnement d'intensité similaire voire supérieure soit également actif durant les périodes de glaciations restreintes de début et de fin de période glaciaire. Ce temps d'action plus long permettrait d'envisager des cirques pyrénéens dont l'élargissement résulterait principalement de l'action des glaciers restreints. Il est difficile d'évaluer l'abaissement des sommets qui résulte du recul des murailles. Cependant, la question de la limitation des sommets par de petits glaciers de cirque en période interglaciaire (Foster et al., 2008) – et donc potentiellement d'un équilibre dynamique de type buzzsaw - mérite d'être posée. Pour autant, et les données NCT du chapitre 4 le démontrent, à l'échelle d'un cycle glaciaire interglaciaire, les sommets s'abaissent moins vite que les planchers de cirques ou les fonds de vallée (Crest et al., 2017). Cela réfute clairement l'hypothèse d'un buzzsaw biphasé agissant par action cumulative des glaciers étendus et des glaciers restreints (cf. chapitre 1). Cependant, la vitesse de d'abaissement des sommets semble bien être accélérée par l'action des glaciers holocènes comme en témoigne le taux de dénudation plus élevé des murailles encore englacées (AMC33 : ~19 mm/ka) en comparaison de celles déglacés depuis le LGIT (AMC32 : ~9 mm/ka) dans le cirque de la Maladeta (cf. chapitre 4).

L'impact des glaciers holocènes sur la géodynamique de la chaîne pyrénéenne a également été étudié. En dépit de l'intense activité glaciaire dans les zones de cirques, les volumes érodés et évacués restent insignifiants à l'échelle du massif – et à l'échelle des Pyrénées, si l'on considère l'ensemble des zones englacées dans l'orogène à l'Holocène. De ce fait, cette forte érosion répartie sur une surface réduite et un très court laps de temps ne peut atteindre les volumes arrachés (même à une vitesse lente) par les glaciers étendus durant les périodes de glaciation sur des surfaces notablement plus étendues (*e.g.* le Würm). Concrètement, la dénudation opérée par les glaciers de cirques en période interglaciaire n'est certainement pas un facteur susceptible d'induire une réponse isostatique. D'autre part, la relativement faible érosion générée par les glaciers holocènes en comparaison de ceux présents dans des zones tectoniquement actives (5000-6000 mm/ka ; Mills, 1979 ; Hicks et al., 1990) confirme l'état de relative inactivité tectonique de la chaîne (Rigo et al., 2015).

Cet approfondissement de la connaissance du fonctionnement des zones de cirques à l'Holocène et de l'impact de glaciers restreints sur l'évolution de l'amplitude du relief viennent compléter les éléments relatif à l'action des glaciers sur la topographie mis en évidence à l'échelle d'un cycle glaciaire–interglaciaire (cf. chapitre 4). L'évolution et le fonctionnement des zones culminantes de l'orogène sont ainsi relativement bien reconstitués du point de vue des dynamiques glaciaires. Il reste maintenant à aborder la question des dynamiques non-glaciaires et de leur contribution dans cette évolution du relief en contexte déglacé ou partiellement englacé à l'Holocène. En outre, la connaissance des dynamiques glaciaires à l'Holocène sera un apport considérable lorsqu'il s'agira d'en déterminer la contribution relative dans la dénudation globale des zones culminantes.

Chapitre 6

Dénudation dans les bassins versants des Pyrénées centrales et orientales

Introduction VI **295**

Partie I : caractérisation des bassins versants **297**

1. Les caractéristiques morphométriques **297**

1.1. Stratégie d'échantillonnage : différents types de bassins versants 298

1.2. Des marqueurs de l'impact des glaciations quaternaires 302

1.3. Englacement et enneigement holocènes 303

2. Cartographie géomorphologique **306**

2.1. Hydrographie et connectivité 306

2.2. Lithologie et production de NCT 307

2.3. Les différentes surfaces de production sédimentaire potentielles 309

Partie II : la dénudation moyenne des bassins versants **326**

3. Résultats **327**

3.1. Dénudation des surfaces rocheuses saines 327

3.2. Résultats d'analyse par ^{10}Be 331

3.3. Lien entre dénudation et paramètres morphométriques 336

4. Discussion **341**

4.1. Interprétation des résultats en fonction des bassins versants 341

4.2. Comparaison des taux pyrénéens 364

4.3. Le contrôle exercé par la déclivité des versants 367

4.4. Taux de dénudation et implications géodynamiques 371

4.5. L'impact des glaciers dans la dénudation 374

5. Conclusion partielle VI **376**

Introduction VI

Les deux chapitres de résultats précédents ont permis de cerner l'impact des glaciers sur le relief des zones d'altitude des Pyrénées centrales et orientales à l'échelle d'un cycle glaciaire–interglaciaire. L'action des glaciers pyrénéens est ainsi bien renseignée qu'ils soient étendus comme durant le Würm (cf. chapitre 4) ou restreints durant le Tardiglaciaire et l'Holocène (cf. chapitres 4 et 5). Ce chapitre aborde maintenant la question de la dénudation de ces mêmes zones d'altitude durant l'Holocène mais avec un champ d'investigation spatial plus large à double titre. Ce ne sont plus seulement les cirques et les plateaux qui sont étudiés mais les bassins versants auxquels ils appartiennent, et ce, à l'échelle des quatre secteurs d'étude (cf. chapitre 2) qui regroupent chacun un massif (Maladeta, Bassiès, Aston, Carlit) aux caractéristiques topographiques distinctes. Le cadre temporel s'élargit légèrement par rapport au chapitre précédent – où il n'était question que du Néoglaciaire (3,3 ka) – puisqu'il vise à quantifier et expliquer la dénudation de ces bassins versants sur une période couvrant idéalement la totalité de l'Holocène. Le champ d'investigation se complexifie également car l'étude porte désormais sur l'ensemble des processus d'érosion et d'altération à l'œuvre en contexte déglacé et partiellement englacé, et non plus seulement sur la dénudation glaciaire.

Les bassins versants sélectionnés pour cette étude sont répartis le long d'un transect s'étendant des Pyrénées centrales à l'extrémité orientale de la chaîne. L'aire d'étude regroupe ainsi une diversité de paysages dont les caractéristiques morphologiques et climatiques varient selon un gradient ouest–est, depuis les hauts sommets très découpés et le climat océanique de montagne de la Haute-Ésera jusqu'aux topographies planes et vallonnées subissant un climat d'abri fortement influencé par les flux méditerranéens des contreforts méridionaux du Carlit. Les différents secteurs d'étude ont, en outre, subi un impact des glaciations pléistocènes assez variable. Parmi ceux-ci, seul le secteur de la Haute-Esera a été (partiellement) englacé à l'Holocène : il constitue de ce fait un site pertinent pour la caractérisation de la contribution relative de la dénudation glaciaire dans dénudation globale du secteur. Dans ce but, les mesures de dénudation réalisées dans les chapitres précédents (cf. chapitres 4 et 5) constituent une base de réflexion et de comparaison extrêmement utiles. Durant l'échantillonnage des bassins versants, l'accent a également été mis sur la nécessité de sélectionner des bassins versants de différentes tailles et d'ordres différents (principalement de 1 à 3, voire d'ordre 4), de manière à tester d'éventuels effets d'échelle sur les taux de dénudation. Enfin, la sélection de bassins versants emboîtés dans un même secteur d'étude permet d'apprécier l'effet des confluences dans la répartition spatiale de la dénudation.

La mesure de la dénudation des bassins versants par NCT (cf. chapitre 3) constitue la pierre angulaire de ce chapitre. Elle est localement associée à une quantification de la dénudation aérienne des surfaces rocheuses saine est réalisée à l'aide de la mesure de la profondeur de mise en saillie de filons quartzeux dans le cirque de la Maladeta (cf. chapitre 3). Ces analyses ont pour objectifs de quantifier la dénudation et de déterminer la contribution relative des différents processus d'érosion. En effet, la dénudation mesurée par NCT à l'exutoire quantifie l'abaissement de la topographie de surface moyenne maximale sur l'ensemble d'un bassin versant (cf. chapitre 3) ; la question essentielle est donc de savoir quels types de surfaces sont effectivement mesurés par cette méthode dans les emprises étudiées. La finalité est bien entendu de caractériser l'évolution du relief au cours de l'interglaciaire actuel et de voir comment celle-ci peut éventuellement varier spatialement en fonction des conditions climatiques et topographiques locales. Peu de données précises quant à la dénudation actuelle dans les Pyrénées ont à ce jour été réalisées.

Afin d'améliorer la compréhension de l'étude et de faciliter la lecture de chapitre, ce dernier est divisé en deux parties. La première partie concerne plus particulièrement la caractérisation des bassins versants au moyen d'une cartographie géomorphologique (types de sols, mouvements gravitaires de masse…) des secteurs d'étude et d'une analyse morphométrique (altitude, pente moyenne…). Ceci permet de comprendre le fonctionnement des bassins versants, de déterminer les processus potentiellement actifs, et de fournir des éléments morphologiques pouvant expliquer les taux de dénudation mesurés (superficie, relief, pente moyenne…). La concentration en NCT des différents types de surface est également rappelée (cf. chapitre 4) afin de produire une base de données à comparer avec les valeurs obtenues dans les bassins versants. C'est dans la seconde partie que les résultats des analyses sont présentés et interprétés à la lumière d'analyses statistiques mettant en relation la dénudation avec les paramètres morphométriques et les caractéristiques morphodynamiques des bassins versants. Une comparaison avec la dénudation des cours d'eau et fleuves régionaux est également réalisée pour apprécier l'efficacité relative des zones culminantes. La discussion permet alors de débattre de la pertinence des corrélations obtenues afin de répondre aux objectifs fixés au début de l'étude. La comparaison des concentrations en NCT des différents types de surfaces et celle des alluvions constituera alors un point essentiel pour déterminer la provenance de ces dernières et évaluer le biais que celui peut induire dans les mesures de dénudation (Delunel et al., 2014).

Partie I : caractérisation des bassins versants

Cette première partie se focalise sur la caractérisation des bassins versants pour lesquels l'analyse par nucléides cosmogéniques est réalisée. Une présentation des différents paramètres morphométriques et éléments morphodynamiques est faite de manière à décrire dans quelle mesure ceux-ci peuvent influer sur la dénudation des bassins versants, et notamment comment ils peuvent modifier la concentration en NCT des alluvions (cf. chapitres 1 et 3. Enfin, les tableaux récapitulant les caractéristiques morphométriques des bassins versants et les cartes des éléments morphodynamiques sont réalisés. Une description bassin versant par bassin versant s'ensuit afin de mieux comprendre les processus potentiellement acteurs de la dénudation et identifier les entraves au transport des sédiments depuis les zones-sources jusqu'au système de drainage principal.

Le travail de caractérisation consiste d'abord à mesurer les caractéristiques morphométriques des bassins versants étudiés (altitude, pente, pourcentage de surface englacée…) pour fournir des données à mettre en parallèle avec les taux de dénudation (cf. Partie II : la dénudation moyenne des bassins versants). Dans un second temps, un travail de cartographie détaillée est accompli ; il vise à identifier les différents types de substrats d'un point de vue lithologique, géomorphologique mais également au niveau de la couverture végétale, susceptibles de contrôler le travail et l'efficacité de l'érosion. Cette identification des différents types de surfaces, et leur propension à subir ou non de l'altération chimique ou de l'érosion mécanique, est nécessaire pour estimer et discuter la contribution des divers processus (action des glaciers, gélifraction, ruissellement, remaniement de stocks sédimentaires…) à la dénudation mesurée à l'exutoire.

1. Les caractéristiques morphométriques

Les caractéristiques morphométriques des bassins versants sélectionnées dans cette étude font partie du panel somme toute classique de paramètres pouvant influer sur la dénudation (variables explicatives) (Delunel et al., 2010 ; Portenga et Bierman, 2011) (cf. chapitre 1). Si certains paramètres sont simplement issus de statistiques spatiales réalisées sous SIG (superficie réelle et projetée, altitude minimum, moyenne et maximum, pente moyenne), d'autres sont obtenus par calcul à partir de ces dernières (intégrale hypsométrique, rugosité, relief absolu et moyen). D'autres sont issus d'une analyse du réseau hydrographique (ordre de Strahler), du croisement d'une cartographie de l'englacement et des données spatiales (pourcentage d'englacement), et de sources extérieures (enneigement annuel moyen).

Les informations fournies par les valeurs des paramètres morphométriques (Tableau 6.1) viennent compléter la description des secteurs d'étude déjà réalisée qualitativement (cf. chapitre 2) et traduisent quantitativement la stratégie de sélection des bassins versants mise en place. Le découpage des bassins versants et la mesure de leurs caractéristiques morphométriques a été réalisée sous système d'information géographique (SIG) ESRI® ArcGIS 10.0 et à partir des supports suivants : modèle numérique de terrain (BD Alti® 25 m et LiDAR PNOA® 5 m), ortho-images haute-précision (BD Ortho® 50 cm et orthofotos 25 cm PNOA®) et cartes topographiques (SCAN® 25 cm et Topo 25 cm PNOA®). Afin d'harmoniser la résolution des données d'altitude, le MNT du secteur d'étude espagnol (LiDAR PNOA® 5 m) est modifié de manière à produire une taille de cellule de 25 m.

1.1. Stratégie d'échantillonnage : différents types de bassins versants

La forte diversité des tailles de bassins versants sélectionnés (de 1 à 184 km²) traduit la volonté dans cette étude de mettre en évidence les éventuels effets d'échelle sur la dénudation des bassins versants (cf. chapitre 3). Cette notion de superficie se rattache – sans y être intrinsèquement connectée – à la densité du réseau hydrographique (ordre de Strahler) puisque les bassins collecteurs aux réseaux les plus complexes (3ème ou 4ème ordres) sont généralement les plus étendus tandis que l'essentiel des petits bassins versants est caractérisé par des degrés de complexité relativement bas (1er ou 2ème ordre) (Tableau 6.1). Ceci traduit simplement l'emboîtement des bassins versants consubstantiel à la stratégie d'échantillonnage choisie (Godard et al., 2012) (cf. chapitre 3).

Les bassins versants sélectionnés recouvrent une gamme d'altitude (550–3400 m) relativement large (Tableau 6.1) qui permet la prise en compte d'une large gamme d'étages bioclimatiques (de l'étage collinéen à l'étage nival) et de différents contextes morphoclimatiques (tempéré, périglaciaire, glaciaire). Si cette amplitude se reflète au niveau des valeurs de relief (relief absolu variant entre 240 et 2035 m), elle ne se manifeste que modérément au niveau des altitudes moyennes dont la gamme de valeurs reste relativement homogène (1450–2800 m). Le complément d'informations apporté par les reliefs moyens (Tableau 6.1) est appréciable lorsque les valeurs de relief absolu sont similaires (Maladeta/Artigue, Creguenya/Escale, Gargante/Bena, Bena/Salit, Vicdessos/Aston). Les valeurs sont la plupart du temps plus élevées dans les bassins versants des secteurs du Haut-Vicdessos et de l'Aston et traduisent la forte proportion de hautes altitudes dans ces derniers.

Tableau 6.1. Valeurs des paramètres morphométriques des bassins versants (2 pages).

Secteur d'étude	Bassins versants	Superficie (km²)		Altitude (m)			Relief		Pente moyenne (°)	Rugosité [c]	IH [d]	Ordre de Strahler [e]	Englacement holocène maximal (%) [f]	Enneigement annuel moyen (cm) [g]
		Projetée	Réelle	Moy	Min	Max	Abs. (m) [a]	Moy. [b]						
Upper-Esrea	Aneto-Barrancs	15	18	2 820	2035	3 404	1 369	1,39	27.6	1.19	0,57	3	26	108
	Creguenya	9	11	2 726	1 495	3349	1 854	1,82	29.8	1.23	0,66	3	13	79
	Esera*	**101**	**124**	**2 601**	**1 292**	**3 404**	**2 112**	**2,01**	**29.9**	**1.23**	**0,62**	**5**	**9**	**79**
	Maladeta	4	5	2780	2131	3 298	1 167	1,30	28.0	1.19	0,56	2	30	108
	Vallibierna	35	43	2695	1 385	3404	2 019	1,95	29.8	1.22	0,65	4	4	79
Upper-Vicdessos	Artigue	13	16	2340	1 281	2 684	1 403	1,83	30.1	1.20	0,75	3	0	48
	Escale	5	6	2168	1 694	2 649	955	1,28	26.4	1.15	0,50	2	0	48
	Vicdessos*	**114**	**139**	**2 434**	**822**	**3 117**	**2 295**	**2,96**	**31.1**	**1.22**	**0,70**	**5**	**0**	**48**
Aston-Beille	Artarante	1	1	1904	1751	1 987	236	1,09	7.1	1.01	0,65	1	0	25
	Aston	**160**	**184**	**2141**	**548**	**2 900**	**2 352**	**3,91**	**25.6**	**1.15**	**0,68**	**5**	**0**	**25**
	Gargante	9	9	1456	612	1 884	1 272	2,38	22.7	1.11	0,66	3	0	9
	Mourègnes	11	13	1 470	599	1 946	1 347	2,45	21.6	1.10	0,65	3	0	9

Carlit-Cerdagne	Bena	5	5	2216	1 665	2 549	884	1,33	12.5	1.03	0,62	2	0	7
	Brangoli	9	9	2296	1 734	2 674	940	1,32	12.3	1.03	0,60	3	0	17
	Egat	3	3	2005	1 737	2 205	468	1,15	10.4	1.02	0,57	2	0	7
	El Raür	**94**	**99**	**2073**	**1 180**	**2 885**	**1 705**	**1,76**	**14.6**	**1.05**	**0,52**	**4**	**0**	**7**
	Estagnets	12	13	2 303	1 608	2 809	1 201	1,43	13.2	1.04	0,58	3	0	17
	Grave	**16**	**17**	**2497**	**2 016**	**2 803**	**787**	**1,24**	**19.9**	**1.09**	**0,61**	**3**	**0**	**28**
	Mesclan d'Aygues	20	21	2 347	1 745	2 885	1 140	1,34	14.8	1.06	0,53	3	0	17
	Salit	3	3	2 250	1 824	2 556	732	1,23	10.3	1.02	0,58	2	0	17

Les lignes en gras correspondent aux bassins versants représentatifs d'un secteur d'étude. Les bassins versants marqués d'un astérisque englobent tous les bassins versants étudiés dans ce même secteur. Par exemple, l'Artigue et l'Escla sont tous deux des sous-bassins versants du Vicdessos alors que dans le secteur de Beille-Aston, Gargante et Mourègnes sont hors de l'emprise du bassin versant représentatif du secteur : l'Aston. La superficie projetée correspond à une surface planimétrique tandis que la superficie réelle correspond à une surface prenant en compte l'ensemble du relief avec une résolution de 25 m.

[a] Le relief absolu correspond à l'intervalle de valeurs d'altitude entre le point le plus haut et le point le plus bas du bassin versant.

[b] Le relief moyen correspond au ratio entre l'altitude moyenne et l'altitude minimale. A relief absolu égal, le bassin versant montrant le ratio le plus élevé est celui qui dispose de la plus grande étendue de surfaces en altitude, et vice versa.

[c] La rugosité (R) correspond au degré de mise en relief du bassin versant (R=1 pour un paysage ne présentant aucune déclivité). Plus R augmente, plus le terrain présente une forte proportion de pentes abruptes. La rugosité est calculée de la manière suivante :

$$R = \frac{S_r}{S_p} \qquad (6.1)$$

où S_r correspond à la surface réelle du bassin versant et S_p à sa surface projetée.

[d] L'intégrale hypsométrique (IH) correspond à l'aire sous la courbe hypsométrique d'un bassin versant – c'est-à-dire une courbe de l'altitude normalisée par l'amplitude du relief en fonction de la surface cumulée normalisée par la superficie totale (Strahler, 1952) – et produit une valeur comprise entre 0 et 1. Classiquement, l'IH mesure le degré de maturité d'un

bassin versant. Dans le cadre glaciaire, l'IH tend à être plus forte dans un bassin versant dans lequel l'érosion des glaciers commence à impacter la topographie (formation de cirque…) que dans un bassin versant non englacé. L'IH diminue ensuite au fur et à mesure que l'impact glaciaire sur la topographie augmente (abaissement de la LEG, creusement d'auges glaciaires…) (Brocklehurst and Whipple, 2004). L'intégrale hypsométrique est calculée de la manière suivante :

$$HI = \frac{H_{moy} - H_{min}}{H_{max} - H_{min}} \quad (6.2)$$

où H_{moy}, H_{min} et H_{max} représentent respectivement l'altitude moyenne, l'altitude minimale et l'attitude maximale du bassin versant.

[e] Le nombre de Strahler traduit la complexité et la densité d'un réseau hydrographique. Plus ce nombre est élevé, plus le réseau est hiérarchisé. Le nombre 1 correspond à tout cours d'eau entre sa source et sa première confluence ; lorsque deux chenaux de premier ordre se rejoignent, le chenal formé est d'ordre 2 ; lorsque deux chenaux de second ordre se rejoignent, le chenal formé est d'ordre 3 et ainsi de suite (Strahler, 1957). L'ordre représentatif d'un bassin versant correspond au nombre de Strahler attribué au chenal principal (celui qui est prélevé, en l'occurrence, dans cette étude).

[f] La proportion d'englacement du bassin versant qui correspond au pourcentage de surface contenue dans l'emprise de l'englacement maximal à l'Holocène. Cette surface est délimitée à l'amont par la ligne de crêtes surplombant les cirques concernés et à l'aval par les moraines holocènes. Les valeurs non nulles de ce paramètre sont exclusivement mesurées dans le secteur de Haute-Ésera, le seul de l'aire d'étude à avoir abrité (et à continuer de la faire) des glaciers à l'Holocène.

[g] Les valeurs d'enneigement annuel moyen (moyenne sur 12 mois) sont issues des simulations de paramètres météorologiques sur les 30 dernières années produits par l'ANR SCAMPEI en fonction du massif concerné et de son altitude moyenne (un palier tous les 300 m) (cf. chapitre 3). Ces valeurs seront ensuite utilisées pour calculer l'écrantage nival des bassins versants lors du calcul du taux de production en NCT.

1.2. Des marqueurs de l'impact des glaciations quaternaires

Les valeurs de pente moyenne et la rugosité (Tableau 6.1) sont deux paramètres qui covarient puisqu'ils mesurent tous deux la déclivité des bassins versants. La pente moyenne constitue cependant un marqueur plus précis de cette caractéristique : les valeurs oscillent entre 7° (Artarante) et 31° (Vicdessos). Le gradient de pente d'un secteur à un autre (Fig. 6.1, 6.2, 6.3, 6.4) traduit relativement bien l'impact topographique de l'action des glaciers sur les reliefs concernés et démontre encore une fois la pertinence de la sélection. Les valeurs les plus élevées et dépassant la limite de stabilité des pentes (30°) (cf. chapitre 1) caractérisent plus particulièrement le secteur du Haut-Vicdessos (26–31°) et la Haute-Esera (27–30°) tandis que les plus faibles déclivités (10–20°) sont logiquement relevées dans le secteur de Carlit–Cerdagne. Ceci est encore plus perceptible en comparant la pente moyenne entre bassins versants à altitude moyenne similaire (Vicdessos = 30° et El Raür = 15° pour une altitude moyenne de ~2000 m). En revanche, aucun bassin versant ne présente une pente moyenne supérieure à celle de la pente d'équilibre à sec des matériaux (35-37°) ; ces valeurs sont néanmoins atteintes localement sur certains versants.

Cette bonne relation entre pente moyenne et impact des glaciations quaternaires sur la topographie ne semble pas, en revanche, être aussi évident entre cet impact des glaciers et les intégrales hypsométriques (Tableau 6.1). La valeur la plus élevée (0,75) – supposée marquer un fort impact des glaciers – caractérise le bassin versant de l'Artarante alors qu'il s'agit principalement d'une zone de plateau d'altérites peu incisée. Deux éléments semblent s'opposer à une bonne fiabilité de ce paramètre : la taille des bassins versants et la présence de plateaux d'altérites. La comparaison des intégrales hypsométriques (IH) entre bassins versants dont les superficies sont trop éloignées n'est pas significative, en particulier lorsque les bassins versants les plus modestes comportent de vastes surfaces aplanies. Par conséquent, la comparaison entre IH et dénudation risque de ne pas être particulièrement significative. La comparaison entre bassins de drainage de taille similaire semble en revanche être pertinente. Les valeurs relevées pour les bassins versants représentatifs des secteurs d'étude sont en accord avec l'analyse qualitative de la topographie (cf. chapitre 2).

1.3. Englacement et enneigement holocènes

L'englacement holocène – uniquement présent dans le secteur de Haute-Esera (cf. chapitre 2) – montre une certaine variabilité de la proportion de surfaces englacées (Tableau 6.1) à mettre en relation avec la superficie des bassins versants concernés. Ceci a vocation à permettre des mesures de dénudation dont la part issue de l'action des glaciers est variable (4–30%). L'enneigement – calculée à partir des simulations d'épaisseur de neige réalisées dans le cadre de l'ANR SCAMPEI (cf. chapitre 3) - concerne tous les secteurs d'étude et les valeurs obtenues marquent l'influence décroissante des courants humides et froids atlantiques d'ouest en est mais également de l'altitude des massifs (cf. chapitre 2).

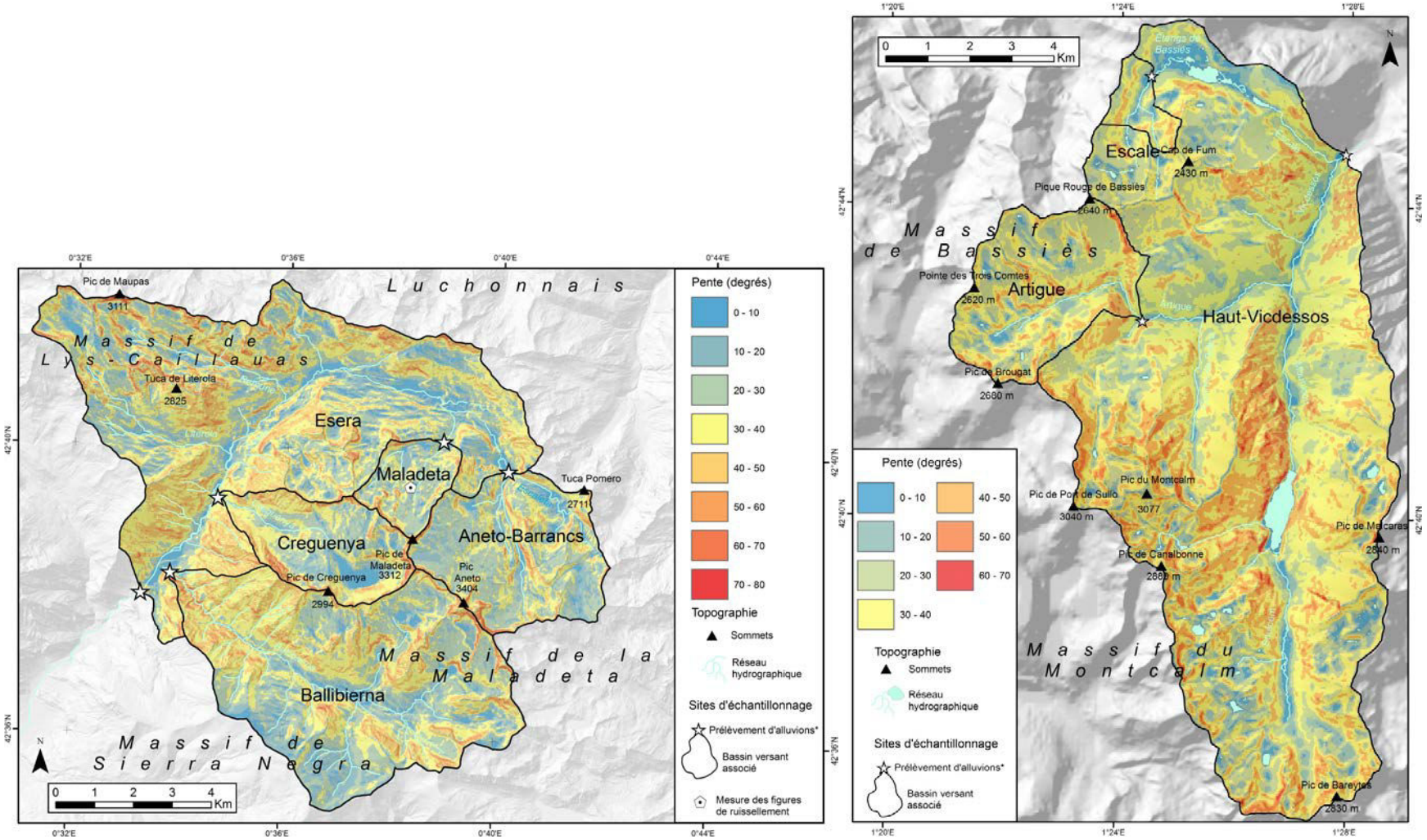

Figure 6.1. Carte des déclivités du secteur de Haute-Esera. Fond : MNT 25 m issu de MDT - LiDAR 5 m et ombrage issu de MDT - LiDAR 5 m, Instituto Geográfico Nacional de España - Projection : ETRS 1989 - UTM Zone 31N - Système de coordonnées : WGS 84.

Figure 6.2. Carte des déclivités du secteur du Haut-Vicdessos. Fond : ombrage issu de BD Alti 25 m, IGN - Projection : RGF 93 – Lambert 93 - Système de coordonnées : WGS 84.

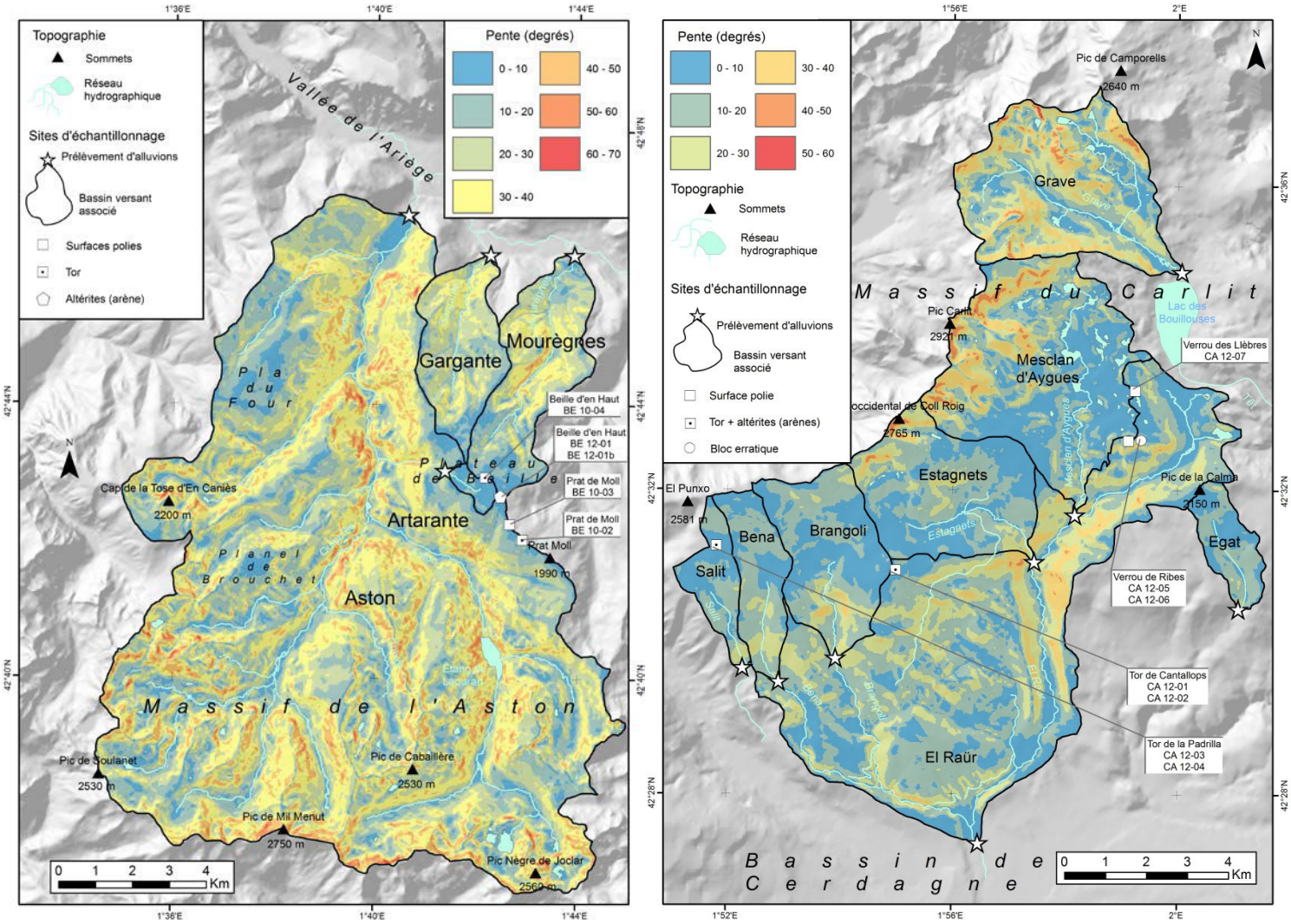

Figure 6.3. Carte des déclivités du secteur de Beille-Aston. Fond : ombrage issu de BD Alti 25 m, IGN - Projection : RGF 93 – Lambert 93 - Système de coordonnées : WGS 84.

Figure 6.4. Carte des déclivités du secteur du Carlit-Cerdagne. Fond : ombrage issu de BD Alti 25 m, IGN - Projection : RGF 93 – Lambert 93 - Système de coordonnées : WGS 84.

2. Cartographie géomorphologique

Le travail de cartographie inclut des informations divisées en plusieurs catégories : l'hydrographie, la lithologie, la couverture superficielle du substrat et les éléments géomorphologiques (cirques, dépôts gravitaires, tills…). Il s'agit là d'éléments ayant une influence potentielle sur le taux de dénudation d'un bassin versant (cf. chapitre 1) mais également sur la mesure de la concentration en NCT des alluvions prélevées à l'exutoire (cf. chapitre 3). Les cartes des secteurs d'étude qui résultent de ce travail sont associées à un récapitulatif de la composition relative de chaque type de surface pour chaque bassin versants (Tableau 6.2). L'ensemble de ces informations est extrait des supports suivants : ortho-images haute-précision (BD Ortho® 50 cm et orthofotos 25 cm PNOA®), cartes topographiques (SCAN® 25 cm et Topo 25 cm PNOA®), bases de données topographiques (BD Topo® et BD Topo PNOA®), base de données géologiques numériques 1/400 000ème du BRGM-IGME et base de données numériques des couches thématiques d'occupation des sols CORINE AND LAND COVER (2006) produite par l'Agence Européenne de l'Environnement.

2.1. Hydrographie et connectivité

Le tracé des cours d'eau, les surfaces qu'ils drainent et celles qui sont déconnectées du réseau hydrographique sont des éléments incontournables dans l'étude de la dénudation des bassins versants (Fig. 6.10, 6.11, 6.12, 6.13). La lecture de ceci permet évidemment la compréhension de la provenance des flux sédimentaires réels mais également d'appréhender la variabilité de la concentration en NCT des alluvions au cours de leur transport (cf. chapitre 3). L'organisation du réseau hydrographique (seuls les cours d'eau pérennes sont représentés sur les cartes de manière à préserver la lisibilité des informations) ne peut être comprise qu'au cas par cas à la lecture des cartes réalisées (Fig. 6.10, 6.11, 6.12, 6.13). La présence de plusieurs barrages artificiels est à signaler dans plusieurs secteurs : le barrage de Paso Nuevo sur le cours de l'Esera, le barrage de Soulcem sur le cours du Vicdessos, et les barrages de Laparan et Riète sur le cours de l'Aston. Ces barrages récents (XX^{ème} s.) sont considérés comme n'altérant pas la mesure en NCT à l'exutoire (Wittmann et al., 2016) mais peuvent être intégrés aux discussions en vue d'éclaircir d'éventuels résultats aberrants (cf. chapitre 3).

La détermination des zones d'exclusion – c'est-à-dire les surfaces considérées comme ne participant que très peu voire pas à la dénudation mesurée à l'exutoire du bassin versant (cf. chapitre 3) – complète la compréhension du cadre hydrographique et de sa connectivité. Ces zones d'exclusion résultent de la présence de pièges à sédiments structurels empêchant le transit du matériel sédimentaire depuis ces zones vers l'aval (Ballantyne, 2002b ; Cossart et al., 2013). Ces pièges sédimentaires sont principalement des lacs d'ombilic majoritairement situés dans les zones de cirques des secteurs d'étude. Le comblement total ou partiel de ces lacs est généralement une preuve supplémentaire de la qualité du piège à sédiments. Les gouffres représentent également des points d'arrêt partiels dans le transport des sédiments (les fines passent tandis que les galets ont tendance à se stocker) comme cela est le cas au niveau du Foraut des Aigualluts (Fig. 6.10), et on sait que les eaux des glaciers de l'Aneto-Maladeta sont dirigées vers le bassin de la Garonne et au détriment de celui de l'Esera par capture karstique. L'exclusion partielle (Aneto-Barrancs, Maladeta) ou totale (Ballibierna, Creguenya) de zones de cirque englacées durant l'Holocène dans le secteur Haute-Esera (Fig. 6.10) oblige à réévaluer l'analyse du signal NCT mesuré à l'exutoire en termes de contributions relatives des différentes surfaces. Cet aspect est plus négligeable dans les autres secteurs d'étude puisque les englacements holocènes sont absents. La part de surfaces exclues est très variable : certains bassins versants n'en comportent pas (Gargante, Mourègnes, Estagnets, Bena, Salit, Egat) (Fig. 6.12, 6.13) tandis que d'autres se retrouvent « amputés » d'une superficie considérable (Escale : ~70% de la surface totale) (Fig. 6.11).

2.2. Lithologie et production de NCT

La lithologie des bassins versants est un facteur important à prendre en compte dans la mesure en NCT des alluvions (von Blanckenburg, 2005) (cf. chapitre 3). Les bassins versants sont sélectionnés de manière à ce que les lithologies riches en quartz représentent la plus grande surface possible pour obtenir un taux de dénudation le plus représentatif possible de l'ensemble de la superficie concernée. La quasi-totalité des lithologies présentes dans les secteurs d'étude (granite, gneiss, migmatites, grès et conglomérats, et plus modestement lithologies cristallines basiques ainsi que formations détritico-calcaires d'Evol) sont potentiellement productrices de quartz. La proportion de quartz qu'elles contiennent reste cependant très variable et pas forcément répartie de manière homogène dans les formations lithologiques. Elles sont néanmoins toutes prises en compte ; leur répartition dans les bassins versants (Tableau 6.2 ; Fig. 6.10, 6.11, 6.12, 6.13) permet d'interpréter au mieux les taux de dénudation mesurés, en fonction de leur teneur en quartz et de leur susceptibilité à l'érosion.

Les formations cristallines quartzeuses (granite et granodiorite, gneiss mais également migmatites) constituent les « candidats » parfaits pour cette étude : teneur en quartz connue et avec un seuil minimum (> 20%), désagrégation granulaire produisant des grains mesurables (> 0,25 mm), et structure homogène suggérant une dénudation progressive. Ces lithologies sont particulièrement présentes dans les zones les plus élevées des secteurs d'étude (massif granitiques de Maladeta et Bassiès, massif gneissique d'Aston, massif granito-gneissique du Carlit) (Tableau 6.2 ; Fig. 6.10, 6.11, 6.12, 6.13) et apportent donc une information fiable sur les zones culminantes en termes de dénudation par NCT. Les bassins versants majoritairement composés de ces roches (Aneto-Barrancs, Maladeta, Creguenya, Ballibierna, Artigue, Escale et El Raür ; Tableau 6.2) fournissent les taux de dénudation les plus fiables et les moins sujets à une interprétation sur des critères lithologiques. Cela laisse plus de marge pour discuter du rôle des autres paramètres dans les valeurs de dénudation mesurées. Les séries ordoviciennes détritiques (grès, conglomérats, schistes) constituent également des lithologies éminemment quartzeuses et productrices de NCT et sont caractérisées par leur érodabilité supposée plus forte que celle des roches ignées (Morel et al., 2003).

Le statut de la plupart des autres lithologies présentes dans les secteurs d'étude est plus complexe. Les séries marines carbonatées dévoniennes et carbonifères (Fig. 2.21, 2.23 et 2.24) comportent des filons de quartz et enclaves à silexites susceptibles de contribuer au bilan en NCT à l'exutoire. La situation est similaire pour les séries siluriennes et cambriennes (formation d'Evol), principalement composées de micaschistes pélitiques et plus minoritairement de grès fins (dont la taille des grains > 0,25 mm est trop petite pour être mesurée ; cf. chapitre 3). Les filons et lentilles d'exsudation présents dans la formation d'Evol produisent des sables et des galets mesurables. Même si leur répartition n'y est pas homogène et reste minoritaire (<5%), la forte érodabilité de ces formations en fait des pourvoyeurs de quartz potentiellement importants. Les micaschistes pélitiques, présentes notamment dans le massif de la sierra Negra (sud du secteur de Haute-Esera : bassin versant de Vallibierna), ont une situation analogue : grains constitutifs < 0,25 mm qui ne franchissent donc pas l'étape du tamisage lors du protocole analytique de laboratoire et présence de filons quartzeux répartis de manière hétérogène. Le rôle des formations de gabbros et diorites - qui composent l'essentiel du massif de Lys-Caillauas (secteur de Haute-Esera) - est plus restreint puisque ce sont des lithologies également pauvres en quartz (5–15%), peu susceptible à l'érosion et peu répandues.

2.3. Les différentes surfaces de production sédimentaire potentielles

Les différentes surfaces de production sédimentaire potentielles génèrent des quantités de matériel alluvial assez variable. Leur description vise à apprécier dans quelle mesure ces différentes surfaces produisent du matériel sédimentaire : sont-elles des surfaces de production actives et sous quelles conditions le sont-telles? Cela doit évidemment être mis au regard de la susceptibilité de ces surfaces à être érodées et de leur potentielle teneur en NCT. En effet, cette dernière constitue un outil de « traçage » particulièrement pertinent dans le cadre d'une analyse des alluvions par ^{10}Be (Norton et al. 2010 ; Delunel et al., 2014). Les concentrations en NCT de référence (mesures sur zones de production) varient en fonction de l'altitude de prélèvement (et donc du taux de production) : ceci doit être pris en compte lors de leur comparaison avec la concentration mesurée dans les alluvions. Cela est également associé un travail de cartographie des différentes surfaces de production potentielles afin de déterminer leur emplacement, l'espace qu'elles occupent ainsi que leur éventuelle connexion avec le réseau hydrographique (Tableau 6.2 ; Fig. 6.10, 6.11, 6.12, 6.13).

2.3.1. Les différents types de substrats-ensembles

Les différentes catégories de surface se rapportent au degré et au type de végétalisation du substrat. Selon qu'elle soit un substrat rocheux sain ou bien recouverte d'un sol végétalisé, une surface subit une météorisation plus ou moins intense et des processus d'ablation plus ou moins efficaces. Aux catégories de surfaces caractérisées par leur couvert forestier s'ajoute une quatrième catégorie d'ordre topographique : les surfaces de plateaux. Cette catégorie désigne des zones présentant différents degrés de végétalisation ayant pour caractéristique principale une pente très faible limitant l'ablation des sédiments et la connexion avec le réseau hydrographique. Au niveau cartographique, les surfaces de plateaux ne sont pas exclusives des autres catégories : elles peuvent être couverte de végétation basse, de forêts ou plus rarement non végétalisés. Cependant, leur vitesse de dénudation reste extrêmement basse quelle que soit le degré de végétalisation (cf. 2.3.1.4. Les surfaces de plateaux). Pour l'essentiel, ces différentes catégories de surface (roche saine, substrat végétalisé sur versants ou sur plateaux) représentent des zones de production sédimentaire relativement faible voire nulle à l'échelle d'une période aussi courte que l'Holocène.

2.3.1.1. Les surfaces rocheuses saines sans végétation

Les surfaces rocheuses à nu ou éventuellement recouvert de lichens et mousses sont typiques de l'étage nival (> 2900–3000 m). Elles sont le marqueur de surfaces enneigées une grande partie de l'année, et/ou récemment déglacées. Les premières subissent une altération chimique moins intense qu'un substrat rocheux fortement végétalisé comme les sols forestiers (Asano et al., 2004). Elles restent néanmoins soumises à la météorisation mécanique (gélifraction) ainsi qu'à l'ablation de matériel sédimentaire par le ruissellement. Les surfaces de ce type exposées durant plusieurs cycles glaciaires interglaciaires sont caractérisée par une dénudation sur le long terme comprise entre 3–10 mm/ka et une concentration en NCT très élevée (entre 154,08 ± 4,47 et 394,29 ± 8,06 × 10^4 at/g) (cf. chapitre 4). Ces surfaces, principalement caractérisées par la présence de tors, sont relativement peu répandues dans l'aire d'étude et cantonnées aux plateaux du secteur de Carlit–Cerdagne. Les surfaces de ce type exposées uniquement depuis la dernière déglaciation font l'objet d'une quantification de la dénudation par NCT (cf. partie II). Cette dénudation a été mesurée par différente méthode (mise en saillie de polies glaciaires, NCT…) et s'avère être particulièrement faible (0,2–2,5 mm/ka ; Dahl, 1967 ; Lindberg et Brundin, 1969 ; Rudberg, 1970 ; Clément et al., 1976 ; Delmas, 1998 ; Sellier, 1998 ; André, 2002 ; Portenga et Bierman, 2011) (cf. chapitre 3).

D'autre part, ces surfaces – déglacées au cours du Tardiglaciaire – présentent des concentrations en NCT de 20–60 × 10^4 at/g (et plus rarement > 60 × 10^4 at/g) (cf. chapitre 4). Outre la météorisation et le ruissellement, les surfaces plus récemment déglacées (fin du PAG) ont également subi de l'action des glaciers au cours de l'Holocène (Fig. 6.5) : leur teneur en NCT s'en trouve plus faible (10–20 × 10^4 at/g) (cf. chapitre 4).

Les bassins versants du secteur de Haute-Esera sont majoritairement composés de substrats rocheux à nu (55% à 95% de la surface des bassins versants) (Tableau 6.2). Une transition avec les surfaces couvertes de végétation est observable dans le secteur du Haut-Vicdessos tandis que les deux secteurs restants (Beille-Aston et Carlit-Cerdagne) en sont totalement exempts. La connexion de ces surfaces avec le réseau hydrographique est très variable étant donné la forte occurrence de pièges sédimentaires dans ces surfaces culminantes, notamment lorsqu'elles comportent des cirques. En effet, en tenant compte des zones d'exclusion et des lithologies productrices de NCT, peu de bassins versants permettent de mesurer (quasi-)exclusivement leur dénudation (Aneto-Barrancs, Maladeta et dans une moindre proportion Creguenya et Artigue) (Fig. 6.10, 6.11).

Figure 6.5. Substrat rocheux à nu récemment déglacé (< 150 ans) dans le cirque de la Maladeta. Noter la présence de till présentant un début de végétalisation au premier plan et le glacier en arrière-plan. Cliché : Y. Crest, 2013.

2.3.1.2. Les surfaces végétalisées (couvert herbeux et arbustif)

Cette catégorie désigne les surfaces recouvertes d'une végétation basse (correspondant aux couches thématiques « landes », « pelouses naturelles », « végétation arbustive », « végétation éparse » et « végétation sclérophylle » des données CORINE Land Cover 2006). Ce couvert végétal se développe pendant l'optimum climatique holocène sur différents types de substrats généralement meubles (altérites, colluvions périglaciaires, placages morainiques, nappes de tills, dépôts de pente…) et est surtout présent à l'étage alpin (2200-3000 m selon la façade du massif concernée) sur des surfaces déglacées depuis le Tardiglaciaire (Fig. 6.6).

Le couvert végétal tend à stabiliser les versants qui en sont recouverts (biostasie) : ces surfaces ne constituent donc pas des zones de production sédimentaire actives (ou bien elles le sont très faiblement), sauf lorsqu'elles présentent des ravinements ou des dégradations. Le mouvement lent et régulier de ces surfaces (par reptation, solifluxion, gélifluxion…) génère une dénudation relativement faible (< 200 mm/ka ; DiBiase et al., 2010). La vitesse de dénudation de ces surfaces dépend de l'épaisseur de sol qui se développe sous le couvert végétal mais également de la déclivité de la pente sur laquelle ils sont situés (Heimsath et al., 2012). La dénudation est ainsi d'autant plus forte que l'épaisseur de sol est faible et que la pente est instable.

Le couvert herbeux – et sa propension à retenir le matériel sédimentaire – se dégrade annuellement lors de la couverture nivale hivernale. Cependant, le tapis végétal reste continu, même quand les tiges sèches dominent en surface avant la rapide repousse printanière. En revanche, les pelouses dégradées et ravinements qui « entaillent » les substrats végétalisés laissent ces derniers vulnérables à l'ablation et plus à même de contribuer à l'alluvionnement, et donc à la concentration en NCT à l'exutoire. Ces pelouses alpines ne représentent qu'une part marginale de la surface des bassins versant de la Haute-Esera (< 15%) alors que leur présence se fait plus prégnante dans le Haut-Vicdessos (20–40%), dans l'Aston (50%) et dans le secteur de Carlit-Cerdagne (20–50%) (Tableau 6.2 ; Fig. 6.10, 6.11, 6.12, 6.13).

Figure 6.6. Versants végétalisés (pelouse, buissons bas, quelques pins) en aval du cirque de l'Aneto (Haute-Esera). Cela correspond à l'étage subalpin certainement dégradé par les activités pastorales, qui ont fait descendre la limite supérieure des forêts. Noter la présence au premier plan de dépôts s'apparentant à du till (possible front glaciaire du Dryas Récent), stabilisé par la végétation. Cliché : M. Calvet, 2012.

2.3.1.3. Les surfaces végétalisées (couvert forestier)

Cette catégorie désigne les surfaces recouvertes de forêts (qui correspondent aux couches thématiques « forêts de conifères », de « forêts de feuillus » et « forêts mixtes » des données CORINE Land Cover 2006). Ce couvert végétal se développe pendant l'optimum climatique holocène sur des substrats variés (roche en place avec sol postglaciaire très mince, épaisseurs d'altérites périglaciaires, couvertures de tills d'ablation ou de fond, obturations latérales ou fluvioglaciaires, éboulis et autres dépôts de pente mis en place à la fin du Würm) et est surtout présent dans l'étage montagnard à subalpin (900–2400 m selon la façade du massif concernée) sur des surfaces déglacées depuis le Tardiglaciaire.

Tout comme les couvertures végétales basses, le couvert forestier suppose le développement d'un sol (même peu différencié) et est à même de fortement limiter l'ablation et le transport des matériaux de surface en raison du développement poussé du réseau racinaire, y compris lors de la fonte printanière. Par conséquent, ce sont surtout des minéraux sous forme dissoute qui sont transportés vers les cours d'eau (Asano et al., 2004) et qui ne peuvent être échantillonnés. Cela fait des couverts forestiers des zones de production sédimentaire très faiblement actives. Néanmoins, la déforestation massive des versants pyrénéens en raison des activités pastorales et métallurgiques du Moyen Age au XVII^{ème} s. (Davasse et Galop, 1990) a certainement constitué un évènement propre à générer une importante ablation de ces surfaces. La crise érosive a probablement entraîné l'ablation par ravinement d'une forte épaisseur de sédiments voire des mouvements gravitaires de masse, et donc le transport de matériel sédimentaires à faible teneur en NCT (Kirchner et al., 2001 ; Niemi et al., 2005 ; Von Blanckenburg, 2005 ; Korup et al., 2010 ; Heimsath et al., 2012). L'éventuel dépôt de ces sédiments en pied de pente ou dans les fonds de vallée et leur possible remaniement tardif est un élément à prendre en compte lors de l'analyse des résultats de dénudation. En témoignent les épais cônes de déjection qui correspondent au décapage des masses de moraines ou dépôts d'obturation latérale (cf. 2.3.5. Les moraines/dépôts de till) mis en place au flanc de l'auge pendant le Würm et ses stades de retrait (situation dans l'auge de l'Ariège).

Ces surfaces forestières sont modestement représentées dans les bassins versants de la Haute-Esera, du Haut-Vicdessos et du Carlit (20–30%) (Tableau 6.2 ; Fig. 6.10, 6.11, 6.12, 6.13). Elles sont, en revanche, plus étendues dans le secteur de Beille–Aston – en raison du reboisement effectué dans le cadre de la restauration des terrains en montagne (RTM) datant de la fin du XIX^{ème} ou du début du XX^{ème} s.) - et notamment dans les bassins versants de Gargante (Fig. 6.7) et Mourègnes (couvert forestier > 80%).

Figure 6.7. Vues sur l'aval du ruisseau de Gargante (Aston-Beille). Noter la présence d'un dense couvert forestier. Noter sur le site de prélèvement de BE 14-02 (image de droite) la présence d'un matériel sédimentaire hétéroclite, avec de gros blocs émoussés s'apparentant à du till remanié. La cartographie de ces tills sur les versants est rendue difficile par le couvert forestier. Clichés : Y. Crest, 2014.

2.3.1.4. Les surfaces de plateaux

Comme précisé au début de la sous-section, cette catégorie de surface constitue une caractéristique topographique qui influe sur la couverture superficielle et son éventuel couvert végétal. Les topographies de plateaux sont des surfaces planes généralement faiblement inclinées constituées d'une couche d'altérites généralement épaisse et végétalisée (pelouses, landes à genêts, à genévrier nain, à rhododendron, pinèdes...) recouvrant un substrat rocheux sain cristallin (granite, gneiss) au niveau de l'étage alpin ou subalpin (cf. chapitre 2). Les altérites de ces plateaux sont susceptibles de présenter une évolution complexe (reprise de la couche profonde d'une ancienne altérite d'un précédent interglaciaire, sinon du Néogène, dans la pédogenèse actuelle) et de présenter une épaisseur de sol conséquente (l'accumulation de matériel altéré favorisant le développement d'un sol est plus grande en raison de leur faible pente et du peu d'ablation de sédiments par l'érosion en période glaciaire). Ces surfaces de plateaux sont de véritables témoins géomorphologiques d'une dénudation très lente (10–40 mm/ka ; Dethier et Lazarus, 2003 ; Phillips et al., 2006 ; Goodfellow, 2007 ; Gunnell et al., 2013 ; Regard et al., 2016) (cf. chapitre 2) ; ceci est également attesté régionalement par des mesures NCT ponctuelles (20–40 mm/ka) (cf. chapitre 4). La lente évolution des surfaces de plateaux pyrénéennes, leur ablation minime et leur mauvaise connexion avec le réseau hydrographique en font des zones très peu productrices de sédiments.

Les concentrations en NCT mesurées sur ces plateaux lorsqu'ils ont été englacés au Würm (30–35 × 10^4 at/g) et lorsqu'ils ne l'ont pas été (65-70 × 10^4 at/g) (cf. chapitre 4) sont extrêmement proches de celles des surfaces rocheuses saines (cf. supra). Le distinguo pourra néanmoins être fait puisque ces deux types de zone de production sédimentaire se côtoient rarement. Ainsi, dans un bassin versant où les plateaux d'altérites représentent une proportion conséquente de la surface, une concentration en NCT des alluvions proche de celle des altérites traduira une ablation très superficielle des altérites par ruissellement comme moteur du transport sédimentaire. La répartition de ces surfaces d'altérites (cf. chapitre 2) dépend fortement du secteur considéré (Tableau 6.2 ; Fig. 6.10, 6.11, 6.12, 6.13) : les secteurs Haute-Esera et Haut-Vicdessos n'en présentent qu'une fraction infime tandis que leur part augmente d'ouest (Aston: ~12–13%) en est (El Raür : ~30%) dans les deux autres secteurs. Dans ces derniers, la part relative de surfaces d'altérites augmente sensiblement (jusqu'à 100% pour l'Artarante) parmi les bassins versants dont l'emprise s'étend sur les zones de plateaux (Beille, Soccarades).

2.3.2. Les différents types de dépôts

Les bassins versants étudiés présentent également des dépôts, *i.e* des stocks de matériel meuble plus mobilisables par les flux hydriques (ruissellement, cours d'eau…) que les surfaces rocheuses cohérentes (cf. chapitre 1). L'éluviation de la fraction fine peut être particulièrement rapide, de l'ordre de plusieurs dizaines d'années (Ballantyne, 2002a). En contexte montagnard et paraglaciaire, ces sédiments ont une forte propension à composer l'essentiel de la charge alluviale, et par conséquent à contrôler la concentration en NCT mesurée à l'exutoire (Delunel et al., 2014). La dénudation calculée surestime alors la dénudation réelle du bassin versant puisqu'elle se rapporte quasi-exclusivement à des dépôts n'ayant pas atteint l'état stationnaire et dont la surface relative est réduite. Néanmoins, même si les différents types de dépôts constituent donc des zones de production sédimentaire privilégiées, sous réserve d'une bonne connexion avec le réseau hydrographique. Cela nécessite donc une analyse bassin versant par bassin versant de manière à déterminer la provenance des flux sédimentaires et de la représentativité des taux de dénudation mesurés.

2.3.2.1. Les moraines/dépôts de till

Les moraines présentes dans l'aire d'étude peuvent être réparties en deux catégories : celles exposées depuis le Tardiglaciaire (~12–20 ka), et celles issues des glaciations de l'Holocène, exposées récemment (~150 ans) et dites moraines du PAG. Les moraines tardiglaciaires sont actuellement végétalisées et donc stabilisées, et présentent généralement une forme plutôt effondrée dont les fractions les plus fines ont été évacuées par ruissellement diffus et/ou suffosion. Si le plus fort de l'évacuation de matériel sédimentaire depuis ces moraines est passé (Church et Ryder, 1972 ; Ballantyne, 2002a, 2002b), il n'en demeure pas moins qu'elle continuent de contribuer – plus modestement – à l'alluvionnement.

La mesure de la concentration en NCT des tills tardiglaciaires n'a été que ponctuelle dans cette thèse (cf. chapitre 4) mais permet de fournir une gamme de valeurs (20–35 × 10^4 at/g) que les sédiments qui en sont issus ne devraient pas dépasser. Les concentrations en NCT des tills tardiglaciaires pyrénéens mesurés dans d'autres études (20-30 × 10^4 at/g et plus rarement 30-40 × 10^4 at/g dans le massif du Carlit, Delmas et al., 2008 ; 15-22 × 10^4 at/g dans les vallées de l'Ariège et du Vicdessos, Delmas et al., 2011 , 2012 ; 20-40 × 10^4 at/g dans les hautes-vallées de la Noguera Ribagorçana, Rodés, 2008) confirment cette gamme de valeurs dont les variations sont fortement corrélées à l'altitude. Ces moraines tardiglaciaires représentent la totalité des tills présents dans les secteurs d'étude en façade nord. La surface qu'elles occupent reste modeste (< 5% de la surface totale) dans les bassins versants de l'Aston et du Haut-Vicdessos, mais représente 5–40% de l'espace des bassins versants du Carlit (Tableau 6.2 ; Fig. 6.10, 6.11, 6.12, 6.13). L'identification des tills reste difficile sur les versants boisés typiques du Haut-Vicdessos et surtout du massif de l'Aston (Fig. 6.7). Il en résulte une sous-estimation certaine de leur présence et donc du stock sédimentaire qu'ils représentent. Dans la Haute-Esera, les tills tardiglaciaires représentent une surface non négligeable (< 20%), principalement cantonnée au pied des cirques, et côtoient les tills holocènes (cf. chapitre 5) qui représentent des surfaces similaires.

Les moraines du PAG sont composées d'une fraction minoritaire de blocs décimétriques dans une matrice dominante sablo-limoneuse (cf. chapitre 5). Elles ne sont pas végétalisées et sont généralement situées sur des pentes à forte déclivité (20–30°), ce qui les rend vulnérables aux processus d'ablation (ruissellement, torrentialité, fonte des glaces annuelle). Les cônes proglaciaires holocènes (Maladeta, Aneto, Salterillo, Aneto-Barrancs ; cf. chapitre 5) – dont la part relative de blocs est plus importante – suggèrent une éluviation des fines plus aboutie et donc un transport en sédiments vers les cours d'eau plus important.

La présence de pièges à sédiments relativise cette hypothèse et indique que ces flux peuvent être partiellement (Maladeta, Aneto-Barrancs), voire entièrement (Creguenya, Ballibierna), bloqués avant l'exutoire. La concentration en NCT de ces sédiments n'est pas mesurée mais est très certainement inférieure à celle des surfaces polies holocènes (10–20 × 10^4 at/g). En effet, la relative préservation des surfaces de plancher échantillonnées (roches moutonnées…) et le fait qu'elles soient situées sur les marges de l'incision générée par la langue de glace holocène principale indique que leurs résultats n'enregistrent pas le maximum de dénudation glaciaire au Néoglaciaire (cf. chapitre 4). Par conséquent, la teneur en NCT des surfaces de plancher prélevées reste plus élevée que celle des roches autrefois situées sous l'épaisseur de glace maximale. En outre, les sédiments issus de ces dernières se trouvent généralement poussées très en aval par les glaciers (langues de glace les plus longues) et efficacement exportés dans le réseau de drainage au travers du cône proglaciaire qui se forme à la pointe du glacier (cas des glaciers de la Maladeta et de l'Aneto). D'une manière générale, les tills holocènes représentent des zones de production sédimentaire privilégiées (Delunel et al., 2014) et les plus efficaces de l'échantillon.

2.3.2.2. Les dépôts alluviaux/colluviaux

Les alluvions et les colluvions de pied de pente forment généralement un continuum sédimentaire, parfois végétalisé, situé en fond de vallée et donc particulièrement bien connecté avec le réseau hydrographique (Fig. 6.10, 6.11, 6.12, 6.13). Même s'ils sont absents d'un grand nombre de bassins versants et que ceux dans lesquels ils sont observés n'en comportent qu'une faible surface (< 5% de la surface totale ; Tableau 6.2), ils restent potentiellement très influents dans l'alluvionnement actuel de ces derniers. Leur origine, leur temps de stockage et leur impact sur la concentration en NCT à l'exutoire reste difficile à déterminer. En plus de provenir des différentes surfaces et dépôts présents dans le bassin versant, ces dépôts peuvent plus simplement constituer des tills würmiens ou tardiglaciaires repris par l'incision fluviale (Fig. 6.8). Le ravinement de sédiments épais peut éventuellement conduire à la mise en circulation de matériel sédimentaire à concentration en NCT relativement faible du fait d'un enfouissement prolongé en fond de nappa alluviale. L'hypothèse d'une concentration en NCT < 10 × 10^4 at/g des colluvions (Delunel et al., 2014) est également envisageable faute de mesure directe dans l'aire d'étude. Ces dépôts constituent ainsi une importante variable d'ajustement en cas d'anomalies ou d'incohérences de mesure NCT, notamment dans les bassins versants de Ballibierna, Esera, Artigue, Vicdessos, Aston et Grave (Tableau 6.2).

Figure 6.8. Vues sur la plaine des Aigualluts (en amont du gouffre ; bassin versant d'Aneto-Barrancs, Haute-Esera). Noter l'incision du cours du Barrancs dans des terrasses contenant du matériel très hétéroclite s'apparentant à du till. Le remaniement de sédiments enfouis à la base de ces terrasses entraîne la mise en mouvement de grains à faible teneur en NCT. Clichés : Y. Crest, 2013.

2.3.2.3. Les glaciers rocheux et tabliers d'éboulis

Il s'agit de stocks sédimentaires à déplacement gravitaire : ils sont principalement actifs durant le Dryas Récent dans les secteurs restés déglacés à l'Holocène (Haut-Vicdessos, Beille-Aston, Carlit-Cerdagne) et actifs à l'Holocène dans la Haute-Esera. Les tabliers d'éboulis se développent en divers contextes, sous l'effet de la gélifraction dans les zones d'altitude, ou bien d'une forte pente, de déstabilisation, de faiblesses lithologiques ou d'une érosion régressive agressive sur les versants aux altitudes moins élevées. Ils sont donc susceptibles d'apporter du matériel sédimentaire nouveau en continu ou de manière sporadique dans le réseau hydrographique. Pour autant, ces dépôts ne semblent a priori pas être de grands pourvoyeurs de matériel sédimentaire tant celui-ci est grossier (blocs décimétriques à métriques) (Fig. 6.9) et tant ces phénomènes gravitaires sont déconnectés du réseau hydrographique. En effet, les glaciers rocheux sont cantonnés aux zones de cirques et les tabliers d'éboulis n'atteignent que très rarement le fond de vallée (Fig. 6.10, 6.11, 6.12, 6.13). En l'absence de mesure par NCT sur ces dépôts, il est seulement possible de supputer leur teneur en NCT, qui doit se rapprocher de celle de leur substrat d'origine : les parois composées de surfaces rocheuses saines exposées depuis le Tardiglaciaire (20–60 × 10^4 at/g ; cf. chapitre 4). Les dépôts gravitaires se retrouvent majoritairement dans les secteurs les plus abrupts et les plus élevés (Haute-Esera : 5–20% de la superficie ; Haut-Vicdessos : ~10% de la superficie) (Tableau 6.2). Ils sont moins présents dans les autres secteurs, à l'exception du bassin versant du Mesclan d'Aygues et de la Grave où les glaciers rocheux représentent ~20% de la superficie principalement situés dans les nombreux cirques (10) qu'il comporte.

Figure 6.9. Dépôts de pente dans la partie aval du cirque de Maladeta (Haute-Esera). Noter la caractère grossier et anguleux du matériel provenant des parois. La bonne connexion de ce tablier d'éboulis avec le cours d'eau en contrebas n'éclipse pas la difficulté du transport de tels sédiments par le courant. Cliché : Y. Crest, 2013.

Tableau 6.2. Répartition des différents types de surfaces, lithologies et dépôts (exprimé en %) dans les bassins versants (2 pages).

Secteur d'étude	Bassins versants	Superficie (km²)	Lithologie							Couverture de substrats-ensembles [a]					Dépôts [b]			
			Gr	Gn	Mig	GrCg	GbDr	Mcsh	CalcPel	Plateaux d'altérites	Forêt	Prairies	Roche à nu	Glacier	Alluvial	Tills	Dépôts holocènes	Éboulis
Upper-Esrea	Aneto-Barr.	15	95	0	0	0	0	0	5	0	0	10	60	30	-	++	+++	++
	Creguenya	9	98	0	0	0	0	0	2	0	27	20	50	3	-	+	++	+++
	Esera*	**101**	**40**	**0**	**0**	**0**	**6**	**10**	**44**	**0**	**28**	**33**	**30**	**9**	+	++	++	+++
	Maladeta	4	91	0	0	0	0	0	9	0	0	20	50	30	-	+++	+++	++
	Vallibierna	35	33	0	0	0	0	31	36	0	23	10	63	4	++	++	+	++
Upper-Vicdessos	Artigue	13	55	0	0	31	0	0	14	0	0	23	77	0	+	-	-	++
	Escale	5	100	0	0	0	0	0	0	1	0	45	55	0	-	+	-	-
	Vicdessos*	114	**31**	**0**	**0**	**9**	**0**	**60**	**0**	**1**	**26**	**36**	**38**	**0**	+	-	-	++
Aston-Beille	Artarante	1	0	100	0	0	0	0	0	100	20	80	0	0	-	-	-	-
	Aston	**160**	**5**	**61**	**22**	**2**	**0**	**1**	**9**	**12**	**36**	**58**	**6**	**0**	+	-	-	++
	Gargante	9	0	76	0	9	0	3	12	12	88	12	0	0	-	-	-	-
	Mourègnes	11	0	65	0	15	0	2	18	18	82	18	0	0	-	-	-	-

Carlit-Cerdagne	Bena	5	100	0	0	0	0	0	0	43	5	90	5	0	-	-	-	-
	Brangoli	9	95	0	0	0	0	0	5	53	10	90	0	0	-	-	-	+
	Egat	3	50	50	0	0	0	0	0	72	15	85	0	0	-	-	-	-
	El Raür	**94**	**68**	**11**	**0**	**0**	**0**	**0**	**21**	**31**	**20**	**75**	**5**	**0**	**-**	**+++**	**-**	**++**
	Estagnets	12	82	0	0	0	0	0	18	25	10	75	15	0	-	+++	-	+
	Grave	**16**	**21**	**15**	**0**	**0**	**0**	**0**	**64**	**13**	**0**	**90**	**10**	**0**	**+**	**++**	**-**	**++**
	Mesclan	20	64	0	0	0	0	0	36	38	0	85	15	0	-	+++	-	+++
	Salit	3	100	0	0	0	0	0	0	54	0	100	0	0	-	-	-	-

Les lithologies en abrégés sont les suivantes : granite et granodiorite (Gr), gneiss (Gn), migmatites (Mig), grès et conglomérats (GrCg), gabbros et diorites (GbDr), micaschistes pélitiques (Mcsh), formations calcaires et/ou pélitiques. Gras = bassins versants représentatifs du secteur topoclimatique auquel ils appartiennent. Les bassins versants suivis d'un astérisque sont représentatifs du secteur auquel ils appartiennent (tous les autres bassins versants du secteur sont situés dans leur emprise).

[a] Quatre des différents types de surfaces (surfaces végétalisés, surfaces non végétalisées et glaciers) sont exprimés en pourcentage de la surface totale et sont cumulatifs. La surface relative occupée par les plateaux est comptée à part, indépendamment des autres surfaces.

[b] Etant donné la difficulté de déterminer de manière réaliste la surface occupée par les dépôts (en raison du recouvrement par la végétation, de l'éparpillement du matériel sédimentaire…), les différents types de dépôts sont exprimés par des signes : (-) absence de dépôts ; (+) présence éparse de dépôts ; (++) présence conséquente de dépôts ; (+++) forte présente de dépôts. La catégorie « Dépôts holocènes » regroupe les tills et glaciers rocheux mis en place durant l'Holocène.

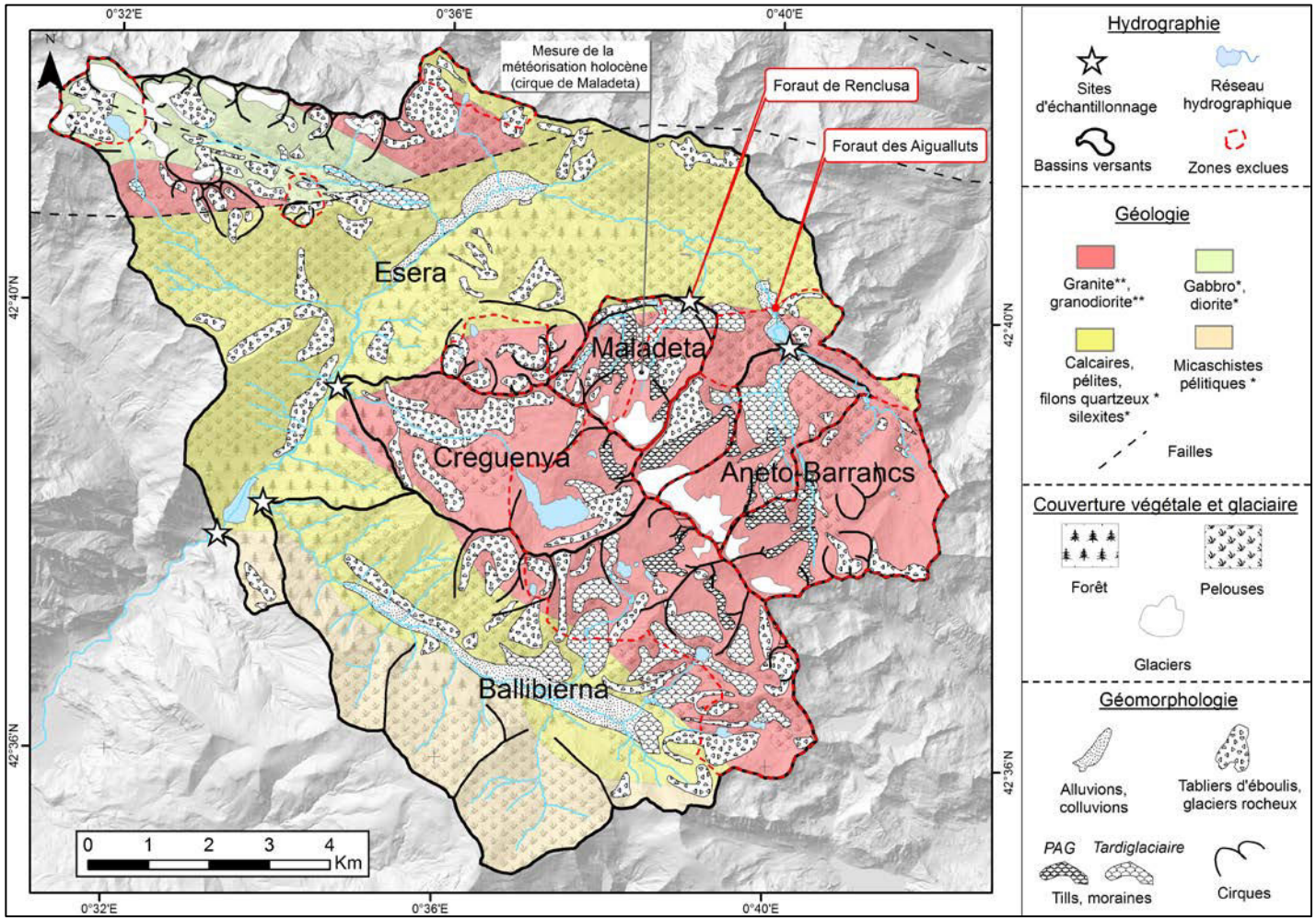

Figure 6.10. Carte lithologique et morphodynamique de la Haute-Ésera. L'absence de figuré de couverture superficielle indique une roche à nu. Deux étoiles marquent une lithologie à contribution en NCT certaine ; une étoile marque une contribution en NCT incertaine, et l'absence d'étoile désignes des lithologies non contributrices. Source Géologie : données géologiques issues de la carte géologique numérique 1/400 000ème du BRGM-IGME. Source Surfaces : CORINE Land Cover 2006, Agence Européenne de l'Environnement. Source Géomorphologie : repérage personnel sur ortho-images. Fond : MNT 25 m issu de MDT - LiDAR 5 m et ombrage issu de MDT - LiDAR 5 m, Instituto Geográfico Nacional de España - Projection : ETRS 1989 - UTM Zone 31N - Système de coordonnées : WGS 84.

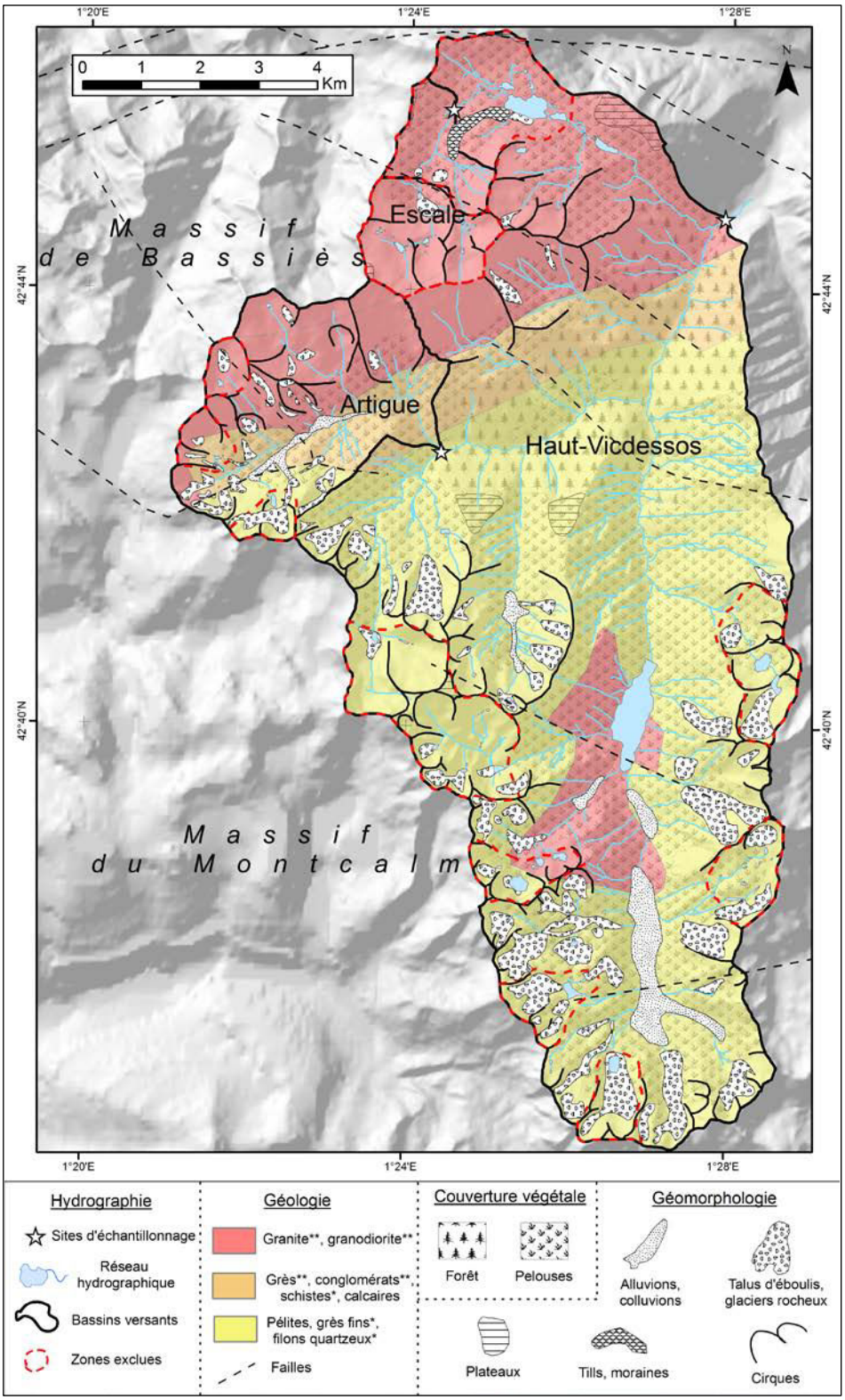

Figure 6.11. Carte lithologique et morphodynamique du Haut-Vicdessos. L'absence de figuré de couverture superficielle indique une roche à nu. Deux étoiles marquent une lithologie à contribution en NCT certaine ; une étoile marque une contribution en NCT incertaine, et l'absence d'étoile désignes des lithologies non contributrices. Source Géologie : données géologiques issues de la carte géologique numérique 1/400 000ème du BRGM-IGME. Source Surfaces : CORINE Land Cover 2006, Agence Européenne de l'Environnement. Source Géomorphologie : repérage personnel sur ortho-images. Fond : ombrage issu de BD Alti 25 m, IGN - Projection : RGF 93 – Lambert 93 - Système de coordonnées : WGS 84.

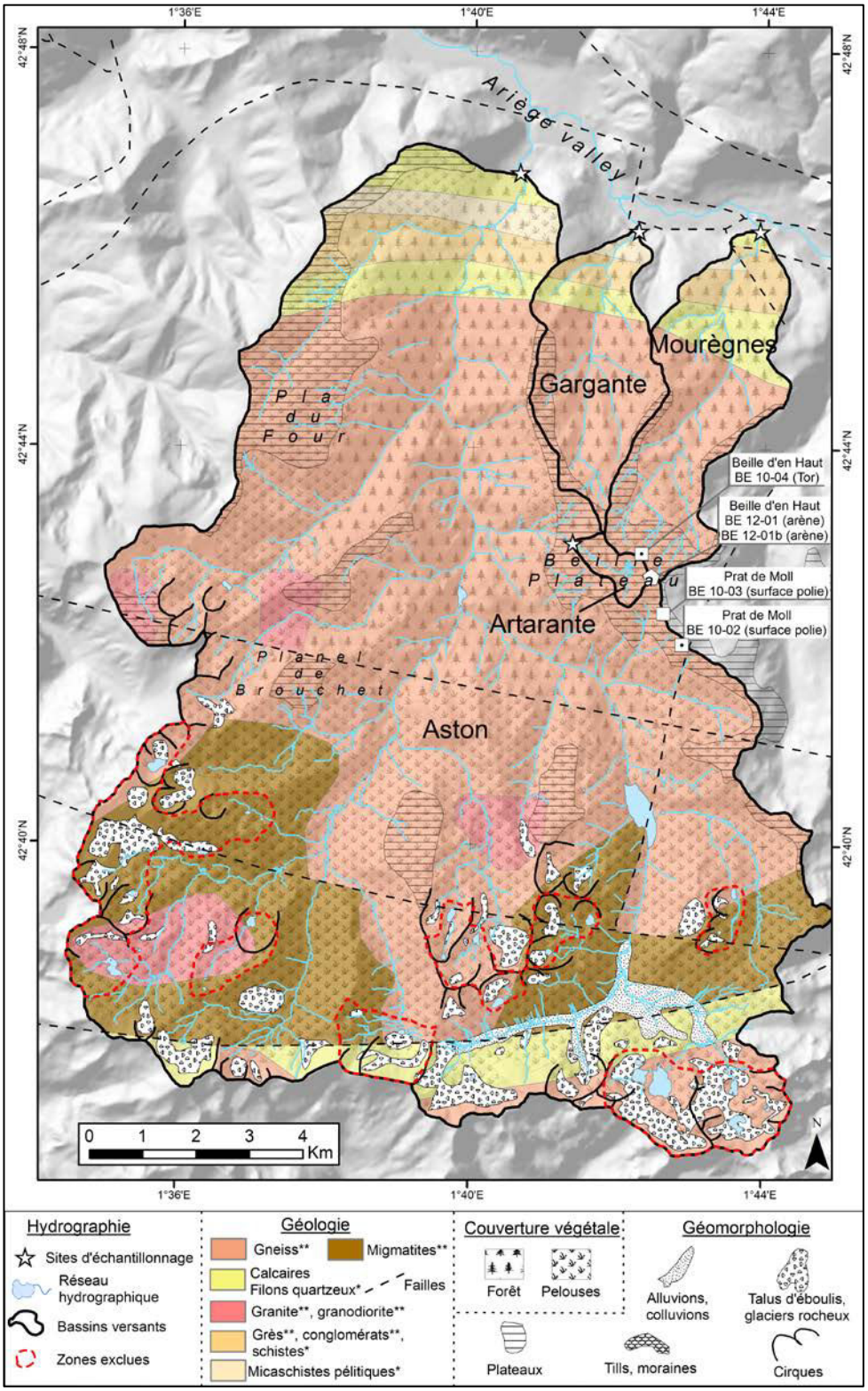

Figure 6.12. Carte lithologique et morphodynamique de Beille-Aston. L'absence de figuré de couverture superficielle indique une roche à nu. Deux étoiles marquent une lithologie à contribution en NCT certaine ; une étoile marque une contribution en NCT incertaine, et l'absence d'étoile désignes des lithologies non contributrices. Source Géologie : données géologiques issues de la carte géologique numérique 1/400 000ème du BRGM-IGME. Source Surfaces : CORINE Land Cover 2006, Agence Européenne de l'Environnement. Source Géomorphologie : repérage personnel sur ortho-images. Fond : ombrage issu de BD Alti 25 m, IGN - Projection : RGF 93 – Lambert 93 - Système de coordonnées : WGS 84.

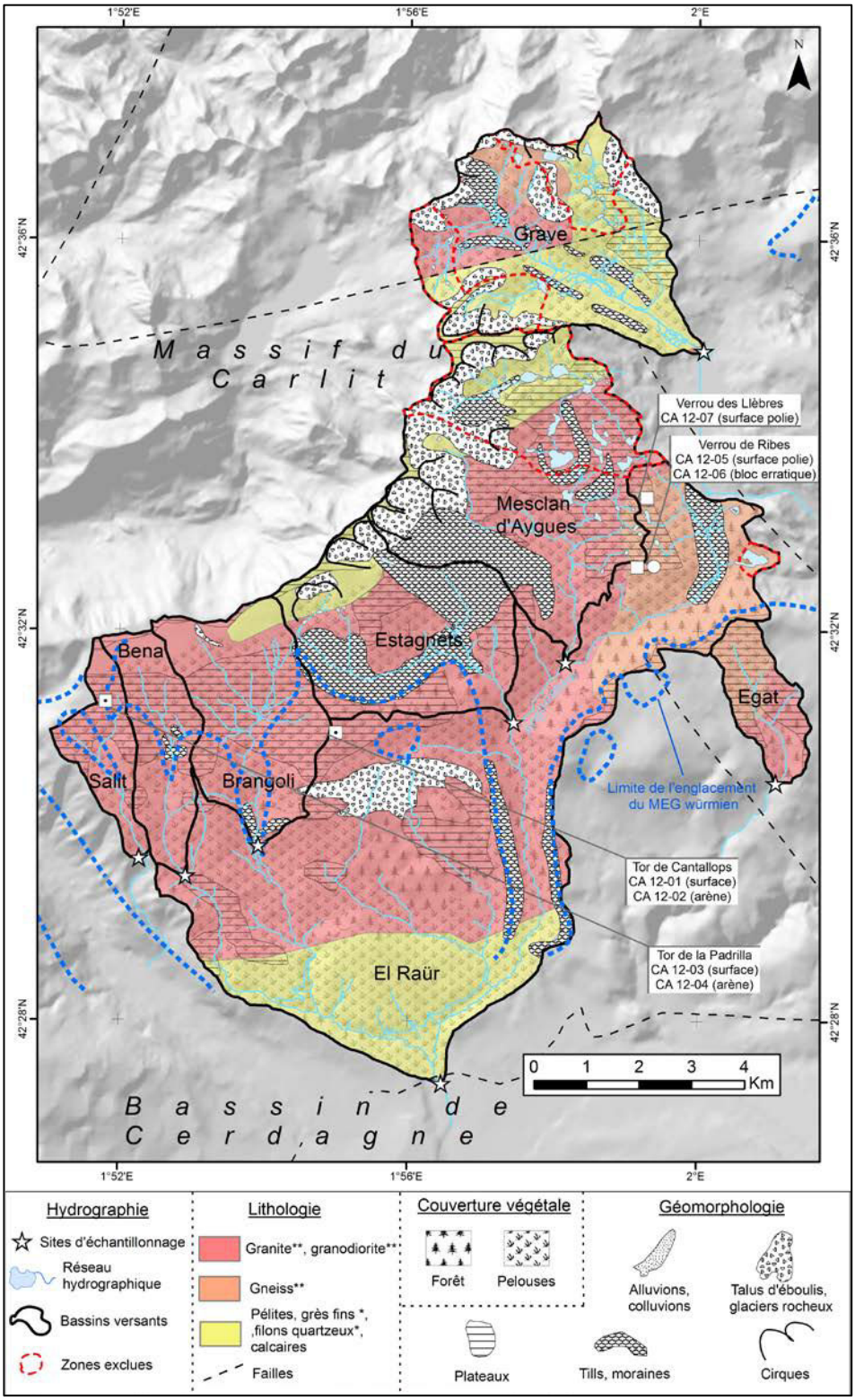

Figure 6.13. Carte lithologique et morphodynamique du secteur de Carlit-Cerdagne. L'absence de figuré de couverture superficielle indique une roche à nu. Deux étoiles marquent une lithologie à contribution en NCT certaine ; une étoile marque une contribution en NCT incertaine, et l'absence d'étoile désigne des lithologies non contributrices. Source Géologie : données géologiques issues de la carte géologique numérique 1/400 000ème du BRGM-IGME. Source Surfaces : CORINE Land Cover 2006, Agence Européenne de l'Environnement. Source Géomorphologie : repérage personnel sur ortho-images. Fond : ombrage issu de BD Alti 25 m, IGN - Projection : RGF 93 – Lambert 93 - Système de coordonnées : WGS 84.

Partie II : la dénudation moyenne des bassins versants

Cette seconde partie se concentre sur les résultats des mesures de dénudation des bassins versants par NCT et de dénudation holocène des surfaces rocheuses saines par quantification de la mise en saillie des filons quartzeux. Les principes et protocoles analytiques de chacune des deux méthodes, ainsi que la stratégie d'échantillonnage des bassins versants, ont d'ores et déjà été décrits (cf. chapitre 3). Les caractéristiques des bassins versants ont également fait l'objet d'une description approfondie (cf. Partie I : caractérisation des bassins versants). La signification des dénudations maximales moyennes (DMM) (cf. chapitre 3) des bassins versants peut alors être abordée à l'aune de ces informations, avec pour objectifs de déterminer les causes des variations spatiales de la dénudation des bassins versants et de quantifier si possible la part issue des différentes zones de production (plateaux d'altérites, zones de cirques, glaciers actuels…) et de différents processus (altération, érosion glaciaire, érosion fluviale, ruissellement…). Cela se fait à l'aide d'analyses statistiques et par comparaison des concentrations en NCT des différents types de surfaces et des alluvions.

Les analyses statistiques visent à établir s'il existe un lien entre la vitesse de dénudation d'un bassin versant de l'aire d'étude (variable descriptive) et ses caractéristiques morphométriques (variables explicatives) (Tableau 6.1). Cela correspond à une stratégie d'analyse fréquemment utilisée dans ce type d'étude (Delunel et al., 2010 ; Portenga et Bierman, 2011). Ceci est complété de manière plus qualitative par une comparaison des DMM obtenues avec les variations de l'impact des glaciations pléistocènes sur la topographie (notamment au travers de l'importance relative de certains types de substrat ; Tableau 6.2), ainsi que la présence ou non de glaciers holocènes.

Ce dernier point est particulièrement important dans la mesure où les glaciers, décrits comme des agents d'érosion particulièrement efficaces, continuent d'agir dans certains bassins versants et pas dans d'autres. Ce travail sous-glaciaire doit théoriquement produire des sédiments à concentration en NCT faible ou nulle (Wittmann et al., 2007 ; Delunel et al., 2010) variant selon le site d'origine : plancher fortement raclé à teneur en NCT nulle, plancher comportant de l'héritage d'exposition des cirques englacés à l'Holocène (Crest et al., 2017), ou parois supraglaciaires et crêtes susceptibles d'alimenter en matériel exposé les tills et les alluvions issues de ces glaciers.

Ceci est complété par une comparaison des concentrations en NCT des alluvions avec celles des différents types de surfaces (Delunel et al., 2014). Le but est alors de quantifier plus précisément la contribution relative des surfaces mais également d'évaluer dans quelle mesure les DMM mesurées peuvent présenter un biais, notamment par la mobilisation massive de dépôts meubles ne représentant qu'une faible surface (cf. chapitre 3).

3. Résultats

3.1. Dénudation des surfaces rocheuses saines

Ce travail a été réalisé dans le but de produire directement une mesure de l'usure postglaciaire des surfaces rocheuses préalablement polies par les glaciers. Cela aide à mieux comprendre les taux de dénudation mesurés aux exutoires et à spatialiser cette dénudation au travers des NCT. Les sites de mesure de l'altération subaérienne - répartis en aval (12) et en amont de la moraine du Dryas Récent (14) - représentent des surfaces allant de 0,9 à 6 m² et sont caractérisés par des volumes dénudés compris entre 0,002 et 0,024 m^3. Les valeurs de profondeur de dénudation holocène qui en sont extraites sont comprises entre 1 et 7 cm, pour une valeur moyenne de 3,4 cm (Fig. 6.14). Les surfaces échantillonnées en aval de la moraine du Dryas Récent présentent une profondeur moyenne de dénudation légèrement plus élevée (3,63 cm) que celles des surfaces en amont de cette moraine (3,22 cm). Cette légère différence résulte certainement du temps d'exposition des surfaces de la première catégorie (15 ka) par rapport à celui des surfaces exposées seulement depuis la fin du Dryas Récent (11,7 ka) (Tableau 6.4). Les taux de dénudation associés à ces périodes sont très proches : 2,42 mm/ka pour les surfaces exposées depuis le Bølling-Allerød et 2,76 mm/ka pour celles uniquement exposées durant l'Holocène. Le taux très légèrement inférieur de la première catégorie pourrait résulter d'une action réduite des processus de météorisation durant le Dryas Récent. En effet, la baisse des températures pourrait avoir limité les flux hydriques nécessaire à la météorisation de la roche (limitation de la fonte des glaces, précipitations principalement neigeuses, couverture neigeuse annuelle plus longue…). Le taux de dénudation moyen de l'ensemble des surfaces mesurées – sans tenir compte de la période d'intégration - affiche une valeur de 2,60 mm/ka.

La variabilité de cette dénudation (1,62 à 6,84 cm) au sein du plancher de cirque de la Maladeta ne semble pas être liée à la localisation des sites de mesure par rapport aux moraines tardiglaciaires (position en aval : 1,76-6,84 cm ; en amont des moraines : 1,62-5,84 cm) (Tableau 6.3), ni aux caractéristiques des surfaces de ruissellement (altitude, pente, direction : les coefficients de corrélation sont tous < 0,5). Les valeurs les plus élevées semblent néanmoins dans la partie aval du talweg du torrent de la Maladeta (Fig. 6.14). Il est probable que la concentration des flux hydriques en fond de talweg et une certaine teneur en acide humides issus du passage de l'eau de ruissellement dans les zones végétalisées contribuent à une météorisation accrue.

La dénudation mesurée (2,60 mm/ka) est à peine moins rapide que celle obtenue par NCT pour une période couvrant deux cycles glaciaire–interglaciaire sur le tor de La Padrilla (plateaux externes du sud-Carlit) (cf. chapitre 4). En outre, cette valeur se rapproche fortement de la dénudation mesurée (0,8–4,5 mm/ka) sur des roches cristallines en milieu tempéré et en contexte postglaciaire (Delmas, 1998 ; Sellier, 1998) et notamment de celles relevées dans le massif du Carlit (1,6-4,5 mm/ka ; Delmas, 1998). Ces convergences confortent la pertinence du résultat obtenu dans cette étude et confirment le faible potentiel de production de sédiments de ce type de surface (cf. Partie I : caractérisation des bassins versants). Ceci est également un apport quantitatif supplémentaire démontrant une dénudation des surfaces rocheuses nues à l'Holocène plus rapides sous des climats tempérés plutôt que polaires (0,2–1,5 mm/ka ; Dahl, 1967 ; Lindberg et Brundin, 1969 ; Rudberg, 1970 ; Clément et al., 1976 ; André, 2002). A l'inverse, les valeurs mesurées ici sont très nettement inférieures à celles relevées en milieu océanique littoral sur des mégalithes néolithiques granitiques bretons (jusqu'à 40 mm/ka), lesquels subissent en plus de la météorisation typique d'un climat très humide l'action corrosive du sel (Sellier, 2008).

Tableau 6.3. Résultats des mesures de dénudation aérienne dans le cirque de la Maladeta.

ID	Long. (d.d.)	Lat. (d.d.)	Altitude (m)	Aire du site (m²)	Volume dénudé (cm^3)	Prof. moyenne (cm)	Temps d'exposition
ERO-ANE 01	0,641	42,667	2309	2,35	9 050	3,85	15 ka
ERO-ANE 02	0,641	42,667	2331	3,80	19 318	5,08	15 ka
ERO-ANE 03	0,641	42,665	2401	3,58	7 718	2,16	15 ka
ERO-ANE 04	0,641	42,664	2449	1,22	4 113	3,37	15 ka
ERO-ANE 05	0,641	42,663	2500	2,69	8 203	3,05	15 ka
ERO-ANE 06	0,641	42,661	2617	0,69	2 351	3,39	11,7 ka
ERO-ANE 07	0,647	42,667	2255	3,36	23 020	6,84	15 ka
ERO-ANE 08	0,644	42,665	2355	3,70	10 530	2,85	15 ka
ERO-ANE 09	0,645	42,665	2314	2,61	11 648	4,46	11,7 ka
ERO-ANE 10	0,645	42,664	2381	2,24	13 063	5,84	11,7 ka
ERO-ANE 11	0,643	42,663	2484	1,28	5 420	4,22	11,7 ka
ERO-ANE 12	0,643	42,661	2537	5,46	13 849	2,54	11,7 ka
ERO-ANE 13	0,644	42,659	2666	3,55	7 507	2,12	11,7 ka
ERO-ANE 14	0,644	42,658	2733	1,22	5 824	4,79	11,7 ka
ERO-ANE 15	0,647	42,666	2257	3,50	11 082	3,17	11,7 ka
ERO-ANE 16	0,647	42,664	2340	3,55	13 240	3,73	11,7 ka
ERO-ANE 17	0,647	42,663	2438	4,71	10 220	2,17	11,7 ka
ERO-ANE 18	0,647	42,661	2530	4,50	9 305	2,07	11,7 ka
ERO-ANE 19	0,646	42,660	2608	0,96	2 852	2,96	11,7 ka
ERO-ANE 20	0,644	42,657	2756	4,05	8 351	2,06	11,7 ka
ERO-ANE 21	0,649	42,667	2199	2,82	4 973	1,76	15 ka
ERO-ANE 22	0,649	42,667	2211	2,75	8 144	2,96	15 ka
ERO-ANE 23	0,651	42,665	2352	1,54	4 946	3,20	15 ka
ERO-ANE 24	0,646	42,666	2283	1,95	3 160	1,62	11,7 ka
ERO-ANE 25	0,646	42,666	2280	1,23	2 960	2,41	15 ka
ERO-ANE 26	0,647	42,667	2189	3,92	23 482	5,99	15 ka

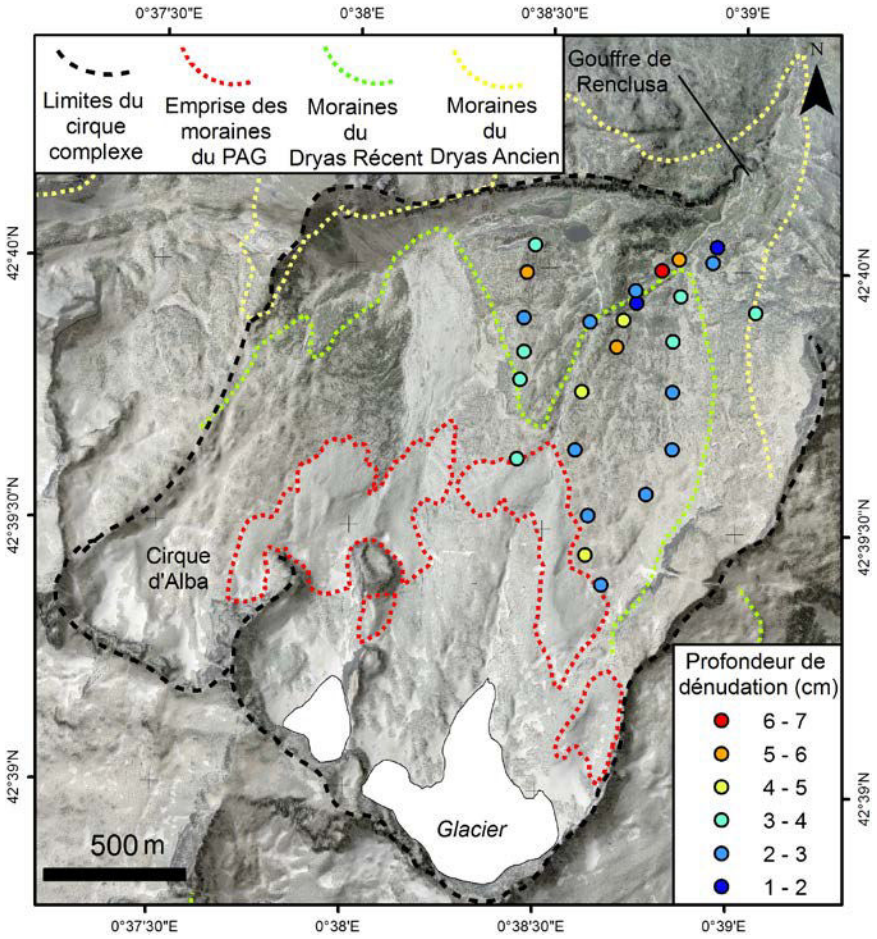

Figure 6.14. Localisation des sites de mesures et profondeurs de dénudation par altération/ruissellement mesurées. Sources : LiDAR PNOA® 5 m, orthofoto 25 cm PNOA®. Projection : ETRS 1989 – UTM Zone 31N.

Tableau 6.4. Mesures de dénudation aérienne dans le cirque de la Maladeta en fonction du temps d'exposition.

Temps d'exposition	Altitude moy. (m)	Aire moy. des sites (m²)	Volume dénudé moy. (cm^3)	Profondeur de dénudation moy. (cm)	Vitesse de dénudation moyenne (mm/ka)
15 ka	2 319	2,75	0,01	3,63	2,42
11,7 ka	2 496	2,88	0,008	3,22	2,76

3.2. Résultats d'analyse par ^{10}Be

Les concentrations en NCT

Les résultats les plus bruts de l'analyse sont les concentrations en NCT dans les alluvions (Tableaux 6.6 et 6.7). Elles sont en effet représentatives uniquement de l'échantillon prélevé, ne dépendent pas des taux de production moyens des bassins versants, et ne varient donc pas en fonction de la surface supposée contributrice prise en compte. En outre, elles restent utilisables même si l'ensemble de la surface du bassin versant n'a pas atteint un état stationnaire et en sont même d'autant plus indispensables. Cette concentration en NCT des alluvions constitue un mélange des concentrations caractéristiques des différentes surfaces qui ont effectivement contribué au budget sédimentaire à l'exutoire (cf. chapitre 3). La concentration en NCT permet ainsi de réaliser un « traçage » de l'origine des alluvions en comparant la concentration de ces dernières avec celle de différents types de surfaces (préalablement analysées par NCT (Delunel et al., 2014) ou dont la concentration est estimée par déduction ; cf. 2.3. Les différentes surfaces de production sédimentaire potentielles). Pour ces raisons, les concentrations en NCT constitueront les données de base sur lesquelles le travail de déduction et de discussion sera établi.

Les valeurs de concentration en NCT (Tableau 6.5) mesurées oscillent entre 2,76 ± 0,51 × 10^4 at/g (Gargante) et 52,5 ± 2,31 × 10^4 at/g (Salit) et sont caractérisées par une importante variabilité spatiale par secteur. Les concentrations sont très faibles et très homogènes dans le secteur de la Haute-Esera (3–10 × 10^4 at/g) mais également dans le Haut-Vicdessos (4–10 × 10^4 at/g). Si l'essentiel des bassins versants du secteur de Beille–Aston montre des valeurs similaires, voire inférieures (2–7 × 10^4 at/g), l'Artarante, quant à lui, est caractérisé par une concentration très forte en NCT (34,03 ± 1,94 × 10^4 at/g). Les valeurs dans le secteur de Carlit–Cerdagne sont en revanche clairement plus élevées (10–55 × 10^4 at/g) et augmentent sensiblement dans les bassins versants les plus externes du massif du Carlit. D'une manière générale, les valeurs les plus basses sont mesurées dans les bassins versants les plus riches en altérites (sud-Carlit, Artarante). Les convergences de concentrations en NCT des alluvions avec celles des différents types de surfaces (altérites, plancher…) sont discutées bassin versant par bassin versant dans le paragraphe 4.1.

Les taux de dénudation

Les taux de dénudation sont plus illustratifs que les concentrations mais leur fiabilité et leur représentativité sont soumises à la réalité des transports de sédiments et de la situation d'accumulation en NCT du bassin versant. Les taux de dénudation et leur temps d'intégration associés ne seront discutés qu'à la lumière d'une description de la signification des concentrations en NCT relevés aux différents sites d'échantillonnage. Les taux de dénudation sont divisés en deux séries selon le mode de délimitation des surfaces productrices considéré. En faisant abstraction des zones d'exclusion (Fig. 6.10, 6.11, 6.12 et 6.13), et en ne considérant que les lithologies potentiellement productrices de NCT dans chaque bassin versant, les taux de dénudation varient entre 27 ± 2 mm/ka (Egat) et 406 ± 48 mm/ka (Esera) (Tableau 6.5).

Les valeurs actuelles se rapportant à l'ensemble d'un secteur d'étude montrent une haute-vallée de l'Ésera – seul secteur englacé à l'Holocène – avec un taux de dénudation (406 ± 48 mm/ka) dépassant très nettement les valeurs relevées dans les autres secteurs, ces dernières ne dépassant pas 300 mm/ka. Les secteurs non englacés à l'Holocène du Haut-Vicdessos et de Beille–Aston présentent des taux de dénudation relativement proches (respectivement 184 ± 46 et 218 ± 36mm/ka). Enfin, dans le secteur de Carlit–Cerdagne, les taux de dénudation des deux principaux bassins versants – le bassin versant de la Grave entièrement englacé au Würm et celui d'El Raür, dont l'englacement würmien a été partiel – sont respectivement de 132 ± 17 et 53 ± 5 mm/ka. D'une manière générale, les résultats se rapprochent fortement de valeurs obtenues (40–490 mm/ka) déjà mesurées par la même méthode dans des secteurs pyrénéens cristallins très proches (massif de Posets, Bassiès-sud, Montcalm-sud notamment) de ceux étudiés ici (Genti, 2015). La diversité lithologie de ces bassins versants est assez semblable à celle de l'aire d'étude actuelle. Les taux de dénudation mesurés ici sont également dans l'intervalle de valeurs mondiales obtenues dans des bassins versants à roches ignées/métamorphiques, sous climat tempéré (tout type de roche confondu), et semblent se rapprocher des taux mesurés en contexte tectonique inactif (l'essentiel des valeurs est compris entre 20-120 mm/ka ; Portenga and Bierman, 2011).

Les temps d'intégration

Le temps d'intégration (T_{int}) correspond au temps minimum nécessaire à l'atteinte de l'état stationnaire et représente l'intervalle de temps durant lequel le taux de dénudation mesuré est valide (Lal, 1991) (cf. chapitre 3). Les temps d'intégration associés varient entre 1,5 et 22,6 ka et suivent presque la même répartition entre secteurs d'étude que celle des concentrations en NCT.

La Haute-Esera présente les valeurs les plus basses de l'aire d'étude (1,5–3,7 ka), indiquant des taux de dénudation représentatifs d'une période couvrant le Néoglaciaire et une infime part du reste de l'Holocène (600 ans). L'intervalle de valeurs dans le Haut-Vicdessos se décale vers des temps d'intégration légèrement supérieurs (2,2–3,3 ka) qui prennent en compte une dénudation majoritairement effective durant le Néoglaciaire. Dans le secteur d'Aston–Beille, l'essentiel des bassins versants présentent des valeurs similaires (1,9–2,5 ka), clairement cantonnées à la période du Néoglaciaire. Seule l'Artarante fait exception puisque son temps d'intégration (~18,4 ka) couvre l'ensemble de l'Holocène mais également l'essentiel de la durée du LGIT jusqu'à l'âge de déglaciation supposée du plateau de Beille (cf. chapitre 4) qu'il draine.

Les temps d'intégration du secteur de Carlit–Cerdagne sont nettement plus longs (4,2–22,6 ka). Les valeurs du bassin versant de la Grave y sont les plus basses (4,2–5 ka) et ne couvrent que la moitié de l'Holocène, alors qu'elles couvrent des périodes notablement plus longues dans les bassins versants des plateaux du sud-Carlit totalement ou partiellement englacés au Würm (11–14 ka), et surtout dans ceux dont l'englacement würmien a été extrêmement réduit, voire absent (22,4–22,6 ka). Les temps d'intégration passent d'une période couvrant l'ensemble de l'Holocène ou remontant jusqu'au milieu du LGIT, jusqu'à une durée prenant en compte le LGM.

Tableau 6.5. Paramètres et résultats d'analyse par ^{10}Be des alluvions des bassins versants (2 pages).

Secteur	Bassins versants	Latitude (d.d.)	Altitude moy. (m a.s.l.)	ID	[^{10}Be] (10^4 at/g)	Indices d'écrantage		Spallation corrigée (at/g/a) *	Muons (at/g/yr)		Taux de dénudation (mm/ka) **	Temps d'intégration (ans)
						Topo.	Neige		Lents	Rapides		
Haute-Esrea	Aneto-Barrancs	42,64	2 820	AN2	4,33 ± 1,12	0,96	0,84	26,63	0,04	0,07	399 ± 103	1 513
	Creguenya	42,64	2 726	CR1	9,66 ± 0,72	0,94	0,84	24,58	0,04	0,07	166 ± 12	3 635
	Esera	**42,65**	**2 601**	**AN2**	**3,72 ± 0,44**	**0,95**	**0,84**	**22,95**	**0,04**	**0,07**	**406 ± 48**	**1 488**
	Maladeta	42,66	2780	AN1	4,23 ± 0,33	0,96	0,84	25,98	0,04	0,07	401 ± 31	1 506
	Vallibierna	42,61	2695	VA1	6,49 ± 1,45	0,95	0,84	24,35	0,04	0,07	245 ± 55	2 464
Haut-Vicdessos	Artigue	42,71	2340	BAS1	4,98 ± 0,74	0,95	0,89	20,52	0,03	0,06	272 ± 41	2 221
	Escale	42,75	2168	B1	6,14 ± 0,44	0,97	0,93	19,51	0,03	0,06	210 ± 15	2 881
	Vicdessos	**42,69**	**2 434**	**BAS2**	**7,73 ± 1,92**	**0,95**	**0,89**	**21,83**	**0,03**	**0,06**	**184 ± 46**	**3 277**
Aston-Beille	Artarante	42,71	1904	BE3	34,03 ± 1,94	1	0,96	17,26	0,03	0,06	33 ± 2	18 367
	Aston	**42,69**	**2141**	**AS1**	**5,78 ± 0,96**	**0,97**	**0,93**	**19,13**	**0,03**	**0,06**	**218 ± 36**	**2 771**
	Gargante	42,75	1456	BE2	2,76 ± 0,51	0,98	0,99	12,58	0,02	0,05	311 ± 58	1 938
	Mourègnes	42,74	1 470	BE1	3,62 ± 0,99	0,98	0,99	12,71	0,02	0,05	239 ± 65	2 525

Carlit-Cerdagne	Bena	42,51	2216	CA2	33,06 ± 3,93	1	0,99	22,02	0,03	0,06	43 ± 5	14 055
	Brangoli	42,52	2296	CA3	29,97 ± 2,43	1	0,97	22,78	0,03	0,06	49 ± 4	12 258
	Egat	42,52	2005	CA7	45,03 ± 3,86	1	0,99	19,05	0,03	0,06	27 ± 2	22 301
	El Raür	**42,52**	**2073**	**CA6**	**24,14 ± 2,39**	**0,99**	**0,99**	**19,77**	**0,03**	**0,06**	**53 ± 5**	**11 329**
	Estagnets	42,53	2 303	CA4	32,71 ± 3,14	0,99	0,97	22,66	0,03	0,06	45 ± 4	13 532
	Grave (grv)	42,60	2497	BO2	13,59 ± 1,86	0,98	0,96	25,27	0,03	0,07	121 ± 16	5 005
	Grave (snd)	42,60	2497	BO1	11,5 ± 1,47	0,98	0,96	25,27	0,03	0,07	143 ± 18	4 228
	Mesclan d'Aygues	42,56	2 347	CA5	27,55 ± 2,91	0,99	0,97	23,35	0,03	0,06	55 ± 6	11 040
	Salit	42,51	2 250	CA1	52,5 ± 2,31	1	0,97	22,08	0,03	0,06	27 ± 1	22 563

Deux prélèvements d'alluvions ont été réalisés au même point dans le bassin versant de la Grave : le premier est composé de graviers (grv) et le second de sables (snd).

*** La correction du taux de spallation correspond au cumul des indices d'écrantage topographique et nival.**

**** Un même masse volumique de 2,65 g/ cm^3 a été utilisée pour l'ensemble des roches des bassins versants.**

3.3. Lien entre dénudation et paramètres morphométriques

Le paragraphe précédent montrait les résultats d'analyse par NCT des différents bassins versants. La discussion s'articulera d'abord autour de la question des concentrations en NCT et de leur signification au regard de la composition des bassins versants (cf 2. Cartographie géomorphologique). Les tests statistiques de cette section vont permettre de mettre en relation les résultats d'analyse avec les paramètres morphométriques, et dans une moindre mesure climatiques (Tableau 6.1), afin de percevoir si des caractéristiques communes à tous les bassins versants contrôlent la concentration en NCT et la dénudation à l'échelle de l'aire d'étude. Les caractéristiques morphométriques se rapportent à la totalité de l'emprise de chaque bassin versant étant donné la forte probabilité que les sédiments quartzeux transitent depuis les zones de production en NCT par des terrains non quartzeux (et non pris en compte dans le calcul des taux de production).

L'établissement de l'intensité de la relation de dépendance entre la variable descriptive et les différents variables explicatives (coefficient de corrélation r et coefficient de détermination R^2) est réalisé à l'aide d'une analyse par régression/corrélation. Cette analyse est associée à un test de significativité de Bravais-Pearson qui permet de vérifier si la valeur de r mesurée sur un échantillon est extrapolable à la population-mère (les bassins versants des Pyrénées centrales et orientales). Le test est pratiqué sur un échantillon de vingt bassins versants ($n = 20$) et pour une valeur de probabilité minimale $\alpha = 0{,}001$, pour deux variables descriptives : la concentration en NCT et le taux de dénudation. Le degré de liberté ($n - 2$) qui en résulte est $ddl = 18$, et implique une probabilité critique relativement élevée (p-value = 0,68).

Les résultats d'analyse (Tableau 6.6) sont particulièrement éloquents puisque pour les deux variables descriptives considérées, seuls deux variables explicatives montrent une corrélation > p-value : la pente moyenne et l'enneigement annuel moyen. Cet enneigement annuel moyen reste peu probant étant donné qu'il n'est lié qu'à une seule des variables descriptives (taux de dénudation : $r = 0{,}74$) et en raison de l'attribution de valeurs discrètes pour chaque tranche de 300 m d'altitude. Néanmoins, il tend à démontrer que la dénudation des bassins versants augmente avec leur enneigement (Fig. 6.15), c'est-à-dire en fonction de leur altitude mais également en fonction du secteur d'étude auquel ils appartiennent. Ainsi pour une altitude moyenne égale à celles des bassins versants d'Aston-Beille (à l'exception de Gargante et Mourègnes) et du Haut-Vicdessos, les bassins versants du sud-Carlit présentent des dénudations bien moins rapides.

L'altitude seule n'influe pas sur la dénudation des bassins versants pyrénéens ; en revanche, cette dernière semble être l'expression de paramètres topoclimatiques locaux (exposition des versants) et régionaux (répartition des courants atlantiques et méditerranéens) en termes de précipitations neigeuses. La dénudation augmente d'est en ouest avec l'accroissement de l'humidité et de la rigueur du climat imposé par des courants atlantiques de plus en plus présents.

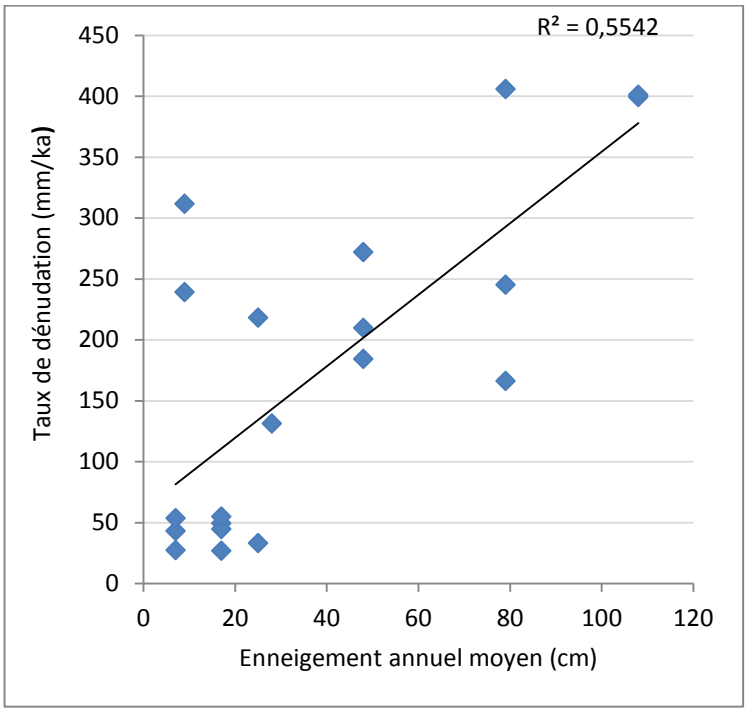

Figure 6.15. Nuages de points et courbes de régression linéaire caractéristiques de la relation taux de dénudation/enneigement annuel moyen.

En revanche, la pente moyenne des bassins versants montre un coefficient de corrélation supérieur à la p-value pour les deux variables explicatives (r = –0, 89 pour la concentration en NCT et r = 0,83 pour les taux de dénudation). Le coefficient de détermination (R^2) exprime le pourcentage de la variance de la variable descriptive imputable aux variations de la variable explicative. Il en résulte que 80% de la variance de la teneur en NCT des alluvions prélevées est explicable par les variations de pente moyenne et 68% de la variance du taux de dénudation est explicable par les variations de pente moyenne (Fig. 6.16). Cette forte relation entre dénudation et pente moyenne est un élément déjà mis en évidence dans de nombreux autres massifs d'autres orogènes (von Blanckenburg, 2005 ; DiBiase et al., 2010 ; Portenga and Bierman, 2011 ; Bellin et al., 2014). Dans les Pyrénées, si les bassins versants les plus pentus sont effectivement les plus rapidement dénudés (Genti, 2015), aucun lien entre déclivité et dénudation n'avait été mis en évidence jusqu'alors.

Même si les deux variables descriptives montrent de bons coefficients de corrélation, il ne faut pas oublier qu'elles-mêmes sont très étroitement corrélées (r = –0,85) et que 72% de la variance de la dénudation est contrôlée par les variations de la concentration en NCT (le reste est à relier au taux de production et indices d'écrantage). La relation entre taux de dénudation et pente moyenne semble cependant mieux décrite par une régression de type exponentiel (r = 0,90). Quel que soit le type de régression choisi pour le taux de dénudation, la dispersion des valeurs à pente moyenne > 20° impacte le résultat des analyses statistiques en abaissant le coefficient de détermination et donc en diminuant l'intensité du lien entre les deux variables.

Dans le cas de la concentration en NCT, le nuage de points semble former deux groupements de valeurs : un premier groupement pour les bassins versants à pente moyenne < ~15°, et l'autre avec les bassins versants > ~20° (Fig. 6.16). Il subsiste une valeur isolée (bassin versant de la Grave) difficile à rattacher à l'un ou l'autre des groupements. La comparaison des coefficients de corrélation internes à ces deux groupements est très intéressante puisque celui du premier (r = –0,57) montre l'existence d'un lien négatif entre les deux paramètres (même si sa valeur est inférieure à la p-value soit ~0,92) alors que celui du second groupement est significativement positif (r = 0,56) (Fig. 6.17). Il semble donc qu'il existe une évolution progressive de la concentration en NCT en fonction de l'augmentation de la pente moyenne lorsque cette dernière est inférieure à 15°, puis une relation inverse lorsque la pente moyenne est supérieure à 20°. L'évolution dans le premier groupement semble logique : la pente augmente le décapage des surfaces ainsi que leur altération chimique, et réduit donc le temps de résidence des sols sur les versants. Cette évolution logique caractérise en outre des bassins versants appartenant pour la plupart au même secteur partiellement englacé au Würm et très modérément impacté par ces glaciers, et qui dispose tous par conséquent d'une proportion non négligeable de topographies de plateaux (20-100% de leur surface).

En revanche, l'évolution dans le second groupement semble contre-intuitive. L'explication est à chercher dans les autres paramètres qui influencent la concentration en NCT, et notamment dans l'altitude moyenne des bassins versants. Les bassins versants de Gargante et Mourègnes présentent une altitude moyenne très basse (~1400 m) par rapport à celle des autres bassins versants (1900-2600 m) qui suggère un taux de production de NCT réduit, propre à explique qu'à processus d'érosion équivalent, ces deux vallons accumulent moins de NCT que les vallées d'altitude.

Tableau 6.6. Résultats des tests statistiques de régression/corrélation et test de Bravais-Pearson.

Variable descriptive	Coeff.	Superficie (km²)	Altitude (m)			Relief		Pente moyenne (°)	IH	Ordre de Strahler	Englacement (%)	Enneigement annuel moy. (cm)
			Moy.	Min.	Max.	Abs. (m)	Moy.					
[^{10}Be]	R	–0,31	–0,16	0,16	–0,36	–0,54	–0,44	**–0,89**	0,13	–0,50	–0,38	–0,57
	r²	0,10	0,02	0,02	0,13	0,29	0,19	0,80	0,02	0,25	0,15	0,33
Taux de dénudation	R	0,19	0,29	-0,19	0,41	0,49	0,33	**0,83**	0,22	0,26	0,65	**0,74**
	R²	0,03	0,08	0,03	0,16	0,24	0,11	0,68	0,05	0,07	0,43	0,55

Les coefficients de corrélation en gras sont ceux dépassant la p-value (0,68) pour une valeur de probabilité minimale α = 0,001.

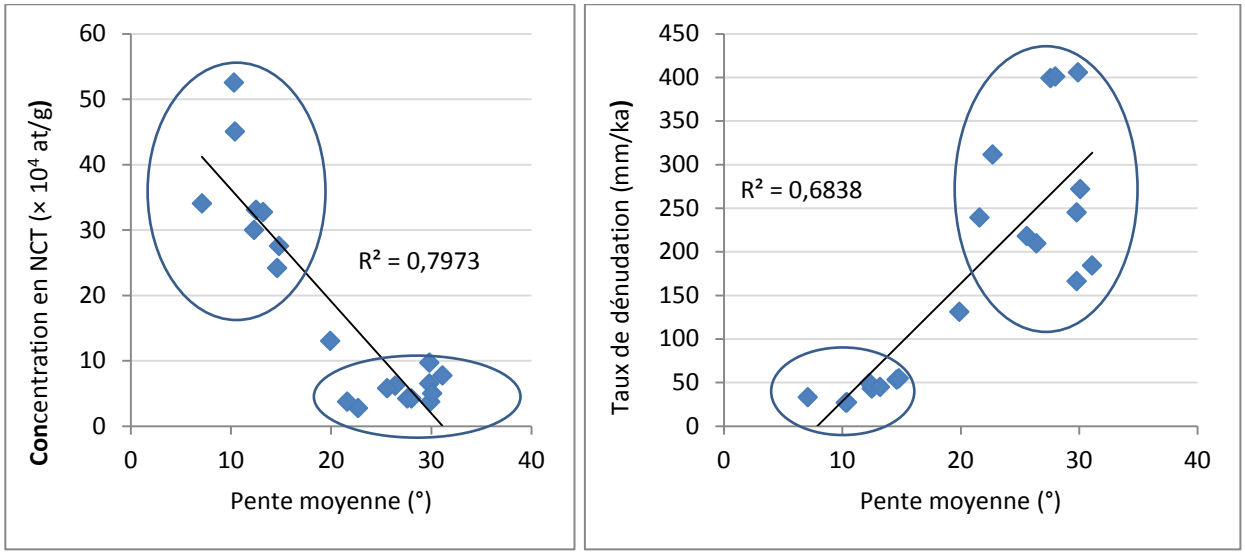

Figure 6.16. Nuages de points et courbes de régression linéaire caractéristiques de la relation concentration en NCT/pente moyenne (à gauche) et de la relation taux de dénudation/pente moyenne (à droite). Les cercles représentent les différents groupements de valeurs. Dans les deux tableaux, le groupement de valeurs à pente moyenne < 20° contient les valeurs relevées sur les plateaux du sud-Carlit dans le bassin versant de l'Artarante et le groupement de valeurs à pente moyenne > 20° contient les valeurs relevées dans l'ensemble des autres secteurs (Haute-Esera, Haut-Vicdessos, Aston-Beille).

L'exclusion des valeurs de ces deux vallons annihile le faible coefficient de corrélation existant et montre un groupement caractérisé par une concentration n'évoluant pas du tout en fonction de la pente. Ceci suggère donc l'existence de phénomènes ou processus d'érosion qui influent très fortement sur la concentration en NCT dans ces bassins versants qui ont tous subi un englacement würmien intégral, propre à modifier la topographie. Parmi ceux-ci, certains sont encore actuellement englacés, ceci pouvant indiquer que l'érosion glaciaire joue un rôle notable dans cette situation.

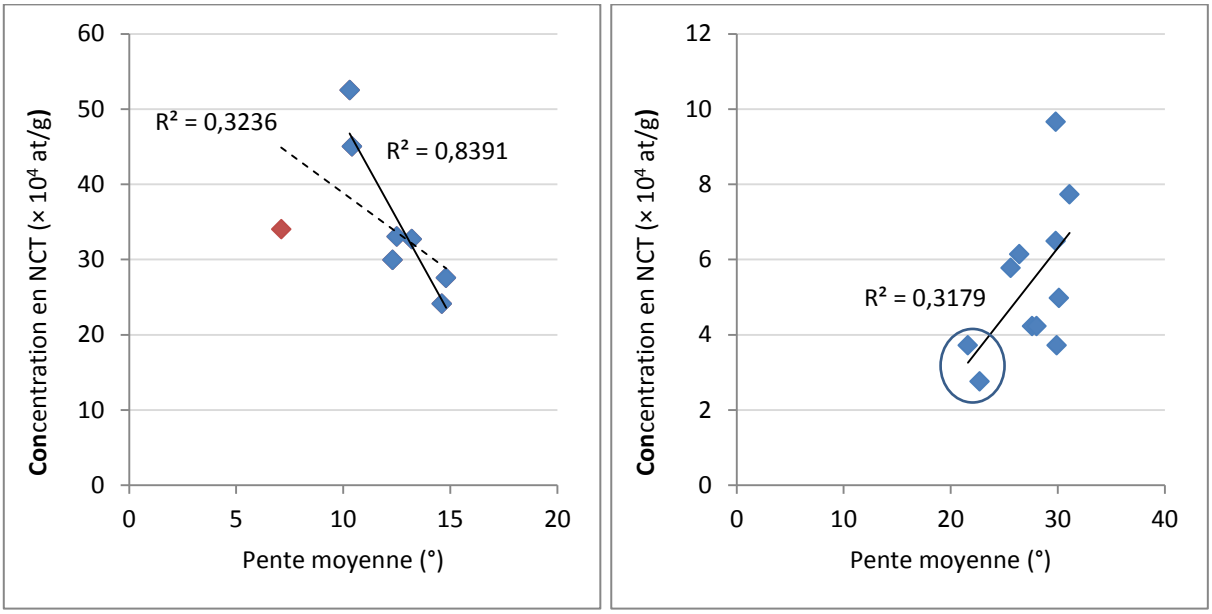

Figure 6.17. Nuages de points et droites de régression linéaire entre pente moyenne et [^{10}Be] pour le premier groupement de valeurs (à gauche), et pour le second (à droite). A gauche–: la droite en trait plein représente la régression linéaire de toutes les valeurs du premier groupement à l'exception de l'Artarante (point rouge) ; la droite en ligne pointillée est celle de toutes les valeurs du premier groupement. A droite : la ligne continue représente la régression linéaire. Le cercle désigne les bassins versants de Gargante et Mourègnes.

Les deux mêmes groupements de valeurs sont également présents dans la relation entre pente moyenne et taux de dénudation des bassins versants (Fig. 6.16). Le coefficient du premier groupement est significatif (r = 0,82), alors que le coefficient du second groupement est très clairement non significatif (0,09) (Fig. 6.18). Il semble donc que la relation biphasée observée entre pente moyenne et [^{10}Be] n'existe plus lorsque cette dernière est remplacée par le taux de dénudation qui en découle en partie. Cela prouve bien l'impact de l'altitude moyenne des bassins versants de Gargante et Mourègnes dans l'évolution de la concentration en NCT (cf. supra). La dénudation augmente progressivement avec la pente moyenne jusqu'à une valeur où le lien entre les deux paramètres s'estompe totalement.

Dans le premier groupement, la mise à l'écart de l'Artarante (le seul bassin versant à appartenir au secteur d'Aston-Beille et à présenter une proportion de plateaux de 100%) augmente clairement le coefficient de corrélation (r = 0,94). L'évolution conjointe de la dénudation et de la pente moyenne caractérise ainsi les bassins versants de topographie de plateau peu ou pas impactés par les glaciations quaternaires (plateaux du sud-Carlit et de Beille) tandis que tous les autres bassins versants – plus fortement impactés par les glaciations quaternaires (pente moyenne > 20°) et/ou encore englacés – montrent une dénudation indépendante de la pente moyenne et certainement régie par des processus d'érosion irréguliers spatialement et temporellement restreints (mouvements gravitaires de masse, glaciers…).

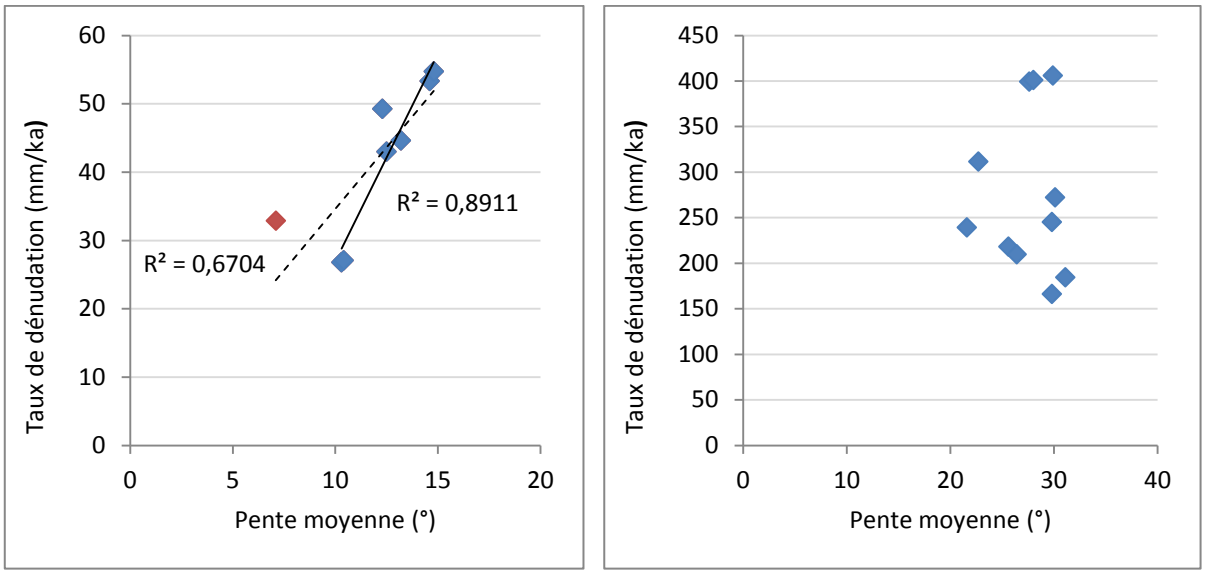

Figure 6.18. Nuages de points et droites de régression linéaire entre pente moyenne et taux de dénudation pour le premier groupement de valeurs (à gauche) et pour le second groupement de valeurs (à droite). La droite en trait plein représente la régression linéaire de toutes les valeurs du premier groupement à l'exception de l'Artarante (point rouge) ; la droite en trait pointillé est celle de toutes les valeurs du premier groupement.

4. Discussion

4.1. Interprétation des résultats en fonction des bassins versants

Cette section démarre par l'interprétation bassin versant par bassin versants des dénudations mesurées. Ceci permet de percevoir les multiples processus, phénomènes et caractéristiques locales qui jouent un rôle essentiel dans la production sédimentaire mesurée à l'exutoire. L'espace qu'occupent les différents types de surfaces et différents type de dépôts ainsi que leur répartition spatiale au sein des bassins versants est d'une grande aide dans ce travail, tout comme la localisation des surfaces non contributrices en raison de leur connexion médiocre ou nulle avec le réseau hydrographique (Tableau 6.2 ; Fig. 6.10, 6.11, 6.12, 6.13).

A ce titre, la contribution de l'activité glaciaire holocène dans l'alluvionnement ne peut être quantifiée que dans le secteur de Haute-Esera, et plus particulièrement dans deux bassins versants : Maladeta et Aneto-Barrancs. En effet, les nombreux pièges à sédiments présents au débouché des cirques de la façade méridionale du massif de la Maladeta (Fig. 6.10 ; cf. chapitre 5) empêchent le transit de matériel rocheux depuis ces zones vers les points d'échantillonnage de Creguenya et Vallibierna. En dépit de leur bonne connexion avec le système hydrographique et l'absence de pièges à sédiments notables (Fig. 6.10), les glaciers holocènes du massif de Lys-Caillauas ne peuvent être pris en compte en raison de leur lithologie basique non productrice de quartz (cf. 2.2. Lithologie et production de NCT). C'est pourquoi les bassins versants de Maladeta et Aneto-Barrancs font l'objet d'un développement plus poussé.

4.1.1. Haute-Esera

4.1.1.1. Maladeta

Le bassin versant de premier-second ordre de la Maladeta encore partiellement englacé, s'étend sur 4 km² sur la façade nord du massif de la Maladeta (Fig. 6.10). Il s'agit d'une emprise très majoritairement granitique avec une étroite marge septentrionale composée de calcaires et pélites (Tableau 6.2). La présence de trois cirques élémentaires structure l'ensemble du bassin versant. Les tills würmiens (22% de la surface totale) et les tills holocènes (23% de la surface totale) recouvrent une forte proportion de l'espace étudié : les premiers montrent un degré d'éluviation et de végétalisation assez poussée tandis que les seconds sont caractérisés par une forte composante granulométrique fine et un volume conséquent (cf. chapitre 5). Le réseau de drainage du bassin versant s'articule autour du cloisonnement naturel généré par les crêtes de cirques. Le cirque occidental (Alba) est drainé par le torrent d'Alba, lequel conflue avec le torrent drainant le cirque central (Maladeta occidental) avant de déboucher sur le lac d'ombilic de Renclusa. Ce dernier constitue certainement une entrave importante à la circulation des sédiments vers l'aval et justifie que les zones en amont soient exclues de l'analyse. Concrètement les surfaces effectivement productrices des alluvions mesurées à l'exutoire sont cantonnées à la moitié orientale du bassin versant (48% de la surface totale), c'est-à-dire la surface de drainage du cirque de la Maladeta oriental.

Le taux de dénudation mesuré (401 ± 31 mm/ka) est associé à un temps d'intégration de 1500 ans au sein duquel l'épisode de péjoration climatique occupe une large place temporelle. La composition du substrat (roche saine) et des dépôts (tills) présents dans la moitié orientale implique une quantité restreinte de processus d'érosion : météorisation et ruissellement sur la roche saine, et transport du matériel rocheux des tills par ruissellement. Ce second processus peut être considéré comme une étape secondaire complétant l'érosion glaciaire passée (Néoglaciaire) ou présente. A ce titre, le bassin versant de Maladeta est le site d'étude parfait pour estimer la part de l'activité glaciaire holocène dans l'alluvionnement. En effet, la partie du bassin versant connectée à l'exutoire (moitié orientale du bassin versant) ne comporte qu'un seul type de surface (roche à nu), exposée depuis le LGIT – dont la vitesse de dénudation est connue (2,60 mm/ka) - et tous les dépôts présents sont issus de l'érosion glaciaire (tills du LGIT et moraines du PAG : 40% de la surface) ou périglaciaires (éboulis : 8% de la surface) ; aucune terrasse alluviale n'est présente et les talus de colluvions sont totalement absents (Fig. 6.10).

Le reste de la surface est composé de surface englacée à l'Holocène dont la dénudation est matérialisée par les moraines et cônes proglaciaire du PAG. Les éboulis sont majoritairement caractérisés par des blocs décimétriques à métriques peu propices à une désagrégation rapide et certainement soumis à une dénudation par météorisation et ruissellement semblable à celle du substrat rocheux. Les moraines du LGIT ont subi une éluviation des fines après le retrait du glacier qui met aujourd'hui en évidence les blocs métriques en surface. Cependant, il reste beaucoup de matrice en profondeur, en grande partie maintenue en place et stabilisée par le développement de la végétation sur ces dépôts. Par conséquent, les tills holocènes (moraines et cône proglaciaire du PAG) sont les seuls dépôts meubles susceptibles de participer au budget sédimentaire par des processus opérant à une vitesse différente de celle de la lente météorisation du substrat rocheux.

Afin de comparer la contribution relative de la météorisation du substrat rocheux et de l'éluviation des fines des moraines du PAG, il est nécessaire de connaître la concentration en NCT de ces deux types de zones-source. Celle du substrat rocheux est forcément > 30×10^4 at/g (cf. 2.3.1.1. Les surfaces rocheuses saines sans végétation), tandis que celle des tills holocènes est considérée comme < 10-20 $\times 10^4$ at/g (cf. 2.3.5. Les moraines/dépôts de till). Cette dernière peut néanmoins être estimée de manière plus précise à partir de la tranche de roche érodée en moyenne par le glacier de la Maladeta durant le Néoglaciaire (1,7 m ; cf. chapitre 5).

Il est alors possible de calculer la concentration moyenne en NCT de l'ensemble du plancher toujours englacé ou récemment déglacé (les données ^{10}Be sur plancher holocène du chapitre 4 restent ponctuelles et surestiment certainement la concentration en NCT moyenne ; cf. chapitre 4) – et donc des tills qui en sont issus – à partir de l'équation (3.12). L'objectif est alors de déterminer $N_{inherited}$ à partir de la durée de la pénultième phase d'exposition ($t_{preglacial}$ = 8,4 ka) et de la tranche de roche érodée par le glacier (x, fonction de la profondeur z = 170 cm pour une masse volumique = 2,65 g/cm^3) au cours du Néoglaciaire ($t_{glacial}$ = 3,3 ka) (cf. chapitre 3). Le taux de production corrigé utilisé correspond à celui de la zone d'extension maximale du glacier de la Maladeta à l'Holocène (P_{sp} = 33,6 at/g/an, $P_{\mu slow}$ = 0,04 at/g/an et $P_{\mu fast}$ = 0,07 at/g/an). La concentration moyenne des tills issus de l'activité glaciaire au Néoglaciaire dans le bassin versant de la Maladeta est donc estimée de 1,77 × 10^4 at/g.

Pour atteindre la concentration en NCT mesurée dans les alluvions (4,23 ± 0,33 × 10^4 at/g), les tills néoglaciaires à faible teneur en NCT (1,77 × 10^4 at/g) doivent « diluer » le signal cosmogénique des sédiments issus du substrat rocheux exposé (~30 × 10^4 at/g). Les tills du PAG (et ceux actuellement produits par le glacier) doivent ainsi représenter au moins ~90–92% des apports sédimentaires tandis que la météorisation du substrat (50% de la surface contributrice) et des dépôts très grossiers (éboulis, bloc morainiques) ne contribue à produire que ~8–10% des alluvions. Compte tenu de l'agencement du réseau hydrographique (Fig. 6.10), l'essentiel du matériel sédimentaire transite depuis le front du glacier jusqu'à l'exutoire par un seul torrent (Barranco de la Maladeta) à forte déclivité (20–30°). En revanche, le lac de Renclusa bloque les sédiments provenant du cône proglaciaire présent dans la moitié occidentale du bassin versant (Fig. 6.10).

4.1.1.2. Aneto

Le bassin versant de second ordre de l'Aneto occupe une surface de 15 km² sur la façade nord du massif de la Maladeta. La quasi-totalité de la surface est composée d'un substrat granitique rocheux à nu très marginalement végétalisé (Tableau 6.2). La moitié occidentale du bassin versant comporte de nombreux cirques (Aneto, Barrancs, Tempestades ; cf. chapitre 5) qui abritent encore actuellement de petits glaciers résiduels (Fig. 6.10). Les volumes de tills que ces derniers ont formé durant l'Holocène (cf. chapitre 5) représentent ~13% de la surface totale du bassin versant et constituent ainsi d'importants stocks de sédiments aisément mobilisables par les flux hydriques. Plusieurs dépôts de pente au pied des crêtes de cirques et glaciers rocheux aujourd'hui inactifs occupent les zones culminantes de la moitié occidentale du bassin versant.

En comparaison, la moitié orientale ne comporte que très peu de dépôts. La partie terminale des deux principales vallées (Barrancs et Escaleta) comportent de nombreux dépôts de tills würmiens dont l'éluviation passée a probablement contribué à remblayer la plaine des Aigualluts. La présence de plusieurs lacs d'ombilic (lacs d'Escaleta, lac de Barrancs) contribue à isoler une vaste surface du bassin versant de la contribution en sédiments à l'exutoire. Concrètement, Seule une mince bande (7,3 km² soit 42% de la surface totale) comprenant la moitié orientale du cirque d'Aneto et l'aval du bassin versant semble effectivement connectée à l'exutoire (Fig. 6.10). La surface hors englacement holocène est majoritairement composée de roche à nu (90%) sur laquelle reposent d'importantes quantités de dépôts tardiglaciaires et d'éboulis grossiers et plus minoritairement de tills holocènes.

Le taux de dénudation mesuré dans ce bassin versant (399 ± 103 mm/ka) est associé à un temps d'intégration très court (1500 ans) au sein duquel l'épisode de péjoration climatique occupe une large place temporelle. Cette dénudation résulte des apports générés par différents processus d'érosion possibles : i) les mouvements de sols, ii) la météorisation des surfaces rocheuses saines et iii) le ravinement des dépôts de tills et dépôts de pente. La dénudation générée par la météorisation et le ruissellement sur les surfaces rocheuses saines étant connue et très faible (2,90 mm/ka), ces processus et les surfaces concernées ne contribuent que très minoritairement à la valeur mesurée à l'exutoire. La question de la contribution des mouvements de sols - notamment ceux des de l'extrémité NE du bassin versant – est plus problématique. Même si ces surfaces végétalisées sont relativement proches de l'exutoire, elles ne représentent qu'une portion réduite de la surface (6%) et les mouvements de sols génèrent beaucoup moins de sédiments que le transport de matériel rocheux fins, ni consolidé ni végétalisé et sur versants instables. Ce raisonnement amène logiquement à penser que c'est l'éluviation des tills – et notamment les tills holocènes – qui génère l'essentiel de l'alluvionnement.

Il reste cependant difficile d'appliquer une méthode de calcul analogue à celle utilisée dans le bassin versant de la Maladeta (bilan fondé sur les teneurs en NCT des substrats) car la tranche de roche moyenne érodée par le glacier de l'Aneto (P_{sp} = 34,7 at/g/an, $P_{\mu slow}$ = 0,04 at/g/an et $P_{\mu fast}$ = 0,07 at/g/an) n'est que de 60 cm (cf. chapitre 5) et la concentration en NCT en résultant est de 10,8 × 10^4 at/g. Il s'agit là d'une valeur trop élevée pour permettre d'aboutir à une concentration en NCT des alluvions de 4,33 ± 1,12 × 10^4 at/g. Pour autant, cette valeur (399 ± 103 mm/ka) est singulièrement proche de celle mesurée dans la Maladeta et suggère des apports depuis des surfaces ayant subi des processus d'érosion similaires.

Il n'est par conséquent pas impossible que du matériel sédimentaire à faible teneur en NCT (< 4 × 10^4 at/g) provienne effectivement du glacier de l'Aneto. En effet, la surface de plancher connectée à l'exutoire mesuré correspond à sa partie la plus surcreusée et suggère par conséquent une dénudation maximale par le glacier. La tranche érodée mesurée sous SIG (60 cm) (cf. chapitre 5) ferait donc la moyenne de ces surfaces centrales très incisées par la glace et des marges nettement moins impactées. En outre, une certaine partie des alluvions mesurées pourrait provenir de stocks de tills tardiglaciaires enfouis au niveau du piège à sédiment que constituent la plaine des Aigualluts (zone de prélèvement). L'incision par les cours d'eau actuels des sédiments accumulés, pourrait ainsi remobiliser du matériel faiblement chargé en NCT.

4.1.1.3. Creguenya

Le bassin versant de troisième ordre de Creguenya (9 km²) correspond en grande partie à une vallée perchée qui s'enfonce dans la partie occidentale du massif de la Maladeta (Fig. 6.10). Son substrat quasi-intégralement granitique est totalement à nu dans la partie supérieure de la vallée tandis qu'un fort couvert forestier occupe tout l'espace de la partie inférieur faisant la connexion avec le cours de l'Esera. La présence de l'imposant lac de Creguenya au débouché de la zone des cirques entrave la circulation des sédiments provenant des glaciers, tills holocènes et würmiens déposés sur les surfaces culminantes (65% de la surface totale). En revanche, les éboulis de taille conséquente provenant des crêtes abruptes situées juste au-dessus des zones de forêts semblent relativement bien connectés avec le réseau hydrographique puisque certains atteignent même le fond de vallée. Certains de ces dépôts de pente pourraient en outre plutôt être des tills partiellement éboulés lors du retrait du glacier würmien. Sur l'ensemble de ces dépôts, l'essentiel du matériel fin en surface a déjà été évacué par les flux hydriques, tandis que la matrice en profondeur est certainement toujours en place, maintenue par le développement de la végétation sur ces dépôts. En outre, plusieurs ravins torrentiels mais également d'importantes coulées torrentielles reliant les interfluves rocheux latéraux au fond de vallée (Fig. 6.1) et traversant le couvert forestier semblent susceptible d'injecter d'importantes quantités de matériel sédimentaire dans le cours du Creguenya.

Le taux de dénudation mesuré (166 ± 12 mm/ka) est associé à un temps d'intégration de 3630 ans qui couvre en partie les deux dernières palynozones : le Subbatlantique (2,5 ka-Présent) et le Subboréal (2,5-5 ka). Cette valeur de dénudation résulte en grande partie des processus d'érosion actifs dans la partie inférieure du bassin versant. En effet, les surfaces rocheuses à nu situées en amont des forêts et en aval du lac de Creguenya ne contribuent que très peu au budget sédimentaire (2,60 mm/ka). L'essentiel de la dénudation mesurée provient des mouvements de sols réguliers des versants boisés de la partie terminale du bassin versant, des ravins torrentiels qui les surplombent et les traversent ainsi que des longues coulées torrentiels transversales (à l'exception des coulées provenant des crêtes calcaires et pélitiques). Etant donné la taille réduite de la surface de drainage effective (~3 km²), on est en droit de penser qu'une telle densité d'émissaires torrentiels génèrerait une dénudation bien plus forte. Cependant, les sédiments à faible teneur en NCT possiblement mis en circulation lors d'épisodes météorologiques violents générant des cirses érosives (fréquents au XIX^{ème} s. et également présents au XX^{ème} s. et plus récemment en 2013), peuvent avoir été rapidement évacués vers le fond de vallée principale (Esera).

4.1.1.4. Vallibierna

Le bassin versant de quatrième ordre de Vallibierna s'étend sur ~30 km² sur la façade méridionale du massif de la Maladeta. Les versants méridionaux de la Sierra Negra exposés au nord sont composés de micaschistes pélitiques (non pris en compte dans le calcul du taux de dénudation), le fond de vallée de séries détritico-calcaires tandis qu'un substrat granitique non végétalisé et peu altéré caractérise les versants septentrionaux exposés au sud (Fig. 6.10). L'amont de ces derniers est structuré par plusieurs cirques dans lesquels on observe des dépôts de tills holocènes (cf. chapitre 5) mais également des glaciers rocheux actuellement inactifs. La partie inférieure de ces versants comporte de nombreux dépôts de tills würmien, mais également de nombreux dépôts de pente plus ou moins végétalisés issus des crêtes. Une grande part des sédiments provenant de ces versants reste cependant bloquée dans les lacs d'ombilics (Piedres Albes, Corones, Lloses et Ballibierna). Plusieurs éboulis dépassent cette zone d'exclusion et peuvent prétendre à alimenter plus conséquemment le cours du Vallibierna en sédiments. En outre, une part des tills granitiques de granulométrie plus fine pourrait être stockée au sein de la masse alluviale située au fond de cette vallée. De nombreux cônes de déjection et colluvions font la jonction entre les bassins d'accumulation et versants détritico-calcaires fortement ravinés et le fond de vallée.

La vitesse de dénudation de ce bassin versant (245 ± 55 mm/ka), valide sur une période de 2450 ans, traduit encore une fois l'action prépondérante des processus d'érosion actifs dans la partie inférieure du bassin versants. Les flux sédimentaires provenant des surfaces culminantes et partiellement englacées à l'Holocènes sont certainement en grande partie bloqués par les lacs d'ombilic. Les alluvions quartzeuses mesurables par analyse NCT sont donc issus du transport par ruissellement et mouvements de sols des tills tardiglaciaires et éboulis granitiques franchissant la zone d'exclusion, mais également des cônes de déjection et colluvions détritico-calcaires qui bordent le cours du Vallibierna. Si les grains quartzeux ne représentent qu'une faible proportion (< 10%) répartie de manière hétérogène dans ces formations détritico-calcaires, la profusion de débris provenant de ces versants fragiles compense largement ce « handicap » analytique et accroît la vitesse de dénudation mesurée. Les versants d'où proviennent ces sédiments présentent en outre une forte déclivité (> 30°) et sont parcourus par un dense réseau de torrents qui semblent injecter d'importantes quantités de matériel rocheux dans le cours d'eau principal. Ces apports massifs expliquent donc que cette dénudation soit nettement plus efficace que celle de Creguenya où la pente moyenne est similaire (mais où ces formations sont extrêmement peu représentées).

4.1.1.5. Esera

L'Esera (101 km²) est un bassin versant de cinquième ordre qui regroupe l'ensemble des bassins versant décrits ci-dessus mais également le fond de vallée détritico-calcaire ainsi qu'une vaste surface située en rive droite dont fait notamment partie le massif de Lys-Caillauas (la vallée du Remuñe draine ce dernier avant de confluer avec l'Esera). A ce titre, ce bassin versant regroupe une grande diversité de surfaces et de dépôts mais également de lithologies et de pièges à sédiments (Fig. 6.10). Ces derniers réduisent très fortement voire complètement les apports sédimentaires provenant des zones de cirque du massif de la Maladeta. En effet, les sédiments provenant du bassin versant d'Aneto-Barrancs sont entièrement bloqués au niveau du gouffre des Aigualluts et il semble que le gouffre de Renclusa exerce une entrave aussi radicale à l'égard des alluvions de la Maladeta. Les versants végétalisés détritico-calcaires représentent une large surface du bassin versant (43%), et sont non seulement fragiles, densément drainés mais également très bien connectés avec le cours d'eau principal. En effet, ils comportent de nombreux torrents dont certains ravinent profondément le substrat et les colluvions qui en sont issus atteignent le fond de vallée ù ils sont remaniés par le cours de l'Esera.

Dans le secteur de la Haute-Esera, la survenue d'épisodes météorologiques générant des crises érosives (intenses précipitations sur des sols saturés en eau) entraine le transport brusque d'importantes quantités de sédiments depuis les vallées perchées vers la vallée principale, comme ce fut le cas en août 1963 dans les haute-vallées aragonaises (Daumas, 1964) ainsi qu'au mois de juin 2013. Ces sédiments stockés en fond de vallée pourraient ensuite être remis en circulation progressivement par érosion des terrasses et cônes de débris.

Le taux de dénudation mesuré (406 ± 48 mm/ka, valide sur une courte période de 1500 ans) est le plus élevé de l'aire d'étude. La faible concentration en NCT des alluvions mesurées ($3.72 \pm 0.44 \times 10^4$ at/g) montre que l'essentiel des sédiments ne provient ni de la vallée de Creguenya ($9.66 \pm 0.72 \times 10^4$ at/g) ni de celle de Valliverna ($6.49 \pm 1.45 \times 10^4$ at/g), lesquelles sont très proches de l'exutoire et donc susceptibles de fournir localement des sédiments en excès. Une telle concentration en NCT se rapproche fortement de celles mesurées dans les cirques où les tills holocènes constituent la fraction dominante. Cependant la présence de nombreux pièges à sédiments à l'exutoire des cirques ne permet pas de les considérer comme étant à l'origine de la valeur mesurée dans l'Esera. Il est en revanche possible qu'une certaine part provienne des tills produits dans le massif de Lys-Caillauas (en dépit de la faible proportion de quartz des diorites et gabbros). Il est également possible que les alluvions très faiblement chargées en NCT proviennent du remaniement de tills de fond enfouis sous les dépôts alluviaux, et actuellement remaniés par l'importante incision en aval du barrage de Paso Nuevo (le site de prélèvement est situé ~100 m en aval du barrage). Dans tous les cas, la valeur mesurée exagère probablement la dénudation réelle puisqu'une part importante des alluvions provient de matériel rocheux n'ayant pas atteint l'état stationnaire (tills du PAG, tills würmiens enfouis). Deux des six présupposés fondamentaux établis par von Blanckenburg (2005) seraient ainsi possiblement violés : le postulat d'un état stationnaire atteint par les surfaces contributrices et celui d'un temps de transit court des alluvions.

L'hypothèse la plus probable reste cependant une suralimentation en sédiments provenant des versants détritico-calcaires très déclives qui bordent l'essentiel du cours de l'Esera. Les enclaves, filons quartzeux et zones à silexites, même répartis de manière hétérogène peuvent ainsi fortement participer à la production de quartz jusqu'à en constituer les zones de production prédominantes. Les nombreux torrents qui parcourent et ravinent fortement ces versants peuvent produire de grandes quantités de sédiments. Si cette hypothèse pouvait être vérifiée et le taux de production de NCT rapporté à l'altitude moyenne de ces versants (~1800 m), le taux de dénudation serait plus proche de ~300 mm/ka.

4.1.2. Haut-Vicdessos

4.1.2.1. Artigue

Le bassin versant de l'Artigue est un petit bassin versant (13 km²) de troisième ordre qui regroupe plusieurs lithologies (granite et granodiorite du pluton de Bassiès sur la moitié septentrionale, grés et conglomérats ordoviciens en fond de vallée et dans l'extrémité orientale, formation d'Evol dans la partie méridionale). L'essentiel de la surface est très déclive (30,1°) et constitué de substrat rocheux peu altéré dont le degré de végétalisation s'accroit sur les lithologies non cristallines (Fig. 6.11). La dénudation qui y est mesurée est relativement forte (272 ± 41 mm/ka) et s'établit sur une durée de 2200 ans qui correspond peu ou prou au dernier étage géologique de l'Holocène : la palynozone du Subatlantique. En outre, le bassin versant de l'Artigue est très encaissé, et la connexion entre les versants (végétalisés ou non) et le cours d'eau principal est excellente (Fig. 6.11). Pour autant, l'essentiel de la dénudation mesurée ne provient pas des versants rocheux des zones culminantes non végétalisés qui caractérisent le nord du bassin versant mais plutôt des versants non cristallins végétalisés et fortement ravinés par des torrents abrupts observés dans la moitié méridionale et dans la partie terminale du bassin versant.

En effet, les cônes de débris présents en fond de vallée et issus des torrents drainant les versants septentrionaux et zones de cirques granitiques sont actuellement très végétalisés. Cette stabilisation suggère un fonctionnement lors d'épisodes extrêmes suffisamment espacés pour permettre leur revégétalisation. Les quelques ravinements qui entaillent ces cônes suggèrent une incision actuelle discrète de ces dépôts par des flux hydriques par conséquent peu chargés en sédiments. Une certaine part des alluvions mesurées provient ainsi certainement de la désagrégation de ces débris grossiers (blocs décimétriques à métriques) et reprise de débris plus fins sous l'influence des flux hydriques des torrents mais également du cours de l'Artigue. L'important temps de stockage des sédiments dans les cônes de débris (2,5 à 6 ka ; Ballantyne, 2002b) et leur grossièreté ne plaident pas en faveur d'une forte contribution sédimentaire. Il s'agit là d'une situation typique de vallée glaciaire disposant de talus de pied de pente dans lesquels les sédiments s'accumulent temporairement et ne contribuent finalement que très peu au budget sédimentaire moyen du bassin versant (Ballantyne, 2002b ; Cossart et al., 2013 ; Heckmann and Schwanghart, 2013).

Les fortes pentes très végétalisées proches du point de prélèvement fournissent très certainement une quantité conséquente de sédiments : les sols qui s'y développent altèrent un substrat gréseux plus facilement dégradable que le granite et la déclivité favorise leur déplacement vers le cours d'eau drainant par mouvements lents de sols (DiBiase et al., 2010 ; Norton et al., 2014). La forte dénudation mesuré (> 200 mm/ka) implique cependant que ces derniers ne constituent pas les processus d'érosion prédominants. Cela a très certainement à voir avec les coulées de débris et torrents qui ravinent les versants gréseux et fragiles de la partie terminale du bassin versant. Leur connexion avec l'Artigue a lieu moins d'un kilomètre en amont du point de prélèvement. Leur activité, notamment lors de périodes plus humides (1200 et 1950 ans cal BP, et de manière plus incertaine durant le PAG ; Simonneau et al., 2012) a dû accélérer la dénudation des versants. Les évènements torrentiels catastrophiques du XIXème s. sur des versants complètement déforestés ont fortement participé à ce processus (Bonnet, 1986). Le déversement massif de sédiments ~750 m en amont de l'exutoire depuis une importante coulée torrentielle remaniant le matériel rocheux issu d'un éboulement récent (~1000 m² de superficie) a certainement permis d'injecter du matériel profond, peu chargés en NCT et donc n'ayant pas atteint l'état stationnaire (DiBiase et al., 2010 ; Korup et al., 2010).

4.1.2.2. Escale

L'Escale est un petit bassin versant (5 km²) de second ordre situé en plein cœur du massif de Bassiès et donc entièrement granitique (Fig. 6.11). Il comprend la partie amont de la vallée de l'Escale, qui a été échantillonnée dans le cadre de l'étude de la dénudation des cirques (cf. chapitre 4). Le bassin versant de l'Escale est caractérisé par une dénudation de 210 ± 15 mm/ka s'établissant sur une durée de 2900 ans qui couvre la totalité de la palynozone du Subatlantique et une partie de celle du Subboréal (2,5-5 ka). En raison de la présence de lacs de surcreusement dans les zones culminantes, le transit des sédiments en provenance des cirques (cirques de l'Escale notamment) est susceptible d'être fortement entravé (Fig. 6.11). En conséquence de quoi, l'essentiel des flux sédimentaire atteignant le point de prélèvement provient de la moitié aval du bassin versant (~2 km²), laquelle est principalement composée d'un substrat rocheux et de dépôts de tills légèrement végétalisés. L'essentiel des alluvions mesurées doit certainement provenir de l'altération et de la désagrégation du substrat rocheux, phénomènes en grande partie provoqués par l'action du mince couvert végétal sur des versants dépassant généralement de peu les limites de stabilité (Heimsath et al., 2012). Une certaine part (réduite) des alluvions provient également certainement du décapage des moraines tardiglaciaire.

Le taux de dénudation proche de 200 mm/ka indique en effet que les mouvements du sols lents et réguliers sont certainement prépondérants dans le fonctionnement érosif du bassin versant (DiBiase et al., 2010). Ces mouvements peuvent être facilités lorsque le substrat végétalisé est composé de tills de faible granulométrie. Quelques torrents connectent le sommet de l'interfluve occidental du bassin versant au fond de vallée. Leur tracé reste cependant ténu, très végétalisé et entrecoupé de replats topographiques, ce qui limite leur apports potentiels. Un ravin torrentiel plus prononcé draine le vallon oriental et peut avoir connu un accroissement du détritisme semblable à celui identifié au niveau d'un canyon atteignant l'étang de Bassiès pour les périodes humides du Néoglaciaire (Simonneau et al., 2012). La présence d'un replat tourbeux entre le ravin torrentiel et le cours de l'Escale joue certainement le rôle de tampon limitant les apports sédimentaires.

4.1.2.3. Haut-Vicdessos

Le Haut-Vicdessos est le bassin versant de cinquième ordre représentatif du secteur d'étude et le plus pentu de l'aire d'étude (31,1°). Son emprise (114 km²) regroupe les deux bassins versants décrits ci-dessus (Artigue et Escale) (Fig. 6.11). Ces derniers ne constituent que ~16% de la surface totale du bassin versant d'ordre supérieur. Cependant, l'essentiel de la lithologie (60%) est composée des formations d'Evol dont les filons quartzeux, bien que répartis de manière hétérogène, participent au budget NCT mesuré à l'exutoire. Au sein de ces terrains, l'ensemble des surfaces situées en amont des étangs de Bassiès (bassin versant de l'Escale) est totalement exclu de la zone potentiellement contributrice en sédiments, tout comme la plupart des zones de cirques formés dans les formations d'Evol (même si une part est bloquée par le barrage artificiel du Soulcem). La majorité des alluvions provient donc des versants pélitiques mais également gréseux et conglomératiques, très fragiles et localement très pentus (> 40°). La forte susceptibilité à l'érosion de ces formations est dans une certaine mesure contrebalancée par le dense couvert forestier stabilisateur qui drape ces versants pentus (Fig. 6.2). Cette couverture forestière reste cependant très récente ; le domaine du bassin de l'Ariège étant l'un des plus déforestés au XIX^{ème} s. L'absence de cônes de déjection conséquents au débouché des nombreux torrents et ravins torrentiels qui drainent ces versants ne doit pas faire oublier la survenue de nombreux phénomènes torrentiels catastrophiques au cours des deux derniers siècles dans le Haut-Vicdessos (Bonnet, 1986). La dénudation moyenne du bassin versant (184 ± 46 mm/ka ; valide sur une période de 3300 ans, qui comprend donc l'intégralité du Subbatlantique et une partie du Subboréal) suggère cependant une ablation des versants moins prononcée qu'en Haute-Esera.

La vitesse de dénudation traduit certainement l'impact des crises érosives provoquées par l'action des conditions climatiques humides du PAG sur des versants autrefois totalement déforestés (du Moyen Age au XVII^{ème} s. ; Davasse et Galop, 1990). Par ailleurs, le couvert forestier n'empêchant pas la survenue de coulées torrentielles lorsque les conditions météorologiques sont critiques (Antoine, 1988 ; Bonnet, 1986), il n'est pas improbable que ces torrents provoquent encore actuellement une importante décharge ponctuelle des sédiments et que cela ait été également le cas durant les périodes humides du Néoglaciaire (1200, 1950, 3400 ans cal BP ; Simonneau et al., 2012). La dénudation est cependant inférieure à celle des sous-bassins versants, notamment l'Artigue (l'Escale est exclu de la zone contributrice). Cela témoigne d'une « dilution » des sédiments provenant des zones culminantes dans du matériel issu des versants de la vallée principale. Cela démontre l'effet régulateur qu'exerce actuellement le couvert forestier sur des versants récemment reboisés dont la déclivité dépasse généralement la limite de stabilité. Ainsi, le bassin versant le plus déclive de l'aire d'étude (31,1°) (Fig. 6.2) voit l'effet des pentes contrecarré par l'action stabilisatrice de la forêt. Par ailleurs, l'impact de cette dernière est certainement plus forte que mesurée si l'on part du principe que les versants qui contribuent le plus au budget sédimentaire à l'exutoire sont à une altitude moyenne de ~1500 m). La dénudation calculé à partir d'un taux de production indexé sur cette altitude serait alors de ~118 ± 29 mm/ka.

4.1.3. Aston-Beille

4.1.3.1. Artarante

L'Artarante est un petit bassin versant de premier ordre (~1 km²) dont l'emprise s'étend exclusivement sur le plateau d'altérites de Beille (Fig. 6.12). Sa pente moyenne extrêmement basse (7,1°) témoigne de cette situation géographique particulière (Fig. 6.3). La concentration en NCT des alluvions prélevées (34.03 ± 1.94 × 10^4 at/g) est parfaitement dans la gamme de valeurs relevées sur les altérites de plateaux (30-36 × 10^4 at/g ; cf. chapitre 4). Les alluvions proviennent exclusivement de la couche superficielle altérée caractéristique du plateau et en aucun cas d'une quelconque incision du substrat rocheux sous-jacent. Par conséquent, la dénudation mesurée (33 ± 2 mm/ka) - valide sur une période de 18 400 ans, c'est-à-dire couvrant l'ensemble de la durée s'étant écoulée depuis la déglaciation du plateau – traduit un remaniement du matériel de surface par un mouvement extrêmement lent des sols (reptation et solifluxion l'essentiel du temps, gélifluxion éventuellement lors des périodes où le plateau constituait un espace périglaciaire : à la suite de la déglaciation), mais surtout par érosion régressive du plateau par le cours de l'Artarante.

Le taux de dénudation relevé est en outre dans la gamme de valeurs de ceux des plateaux d'altérites ailleurs dans le monde (10-40 mm/ka ; Dethier et Lazarus, 2003 ; Phillips et al., 2006 ; Goodfellow, 2007 ; Gunnell et al., 2013 ; Regard et al., 2016). La vitesse de dénudation légèrement moins rapide mesurée à l'exutoire (31 ± 2 mm/ka) par rapport à la vitesse d'abaissement du plateau de Beille (34–40 mm/ka ; cf. chapitre 4) est à mettre sur le compte de l'altitude moyenne du bassin versant plus basse de ~200 m par rapport aux surfaces d'altérites sommitales. Le taux de production qui en résulte est différent et modifie par conséquent le calcul de l'âge apparent/taux de dénudation sous hypothèse d'état stationnaire.

4.1.3.2. Gargante et Mourègnes

Les torrents de Gargante et Mourègnes sont décrits conjointement puisque l'un et l'autre comportent des caractéristiques morphométrique et spatiales extrêmement proches. Il s'agit d'étroits vallons (respectivement 9 et 11 km²) de troisième ordre, peu impactés par l'érosion glaciaire würmienne, présentant les altitudes moyennes les plus basses de l'échantillon étudié (~1400 m), et qui relient l'extrémité septentrionale du plateau de Beille au cours de l'Ariège (Fig. 6.12). La persistance de lambeaux de pédiments au sommet des interfluves suggèrent une érosion régressive très agressive entaillant sérieusement le plateau de Beille. L'essentiel de leur surface est composé de gneiss (65-75%) tandis que la partie aval regroupe des lithologies diverses telles que des grès et conglomérats, des calcaires et micaschistes pélitiques. Les taux de dénudation mesurés (311 ± 58 et 239 ± 65 mm/ka), dont les temps d'intégration varient entre 1900 et 2500 ans (Subbatlantique), sont extrêmement élevés pour des bassins versants à pente moyenne modérée (21-23°) et quasi-exclusivement recouverts de forêts mixtes. Les valeurs > 200 mm/ka montre clairement que ce ne sont pas des mouvements de sols lents et réguliers qui génèrent une telle dénudation (DiBiase et al., 2010).

Une telle dénudation trouverait son origine dans la forte propension de ces vallons à connaître des crises érosives prononcées, sous forme de laves torrentielles, en dépit du couvert forestier existant. Ces crises érosives qui reviennent de manière cyclique sont légions dans les petits vallons de la rive gauche de l'Ariège, notamment à la fin du XVIII^{ème} s. et à la fin du XIX^{ème} s., avec une résurgence dans les années 1980 (Antoine, 1988). Ceci s'est dernièrement manifesté au niveau du torrent de Lagal (~7 km à l'est) en mai 1986 par une lave torrentielle qui a déferlé sur le cône de déjection du Castelet. En outre, l'étroitesse et la pente conséquente de ces deux vallons favorisent la connexion entre les dynamiques latérales de versant et le transport fluvial longitudinal.

Le fonctionnement de ces petits organismes torrentiels est à mettre en relation avec plusieurs paramètres. D'un point de vue météorologique, l'orientation SSW à NNE de ces vallons perpendiculaires à la vallée de l'Ariège les expose aux ascendances liées à la circulation d'WNW responsables des plus importantes précipitations (Antoine, 1988). En outre, ces vallons se trouvent en marge du plateau de Beille où les ascendances orographiques et les orages sont fréquents (Antoine, 1988). La saturation en eau de ces vallons encaissés entrainerait la déstabilisation de stocks de tills instables würmiens (Antoine, 1988) lorsque ces vallons constituaient des zones de transit de la glace entre le plateau de Beille et la vallée de l'Ariège, ou bien lorsque le glacier de l'Ariège venait s'engouffrer dans ces voies sans issue (Delmas et al., 2012) (cf. chapitre 2). La concentration en NCT des alluvions (2-4,5 × 10^4 at/g) très inférieure à celles des tills würmiens de l'Ariège (15-22 × 10^4 at/g ; Delmas et al., 2011 , 2012) suggère que ce derniers ont dû être remaniés en profondeur, violant de fait le présupposé de surface à l'état stationnaire (Kirchner et al., 2001 ; Niemi et al., 2005 ; Von Blanckenburg, 2005 ; Korup et al., 2010). En outre, l'érosion régressive sur les versants tronqués en amont par les altérites du plateau de Beille (sapant les altérites depuis leur base) est susceptible de remanier des sédiments à faible concentration en NCT en quantité, contrairement à un ruissellement érodant seulement la surface de ce type de substrat.

4.1.3.3. Aston

Le bassin versant de l'Aston (5ème ordre) est le plus vaste de l'échantillon étudié (160 km²) et celui qui dispose du plus grand dénivelé (2350 m) ; il est également celui qui regroupe la plus grande diversité de surfaces et de lithologies. D'un point de vue lithologique, l'essentiel de sa surface est composé roches cristallines (gneiss dans l'ensemble de l'emprise, migmatites dans les zones culminantes, granites dans des zones restreintes) (Fig. 6.12). Les pélites et calcaires de la formation d'Evol, schistes ampélitiques siluriens, grès et conglomérats dévoniens se retrouvent majoritairement dans la partie aval du bassin versant. Le bassin versant de l'Aston regroupe des zones culminantes et cirques modérément végétalisés dans sa partie méridionale et des versants boisés parfois très pentus (30-40°) ainsi que des plateaux d'altérites (Beille, Brouchet, Four). La majorité des dépôts de pente est située dans les zones culminantes ainsi que dans les cirques, et ne sont pas toujours connectés au réseau de transport de sédiments en raison de la présence de lacs d'ombilic qui entravent leur transport.

La dénudation mesurée (218 ± 36 mm/ka) est associée à un temps d'intégration de 2800 ans, légèrement plus long que la palynozone du Subbatlantique (2,5 ka-Présent). C'est une valeur assez similaire à celle du bassin versant de même ordre du Vicdessos (184 ± 46 mm/ka) qui regroupe également le même type de surfaces (zones culminantes peu végétalisées, dépôts de pente, versants boisés abrupt). Cependant, et à la différence du Haut-Vicdessos, les surfaces de plateaux représentent ici une part importante de la surface totale (12%), et les versants sont nettement moins déclives (pente moyenne : 25,6°). Une dénudation aussi forte peut avoir deux explications.

Une première hypothèse concerne la bonne connexion entre les zones culminantes et leurs importants stocks de tills tardiglaciaires d'une part et les cours d'eau de fond de vallée d'autre part (Aston, Quioulès). En effet, les pièges à sédiments tels que les lacs d'ombilic sont moins répandus et moins étendus que dans les autres secteurs, les alluvions peuvent transiter plus facilement depuis les cirques jusqu'à l'exutoire. La concentration en NCT des alluvions (5,78 ± 0,96 × 10^4 at/g) est trop basse pour des sédiments de ce type (20-40 × 10^4 at/g). La très faible concentration en NCT des alluvions rend également fortement improbable des apports provenant majoritairement des altérites de plateaux (30–35 × 10^4 at/g).

Dans une seconde hypothèse plus probable, le taux de dénudation traduit l'impact sur les versants alors déforestés (Davasse et Galop, 1990) des crises érosives du PAG, et éventuellement celles des périodes humides du Néoglaciaire (1200 et 1950 ans cal BP ; Simonneau et al., 2012). En envisageant que l'essentiel des sédiments prélevés provient de ces versants très altérés de basse altitude (~1200 m en moyenne), le calcul du taux de dénudation en rapport avec cette altitude aboutit à une valeur réduite (~129 ± 21 mm/ka) qui se rapproche fortement de celle mesurée dans le Haut-Vicdessos sur la base d'éléments analogues. Une telle valeur impliquerait un fonctionnement plus basé sur des mouvements lents et régulier des sols et sur la lente altération du substrat rocheux. Dans tous les cas, les résultats montrent la relative préservation de surfaces perchées comme le plateau d'altérites de Beille qui s'abaisse deux à cinq fois moins vite (35-40 mm/ka ; cf. chapitre 4) que l'ensemble du bassin versant de l'Aston.

4.1.4. Carlit-Cerdagne

4.1.4.1. Grave

La Grave, qui forme l'amont du bassin collecteur de la Têt, présente un modeste bassin versant (16 km²) de second ordre principalement composé de substrat rocheux modérément végétalisé et de pelouses alpines depuis le fond de vallée jusqu'aux cirques qui le dominent (dont le cirque échantillonné de Cometa d'Espagne ; cf. chapitre 4) (Fig. 6.13). Le fond de vallée est assez large (200-300 m) et le cours de la Grave incise dans des dépôts fluviatiles recouverts de pelouses ; plusieurs cordons morainiques résiduels sont disposés le long de vallée et des cônes de déjection récents quoique végétalisés descendent des versants en rive gauche. Des tills et dépôts de pente très grossiers sont présents dans les zones culminantes du bassin versant et un plateau d'altérites représentant 13% de la surface totale occupe la partie NE du bassin versant. L'emprise du bassin versant de la Grave s'étend majoritairement sur la formation d'Evol (64%) tandis que la partie septentrionale et la plus élevée du bassin versant est composée de granites et gneiss. Et sur cette emprise réduite, la présence de lacs d'ombilics entrave le transport des sédiments provenant de certains des cirques qui structurent l'amont du bassin versant.

Le taux de dénudation mesuré dans ce bassin versant (entre 121 ± 16 et 133 ± 18 mm/ka selon la granulométrie mesurée) est associé à un temps d'intégration (4200-5000 ans) couvrant la totalité du Néoglaciaire. Ce taux relativement faible < 200 mm/ka tend à indiquer un mouvement de sols lent et régulier (DiBiase et al., 2010) (reptation, solifluxion et/ou gélifluxion) sur les versants végétalisés du bassin versant. Cela va de pair avec la relativement faible déclivité du bassin versant de la Grave (19,8°). Cela diminue d'autant l'efficacité du transport sédimentaire lors de fortes précipitations. Les éboulis et tills tardiglaciaires non végétalisés, présents notamment dans les cirques et très bien drainés par les torrents, peuvent constituer des zones d'alimentation en sédiments. Même s'ils sont principalement composés de dépôts grossiers (blocs), il n'est pas impossible qu'une éluviation des fines résiduelles génère des sédiments. Les importants dépôts de tills présents dans le nord du bassin versant s'avancent suffisamment pour atteindre le fond de vallée et être intensément ravinés par de petits émissaires (Fig. 6.13). Une part conséquente des alluvions, et certainement de leur fraction quartzeuse, provient des versants méridionaux « fragile » composés des roches de la formation d'Evol. C'est en effet dans ces formations métasédimentaires que sont observés des mouvements gravitaires de masse (Jarman et al., 2014).

4.1.4.2. Mesclan d'Aygues

Le Mesclan d'Aygues est un petit bassin versant (20 km²) de premier ordre qui occupe la partie NE du bassin versant d'ordre supérieur d'El Raür. Le granite représente la lithologie prédominante (68%) tandis que les pélites, calcaire et grès fins de la formation d'Evol structurent les surfaces les plus en amont (cirques, plateaux supérieurs) (Fig. 6.13). L'espace est très végétalisé et comporte une large surface de plateau dont les altérites ont été en partie ou bien totalement raclées par les glaciers würmiens (38% de la surface totale). Les dépôts de tills s'étendent également sur de vastes surfaces, notamment dans la partie méridionale. Il existe de nombreux dépôts de pente issus des crêtes des cirques qui se prolongent parfois sur le plancher sous forme de glaciers rocheux datant de la fin du Tardiglaciaire (Delmas, 2009). Ces dépôts restent toutefois cantonnés à la zone des cirques et sont très mal connectés au réseau hydrographique. La présence de nombreux lacs de surcreusement dans la moitié septentrionale du bassin versant empêche le transport des sédiments provenant des surfaces en amont jusqu'à l'exutoire. Seule la moitié méridionale du bassin versant peut contribuer aux alluvions mesurées. Les tills y forment de vastes épandages peu végétalisés et très bien drainés.

Le taux de dénudation mesuré (55 ± 6 mm/ka) est valide sur une période de 11 000 ans qui correspond à peu de chose près à la durée de l'Holocène. L'abaissement moyen du bassin versant est extrêmement faible au regard des valeurs relevées dans les bassins versants des autres secteurs. Cela est clairement en lien avec la faible pente moyenne du Mesclan d'Aygues (14,8°) et la présence massive de surfaces planes recouvertes d'altérites plus ou moins épaisses qui lui est associée. En outre, les pentes les plus abruptes sont cantonnées aux zones de cirques (les surfaces les moins bien connectées au réseau hydrographique) dont une part non négligeable est exclue du calcul du taux de production en raison de la présence de pièges à sédiments (moitié septentrionale) (Fig. 6.13). Pour autant, la production d'alluvions ne saurait être exclusivement basée sur la production/ablation d'altérites de plateaux : la concentration en NCT dans le cours d'eau est légèrement plus basse ($27.55 \pm 2.91 \times 10^4$ at/g) que celle des arènes des plateaux englacés au Würm dans son amont ($30\text{-}36 \times 10^4$ at/g ; cf. chapitre 4). Cela suggère l'intervention de processus d'érosion plus efficaces et ceux-ci pourraient bien résulter de l'incision légère produite par le cours d'eau dans l'aval du bassin versant.

Les versants modérément déclives ainsi formés et actuellement recouverts de forêts mixtes pourraient théoriquement produire une altération plus efficace du substrat et générer des mouvements de sols plus rapides. Le transport de tills tardiglaciaires sableux depuis les vastes épandages qui occupent la partie SW du bassin versant par les petits émissaires qui les traversent pourrait également fortement contribuer au budget sédimentaire à l'exutoire. Par ailleurs, la concentration en NCT des alluvions est dans la gamme de valeurs de ces sédiments (20-30 × 10^4 at/g ; Delmas et al., 2008).

4.1.4.3. Estagnets

Le petit bassin versant des Estagnets (12 km²) jouxte le bassin du Mesclan d'Aygue à l'ouest et fait également partie du bassin collecteur d'El Raür. Entièrement végétalisé, sa composition lithologique et sa répartition spatiale ressemble fortement à celle du Mesclan d'Aygues : majoritairement granitique (82%) avec des formations d'Evol structurant l'amont des versants (Fig. 6.13). Les plateaux d'altérites y représentent également une forte proportion de la surface totale (25%). Les tills würmiens représentent de vastes épandages qui sont toutefois plus végétalisés que ceux observés dans le bassin versant du Mesclan d'Aygues. Les cirques sont peu nombreux (3) contrairement à la situation dans les bassins versants du Mesclan d'Aygues (10) ; cela marque indirectement l'affaiblissement de l'impact des glaciations pléistocènes dans cet espace et qui se traduit également par un englacement non complet de ce bassin versant au Würm.

Malgré de nombreuses similitudes morphométriques avec le Mesclan d'Aygues (Tableau 6.1), le taux de dénudation mesuré dans les Estagnets (45 ± 4 mm/ka) est moins rapide et valide sur une période plus longue (13 500 ans) comprenant l'ensemble de l'Holocène et la partie terminale du LGIT. La concentration en NCT (32.71 ± 3.14 × 10^4 at/g) est cette fois-ci cohérente avec celle des altérites de plateau englacé au Würm (30-36 × 10^4 at/g ; cf. chapitre 4) et montre que l'essentiel du flux sédimentaire provient bien de ces zones. Il semble en revanche que les altérites des zones de plateau non englacées au Würm ([^{10}Be] = 63-73 × 10^4 at/g ; cf. chapitre 4) ne contribuent que peu à la production d'alluvions. Contrairement au Mesclan d'Aygues, les stocks de tills, ici végétalisés, ne subissent que peu d'ablation et ne contribuent que très peu à la production d'alluvions. L'essentiel de la production sédimentaire provient donc de mouvements lents et réguliers des sols qui se sont développés sur des épaisseurs d'altérites très variables. L'augmentation de la pente près de l'exutoire favorise certainement une accélération de ces mouvements par rapport aux surfaces planes présentes en amont.

4.1.4.4. Brangoli

Le petit bassin versant de troisième ordre de Brangoli (9 km²) jouxte les Estagnets à l'ouest, et constitue – dans un gradient d'est en ouest de la façade méridionale du massif du Carlit - le premier bassin versant à ne pas avoir été entièrement englacé au Würm (Fig. 6.13). L'absence de cirque dans les parties sommitales témoigne de cet englacement restreint, de même que la quasi-totale absence de tills et de dépôts de pente. Ceci se traduit également par une diminution de la pente moyenne de ce bassin versant (12,3°) par rapport à ceux situés plus à l'est et décrits ci-dessus. D'un point de vue lithologique, la composition du bassin versant se distingue de celle de ses voisins orientaux par une nette diminution de la proportion de formations d'Evol (5%). La moitié de la surface du bassin versant constitue un plateau d'altérites cohérent bordé par des versants végétalisés très peu déclives en amont (10-20°) et des pentes plus prononcées en aval (20-40°). Le bassin versants est très végétalisé mais présente quelques ravinements permettent l'exposition d'un substrat rocheux très altéré dans la partie inférieure et plus incisée du cours d'eau principal.

Le taux de dénudation mesuré (49 ± 4 mm/ka) correspond à un temps d'intégration de 12 300 ans, soit la totalité de l'Holocène et une partie du Dryas Récent. Par rapport à son voisin oriental, le bassin versant de Brangoli semble donc caractérisé par une vitesse de dénudation plus rapide alors que sa pente moyenne est moins élevée et l'impact des glaciers würmiens sur la topographie moins fort. En outre, la concentration en NCT des alluvions ($29.97 \pm 2.43 \times 10^4$ at/g) se situe dans la limite basse voir en-dessous de la gamme de valeurs des altérites de plateau englacé ($30\text{-}36 \times 10^4$ at/g ; cf. chapitre 4), et très en-dessous des concentrations en NCT des altérites de plateau non englacé ($63\text{-}73 \times 10^4$ at/g ; cf. chapitre 4). Ceci montre une très faible contribution de ces dernières qui se trouvent en outre être assez mal connectées au réseau hydrographique. Une part non négligeable des alluvions provient bien des versants très altérés et englacés au Würm, lesquels sont relativement bien drainées par le réseau hydrographique, et aussi localement ravinées. Cela est en particulier le cas dans la partie aval du bassin versants où la pente tend à s'accentuer (20-40°) sous l'action de l'incision générée par la langue du glacier würmien et le cours du Brangoli (Fig. 6.4). Cette combinaison de sols peu épais et de versants déclives dépassant parfois la limite de stabilité est également à même d'accélérer le déplacement des sols (Heimsath et al., 2012). L'incision des tills Würmiens localisés près du site de prélèvement génère également du matériel sédimentaire.

4.1.4.5. Bena

Le bassin versant de second ordre de Bena est le suivant dans le gradient d'englacement würmien décroissant d'est en ouest de la façade méridionale du massif du Carlit (~50% de son emprise a été englacé) (Fig. 6.13). Sa taille modeste (5 km²), sa pente moyenne (12,5°), sa composition lithologique exclusivement granitique, et son couvert végétalisé alliant plateau d'altérites cohérent centrale (43% de la surface totale) et versant peu déclives en amont et en aval de celui-ci, le rapprochent du bassin versant de Brangoli. Cette similarité se retrouve dans la manière dont le réseau hydrographique permanent draine en particulier les zones englacées au Würm et dont le plateau d'altérites est tronqué à l'aval par l'érosion régressive. Tout ceci suggère un fonctionnement du réseau de drainage comparable à celui de Brangoli, avec une forte contribution des altérites de surfaces englacées au Würm.

Le taux de dénudation mesuré (43 ± 5 mm/ka, associé à un temps d'intégration de 14 000 ans *i.e.* l'ensemble de l'Holocène et la partie terminale du LGIT) et la concentration en NCT des alluvions (33.06 ± 3.93 × 10^4 at/g) vont dans ce sens mais démontrent un système possiblement moins performant que le bassin versant voisin. Les pentes végétalisées de l'aval du bassin versant sont en effet nettement moins déclives que leurs équivalentes de Brangoli et en outre inférieures à la limite de stabilité. Les mouvements de sols sont alors certainement moins efficaces et génèrent une plus faible contribution sédimentaire. Les quelques surfaces où la pente s'accentue (Fig. 6.4) présentent des ravinements qui facilitent le transport des altérites qui caractérise l'essentiel du substrat du bassin versant. Les quelques dépôts de tills qui marquent la limite de l'extension de l'englacement au MEG würmien ne contribuent que très peu à la production sédimentaire. Leur végétalisation e la faible déclivité des versants en sont certainement les causes principales.

4.1.4.6. El Raür

Le bassin versant de quatrième ordre d'El Raür (94 km²) regroupe l'ensemble des bassins versants décrits ci-dessus et constitue un affluent du Sègre (émissaire de l'Ebre dont la course se termine en Méditerranée). Ce bassin versant est principalement constitué de granites (68%), de calcaires et pélites de la formation d'Evol (21%) et de gneiss (11%). Il présente un gradient d'englacement würmien décroissant d'est en ouest qui se matérialise entre autre par une diminution progressive de la pente et par la présence de plus en plus restreinte de cirques, de tills et d'éboulis (Fig. 6.13).

Une vaste zone de plateau (31% de la surface totale) structure le bassin versant entre 2000 et 2400 m d'altitude et présente quelques échancrures générées par l'incision et l'érosion régressive des principaux cours d'eau (Brangoli, Bena, Estagnets, Mesclan d'Aygues). La vallée glaciaire d'Angoustrine draine la partie orientale du bassin versant (Estagnets, Mesclan d'Aygues). Elle est actuellement très boisée et ses versants - les plus déclives (20-50°) du bassin collecteur à l'exception des zones de cirques – sont extrêmement bien connectés avec le réseau hydrographique. La partie méridionale du bassin versant présente un glacis (pente < 30°) totalement déglacé au Würm (Fig. 6.4) et actuellement inégalement boisé, faisant la jonction entre le plateau et la plaine de Cerdagne. De large dépôts de tills plus ou moins végétalisés sont présents sur ce glacis mais également de part et d'autres de la vallée d'Angoustrine. Les zones exclues du réseau de transport des sédiments correspondent à celles déjà mises à l'écart dans le bassin versant du Mesclan d'Aygues. Le bassin versant ne comporte aucun ravin torrentiel ni coulées torrentiels comme l'on en observe dans les autres secteurs d'étude pyrénéens.

Le taux de dénudation (53 ± 5 mm/ka) est associé à un temps d'intégration de 11 300 ans, soit la durée de l'Holocène. Cette valeur se rapproche fortement de celle mesurée dans le Mesclan d'Aygues, à pente moyenne similaire (14,6°), et qui laisse donc supposer un fonctionnement basé sur l'ablation des altérites dans les zones ravinés par l'érosion, le déplacement des sols végétalisés développés sur les substrats très altérés qui composent les versants mais également l'éluviation tardive de stocks de tills würmiens non végétalisés et fort bien drainés. La situation d'El Raür est particulièrement intéressante parce que, bien qu'il englobe la quasi-totalité des bassins versants des plateaux du sud-Carlit (exception faite de Salit et Egat), il présente une concentration en NCT plus faible que chacun d'entre eux (24,14 ± 2.39 × 10^4 at/g). Cela démontre que la contribution potentielle des mouvements de sols des versants végétalisés pourrait y être plus importante que dans le Mesclan d'Aygues ou tout autre sous-bassin versant. Cela est fort probable étant donné l'espace que ces surfaces occupe (> 40% de la surface totale), leur bonne connexion avec le réseau hydrographique et leur prédominance dans les zones les plus en aval du bassin versant (taux de production de NCT réduit). En outre, la compétence et le débit d'El Raür surpassent probablement ceux de ses affluents et dispose à ce titre d'une plus grande capacité d'incision du substrat et de déstabilisation des versants. Ces derniers présentent par ailleurs une très forte pente de part et d'autre du cours d'eau depuis le Pic de La Calma jusqu'à l'évasement de la topographie près du bassin de Cerdagne (20–50° ; Fig. 6.4).

4.1.4.7. Salit

Le bassin versant élémentaire de Salit (3 km²) se situe sur la bordure occidentale du bassin versant d'El Raür. L'englacement würmien y a été extrêmement restreint et le substrat granitique végétalisé se partage aujourd'hui entre zones de plateau accumulant des épaisseurs d'altérites et des pentes peu déclives (Fig. 6.13). Ces versants sont cantonnés à la partie aval du bassin versant dans laquelle la déclivité tend à augmenter (20-30°) (Fig. 6.4). Le taux de dénudation mesuré à l'exutoire (27 ± 1 mm/ka) est valide pour une période de 22 600 ans qui comprend donc l'Holocène, le Tardiglaciaire mais également la fin du Pléniglaciaire. Cette dénudation extrêmement basse marque la diminution de la pente moyenne (10,3°) par rapport aux bassins versants d'El Raür, qui rend les processus d'ablation très peu efficients, en dépit du ravinement localement fort prononcé des épaisseurs d'altérites de plateau. L'accélération de l'ablation dans ces ravinements et des mouvements de sols là où la déclivité augmente (près de l'exutoire) explique la concentration en NCT des alluvions (52.5 ± 2.31 × 10^4 at/g) inférieure à celle des altérites de plateau non englacé (63-73 × 10^4 at/g ; cf. chapitre 4).

4.1.4.8. Egat

Le bassin versant élémentaire d'Egat est situé sur une zone de plateau séparé des bassins versants d'El Raür par l'auge glaciaire d'Angoustrine (Fig. 6.13). Il comparable en taille (3 km²) et en déclivité (10,4°) au bassin versant de Salit ; en revanche, l'espace est partagé entre formations granitiques en aval et gneissiques en amont. En outre, l'essentiel de sa surface constitue un plateau (72%) tandis que la partie terminale du bassin versant montre une légère incision de la topographie dans laquelle les versants boisés sont caractérisés par une déclivité accrue (10-20°). Le taux de dénudation (27 ± 2 mm/ka) ainsi que le temps d'intégration associé (22 300 ans) sont similaires à ceux mesurés dans le bassin versant de Salit. Tout ceci suggère des processus d'érosion identiques avec une ablation de surface des altérites de plateau en amont tandis que l'érosion fluviale conditionne les pentes et les mouvements de sols associés en aval. En outre, la vitesse de dénudation de ce bassin versant, tout comme celle de Salit, correspond à celle des plateaux d'altérites ailleurs dans le monde (10-40 mm/ka ; Dethier et Lazarus, 2003 ; Phillips et al., 2006 ; Goodfellow, 2007 ; Gunnell et al., 2013 ; Regard et al., 2016). La concentration en NCT (45.03 ± 3.86 × 10^4 at/g) est en revanche plus faible que celle du bassin versant de Salit : cela résulte de la différence d'altitude (~300 m) entre les deux bassins versants et donc de l'écart en termes de taux de production, qui aboutit à vitesse de dénudation égale à une concentration moindre pour des surfaces à une altitude plus basse.

4.2. Comparaison des taux pyrénéens

La comparaison des taux de dénudation mesurés dans cette étude avec ceux obtenus par d'autres auteurs dans l'orogène pyrénéen, ou bien dans les cours d'eau issus de l'orogène pyrénéen, permet d'apprécier l'impact prépondérant des crises érosives dans le budget sédimentaire. Ces comparaison peuvent être faites avec des mesures réalisées par NCT dans les dépôts de plaine ou deltaïques issus des cours d'eau pyrénéens (Molliex et al., 2016). Les études mesurant le taux d'érosion au moyen de méthodes indépendantes (mesure des flux sédimentaires actuels, volume mis en creux) sont sources d'informations intéressantes à mettre en parallèle des taux de dénudation par NCT. Ces travaux sont notamment réalisées à l'exutoire des cours d'eau méditerranéens (Têt, Agly, Tech) (Serrat, 1999 ; Serrat et al., 2001 ; Delmas et al., 2012) mais également à l'exutoire de la Garonne (mesure des flux sédimentaires actuels ; Delmas et al., 2012), laquelle draine entre autres les sédiments provenant de l'Ariège. Des études similaires ont également été menées dans les cours du Sègre et de la Cinca (Tena and Batalla, 2013), mais également à l'exutoire terminal de la vallée de l'Esera (Alatorre et al., 2010 ; López-Tarazón et al., 2016).

4.2.1. Bassin versant de la Têt

Le taux de dénudation de la Grave (132 ± 17 mm/ka), seul bassin versant échantillonné faisant partie du bassin collecteur de la Têt du secteur, est en phase avec les mesures réalisées par NCT à l'exutoire de la Têt (132,1 ± 47,4 mm/ka) mais également avec l'estimation du volume érodé dans ce bassin versant (85,9 ± 13,8 mm/ka) (Molliex et al., 2016). Les taux de dénudation (~15-17 mm/ka) obtenus par conversion (55 000 à 60 000 t/an ; masse volumique de référence : 2,65 g/cm^3) des mesures des flux sédimentaires à l'exutoire de la Têt (Serrat, 1999 ; Serrat et al., 2001 ; Bourrin and De Madron, 2006 ; Delmas et al., 2012) sont en revanche très inférieurs à l'ensemble des valeurs présentées ci-dessus. Une telle différence serait liée au régime hydrologique de la Têt (Molliex et al., 2016), caractérisé par une décharge sédimentaire s'effectuant principalement (78% du volume sédimentaire) durant de brefs et puissants épisodes de crue qui ne représentent que 0,5% du temps étudié (Serrat et al., 2001). Par conséquent, la mesure des flux sédimentaires actuels (sur une période dépassant rarement quelques dizaines d'années) ne prend pas en compte l'importante décharge sédimentaire générée par les crues centennales ou milléniales que les NCT peuvent eux intégrer (Molliex et al., 2016).

4.2.2. Bassin versant de l'Ebre

Les autres cours d'eaux étudiés dans le secteur de Carlit-Cerdagne (El Raür, Egat, Salit) appartiennent au bassin versant du Sègre, tandis que les bassins versants de la Haute-Esera font partie du bassin collecteur de la Cinca. La Cinca est un affluent du Sègre et cette confluence s'opère ~10 km en amont de la jonction avec l'Ebre (dont l'exutoire se situe en mer Méditerranée). La conversion de la mesure de la décharge sédimentaire et du flux de MES à l'exutoire de la Cinca (114 300 t/an) et du Sègre (40 600 t/an) (Tena and Batalla, 2013) en taux de dénudation aboutit à des valeurs très faibles (respectivement 4,80 et 1,20 mm/ka). Le pas de temps étudié (2008-2011) correspond cependant à une période particulièrement sèche durant laquelle la quantité d'eau circulant annuellement dans ces rivières a été 3,6 fois moins importante que durant les soixante-trois dernières années (1950-2013) (Tena and Batalla, 2013). Une réévaluation du taux de dénudation historique en considérant grossièrement et abusivement une décharge augmentant dans le même ordre de grandeur que le débit moyen aboutirait à des valeurs de 17,10 et 4,30 mm/ka pour la Cinca et le Sègre. Cela démontre une situation assez similaire à celle observée dans la Têt (Molliex et al., 2016) : des taux de dénudation NCT nettement plus élevés (Esera : 406 ± 48 mm/ka et El Raür 53 ± 5 mm/ka) que ceux obtenus par mesure des flux sédimentaires suggérant une non-prise en compte de la décharge sédimentaire due aux crues centennales et milléniales dans la seconde méthode. La présence de barrages artificiels notamment sur le cours de la Cinca entrave très fortement le transport des sédiments provenant des zones d'altitude (López-Tarazón et al., 2016) et pourrait également expliquer cet écart et la faiblesse des mesures de transports actuels.

La comparaison des mesures dans le bassin versant de l'Esera est également très intéressante. Les valeurs de dénudation obtenues après conversion de la mesure des flux sédimentaires actuels réalisée ~55 km en aval du secteur d'étude (~60 mm/ka soit 167 000 t/an, López-Tarazón et al., 2016 ; ~143 mm/ka soit 393 000 t/an, Alatorre et al., 2010) sont clairement inférieures à la dénudation NCT (406 ± 48 mm/ka). Non seulement le secteur d'étude représente seulement ~10% de la surface du bassin versant de l'Esera dans son ensemble mais la présence de nombreux pièges à sédiments naturels (lacs de surcreusement, gouffres…) et artificiels (barrages de Paso Nuevo et de Linsoles) bloque certainement une importante partie des flux provenant des zones d'altitude. Ainsi, l'essentiel du matériel mesuré à l'exutoire terminal de l'Esera provient des terres agricoles de l'aval du bassin versant ainsi que des marnes éocènes de moyenne altitude (Alatorre et al., 2010).

L'analyse croisée des différents types de surface, de leur étendue et de leur taux de production de sédiments spécifique a permis d'estimer les flux sédimentaires émanant des bassins versants de la Haute-Esera (21 000 t/an) et de Vallibierna (8 000 t/an) (Alatorre et al., 2010). Leur conversion en taux de dénudation (Haute-Esera : ~98 mm/ka et Vallibierna : ~86 mm/ka) montre encore une fois des valeurs plus faibles que celles calculées par NCT (respectivement 406 ± 48 mm/ka mm/ka et 2045 ± 55 mm/ka).Cela démontre à une échelle spatiale plus resserrée et spécifique au milieu montagnard l'importance des crises érosives dans la dénudation des versants à l'échelle pluricentenaire à plurimillénaire. Dans le secteur de la Haute-Esera, ces crises érosives se manifestent lors de la survenue d'épisodes de précipitations de forte intensité survenant sur des sols saturés en eau et provoque un transport rapide d'importantes quantités de sédiments depuis les vallées perchées vers la vallée principale (Daumas, 1964). Ces sédiments stockés en fond de vallée pourraient ensuite être remis en circulation progressivement par érosion des terrasses et cônes de débris.

4.2.3. Bassin versant de la Garonne

La comparaison des données obtenues en façade nord de l'orogène dans le bassin versant de l'Ariège (secteurs de Beille-Aston et Haut-Vicdessos) est moins étayée que leurs équivalents des autres secteurs d'études en raison du peu de mesure de flux sédimentaires disponibles. Les mesures disponibles concernent les flux sédimentaire totaux à l'exutoire de la Garonne, de la Dordogne, de l'Isle, de la Dronne et de la Dropt (Delmas et al., 2012). Les apports provenant de l'Ariège sont pris en compte au travers des sédiments véhiculés par la Garonne ; il est cependant très difficile d'estimer la part en provenant effectivement. La conversion des flux sédimentaires en sédiments aboutit à un résultat (~9,80 mm/ka) très en-deçà des valeurs mesurées dans les petits émissaires de l'Ariège (190-370 mm/ka), dans l'Aston (218 ± 36 mm/ka) et dans le Vicdessos (184 ± 46 mm/ka). La « dilution » des sédiments ariégeois, la présence de barrages entravant le transit des derniers et encore une fois la non-prise en compte des crues centennales et milléniales sont autant d'explication pour un tel écart de valeur.

4.3. Le contrôle exercé par la déclivité des versants

Au sein de l'aire d'étude pyrénéenne, la déclivité moyenne montre un contrôle particulièrement fort sur la concentration en NCT des alluvions ($R^2 = 0,80$) et sur la DMM qui en résulte ($R^2 = 0,68$), conformément à ce qui a été démontré dans d'autres zones d'étude (Von Blanckenburg, 2005 ; DiBiase et al., 2010 ; Portenga et Bierman, 2011 ; Carretier et al., 2013 ; Bellin et al., 2014). La diminution de la concentration en NCT des alluvions en lien avec l'augmentation de la déclivité traduit l'accroissement du démantèlement du substrat rocheux (Augustinus, 1992) et de son altération (Berger et al., 2010) ainsi que l'action plus intense de l'ablation notamment grâce au ruissellement. Ainsi, dans l'aire d'étude, la dénudation (DMM) augmente linéairement en fonction de la pente moyenne (x) selon l'équation du premier degré suivante :

$$DMM = 13,513x - 106,54 \quad (6.3)$$

En partant de cette relation, mais également de l'étude des graphes et nuages de points liant dénudation et pente moyenne (mise en évidence d'une tendance à la dispersion des valeurs pour une déclivité > 20° ; Fig. 6.16), il est possible de classer les bassins versants de l'aire d'étude en trois catégories en fonction de leur DMM, de leur pente moyenne mais également de plusieurs paramètres spécifiques à chacun d'eux (cf. 4.1. Interprétation des résultats en fonction des bassins versants) (Fig. 6.19).

4.3.1. Les bassins versants des plateaux

Cette première catégorie regroupe les bassins versants à pente moyenne < 20° dont la dénudation ne dépasse pas 60 mm/ka : l'ensemble de l'emprise d'El Raür, ses émissaires ainsi que Egat et Salit. L'excellente corrélation entre la déclivité et la dénudation pour ces bassins versants existe en dépit d'une forte diversité de superficies (de 3 km² à près de 100 km²), d'amplitudes du relief (500-1700 m) et l'appartenance des cours d'eau drainant à différents ordres de Strahler (2 à 3 voire 4). Cela indique des dynamiques érosives qui restent sensiblement les mêmes indépendamment de l'altitude et de l'échelle. L'explication vient de la relative uniformité de ces bassins versants d'un point de vue géographique et géomorphologique (zones de plateaux peu impactés par les glaciations pléistocènes), topoclimatique (ils jouissent d'un même climat fortement influencé par les courants méditerranéens), lithologique (majoritairement granitique), mais également au niveau de leur couverture superficielle.

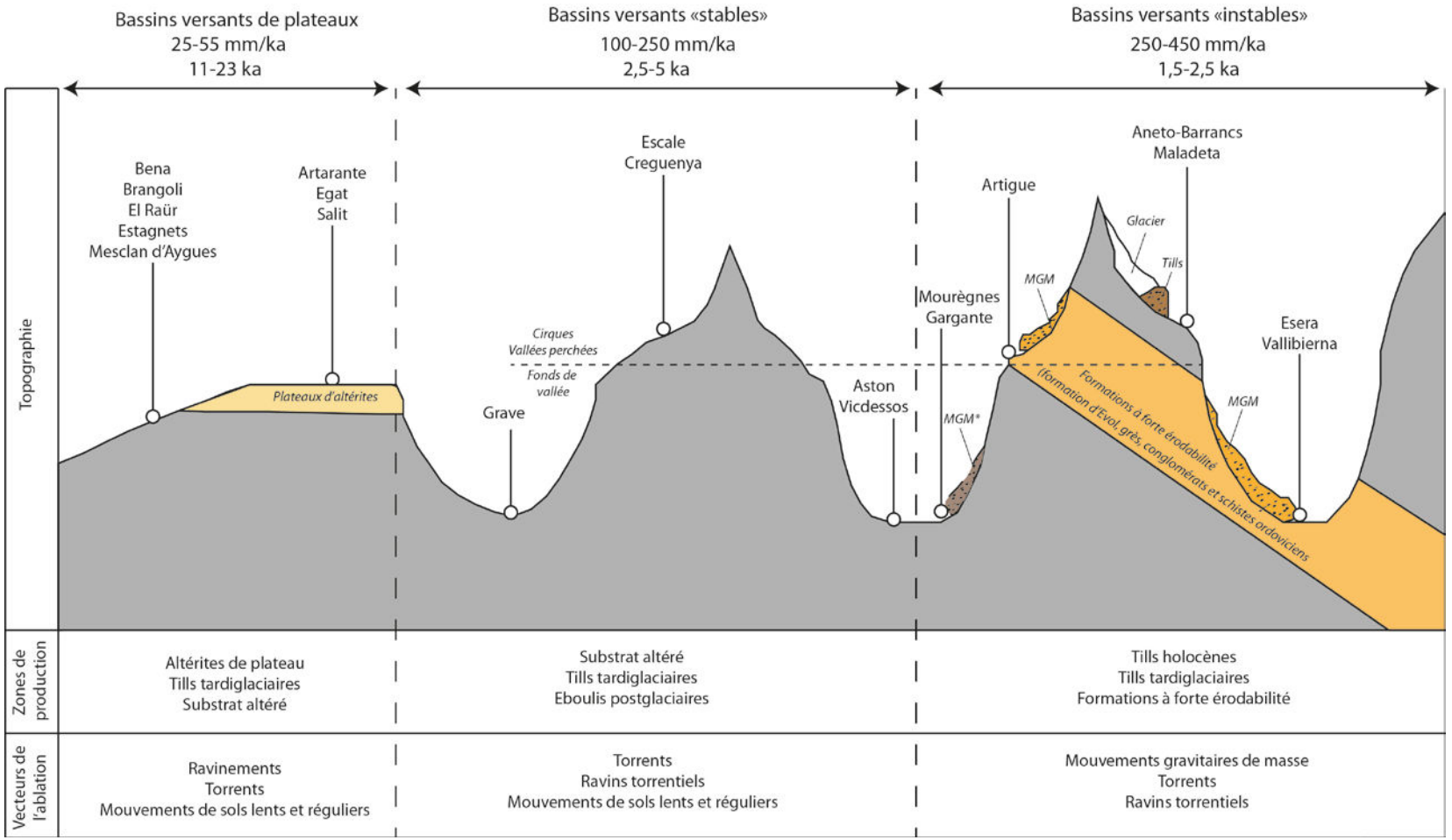

Figure 6.19. Représentation schématique des différentes catégories de bassins versants en fonction des caractéristiques topographiques et géomorphologiques. La topographie n'est pas à l'échelle et ne constitue pas un transect réaliste de l'aire d'étude. La répartition des plateaux d'altérites et formations à forte érodabilité est également fictive et réalisée au bénéfice de la représentation schématique des différentes catégories de bassins versants. Les bassins versants sont positionnés en fonction de leur situation topographique et géomorphologique (entièrement ou partiellement sur plateau, en fond de vallée, cantonnés aux zones culminantes englacées ou déglacées, sur lithologie fragile…). MGM désigne les mouvements gravitaire de masse (notamment les coulées torrentielles dans l'aire d'étude) ; MGM désigne les coulées torrentielles qui remanient des tills instables. Le degré de précontrainte topographique par les glaciers augmente de gauche à droite.

En effet, ils disposent tous d'une forte couverture végétale (85-100% de la leur surface totale). Le rôle stabilisateur du substrat opéré par cette couverture végétale permet de limiter l'ablation des substrats meubles (altérites, tills…) et l'occurrence de mouvements gravitaires de masse (glissement de terrain, coulées torrentielles…), et permet un déplacement lent et régulier des sols (solifluxion, reptation, gélifluxion). Cette limitation des évènements brusques et massifs renforce le contrôle de la pente moyenne sur les déplacements de sédiments. L'ajout de l'Artarante dans cette catégorie est une question délicate puisqu'il appartient à un autre secteur aux caractéristiques climatiques différentes (Aston-Beille). Ses caractéristiques géomorphologiques (surface de plateau végétalisé) en font un bassin versant similaire à ceux du sud-Carlit. En s'en tenant seulement à cette considération, son intégration à la catégorie suggère qu'en-dessous d'un certain seuil de déclivité, la dénudation ne varie plus, et stagne entre 25-35 mm/ka.

4.3.2. Les vallées stables des Pyrénées centrales

La dispersion des valeurs pour les bassins versants à pente moyenne > 20° (Artigue, Aston, Creguenya, Escale, Gargante, Grave, Mourègnes, Vallibierna, Vicdessos) traduit la diminution du contrôle de la déclivité sur les dynamiques de versants. Dans ces bassins versants, la topographie montre un impact modéré à fort des glaciations pléistocènes (pentes instables, peu ou pas de paléotopographies, lacs d'ombilic qui entravent le transit des sédiments issus des zones culminantes parfois englacées…). L'augmentation de la déclivité favorise le développement de torrents abrupts et de ravins torrentiels, et plus localement de coulées torrentielles. Ces organismes peuvent ainsi générer un apport massif et rapide en sédiments dans les fonds de vallée, en particulier lors d'évènements météorologiques intenses (orages, fortes précipitations répétées…).

Ce mode d'alimentation vient donc se surimposer à aux mouvements lents et réguliers de sols qui ont toujours cours sur ces versants majoritairement végétalisés. Les abrupts émissaires torrentiels se développent préférentiellement dans les lithologies non cristallines (grès, conglomérats et schistes ordoviciens, formations détritico-calcaires d'Evol), formations plus fragiles que les granites ou les gneiss. Les apports sédimentaires massifs provenant de ces lithologies - qui forment de nombreux cônes de déjection faisant la liaison entre des bassins d'accumulation fortement ravinés et le fond de vallée – accroissent la dénudation mesurée à l'exutoire. A échelle hydrographique proche ($3^{ème}$-$4^{ème}$ ordre de Strahler) et à pente égale, les bassins versants comportant une forte proportion de ces lithologies sont caractérisés par des dénudations plus élevées (Vallibierna par rapport à Creguenya).

Dans cette catégorie, les paramètres qui prennent le relais de cette perte de contrôle relative varient donc en fonction des bassins versants concernés (ravins torrentiels, mouvements gravitaires de masse, apports de tills holocènes…) mais également en fonction de la superficie de leur emprise. Les bassins versants assez vastes (Aston, Vicdessos) pour « diluer » le « signal » cosmogénique généré par ces alluvions peu chargés en NCT présentent les taux de dénudation qui s'éloignent le moins d'une relation linéaire avec la pente. En revanche, lorsque la surface d'un bassin versant est trop réduite et/ou les apports sédimentaires trop massifs, l'impact de ces sédiments est plus fort. C'est ce qui fait la spécificité des bassins versants instables et/ou partiellement englacés (cf. infra).

4.3.3. Les bassins versants « instables » ou partiellement englacés

Lorsque l'impact de processus brusques est trop fort, injectant massivement du matériel sédimentaire violant le présupposé de l'atteinte d'un état stationnaire, les valeurs de dénudation « décrochent ». C'est le cas du bassin versant de l'Artigue où une coulée torrentielle remanie du substrat profond et accroît fortement la DMM (cf. 4.1.2.1. Artigue). C'est également le cas dans les petits vallons boisés ariégeois de Gargante et Mourègnes, dont les DMM respectives (311 ± 58 et 239 ± 65 mm/ka) dépassent nettement celles qu'elles devraient être au regard de leur pente moyenne (22,7° et 21,6°) et selon l'équation (6.3) : respectivement 200 et 185 mm/ka. Le remaniement de stocks de tills tardiglaciaires instables par des coulées torrentielles lors de conditions météorologiques particulières et propres à cette région est à l'origine de cet écart notable (cf. 4.1.3.2. Gargante et Mourègnes).

Dans le cas de l'Esera, l'effet de suralimentation depuis les versants abrupts et fortement ravinés détritico-calcaires qui dominent la partie terminale du fond de vallée semble être l'hypothèse à privilégier. L'effet combiné d'une lithologie fragile près de l'exutoire et d'un dense réseau de ravins torrentiels susceptibles de générer de fortes quantités de sédiments entraine la mesure d'une dénudation exagérée (406 ± 48 mm/ka, certainement plus proche de 300 mm/ka ; cf. 4.1.1.5. Esera). La situation est assez similaire pour Vallibierna où la même lithologie « fragile » présente sur les versants est drainée par plusieurs ravins torrentiels qui forment d'imposants cônes de déjection dans le fond de vallée. Les sédiments qui en sont issus semblent cependant avoir une contribution plus modérée que dans la vallée de l'Esera (245 ± 55 mm/ka). Ces DMM se rapprochent fortement de celles de la Noguera de Cardós (229 mm/ka) et Noguera Vallferrera (348 mm/ka) creusées dans les formations d'Evol au SW des massifs de Bassiès et Montcalm, et de celle du Rio Zinqueta (484 mm/ka), à forte diversité lithologique, qui draine la façade occidentale du massif des Posets (Genti, 2015).

Les bassins versants partiellement englacés d'Aneto-Barrancs (399 ± 103 mm/ka) et de Maladeta (401 ± 31 mm/ka) montrent très bien l'influence conséquente des stocks de tills produits à l'Holocène sur la dénudation mesurée à partir des alluvions, dès lors qu'existe une réelle connexion hydrographique entre les surfaces englacées et le site de prélèvement. La disponibilité de ces masses de tills, leur vulnérabilité vis-à-vis des flux hydriques et leur faible teneur en NCT en font d'importants éléments perturbateurs de l'état stationnaire et du postulat de base de la mesure de la dénudation par les alluvions (cf. 4.5.1. L'efficacité des dynamiques glaciaires).

4.4. Taux de dénudation et implications géodynamiques

Les DMM dans les Pyrénées restent notablement inférieurs aux valeurs relevées dans des bassins versants de situation analogue dans d'autres orogènes (notamment les Alpes). En effet, même les bassins versants les plus élevés (altitude moyenne > 2000 m) de la Zone Axiale de l'orogène pyrénéen (massif de la Maladeta et Bassiès) sont caractérisés par des valeurs (< ~450 mm/ka) qui n'atteignent en aucun cas celles relevées à des altitudes similaires (de ~600 mm/ka jusqu'à 2100 mm/ka) dans la Zone Axiale des Alpes (Wittmann et al., 2007 ; Delunel et al., 2010 ; Norton et al. 2010). Elles tendent plutôt à se rapprocher des DMM (270 à 540 mm/ka) de bassins versants peu élevés et peu pentus situés dans l'avant-pays alpin (Wittmann et al., 2007 ; Norton et al., 2008) dont la lithologie (marnes, molasses, flysch…) est plus « tendre » que les roches cristallines, ou bien encore de celles décrites comme des bassins versants de la vallée du Rhône n'ayant subi qu'un impact glaciaire modéré (Norton et al. 2010). L'écart de DMM entre les bassins versants pyrénéens les plus élevés et leurs équivalents alpins existe en dépit de valeurs de pente souvent très proches.

Il semble donc que ce ne soit pas tant la pente qui provoque un tel écart mais plutôt la différence en termes d'activité tectonique passée et récente, sinon actuelle, et de son impact sur les roches (fracturation, fissuration…) et/ou en termes d'impact des glaciers sur la topographie (répartition des pentes instables, connexion de ces dernières avec le réseau hydrographique, hauteur des interfluves/crêtes/versants, stocks de tills disponibles et actuellement produits par les glaciers) qui existe entre les deux orogènes. A ce titre, l'existence d'une réponse paraglaciaire plus forte dans les Alpes que dans les Pyrénées est envisageable. Cependant, elle reste difficilement démontrable sur la base de paramètres dont la diversité (cf. supra) rend la comparaison entre les deux orogènes difficile. S'il n'est pas possible de montrer le caractère systématique de cette différence, il n'en demeure pas moins qu'elle existe plus ponctuellement.

Certains bassins versants alpins complètement déglacés sont caractérisés par des vitesse de dénudations (591 ± 100 à 1410 ± 410 mm/ka ; Norton et al. 2010) nettement plus rapides que les bassins versants déglacés (ou encore englacés) de l'aire d'étude pyrénéenne. La plupart montre cependant des dénudations semblables à celles mesurées dans les Pyrénées (84 ± 5,7 à 466 ± 53 mm/ka). La forte réponse paraglaciaire de certains bassins versants alpins par rapport à celle des Pyrénées peut résulter de paramètres lithostructuraux : la forte présence de gneiss et schistes fortement fracturés en raison des contraintes tectoniques dans les zones d'altitude des Alpes. Cela est susceptible de produire des stocks sédimentaires plus importants et plus vulnérables aux flux hydriques que les granites peu fracturés pyrénéens.

En outre, la présence de glaciers plus étendus et plus épais dans l'amont des bassins versants alpins que dans celui de leurs équivalents pyrénéens génère des taux de dénudation bien supérieurs (1000-2000 mm/ka ; Norton et al. 2010) à ceux de l'aire d'étude (300-400 mm/ka ; 484 mm/ka dans la vallée partiellement englacée du Rio Zinqueta séparée de la vallée de l'Esera par le massif de Posets ; Genti, 2015). Même si les valeurs alpines ne reflètent pas forcément un taux de dénudation effectif (injection dans les cours d'eau de matériel sédimentaire issu du plancher et potentiellement « vide » de NCT qui produit un taux de dénudation exagérément élevé), une telle différence avec les valeurs pyrénéennes démontre une efficacité érosive glaciaire holocène plus faible dans la Maladeta que dans les Alpes. Cette différence peut également résulter de taux d'érosion similaires, mais appliqués par des glaciers moins étendus dans les Pyrénées que dans les Alpes. La quantité de sédiments produits par les glaciers est plus importante là où les glaciers recouvrent la plus large surface, impactant alors plus conséquemment la teneur en NCT des alluvions.

Par ailleurs, il est vrai que les valeurs importantes de dénudation (> 600 mm/ka) sont généralement présentes dans des orogènes (ou parties d'orogènes) où la surrection est tectoniquement active (Montgomery and Brandon, 2002 ; Wittmann et al., 2007 ; DiBiase et al., 2010 ; Norton et al., 2011). Ceci confirme l'actuel et relatif état d'inactivité tectonique post-orogénique de la chaîne pyrénéenne, qui a été mis en évidence par la mesure de valeurs non significatives de mouvements verticaux (0,10 ± 0,30 mm/an) et horizontaux de l'orogène (Asensio et al., 2012 ; Serpelloni et al., 2013 ; Rigo et al., 2015). Ce constat est corroboré par la relation entre dénudation et pente moyenne relativement linéaire (r = 0,83) depuis les valeurs de déclivité minimale jusqu'à celles dépassant la limite de stabilité des pentes (25–30°) (Fig. 6.16), un marqueur typique des contextes tectoniquement inactifs (Ahnert, 1970 ; Montgomery et Brandon, 2002).

En outre, la plupart des bassins versants (11) sont caractérisés par une dénudation < 200 mm/ka qui sont considérés comme traduisant des versants à l'équilibre produisant des mouvements de sols lents et réguliers (DiBiase et al., 2010). Les bassins versants à dénudation > 200 mm/ka ne doivent que très rarement cette valeur à une occurrence systématique des mouvements gravitaires de masse, situation typique des versants instables des contextes tectoniquement actifs (Ahnert, 1970 ; Montgomery et Brandon, 2002). Cela résulte généralement de paramètres indépendants tels que la présence de glaciers (Aneto et Maladeta), ou la survenue de laves torrentielles dans des environnements déclives à lithologie fragile (Artigue, Esera) ou bien comportant d'importants stocks sédimentaires meubles et soumis à des conditions hydrodynamiques et météorologiques particulières (Gargante et Mourègnes). Ainsi, si une tendance à la survenue de mouvements gravitaires de masse semble se mettre en place dans les Pyrénées centrales, elle reste très ténue, mais va néanmoins dans le sens d'une légère augmentation de l'activité tectonique par rapport à celles des Pyrénées orientales, phénomène déjà fortement suggéré par la plus forte sismicité de ces dernières (Ortuño et al., 2008 ; Lacan et Ortuño, 2012).

Une appréciation de l'évolution de l'amplitude du relief peut être envisagée à partir de la relation établissant un taux de dénudation des versants correspondant à la moitié du taux d'incision dans les vallées dont les surfaces paléiques sommitales ont été éliminées par l'érosion (Montgomery, 1994). Les valeurs mesurées dans les vallées des Pyrénées centrales (Genti, 2015) (cf. chapitre 2) – une incision deux fois plus rapide des vallées au Quaternaire que celle des versants à l'Holocène - montrent que cette relation semble pouvoir s'y appliquer. En appliquant un tel ratio aux vallées de 4ème-5ème ordre où les surfaces paléiques sommitales ont été éliminées par l'érosion (Vicdessos, Esera), cela aboutirait à une incision ~400 mm/ka dans le Vicdessos et ~800 mm/ka au pied du massif de la Maladeta. Cette dernière valeur rejoint celle mesurée dans la proche vallée du Zinqueta (Genti, 2015) et démontre dans une certaine mesure la cohérence du raisonnement et la fiabilité des mesures réalisées. Les sommets s'abaisseraient (10-25 mm/ka) selon les massifs entre seize et quatre-vingts fois plus lentement que les fonds de vallée. A l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire (~110 ka pour le Würm), cela aboutirait à un accroissement de l'amplitude du relief (40-45 m dans le Vicdessos et 88-90 m dans la Haute-Esera) qui va dans le sens des conclusions du chapitre 4.

4.5. L'impact des glaciers dans la dénudation

4.5.1. L'efficacité des dynamiques glaciaires

Les DMM des bassins versants englacés (399 ± 103 mm/ka et 401 ± 31 mm/ka) sont parmi les plus rapides de l'aire d'étude, conformément à une tendance déjà observée dans les Alpes (Delunel et al., 2010 ; Norton et al., 2010). La convergence de la DMM du bassin versant de la Maladeta (401 ± 31 mm/ka mm/ka) et des taux d'érosion glaciaire holocène du cirque de la Maladeta mesurés sous SIG (515 mm/ka ; cf. chapitre 5) va effectivement dans le sens d'une surreprésentation de la dénudation glaciaire dans la mesure par NCT à l'exutoire. Ainsi, les DMM des bassins versants englacés (300-450 mm/ka) sont parmi les plus rapides de l'aire d'étude et traduisent essentiellement la dénudation causée par les glaciers holocènes (néoglaciaires). Ces résultats montrent également la prévalence des dépôts meubles dans l'alluvionnement de ces bassins versants d'altitude (Delunel et al., 2014). Si l'érosion sous-glaciaire et régressive sur les parois produit les tills, ce sont les flux hydriques issus notamment de la fonte du glacier qui permettent le transport de ces derniers en aval. Les DMM mesurées représentent non seulement la dénudation glaciaire mais traduisent également l'importance de l'éluviation des fines par ruissellement (Ballantyne, 2002a, 2002b) dans un contexte clairement paraglaciaire (Church et Ryder, 1972). Sous l'effet des flux hydriques, les moraines qui forment des zones de stockage des sédiments deviennent alors des connecteurs francs (Fryirs et al., 2007 ; Cossart, 2014).

Ainsi, les glaciers augmentent indirectement le budget sédimentaire d'un bassin versant (Montgomery, 2002) et rendent impossible une mesure de la dénudation à l'état stationnaire puisqu'ils diminuent « artificiellement » la concentration en NCT des alluvions et en exagèrent la dénudation moyenne (cf. chapitre 3). En effet, la situation de dénudation par la glace n'est absolument pas caractéristique d'un état stationnaire et les tills produits non plus. En revanche, il a été possible de réaliser un « traçage » des sédiments à l'aide des concentrations en NCT et de dégager la contribution des tills à l'alluvionnement (> 90%). L'ablation des tills est certainement due en grande partie aux importants flux hydriques générées lors d'évènements orageux, comme observé dans le glacier des Bossons dans les Alpes (Godon, 2013). Ces résultats confirment également le rôle mineur de la dénudation des surfaces rocheuses exposés dans le budget sédimentaire des cours d'eau (Portenga et Bierman, 2011 ; Delunel et al., 2014). Ainsi, la dénudation des zones culminantes de la Haute-Esera est fortement influencée par l'action des glaciers holocènes.

La production de till par ces glaciers et l'ablation (glaciaire, par ruissellement…) que ces tills subissent sont par ailleurs suffisamment conséquents pour induire une dénudation (300–450 mm/ka) supérieure à celle de tous les autres bassins versants de l'aire d'étude. L'érosion glaciaire à l'Holocène (180–700 mm/ka, voire > 1 m/ka mm/ka selon les cirques considérés ; cf. chapitre 5) montre une action plus forte que celle générée par les mouvements des versants en réponse à l'incision fluviale (< 250 voire 300 mm/ka, 400 mm/ka dans les lithologies sédimentaires fragiles). A l'échelle de cet interglaciaire, et dans un contexte tectoniquement non actif comme celui des Pyrénées, l'érosion glaciaire montre une efficacité supérieure à celle de l'incision fluviale, faisant des glaciers les agents d'érosion les plus efficaces (Hallet, 1996 ; Koppes and Hallet, 2006).

4.5.2. Le rôle des glaciers a posteriori sur la dénudation holocène

L'aire d'étude montre ainsi une dénudation variant spatialement en augmentant depuis les Pyrénées orientales (30-50 mm/ka voire 130 mm/ka) vers les Pyrénées centrales (150-250 mm/ka dans la plupart des bassins versants, 250-300 mm/ka plus localement et 300-450 dans le secteur partiellement englacé de la Haut-Esera) selon un degré de précontrainte topographique lié à l'impact des glaciations pléistocènes. Ceci confirme localement la véracité et la pertinence de l'action positive d'un important héritage topographique laissé par les périodes glaciaires sur la dénudation postglaciaire (Champagnac et al., 2014). Ceci abonde également dans le sens d'une dénudation accrue au Quaternaire précisément en raison de l'alternance entre érosion glaciaire et érosion fluviale typique des variations climatiques des derniers 2 Ma (Valla et al., 2011 ; Sternai et al., 2013).

Conformément aux spécificités des contextes paraglaciaires, l'influence des formes d'érosion glaciaire semble ainsi assez évidente sur la dénudation au travers du système de pentes généré (Church et Ryder, 1972 ; Ballantyne, 2002b) mais également au niveau de la constitution de pièges à sédiments qui entravent la circulation des sédiments (Ballantyne, 2002b ; Cossart et al., 2013). En effet, les secteurs les plus impactés par l'action des glaciers pléistocènes sont également ceux dans lesquels le plus de surface sont exclues du réseau hydrographique et de l'alimentation en sédiments à l'exutoire (Fig. 6.12 et 6.13). En revanche, l'influence des stocks sédimentaires issus de la glaciation du Würm est moins manifeste, sur la base d'une éluviation des fines survenant rapidement après le retrait des glaciers (Ballantyne, 2002b). De ce fait, ils produisent des apports sédimentaires moins systématiques que les tills du PAG, mais constituent parfois localement des sources majeures de matériel (Gargante, Mourègnes).

En effet, notamment dans la vallée de l'Ariège, ce matériel sédimentaire ancien - et possiblement peu éluvié – est stocké dans des bassins versants de petits émissaires (cas des vallons de Gargante et Mourègnes) et largement remanié par les flux hydriques exceptionnels (Antoine, 1988). Leur transport aboutit à la formation de cônes de déjection à l'exutoire de ces émissaires, et à l'alimentation du cours d'eau principal par incision de ces dépôts. Cet aspect est en revanche clairement plus prononcé en ce qui concerne les tills produits durant l'Holocène (moraines et cônes proglaciaires du PAG) et stockés sur des versants raides, dont l'ablation partielle permet de mesurer la contribution des glaciers néoglaciaires dans la production sédimentaire.

5. Conclusion partielle VI

Les mesures par NCT de la dénudation dans les bassins versants de massifs cristallins d'étendant des Pyrénées centrales aux Pyrénées orientales fournissent des vitesses de dénudation oscillant entre 30 mm/ka au niveau des plateaux d'altérites du sud-Carlit et 450 mm/ka dans les vallées abruptes et partiellement englacées du massif de la Maladeta. Ces résultats, ainsi que leur mise en perspective avec les caractéristiques morphologiques et géomorphologiques des bassins versants, sont des apports très importants non seulement d'un point du vue régional, avec une amélioration de la connaissance de l'orogène pyrénéen, mais également d'un point de vue plus global en fournissant des exemples de fonctionnement des dynamiques de versants, qui pourraient être « exportables » sur d'autres sites d'étude. Enfin, ce sont des résultats qui complètent de manière extrêmement cohérente le schéma d'évolution de l'amplitude du relief à l'échelle d'un cycle glaciaire interglaciaire.

D'un point de vue régional, les taux de dénudation mesurés sont très proches de ceux obtenus par la même méthode dans les Pyrénées centrales (Genti, 2015) et sont relativement faibles pour une aire montagneuse dans laquelle subsistent des glaciers, certes peu étendus. La différence est particulièrement frappante lors de la mise en perspective de ce taux de dénudation avec ceux de massifs tectoniquement actifs (Montgomery et Brandon, 2002 ; Wittmann et al., 2007 ; DiBiase et al., 2010 ; Norton et al., 2011). Cela traduit l'actuel état d'inactivité tectonique de l'orogène pyrénéen dont la réalité avait déjà été fortement suggérée par des mesures non significatives de mouvements verticaux et horizontaux (Asensio et al., 2012 ; Serpelloni et al., 2013 ; Rigo et al., 2015 ; Nguyen et al., 2016). Ceci est par ailleurs confirmé par la persistance d'une relation relativement linéaire entre dénudation et pente moyenne pour une déclivité > 25°, situation présumée typique des contextes tectoniquement inactifs (Ahnert, 1970 ; Montgomery et Brandon, 2002).

D'un point de vue du fonctionnement des dynamiques de versants, la pente moyenne représente la variable prédominante contrôlant la dénudation des bassins versants de l'aire d'étude, conformément aux conclusions d'études réalisées dans d'autres massifs aux caractéristiques tectoniques, climatiques et lithologiques différentes (DiBiase et al., 2010 ; Portenga and Bierman, 2011). Cette grille de lecture met en évidence un gradient de dénudation croissante depuis les Pyrénées orientales, modérément et variablement impactées par les glaciations pléistocènes, vers les abruptes Pyrénées centrales fortement précontraintes par ces mêmes glaciations. Il s'agit là d'une situation qui confirme localement la véracité et la pertinence d'un modèle décrivant l'action positive d'un important héritage topographique laissé par les périodes glaciaires sur la dénudation postglaciaire (Champagnac et al., 2014).

Ainsi, la plupart des bassins versants montrent un fonctionnement peu efficace (< 200 mm/ka) en théorie basé sur le mouvement lent et régulier des sols et flux érosifs (Schlunegger, 2002 ; DiBiase et al., 2010 ; Norton et al., 2014), en réponse à la pente induite par l'incision des cours d'eau, et plus modestement par l'action des glaciers pléistocènes. En revanche, ceux qui dépassent cette DMM semblent « perturbés » par des processus brusques et massifs (Gargante, Mourègnes, Artigue, Vallibierna : coulées torrentielles, éboulements) parfois favorisés par une lithologie fragile, ou bien par la forte influence de l'érosion glaciaire (Aneto-Barrancs, Maladeta). Dans ce dernier cas, la dénudation est mesurée au travers de l'importante quantité de sédiments meubles produits et transportée massivement vers l'aval par le ruissellement et la fonte des glaciers (Ballantyne, 2002a, 2002b).

D'une manière générale, dans les bassins versants non englacés à l'Holocène (et donc sans dépôts de tills du PAG), les dénudations mesurées sont exagérées dans la mesure où les apports sédimentaires provenant des zones les plus en amont sont fortement entravés par des pièges à sédiments naturels (lacs d'ombilic), parfois artificiels (barrages). Dans certains cas, les lithologies les plus génératrices de sédiments (formations d'Evol) sont situées dans les parties les plus basses du bassin versant, proches du site d'échantillonnage, et représentent donc l'essentiel de la charge alluviale mesurée. Il est cependant difficile d'estimer dans quelles proportions les pièges entravent le transit sédimentaire et dans quelle mesure la fraction quartzeuse des lithologies détritico-calcaires, schisteuses fait concurrence à celle provenant des lithologies cristallines. L'application de taux de production (plus faibles que ceux calculés pour l'ensemble d'un bassin versant) plus représentatifs de l'altitude de ces formations de l'aval des bassins versants – zones de production potentiellement majeures – au calcul de la dénudation, abaisse sensiblement les valeurs obtenues.

Conclusion générale

1. Quantification de la dénudation sur différents objets géomorphologiques à différentes échelles de temps 380

1.1. L'abaissement des planchers de cirque au cours d'un cycle glaciaire-interglaciaire 380

1.2. Le démantèlement des crêtes supraglaciaires 382

1.3. L'érosion des cirques au Néoglaciaire 382

1.4. L'abaissement des surfaces de plateaux 383

1.5. La dénudation des bassins versants d'altitude 384

2. Variations de l'amplitude du relief 385

2.1. A l'échelle d'une période glaciaire : le Würm 385

2.2. A l'échelle d'un interglaciaire : l'Holocène 386

2.3. A l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire 388

3. Impact des processus d'érosion et du pré-conditionnement topographique par l'englacement quaternaire 389

3.1. La déstabilisation des versants 389

3.2. La composante sédimentaire du contexte paraglaciaire 390

4. Implications géodynamiques 392

5. Bilan et perspectives 394

Le travail de cette thèse s'inscrit dans le cadre d'une étude de l'évolution du relief à la lumière des interactions entre climat et tectonique (Molnar et England, 1990 ; Brozovic, 1997), et s'appuie sur l'étude de la dénudation dans les zones culminantes de la moitié orientale de l'orogène pyrénéen (Pyrénées centrales et orientales) A ce titre, le champ d'investigation concerne aussi bien les zones de cirques et les processus d'érosion en contexte glaciaires et paraglaciaire que les bassins versants d'altitude en contexte postglaciaire avec l'ensemble des dynamiques érosives qui y sont actives (dynamique fluviale, mouvements de versants, glaciers…).

Les Pyrénées sont un orogène de moyenne latitude, caractérisé par un climat tempéré et dont l'activité tectonique actuelle est considéré comme particulièrement faible voire inexistante (Asensio et al., 2012 ; Serpelloni et al., 2013 ; Rigo et al., 2015). L'impact géomorphologique des glaciations pléistocènes y est modéré dans son ensemble et très variable spatialement. Le développement des formes d'érosion glaciaire (cirques, auges, arêtes de recoupement…) est en effet plus poussé dans les Pyrénées centrales que dans les Pyrénées orientales où subsistent des paléotopographies néogènes relativement étendues. Cela est associé à un gradient climatique qui met actuellement en balance des courants atlantiques frais et humides dont l'intensité tend à décroître depuis les Pyrénées centrales vers les Pyrénées orientales où les influences méditerranéennes se font plus prégnantes. Enfin, la conjonction de ce gradient climatique avec les variations altitudinales de la chaîne pyrénéenne (les sommets tendent à s'élever depuis les Pyrénées orientales vers les Pyrénées centrales) crée un contexte dans lequel les glaciers (et donc les processus d'érosion glaciaires : abrasion, quarrying…) ne persistent plus à l'Holocènes que dans les zones culminantes de la partie la plus occidentale de l'aire d'étude (Haute-Esera).

La finalité de ce travail se répartissait en trois objectifs : i) quantifier la dénudation dans les différents objets géomorphologiques de l'aire d'étude afin de ii) déterminer les variations de l'amplitude du relief pyrénéen à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire et iii) caractériser la contribution des différents processus d'érosion dans cette évolution et déterminer l'impact du pré-conditionnement topographique des glaciations pléistocène sur la dénudation en contexte postglaciaire.

1. Quantification de la dénudation sur différents objets géomorphologiques à différentes échelles de temps

L'utilisation couplée des outils liés aux nucléides cosmogéniques (datation de l'exposition de blocs morainiques et surfaces polies, mesure de la dénudation à l'état stationnaire de surfaces rocheuses et d'alluvions, calcul de la tranche de roche sous-glaciaire érodée) et de moyens de quantification indépendants (mesure de volumes de tills sous SIG, mesure de la mise en saillie des filons quartzeux sur surfaces polies) a permis d'atteindre le premier des objectifs fixés : quantifier la dénudation dans ces espaces montagnards, sur une gamme variée d'échelles temporelles (de l'ensemble d'un cycle glaciaire-interglaciaire soit ~120 ka à la durée du Néoglaciaire soit 3,3 ka, voire < 1,5 ka pour certains bassins versants) et spatiales (du site de verrou glaciaire au bassin versant de 3-4ème ordre, de quelques m² à 185 km²).

1.1. L'abaissement des planchers de cirque au cours d'un cycle glaciaire-interglaciaire

La quantification par NCT des vitesses de dénudation sous-glaciaire dans des cirques d'altitude (Aneto, Maladeta, Escale, Cometa d'Espagne, Llat) d'un orogène de moyenne latitude constitue le premier point fort de cette étude mais également une mais également un apport original et nouveau, à une échelle temporelle très rarement abordée par les travaux quantitatifs consacrés à l'érosion glaciaire. Ce travail de quantification a été rendu possible par toutes les recherches qui se sont attachées à préciser les caractéristiques spatio-temporelles du recul des glaciers pyrénéens à la fin du Würm.

On s'est fondé sur des travaux décrivant la chronologie de la déglaciation régionale (Haute-Esera : García-Ruíz et al.,1992 ; Copons, 1994 ; Copons and Bordonau, 1997 ; Haut-Vicdessos : Delmas et al., 2011, 2012 ; Carlit : Delmas et al., 2008, 2009) et sur des datations (âges d'exposition) réalisées sur des moraines dans le cadre de cette thèse (Crest et al., 2017). Ce dernier point permet par ailleurs de fixer dans le temps absolu, pour certains massifs comme l'Aneto (Copons and Bordonau, 1997) ou Bassiès, des chronologies de déglaciation autrefois imprécises.

Les âges apparents obtenus sur surfaces polies de plancher de cirques servent à estimer si l'érosion sous-glaciaire a prélevé une tranche érodée inférieur ou supérieure à ~3 m (profondeur de pénétration du rayonnement cosmique et d'accumulation de NCT mesurables) lors du dernier recouvrement par la glace (Würm, Dryas Récent, Néoglaciaire). Lorsque les âges d'exposition indiquent la préservation d'un héritage d'exposition et que la chronologie du recouvrement glaciaire est bien contrainte, l'utilisation d'une équation de calcul permet de quantifier précisément la tranche érodée. Cette quantification n'est donc réalisable que sur les zones de plancher où l'érosion sous-glaciaire a été très limitée (inférieure ou égale à 3 m). Pour une même tranche érodée, le taux de dénudation qui en résulte sera d'autant plus fort que le temps d'englacement est court. La gamme de valeurs de dénudation est par conséquent d'autant plus large que le temps d'englacement est court.

Les taux de dénudation ainsi obtenus sur les planchers des massifs de Maladeta, de Bassiès et du Carlit sont de l'ordre de 30-40 mm/ka en moyenne pour toute le durée du Würm, des valeurs plus basses sont enregistrées localement (< 20 mm/ka) ; cela démontre une certaine variabilité spatiale de l'érosion sous-glaciaire, et donc de son efficacité. Mais au total cela confirme la lenteur de l'érosion glaciaire sur le temps long, dans le contexte pyrénéen, ce qui avait déjà pu être montré pour le massif du Carlit à l'échelle du Würm (Delmas et al., 2009). Ce sont des valeurs proches de la limite basse de la « norme » de dénudation glaciaire toutes méthodes de mesure et tout contexte confondu (10^1-10^4 mm/ka ; Delmas et al., 2009), parfois considérées comme caractérisant les glaciers à base froide des hautes latitudes (10^1 mm/ka ; Hallet et al., 1996). Par ailleurs, les valeurs würmiennes pyrénéennes sont extrêmement basses par rapport aux taux mesurés dans les cirques (80-6000 mm/ka ; Barr and Spagnolo, 2015),

Les taux de dénudation sous-glaciaire calculés au cours des périodes de glaciation de cirque du Tardiglaciaire (Dryas Récent : 30-400 mm/ka, jusqu'à > 2500 mm/ka) et du Néoglaciaire (20-110 mm/ka et plus localement < 20 mm/ka) sont spatialement très hétérogènes mais sensiblement plus élevés. Cela démontre la variabilité temporelle de ces processus d'érosion, suivant la plage de temps considérée mais aussi suivant le type d'englacement, généralisé ou restreint à la zone des cirques.

En effet, ces valeurs, en moyenne plus fortes que celles pour l'ensemble du cycle wurmien, illustrent parfaitement la tendance générale à l'accélération de l'efficacité des processus sous-glaciaires lors des phases de glaciation restreinte, c'est-à-dire lorsque la LEG se trouve ou remonte vers les hautes altitudes (notamment lorsqu'elle est située dans la zone des cirques) (Cook et Swift, 2012 ; Barr et Spagnolo, 2015) (cf. A l'échelle d'un interglaciaire : l'Holocène). D'une manière générale, la dénudation glaciaire au Dryas Récent et Néoglaciaire atteint des valeurs mesurées dans les glaciers tempérés des moyennes latitudes (10^2-10^3 mm/ka ; Hallet et al., 1996) et s'insère mieux dans la gamme de valeurs mesurées dans les cirques (cf. supra).

1.2. Le démantèlement des crêtes supraglaciaires

En parallèle de ces mesures, l'abaissement des crêtes supraglaciaires a également été mesuré, grâce à l'outil dénudation sous l'hypothèse d'état stationnaire par les nucléides cosmogéniques produits *in situ*. Les surfaces rocheuses ainsi prélevées fournissent des taux de dénudation relativement faibles (10-25 mm/ka), valables sur un pas de temps incluant l'Holocène et une part variable du Würm (26-65 ka). Il s'agit là de valeurs qui reflètent l'action combinée du travail de sape de la base des murailles par quarrying, des processus de facturation glaciaire actifs dans la rimaye, de la gélifraction qui opère en milieu aérien et éventuellement de la dégradation du permafrost lors du réchauffement climatique qui marque la transition entre Würm et Holocène.

1.3. L'érosion des cirques au Néoglaciaire

La dénudation des cirques durant le Néoglaciaire est également quantifiée par mesure des stocks de sédiments glacigéniques produits (moraines, cônes proglaciaires) sous SIG. Cette opération réalisée dans les cirques du massif de la Maladeta bénéficie de paramètres particulièrement favorables puisque les glaciers holocènes (dont certains subsistent encore aujourd'hui) y ont produits des dépôts de tills aisément identifiables, peu dégradés, dont les pertes en sédiments sont captées en aval par de nombreux pièges à sédiments (lacs d'ombilic). L'utilisation d'un modèle numérique de terrain particulièrement précis (résolution = 5 m) pour une région montagneuse et peu anthropisée du nord de l'Aragon est également une chance inestimable. Les taux d'érosion calculés à partir de ces volumes de tills (180-700 mm/ka voire > 1 m/ka) montre une activité glaciaire majoritairement cohérente avec les « normes » mondiales (80-6000 mm/ka ; Barr and Spagnolo, 2015).

Cette série de données capte la même plage temporelle que celle mesurée par les NCT sur les planchers les plus en amont (Néoglaciaire : 3,3 ka). Cependant, ces deux séries n'ont pas la même signification : les NCT mesurent ponctuellement la dénudation sous-glaciaire sur des sites relativement préservés par cette dernière tandis que les taux d'érosion décrits ici moyennent l'action des glaciers sur l'ensemble de la zone de production, *i.e.* le plancher mais également les murailles. Les différences de valeurs mesurées dans les cirques de l'Aneto (5-40 mm/ka par NCT et 182 mm/ka par SIG) et de la Maladeta (50-110 par NCT et 515 mm/ka par SIG) traduisent donc l'impact des surfaces de plancher plus efficacement érodées mais également les apports sédimentaires produits par la déstabilisation et la gélifraction des murailles supraglaciaires. La répartition des valeurs en fonction des cirques et de leur direction d'exposition met en évidence un fonctionnement local basé sur de petits glaciers d'exposition méridionale très efficaces en termes de dénudation et sur glaciers plus imposants en façade nord mais qui ne génèrent que peu d'érosion. La conjonction de conditions topoclimatiques régionales (forte chutes de neige sur les versants exposés au sud) et plus générales (forte ablation sur ces mêmes versants) aboutit à la mise en place de glaciers méridionaux à fluage rapide et rotationnel très performants, que l'injection de matériel sédimentaire depuis les parois supraglaciaires plus largement dégagées en façade sud qu'en façade nord rend d'autant plus efficaces.

1.4. L'abaissement des surfaces de plateaux

La mesure de taux de dénudation sous hypothèse d'état stationnaire par les nucléides cosmogéniques produits in situ a également été testée sur des surfaces de plateaux d'altitude. Les valeurs de dénudation issues de la météorisation et du ruissellement en contexte déglacé varient selon l'histoire pléistocènes (et donc würmienne) des plateaux échantillonnés : les plateaux en position franchement supraglaciaire durant le Würm (Roc Nègre et plateau de Beille : 30-40 mm/ka) montrent des vitesses d'abaissement de la surface légèrement plus rapides que celle des plateaux qui sont restés déglacés durant le Quaternaire (plateaux externes du sud-Carlit : 21-25 mm/ka). Ces valeurs, dont l'écart traduit surtout la différence de conditions climatiques (plus humide en Ariège), et sont possiblement équivalentes à celle des plateaux activement englacés (> 30 mm/ka). Elles sont en outre cohérentes avec celles mesurées (10 à 40 mm/ka) sur d'autres plateaux d'altérites ailleurs dans le monde (Dethier et Lazarus, 2003 ; Phillips et al., 2006 ; Goodfellow, 2007 ; Gunnell et al., 2013).

Ces valeurs restent néanmoins supérieures à l'abaissement du substrat rocheux jamais englacé et non végétalisé (valeurs mesurées sur les tors : 3-10 mm/ka) sur le très long terme (un à deux cycles glaciaire-interglaciaire). Les surfaces végétalisées tendent à s'abaisser deux à huit fois plus rapidement que les surfaces rocheuses à nu comme cela a été mis en évidence dans des topographies de plateau ailleurs dans le monde (Small et al., 1997 ; Heimsath et al., 2000, 2001 ; Bierman et Caffee, 2001, 2002 ; Granger et al., 2001 ; Phillips et al., 2006). Les tors du plateau du Carlit ont probablement mis entre ~360 ka et ~230 ka à atteindre leur taille actuelle. En extrapolant ces valeurs aux 8 à 10 grands cycles climatiques froids depuis 1 Ma, les plateaux non englacés se sont abaissés de 26-32 m et les plateaux englacés de 5-6 m (à la condition d'un décapement des altérites par les glaciers nul).

1.5. La dénudation des bassins versants d'altitude

Enfin, la dénudation de bassins versants d'altitude (entre 1400 et 2800 m d'altitude moyenne) de différentes tailles (3-185 km² ; bassins versants élémentaires à bassins versant du 3-4ème ordre) dans différents secteurs d'étude (Haute-Esera, Haut-Vicdessos Aston-Beille, et Carlit-Cerdagne) a été mesurée à l'aide de l'outil dénudation au *steady-state* des nucléides cosmogéniques sur les alluvions. Cela produit des taux de dénudation (25-450 mm/ka) variables en fonction des secteurs et caractéristiques des bassins versants associés à des temps d'intégration couvrant des périodes courtes historiques (1500 ans) à des durées plus larges englobant le Würm (23 ka).

Ce sont des valeurs qui « tournent autour » de la moyenne de la dénudation des bassins versants mesurée par NCT (218 ± 35 mm/ka ; Portenga et Bierman, 2011) et qui semblent se rapprocher des taux mesurés en contexte tectonique inactif (l'essentiel des valeurs est compris entre 20-120 mm/ka ; Portenga et Bierman, 2011). Ce sont en outre des valeurs très proches de celles (40–490 mm/ka) déjà mesurées par la même méthode dans des secteurs pyrénéens cristallins très proches (massif de Posets, Bassiès-sud, Montcalm-sud notamment) de ceux étudiés ici (Gentil, 2015). Les taux pyrénéens sont cependant plus faibles que ceux des bassins versants d'altitude équivalents, parfois partiellement englacés, dans la Zone Axiale des Alpes (de ~600 mm/ka jusqu'à 2100 mm/ka ; Wittmann et al., 2007 ; Delunel et al., 2010 ; Norton et al. 2010).

Ce travail fournit des résultats pour toute une gamme de bassins versants dont les caractéristiques topographiques, morphologiques, le degré d'englacement würmien et l'occupation actuelle de la surface, varient fortement selon un gradient climatique est-ouest explicité plus haut. En outre, ce travail de quantification est complété par une mesure de la dénudation des surfaces rocheuses granitiques saines et non végétalisées par effet cumulatif de la météorisation et du ruissellement à partir de la profondeur de mise en saillie des filons quartzeux sur des surfaces polies par la semelle des glaciers. Ces mesures ont conduit à l'obtention de taux de dénudation postglaciaire relativement bas (2,60 mm/ka), qui se trouvent dans la gamme de valeurs relevées ailleurs dans le monde.

2. Variations de l'amplitude du relief

L'ensemble des valeurs de dénudation relevées pour ces différents objets géomorphologiques (cirques, bassins versants, plateaux) et à différentes échelles de temps (Würm, Dryas Récent, Holocène…) permettent d'atteindre le second objectif fixé initialement : déterminer les variations d'amplitude du relief à la lumière des caractéristiques climatiques et topographiques.

2.1. A l'échelle d'une période glaciaire : le Würm

A l'échelle du Würm et sous l'influence des dynamiques érosives glaciaires (abrasion et quarrying sous-glaciaire, fracturation glaciaire dans la rimaye, gélifraction dans la partie aérienne des crêtes, travail de sape à la base des murailles…), les zones de cirque des Pyrénées semblent caractérisées par une dénudation du plancher plus rapide (30-40 mm/ka et < 20 mm/ka plus localement) que l'abaissement des crêtes supraglaciaires (10-25 mm/ka). Cette relative préservation des sommets aboutit donc à une situation d'accroissement de l'amplitude du relief dans les zones culminantes, qui rejoint les conclusions tirées d'autres milieux englacés (Fabel et al., 2002 ; Anderson, 2005 ; Herman et Braun, 2008 ; Kleman, 2008 ; Thomson et al., 2010 ; Ward et al., 2012 ; Yanites et Ehlers, 2012). Cette tendance semble pourvoir être extrapolable à l'ensemble du dénivelé de ces vallées montagnardes, sur la base d'une LEG – où survient généralement le maximum de dénudation (Boulton, 1996 ; Hallet et al., 1996 ; Anderson et al., 2006) – située plus en aval entre 1500 et 2000 m.

L'incision des fonds de vallée par la glace, même si elle n'a pas été mesurée à l'occasion de cette thèse, peut ainsi être perçue comme plus efficace que l'abaissement des planchers et donc de celui des sommets. Sur cette base, l'orogène pyrénéen serait donc caractérisé par des glaciers de fond de vallée agissant comme moteurs de l'évolution du relief. Cela rejoint les conclusions tirées de la conjonction entre le relief actuel modéré (~3400 m) et le climat tempéré (~15°C au niveau de la mer) à l'interglaciaire (Fig. 1-35B) (Yanites et Ehlers, 2012),

La relative préservation des zones culminantes (zones de cirques) relève certainement de la présence de glaciers à base froide qui inhibent les processus d'érosion (Fabel et al., 2002 ; Herman et Braun, 2008 ; Kleman, 2008 ; Yanites et Ehlers, 2012). Cette relative préservation des surfaces par de la glace froide ou/et mince et peu mobile s'applique également aux plateaux d'altérites recouverts d'une calotte de glace (plateaux de Beille, partiellement le Carlit) ou a fortiori aux plateaux jamais englacés (Carlit sud-occidental), qui tendent alors à s'élever toujours plus au-dessus des fonds de vallées fortement incisés par d'épais glaciers à base tempérée. L'érosion différentielle entre surfaces de plateau et fond de vallée aboutit à une augmentation progressive du dénivelé entre ces deux surfaces au cours du temps. Les plateaux soumis à une dénudation glaciaire plus active (plateaux internes du sud-Carlit) montrent en revanche un décapage massif des altérites préglaciaires ainsi qu'une abrasion un peu plus conséquente (> 30 mm/ka) susceptible de creuser un peu l'écart avec l'abaissement des surfaces supraglaciaires. Ainsi, d'une manière générale, l'amplitude du relief pyrénéen semble augmenter sous l'influence des périodes glaciaires conformément à ce qui a déjà été observé (quoique de manière plus intense) dans d'autres orogènes (Montgomery, 2002 ; Brocklehurst et al., 2008 ; van der Beek et Bourbon, 2008 ; Valla et al., 2011).

2.2. A l'échelle d'un interglaciaire : l'Holocène

Lorsque les glaciers sont restreints aux zones de cirques, l'évolution du relief dans la zone des cirques est plus difficile à déterminer sur des pas de temps courts (par exemple les périodes de péjoration climatique de la transition glaciaire–interglaciaire, et le Néoglaciaire). En effet, la vitesse d'abaissement des planchers de cirques semble accélérer durant ces périodes (Dryas Récent : 30–400 mm/ka, localement > 2500 mm/ka ; Néoglaciaire : 20–110 mm/ka et plus localement < 20 mm/ka, mais 180 à plus de 1000 mm/ka d'après les volumes morainiques).

Ces valeurs illustrent parfaitement la tendance à l'accélération de l'efficacité des processus sous-glaciaires lors des phases de glaciation restreinte, c'est-à-dire lorsque la LEG se trouve ou remonte vers les hautes altitudes correspondant à la zone des cirques (Cook et Swift, 2012 ; Barr et Spagnolo, 2015).

Les raisons d'une telle accélération de la dénudation glaciaire sont multiples : augmentation de la fourniture en débris depuis les murailles à la faveur de températures propices à la gélifraction (Delunel et al., 2010 ; Scherler, 2014) et à la dégradation du permafrost (Rabatel et al., 2008 ; Ravanel et Deline, 2008), pente de surface du glacier plus abrupte impliquant un écoulement plus rapide (Cook et Swift, 2012), et/ou présence d'un glacier à base thermique tempérée, plus rapide et plus efficace sous un climat plus doux (Cook et Swift, 2012 ; Seif et Ebrahimi, 2014). Ainsi, si une implication et une contribution plus conséquente des murailles est suggérée par de tels raisonnements, aucune valeur d'abaissement des sommets spécifique à ces périodes n'est venue étayer et quantifier ces hypothèses. La forte corrélation (r = 0,89) entre dénudation et hauteur des murailles dans les cirques de la Maladeta au Néoglaciaire tend par ailleurs à montrer que plus la hauteur des murailles est élevée initialement, plus le potentiel de démantèlement et de déstabilisation de celles-ci est grande (Augustinus, 1995 ; Foster et al., 2008 ; Sanders et al., 2012).

A une échelle spatiale plus large prenant également en compte les versants non englacés, l'érosion générée par les glaciers (180-700 mm/ka voire > 1 m/ka) reste très variable en fonction des cirques considérés, mais néanmoins capable de produire une dénudation au moins équivalente (et localement plus importante) aux processus strictement non glaciaires (< 300 mm/ka). Cette situation va dans le sens d'une relative limitation des surfaces culminantes et des sommets par rapport au reste de la surface des bassins versants. Cela reste néanmoins insuffisant pour en déduire une évolution définitive de l'amplitude du relief (état d'équilibre ou bien réduction du relief) à l'échelle de l'Holocène. De plus, l'abaissement généré par les processus d'érosion à l'interglaciaire est susceptible d'être très limité à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire dans la mesure où la durée des interglaciaire est en moyenne 10 à 20 % au maximum de la durée d'un cycle climatique.

2.3. A l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire

La description de l'évolution du relief pyrénéen à l'échelle d'un cycle glaciaire–interglaciaire nécessite de connaître les vitesses de dénudation des différentes unités géomorphologiques mais également la durée durant laquelle ces vitesses sont effectives. Sur un intervalle de temps aussi long (~110 ka), les sommets pyrénéens se sont moins abaissés (1,10–2,75 m) que le plancher des cirques (> 3–4 m rien que durant le Würm), que ces derniers aient été englacés à l'Holocène (au moins 40 cm supplémentaire) ou pas (quelques centimètre supplémentaires en fonction du degré d'altération). L'écart est également important entre ces mêmes sommets et le fond de vallée dont l'incision würmienne est supposée très prononcée (>> 3–4 m). L'estimation de l'incision des vallées étudiées (El Raür, Aston, Vicdessos, Esera) au travers de la relation existant entre dénudation des versants et incision (Montgomery, 1994) et des mesure déjà réalisées dans les Pyrénées centrales (Genti, 2015) aboutit à une incision deux fois plus rapide des vallées au Quaternaire que celle des versants à l'Holocène ~400 mm/ka dans le Vicdessos et ~800 mm/ka au pied du massif de la Maladeta). L'augmentation du relief générée par des fonds de vallées s'abaissant entre seize et quatre-vingts fois plus rapidement que les sommets entraine un accroissement variable de l'amplitude du relief à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire : ~40-45 m en Ariège et 85-90 m dans la Haute-Esera.

A cette échelle de temps, l'abaissement des sommets est également plus lent que celui des surfaces de plateaux d'altérites jamais englacées et uniquement soumises à la météorisation (2,20-2,75 m) mais nettement plus rapide que celui des plateaux couverts par une calotte glaciaire immobile au Würm où la météorisation n'agit que sur un temps restreint (0,50-0,70 m). Il n'est cependant pas à exclure qu'une érosion glaciaire sur Beille ait raclé partiellement les altérites, auquel cas l'abaissement du plateau est sous-estimé. Il résulte de tout cela une évolution de l'amplitude du relief pyrénéen caractérisée par un accroissement conséquent typique des orogènes englacés (Montgomery, 2002 ; Brocklehurst et al., 2008 ; van der Beek et Bourbon, 2008 ; Valla et al., 2011) au sein duquel les plateaux préservés par la glace tendent à s'élever relativement.

3. Impact des processus d'érosion et du pré-conditionnement topographique par l'englacement quaternaire

Le croisement des différents résultats de dénudation obtenus selon différentes méthodes sur différents types de substrats et d'objets géomorphologiques a permis d'atteindre le troisième objectif fixé en début de mémoire. Grâce à tout cela, il a été possible d'établir dans quelle mesure les différents processus (glaciaires et non-glaciaires) ont participé à la dénudation des reliefs d'altitude en contexte paraglaciaire et à quel point le pré-conditionnement glaciaire (Norton et al., 2010 ; Yanites et Ehlers, 2012 ; Champagnac et al., 2014) impacte le bilan de masse.

3.1. La déstabilisation des versants

Dans un contexte paraglaciaire (Church et Ryder, 1972) tel que celui des Pyrénées centrales et orientales, la dénudation dans les bassins versants (25–450 mm/ka) résulte indéniablement du degré de pré-contrainte topographique exercée par les glaciers pléistocènes dans leurs zones d'emprise respectives. Le premier élément en faveur d'un tel fonctionnement est clairement le fort lien entre la pente moyenne des bassins versants et la dénudation qu'on y mesure : la dénudation augmente linéairement avec la déclivité. Il s'agit d'un situation fréquemment observée dans d'autres orogènes (Von Blanckenburg, 2005 ; DiBiase et al., 2010 ; Portenga et Bierman, 2011 ; Bellin et al., 2014), et cette déclivité résulte dans une certaine mesure de l'impact des glaciers sur la topographie préglaciaire (Brocklehurst and Whipple, 2004) dans la mesure où ces dernières accentuent la pente des versants d'auge, des têtes de vallées, etc.

Corrélativement, la dénudation augmente également depuis les secteurs méditerranéens, peu marqués par l'impact des glaciers pléistocènes (forte proportion de plateaux, cirques peu développés, auges glaciaires peu incisées…), vers les secteurs soumis aux flux d'origine atlantique où les processus d'érosion glaciaire ont été plus influents (cirques plus développés, auge glaciaires profondes, plateaux plus rares voire quasiment absents…). Ainsi, les bassins versants non englacés des zones culminantes présentent des valeurs de dénudation très basses (25-30 mm/ka), puis la dénudation augmente progressivement sur les zones de plateau en fonction de leur degré d'englacement würmien (30-55 mm/ka) et s'accroît dans les vallées autrefois entièrement englacées, proportionnellement à la déstabilisation des versants générée par les glaciers pléistocènes (130-350 mm/ka voire 450 mm/ka).

Les dénudations les plus élevées témoignent en général de la survenue de mouvements gravitaires de masse (Korup et al., 2010 ; DiBiase et al., 2010) à la faveur de versants parfois particulièrement déstabilisés par la dénudation glaciaire. Mais dans les Pyrénées, ces déstabilisations semblent moins fréquentes que dans d'autres orogènes alpins, comme l'a montré l'analyse des RSF (*rock slope failure*) dans l'est de la chaîne (Jarman et al., 2014). Néanmoins cette déstabilisation des versants existe et elle est d'autant plus prononcée que les bassins versants étudiés comportent une forte proportion de lithologies plus fragiles que les roches cristallines (séquences gréso-schisteuses du Précambrien supérieur à Cambro-ordovicien, schistes pélitiques du Silurien ou du Viséen, calcschistes du Dévonien...).

3.2. La composante sédimentaire du contexte paraglaciaire

Si la pré-contrainte topographique exerce une forte influence sur la dénudation, dans la plupart des bassins versants, l'impact de la composante sédimentaire du contexte paraglaciaire (Ballantyne, 2002b) reste plus difficile à apprécier tant le retour à la « norme géologique » de l'évacuation de sédiments marquant la fin de la période paraglaciaire (Church et Ryder, 1972) est compliqué à démontrer. Cependant, le fort degré de végétalisation actuel des dépôts de tills würmiens et/ou tardiglaciaires plaide pour une stabilisation de ces sédiments et donc une ablation de ces derniers relativement modérée. La phase paraglaciaire est actuellement possiblement terminée ou bien sérieusement entamée dans ces bassins versants.

Le ravinement ponctuel de tels dépôts provoque certainement des apports sporadiques difficiles à quantifier. L'ablation massive des volumes de tills würmiens et/ou tardiglaciaires lors de la phase proglaciaire (du début la déglaciation à la disparition du glacier ; Church et Ryder, 1972) a certainement généré un afflux conséquent de matériel sédimentaire dans les cours d'eau. Néanmoins, les temps d'intégration des mesures ne remontent qu'en de rares cas jusqu'à la période proglaciaire würmienne. Là où cela est le cas (plateaux du sud-Carlit), la dénudation reste très faible. En revanche, la période proglaciaire du PAG est renseignée sur la façade nord du massif de la Maladeta (cf. infra).

Là où cet impact paraglaciaire est clairement présent (Aneto, Gargante, Maladeta, Mourègnes), le taux de dénudation mesuré s'écarte de la relation linéaire existant avec la pente moyenne. L'influence de ces tills se manifeste de deux manières : soit par un remaniement brutal de stocks sédimentaires instables (tills tardiglaciaires) sous forme de coulées torrentielles lors d'évènements météorologiques particuliers (précipitations intenses sur sol saturé en eau), soit par le transport régulier par les flux hydriques de tills récents et non consolidés (holocènes). Dans le premier cas (Gargante, Mourègnes), du matériel profond est mis en circulation lors d'un mouvement gravitaire de masse et la part qu'il occupe dans les alluvions (d'autant plus grande que le bassin versant est petit) conduira à exagérer le taux de dénudation réel du bassin collecteur (DiBiase et al., 2010 ; Korup et al., 2010). Dans le second cas, les tills sont issus entre autres du plancher d'un glacier très récent (dernière ré-avancée majeure au PAG) et l'injection massive (> 90% de la charge alluviale) dans le système hydrographique d'un matériel qui ne respecte pas le présupposé d'un état stationnaire (von Blanckenburg, 2005) rend la mesure de la dénudation atypique des processus d'érosion. L'ablation de ces tills holocènes récemment déglacés (cirques de l'Aneto et de Maladeta) est non seulement un élément typiquement caractéristique d'un contexte paraglaciaire mais signe également l'activité de la phase proglaciaire (Fig. 1.32) (Church et Ryder, 1972). Son impact sur la mesure de la dénudation renseigne également de manière indirecte de l'activité du glacier. Concrètement, une part de l'efficacité des processus d'érosion glaciaire est contenue dans ces sédiments et se reflète dans la mesure de la dénudation. Ainsi, les taux de dénudation des bassins versants englacés (Aneto-Barrancs : 399 ± 103 mm/ka et Maladeta : 401 ± 31 mm/ka) du massif de la Maladeta sont parmi les plus rapides de l'aire d'étude, conformément à une tendance déjà observée dans les Alpes (Delunel et al., 2010 ; Norton et al., 2010).

A l'échelle de cet interglaciaire, et dans un contexte tectoniquement peu actif comme celui des Pyrénées, l'érosion glaciaire montre clairement une efficacité potentiellement supérieure à celle des dynamiques fluviales, faisant des glaciers les agents d'érosion des versants parmi les plus efficaces (Hallet, 1996 ; Koppes and Hallet, 2006). De leur côté, les dynamiques de versants actives dans les zones de cirques en contexte déglacé montrent, à l'instar des glaciers de dimension restreinte, une dénudation plus efficace (200-300 mm/ka) que celle des processus sous-glaciaires appliqués au plancher durant le Würm (30-40 mm/ka). La vitesse de dénudation de ces surfaces d'altitude s'accélère donc avec la fin de la période glaciaire du Würm, que celles-ci restent englacés (massif de la Maladeta) ou que les glaciers y disparaissent complètement (massifs de Bassiès).

D'une manière générale, la contribution des glaciers holocènes au budget sédimentaire des bassins versants partiellement englacés dépend de l'efficacité des processus d'érosion glaciaire mais également de la surface sur laquelle ils sont ou ont été actifs. Une forte dénudation appliquée sur une surface limitée produit moins de sédiments qu'une dénudation lente sur une large surface. A ce titre, les glaciers les plus efficaces ne sont pas ceux qui ont produit le plus de tills étant donné leur taille réduite : l'érosion générée (1350 mm/ka) par le petit glacier de Creguenya (0,25 km²) a produit moins de tills ($1{,}09 \times 10^6$ m^3) que celle générée (180 mm/ka) par le large (2,77 km²) glacier d'Aneto ($1{,}60 \times 10^6$ m^3). Dans un second temps, la part des alluvions provenant des tills dépend de la connexion de ces stocks sédimentaire au réseau hydrographique. Dans le contexte paraglaciaire pyrénéen, l'existence de nombreux pièges à sédiments (lacs d'ombilic, gouffres…) entrave fortement voire complètement le transit des tills vers l'exutoire.

4. Implications géodynamiques

Une autre question à l'origine de cette étude était d'évaluer si la dénudation glaciaire dans les Pyrénées était suffisante pour expliquer au moins une proportion de la surrection du volume montagneux, et donc d'estimer dans quelle mesure les moteurs tectoniques demeurent incontournables. Les taux de dénudation mesurés dans l'aire d'étude restent relativement bas : sur le plancher des cirques que ce soit au Würm (30-40 mm/ka), au Dryas Récent (30-400 mm/ka), au Néoglaciaire (20-210 mm/ka) ; au niveau des crêtes de ces mêmes cirques (10-25 mm/ka) ; ou bien dans les différents bassins versants d'altitude aux caractéristiques morphologiques, climatiques et de pré-contrainte topographiques distincts (25-450 mm/ka). Les taux d'érosion mesurés dans les cirques, bien que plus élevés (180-700 mm/ka, à l'exception d'une valeur de 1350 mm/ka), prennent en compte l'abaissement des planchers mais également le recul des crêtes (cf. supra) : l'abaissement de la surface effectivement généré par ces glaciers est certainement légèrement inférieur au taux d'érosion mesuré. La gamme des valeurs obtenues dans les Pyrénées reste un ordre de grandeur en-dessous des valeurs relevées (de ~600 mm/ka jusqu'à 2100 mm/ka) dans un orogène tectoniquement actif ou caractérisé par une surrection conséquente comme la Zone Axiale des Alpes (Wittmann et al., 2007 ; Delunel et al., 2010 ; Norton et al. 2010), ou des valeurs (1000-3000 mm/ka) d'un orogène où l'activité tectonique est particulièrement forte comme l'Himalaya (Vance et al., 2003 ; Godard et al., 2014).

S'il est vrai que l'action érosive des glaciers et l'injection des tills qui en sont issus dans les alluvions perturbe la mesure de la dénudation réelle par NCT (Godard et al., 2012 ; Delunel et al., 2014), il n'en demeure pas moins que leur action sur les surfaces culminantes est plus puissante dans les Alpes ou l'Himalaya que dans les Pyrénées. A la vue de ces divers éléments, il semble clair que les Pyrénées sont caractérisées par une activité tectonique relativement modérée en comparaison de ces orogènes, comme cela a été mis en évidence par la mesure de valeurs actuelles non significatives de mouvements verticaux (0,10 ± 0,30 mm/an) et horizontaux de l'orogène (Asensio et al., 2012 ; Serpelloni et al., 2013 ; Rigo et al., 2015). Les valeurs de dénudation pyrénéennes (25-450 mm/ka) restent par ailleurs dans leur grande majorité inférieures à la surrection maximale potentielle (< 0,40 mm/an soit 400 mm/ka ; à titre de comparaison, la surrection des Alpes occidentales est de ~2,5 mm/an ; Nocquet et al., 2016). Ce constat est corroboré par la relation entre dénudation et pente moyenne relativement linéaire (r = 0,83) depuis les valeurs de déclivité minimale jusqu'à celles dépassant la limite de stabilité des pentes (25–30°) (Figure 6.15), un marqueur typique des contextes tectoniquement inactifs (Ahnert, 1970 ; Montgomery et Brandon, 2002).

En l'absence de forçages tectoniques conséquents, et sur la base d'une réponse isostatique équivalant à ~84% de la dénudation des versants dans les topographies sans plateaux sommitaux (Montgomery, 1994), la surrection générée par cette dernière varie entre 170 mm/ka (Haut-Vicdessos) et 340 mm/ka (Esera) (cf. chapitre 6). Pour une rigidité flexurale de la lithosphère pyrénéenne de 10^{22} N/m (Beaumont et al., 2000) et une largeur de la chaîne (100-150 km), la réponse isostatique réelle ne représenterait alors que 3-15% de ces valeurs (Montgomery, 1994), soit 5-25 mm/ka dans le Haut-Vicdessos et 10-50 mm/ka dans la Haute-Esera. La comparaison de ces valeurs avec celle d'une surrection pyrénéenne post-orogénique de 2 km en 10 Ma (soit 200 mm/ka) (Calvet et Gunnell, 2008) amène à penser que la dénudation de surface génère au plus 25% de la surrection de la chaîne, en tout cas de sa partie centrale. Dans un tel scenario et en considérant un rebond glacio-isostatique de l'ordre de 25% du soulèvement tout au plus (valeur mesurée dans les Alpes occidentales ; Nocquet et al., 2016), cela signifierait qu'une part importante de cette surrection (~50%) résulterait de l'action de moteurs mantelliques et thermiques, une situation géodynamique similaire à celle des Alpes occidentales (Nocquet et al., 2016). Ce rebond isostatique serait dû aux instabilités gravitationnelles qui découlent du détachement et recyclage partiel dans l'asthénosphère de la plaque plongeante ibérique et d'une partie de la racine lithosphérique de la chaîne (Calvet et Gunnell, 2008 ; Gunnell et al., 2008 ; Vanderhaeghe et Grabkowiak, 2014).

Dans le cas d'un orogène pyrénéen dont le soulèvement serait principalement mû par les processus de surfaces (Babault et al., 2005 ; Bosch et al., 2016), la surrection actuelle de la chaîne serait très limitée (< 100 mm/ka). Dans ces deux scenarii, la surrection supposée de la chaîne reste parfaitement dans la fourchette d'incertitudes autour des mouvements verticaux (0,10 ± 0,30 mm/an) (Asensio et al., 2012 ; Serpelloni et al., 2013 ; Rigo et al., 2015).

A surrection d'origine mantellique et thermique constante, lors des périodes glaciaires, les glaciers de vallée sont les moteurs de l'évolution du relief tandis que la glace des zones culminantes ne joue qu'un rôle mineur, ce qui conduit à l'augmentation de l'amplitude du relief pyrénéen. A l'Holocène, ce schéma semble s'inverser dans les massifs partiellement englacés, avec des glaciers restreints aux zones de cirque générant un abaissement des surfaces culminantes (planchers) plus rapide que celui des versants non englacés. Dans les Pyrénées centrales, le pré-conditionnement topographique et la présence de glaciers à l'Holocène, bien que spatialement très peu étendus, contribueraient à accroître la surrection. Ainsi, dans un orogène où les moteurs tectoniques demeurent modestes, la dénudation glaciaire est suffisante pour expliquer au moins une proportion – certes ténue - de la surrection du volume montagneux, de manière directe en période glaciaire, et de manière indirecte (pré-conditionnement topographique) et plus modérée (glaciers de cirques) durant les périodes interglaciaires.

5. Bilan et perspectives

Ce travail de thèse a donc atteint les objectifs fixés initialement en utilisant au mieux la complémentarité des différents outils de mesure de la dénudation disponibles. L'objectif était de proposer des valeurs de dénudation à plusieurs pas de temps dans les zones culminantes de la chaîne. Ces données sont évidemment valides pour la plage de temps explorée, soit pour l'essentiel un cycle climatique : les derniers 100 ka. On ne peut les extrapoler sur le long terme que moyennant beaucoup de précautions, au mieux sur le dernier Ma marqué par les grands cycles de 100 ka comparables à celui que l'on a exploré dans cette thèse. Ces données primaires complètent l'inventaire mondial de la dénudation des chaînes de montagne, mesurée ici dans les cirques d'altitude, sur des surfaces de plateaux couverts d'altérites et dans des bassins versants (Tableau C.1). Elles fournissent des valeurs dans le cadre d'un orogène actuellement présumé tectoniquement peu actif, situé aux moyennes latitudes et montrant un degré d'englacement würmien et de pré-conditionnement topographique variable selon les massifs.

L'interprétation de ces résultats démontre que cet orogène est caractérisé par un accroissement de l'amplitude du relief, principalement sous l'effet de la dénudation glaciaire würmienne, avec préservation des sommets supraglaciaires par rapport aux zones de cirque englacées et également, quoique de manière plus hypothétique, par rapport aux fonds de vallée. La variabilité spatiale de cette dénudation au sein de l'aire d'étude n'a pas pu être démontrée. En revanche, la variabilité spatiale de la dénudation en contexte postglaciaire déglacé est clairement mise en évidence dans l'orogène pyrénéen, avec des taux augmentant non seulement en fonction du degré de pré-conditionnement topographique, mais également en fonction de l'intensité de la réponse paraglaciaire et avec la présence – même cantonnée dans les zones de cirques - des glaciers. Ces derniers montrent une efficacité dans l'érosion des zones culminantes plus prononcée durant les interglaciaires que durant le Würm, conséquence logique de la remontée en altitude de la LEG. D'une manière plus générale, la relative lenteur de la dénudation pyrénéenne – par rapport à d'autres chaînes - confirme les fortes suspicions de faible activité tectonique de l'orogène. En outre, ces processus de surface ne sont en mesure de produire qu'une surrection très limitée (< 50 mm/ka pour une rigidité flexurale de l'orogène modérée), qui s'insère parfaitement dans la fourchette d'incertitudes autour des mouvements verticaux. La part de ces processus dans le rebond isostatique total de la chaîne varie selon les scenarii géodynamiques, et selon l'impact du rebond glacio-isostatique. Ainsi, dans le cas d'un orogène pyrénéen soumis à un rebond isostatique d'origine mantellique et thermique, les processus de surface ne joueraient qu'un rôle modéré (25%) dans la surrection de la chaîne.

Les champs d'investigation qui permettraient de compléter et consolider ce travail seraient i) des mesures supplémentaires de la dénudation des sommets et des crêtes supraglaciaires par NCT dans les mêmes mais aussi d'autres massifs ; et ii) une mesure de l'incision des vallées étudiées (Esera, Aston, Vicdessos, El Raür) – si possible aux échelles respectives du Würm et de l'Holocène – afin d'avoir une base de comparaison avec l'abaissement des sommets et planchers de cirque. Une première perspective consisterait à réaliser des mesures de dénudation dans d'autres cirques pyrénéens, à lithologie calcaires ou schisteuse, dans le but de caractériser la réaction de ces zones culminantes à l'action des glaciers. Dans un second temps, l'extension de ce travail aux massifs cristallins des Pyrénées occidentales achèverait la réalisation d'un panorama de l'évolution du relief à l'ensemble de la chaîne pyrénéenne.

Tableau C.1. Tableau de synthèse des données de dénudation de l'aire d'étude (en trois parties).

Objets	Surface mesurée	Méthode	Taux de dénudation	Temps d'intégration	Processus mesurés
Cirques	Planchers	NCT (^{10}Be) Calcul tranche érodée	30-40 mm/ka Localement < 20 mm/ka	Würm (100 ka)	- Abrasion sous-glaciaire - Quarrying
			30-380 mm/ka voire > 2500 mm/ka	Dryas Récent (1,2 ka)	
			5-110 mm/ka	Néoglaciaire (3,3 ka)	
	Crêtes	NCT (^{10}Be) Dénudation état stationnaire	10-25 mm/ka	Würm, Holocène (25-65 ka)	- Météorisation - Gélifraction
	Ensemble de la zone de production	Quantification topométrique des volumes sédimentaires	180-700 mm/ka voire > 1 m/ka	Néoglaciaire (3,3 ka)	- Abrasion/quarrying sous-glaciaires - Météorisation, gélifraction et déstabilisation des murailles - Apports de débris supraglaciaires -Remaniement de débris anté-glaciaires

Objets	Surface mesurée	Méthode	Taux de dénudation	Temps d'intégration	Processus mesurés
Plateaux	Arènes	NCT (^{10}Be) Dénudation état stationnaire	30-40 mm/ka (position supraglaciaire)	Tardiglaciaire, Holocène (16-20 ka)	- Météorisation - Ruissellement - Géli-solifluxion
			21-25 mm/ka (toujours déglacé)	Fin Würm, Holocène (26-29 ka)	
	Tors		3-10 mm/ka (toujours déglacé)	Un à deux cycles glaciaire-interglaciaire (Riss-Würm) (66-176 ka)	- Météorisation - Ruissellement
		NCT (^{10}Be) Calcul tranche érodée	Localement > 30 mm/ka Localement nulle	Würm (100 ka)	- Abrasion sous-glaciaire - Quarrying
Versant	Substrat rocheux cristallin sain non végétalisé	Mesure de dégradation des polis	2,60 mm/ka	Holocène et Tardiglaciaire (11,7 à 15 ka)	- Météorisation - Ruissellement

Objets	Surface mesurée	Méthode	Taux de dénudation	Temps d'intégration	Processus mesurés*
Bassins versants	Surface partiellement englacée	NCT (^{10}Be) Dénudation état stationnaire (alluvions)	300-500 mm/ka Eventuellement 500 mm/ka	Subatlantique (~1,5 ka)	- Dénudation glaciaire - Ablation des tills holocènes
	Relief prononcé (pente : 20-31°)		250-450 mm/ka (présence avérée de MGM)	Subatlantique (1,5-2,5 ka)	- MGM** - Ravins torrentiels - Ravinement de tills - Géli-solifluxion
			100-250 mm/ka	Subboréal (2,7-5 ka)	
	Relief doux (pente < 15°)		40-55 mm/ka	Holocène à Tardiglaciaire (11-14 ka)	- Ravinement de tills - Météorisation - Ruissellement - Géli-solifluxion
	Surface de plateau (pente < 10°)		25-30 mm/ka (toujours déglacé) 30-35 mm/ka (englacé au Würm)	Fin Würm à Tardiglaciaire (18-23 ka)	- Météorisation - Ruissellement - Géli-solifluxion

*** pour les bassins versant, seuls les principaux processus contribuant à la dénudation mesurée pour chaque catégorie sont spécifiés.**

**** MGM désigne les mouvements gravitaires de masse (coulées torrentielles…).**

Références bibliographiques

Aguilar, G., Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Riquelme, R., Martinod, J. (2014). Grain size-dependent 10Be concentrations in alluvial stream sediment of the Huasco Valley, a semi-arid Andes region. *Quat. Geochronol. 19*, 163–172.

Ahnert, F. (1970). Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science 268*, 243-263.

Alimen, H. (1964). Le quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. *Imprimerie nationale*.

Allix, A. (1929). Un pays de haute montagne : l'Oisans. Etude géographique. *Revue de géographie alpine 17*, 781-793.

Anders, A.M., Mitchell, S.G., Tomkin, J.H. (2010). Cirques, peaks, and precipitation patterns in the Swiss Alps: Connections among climate, glacial erosion, and topography. *Geology 38*, 239–242.

Anderson, L.W. (1978). Cirque glacier erosion rates and characteristics of Neoglacial tills, Pangnirtung Fiord area, Baffin Island, NWT, Canada. *Arct. Alp. Res*. 10, 749–760.

Anderson, R.S., Riihimaki, C.A., Safran, E.B., MacGregor, K.R. (2006b). Facing reality: Late Cenozoic evolution of smooth peaks, glacially ornamented valleys, and deep river gorges of Colorado's Front Range, in: Special Paper 398: Tectonics, Climate, and Landscape Evolution. *Geological Society of America*, pp. 397–418.

Anderson, R.S., Molnar, P., Kessler, M.A. (2006a). Features of glacial valley profiles simply explained. J. *Geophys. Res.* 111.

Anderson, R.S. (2005). Teflon peaks: the evolution of high local relief in glaciated mountain ranges. *AGU Fall Meet*. Abstr.

Anderson, R.S. (2002). Modeling the tor-dotted crests, bedrock edges, and parabolic profiles of high alpine surfaces of the Wind River Range, Wyoming. *Geomorphology* 46, 35–58.

Anderson, R.S. (1998). Near-Surface Thermal Profiles in Alpine Bedrock: Implications for the Frost Weathering of Rock. *Arct. Alp. Res. 30*, 362.

André, M.F. (2004).The geomorphic impact of glaciers as indicated by tors in North Sweden (Aurivaara, 68°N). *Geomorphology* 57 (3–4), 403–421.

André, M.-F. (2002). Rates of postglacial rock weathering on glacially scoured outcrops (Abisko–Riksgränsen area, 68 N). *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr*. 84, 139–150.

André, M.-F. (1996b). Rock weathering rates in arctic and subarctic environments (Abisko Mts, Swedish Lapland). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 40(4): 499–517.

André, M.-F. (1995). Postglacial microweathering of granite roches moutonnées in northern Scandinavia (Riksgränsen area, 68°N). In: Slaymaker, O. (ed.): Steeplands *Geomorphology, Wiley*. Chichester. 103–127.

Andrews, J.T., LeMasurier, W.E. (1973). Rates of Quaternary glacial erosion and corrie formation, Marie Byrd Land, Antarctica. *Geology* 1, 75–80.

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.

Aniya, M., Welch, R. (1981). Morphometric Analyses of Antarctic Cirques from Photogrammetric Measurements. *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr.* 63, 41-53.

Antoine, J. M. (1988). Un torrent oublié mais catastrophique en Haute-Ariège. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, *59*(1), 73-88.

Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D.L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R.C., Aumaître, G., Gottdang, A., Klein, M. (2010). The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments. *Nuclear Instrumentation Methods in Physics Research*, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 268, pp. 1954–1959.

Asano, Y., Ohte, N., Uchida, T. (2004). Sources of weathering-derived solutes in two granitic catchments with contrasting forest growth. *Hydrol. Process. 18*, 651–666.

Asensio, E., Khazaradze, G., Echeverria, A., King, R.W., Vilajosana, I. (2012). GPS studies of active deformation in the Pyrenees: GPS active deformation in the Pyrenees. *Geophys. J. Int*. 190, 913–921.

Augustinus, P.C. (1995). Glacial valley cross-profile development: the influence of in situ rock stress and rock mass strength, with examples from the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology* 14, 87-97.

Augustinus, P.C. (1995). Rock mass strength and the stability of some glacial valley slopes. *Z. Geomorphol.*, 39 : 55-68.

Augustinus, P.C. (1992). The influence of rock mass strength on glacial valley cross-profile morphometry, a case study from the Southern Alps, New Zealand. *Earth Surf. Process. Landforms,* 17 : 39-51.

Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S., Crave, A. (2005). Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain: ORIGIN OF THE HIGHLY ELEVATED PYRENEAN. *Tectonics* 24.

Bakalowicz, M., Sorriaux, P., Ford, D.C. (1984). Quaternary glacial events in the Pyrenees from U-series dating of speleothems in the Niaux–Lombrives–Sabart caves, Ariège, France. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 38, 193–197.

Balco, G., Stone, J.O., Lifton, N.A., Dunai, T.J. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from 10 Be and 26 Al measurements. *Quat. Geochronol*. 3, 174–195.

Ballantyne, C.K. (2002a). Paraglacial geomorphology. *Quat. Sci. Rev.* 21, 1935–2017.

Ballantyne, C.K. (2002b). A general model of paraglacial landscape response. *The Holocene* 12, 371–376.

Barnolas, A., Chiron, J.C. (1996). Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. *Edition du Bureau des Recherches Géologiques et Minières et de l'Instituto Tecnologico Geominero de Espana.* 729 pp.

Barr, I.D., Spagnolo, M. (2015). Glacial cirques as palaeoenvironmental indicators: Their potential and limitations. *Earth-Sci. Rev.* 151, 48–78.

Barr, I.D., Spagnolo, M. (2014). Testing the efficacy of the glacial buzzsaw: insights from the Sredinny Mountains, Kamchatka. *Geomorphology* 206, 230–238.

Barsch D. (1996). Rock glaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. *Springer, Berlin*, 331 p.

Beaumont, C., Muñoz, J. A., Hamilton, J., Fullsack, P. (2000). Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *105*(B4), 8121-8145.

Bellin, N., Vanacker, V., Kubik, P.W. (2014). Denudation rates and tectonic geomorphology of the Spanish Betic Cordillera. *Earth Planet. Sci. Lett. 390*, 19–30.

Benn, D.I., Evans, D.J.A. (2010). Glaciers and Glaciation. *Hodder Education*, London.

Bennett, M. (1990). The cwms of Snowdonia: a morphometric analysis. *Department of Geography Queen Mary and West field College Research Papers in Geography*, p. 2.

Bennett, M.R., Glasser, N. (2009). Glacial Geology : Ice Sheets and Landforms (2nd Edition). *Wiley-Blackwell*, 385.

Berger, C., Schulze, M., Rieke-Zapp, D., Schlunegger, F. (2010). Rill development and soil erosion: a laboratory study of slope and rainfall intensity. *Earth Surf. Process. Landf.* 35, 1456–1467.

Bierman, P. R., Caffee, M. (2002). Cosmogenic exposure and erosion history of Australian bedrock landforms. *Geological Society of America Bulletin*, 114(7), 787-803.

Bierman, P. R., Caffee, M. (2001). Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib Desert and escarpment, southern Africa. *American Journal of Science*, 301(4-5), 326-358.

Bierman, P., Steig, E. J. (1996). Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediment. *Earth surface processes and landforms*, 21(2), 125-139.

Birot, P. (1937). Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles [Doctorat Ès Lettres thesis]: Paris.

Blondeau, S. (2013). Les moraines du Würm et du Petit Age de Glace dans le massif de l'Aneto, Pyrénées espagnoles : cartographie, estimation des volumes érodés, quantification de l'altération des polis glaciaires. Mémoire Master 1, Université Lyon 2, 107 p.

Bogen, J. (1996). Erosion rates and sediment yields of glaciers. *Ann. Glaciol.* 22, 48–52.

Bonnet, J. (1986). La restauration des terrains en montagne en Vicdessos (Ariège). *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, *57*(2), 209-230.

Bordonau, J., Serrat, D., Vilaplana, J. M. (1992). Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos. *The Late Quaternary in the western Pyrenean region*, 303-312.

Bosch, G., Van Den Driessche, J., Babault, J., Robert, A., Carballo, A., Le Carlier, C., Loget, N., Prognon, C., Wyns, R., Baudin, T. (2016). Peneplanation and lithosphere dynamics in the Pyrenees. *Comptes Rendus Geosci. 348*, 194–202.

Bouchard, M., Jolicoeur, S. (2000). Chemical weathering studies in relation to geomorphological research in southeastern Canada. *Geomorphology* 32, 213–238.

Boulton, G.S. (1974). Processes and patterns of glacial erosion, in Glacial Geomorphology (ed. D.R. Coates) *Proceedings of the Fifth Annual Geomorphology Symposia*, Binghampton, Allen & Unwin, London, pp. 41–87.

Boulton, G. S. (1996). Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. *Journal of Glaciology*, *42*(140), 43-62.

Braga, M.S., Paquet, H., Begonha, A. (2002). Weathering of granites in a temperate climate (NW Portugal): granitic saprolites and arenization. *Catena 49*, 41–56.

Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., Bourlès, D.L. (2011). Production of cosmogenic radionuclides at great depth: A multi element approach. *Earth Planet. Sci. Lett. 309*, 1–9.

Briner, J.P., Miller, G.H., Davis, P.T., Finkel, R.C. (2005). Cosmogenic exposure dating in arctic glacial landscapes: implications for the glacial history of northeastern Baffin Island, Arctic Canada. *Can. J. Earth Sci. 42*, 67–84.

Briner, J.P., Kaufman, D.S., Manley, W.F., Finkel, R.C., Caffee, M.W. (2005). Cosmogenic exposure dating of late Pleistocene moraine stabilization in Alaska. *Geol. Soc. Am. Bull. 117*, 1108–1120.

Briner, J.P., Miller, G.H., Davis, P.T., Bierman, P.R., Caffee, M. (2003). Last Glacial Maximum ice sheet dynamics in Arctic Canada inferred from young erratics perched on ancient tors. *Quat. Sci. Rev. 22*, 437–444.

Briner, J., P., Swanson, T., W. (1998). Using inherited cosmogenic 36Cl to constrain glacial erosion rates of the Cordilleran ice sheet. *Geological Society of America 26*, 3-6.

Brocklehurst, S.H., Whipple, K.X., Foster, D. (2008). Ice thickness and topographic relief in glaciated landscapes of the western USA. *Geomorphology 97*, 35–51.

Brocklehurst, S.H., Whipple, K.X. (2007). Response of glacial landscapes to spatial variations in rock uplift rate. *J. Geophys. Res. 112*.

Brocklehurst, S.H., Whipple, K.X. (2006). Assessing the relative efficiency of fluvial and glacial erosion through simulation of fluvial landscapes. *Geomorphology 75*, 283–299.

Brocklehurst, S.H., Whipple, K.X. (2004). Hypsometry of glaciated landscapes. Earth Surf. *Process. Landf. 29*, 907–926.

Brook, M.S., Kirkbride, M.P., Brock, B.W. (2006). Cirque development in a steadily uplifting range: rates of erosion and long-term morphometric change in alpine cirques in the Ben Ohau Range, New Zealand. *Earth Surf. Process. Landf. 31*, 1167–1175.

Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kurz, M.D., Brook, E.J. (1991). Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced 10 Be and 26 Al. *Geochim. Cosmochim. Acta 55*, 2269–2283.

Brozović, N., Burbank, D.W., Meigs, A.J. (1997). Climaticlimits on landscape development in the northwestern Himalaya. *Science 276*, 571–574.

Burbank, D.W. (2002). Rates of erosion and their implications for exhumation. *Mineral. Mag. 66*, 25–52.

Cacho, I., Grimalt, J. O., Canals, M., Sbaffi, L., Shackleton, N. J., Schönfeld, J., Zahn, R. (2001). Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography, 16*(1), 40-52.

Calvet, M. (2004). The Quaternary glaciation of the Pyrenees. *Dev. Quat. Sci.*, 67, 119–124.

Calvet, M. (1996). Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne: les Pyrénées orientales. *Documents du BRGM, Orléans, v. 255*, (1177 p).

Calvet, M., Gunnell, Y., Farines, B. (2015b). Flat-topped mountain ranges: their global distribution and value for understanding the evolution of mountain topography. *Geomorphology*.

Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Hez, G., Bourlès, D., Guillou, V., Delmas, M. (2015a). Cave levels as proxies for measuring post-orogenic uplift: Evidence from cosmogenic dating of alluvium-filled caves in the French Pyrenees. *Geomorphology 246*, 617–633.

Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D. (2011). Recent Advances in Research on Quaternary Glaciations in the Pyrenees, in: *Developments in Quaternary Sciences. Elsevier*, pp. 127–139.

Calvet, M., Gunnell, Y. (2008). Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 296*, 147–166.

Canérot, J. (2008). Les Pyrénées: Histoire géologique (Vol. 1). *Atlantica*.

Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Aguilar, G., Martinod, J., Riquelme, R., Christophoul, F., Charrier, R., Gayer, E., Farías, M., Audin, L., Lagane, C. (2015). Differences in 10Be concentrations between river sand, gravel and pebbles along the western side of the central Andes. *Quat. Geochronol. 27*, 33–51.

Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Aguilar, G., Martinod, J., Riquelme, R., Pepin, E., Charrier R., Hérail, G., Farias, M., Guyot, J. L., Vargas, G., Lagane, C. (2013). Slope and climate variability control of erosion in the Andes of central Chile. *Geology*, *41*(2), 195-198.

Champagnac, J.-D., Valla, P.G., Herman, F. (2014). Late-Cenozoic relief evolution under evolving climate: A review. *Tectonophysics 614*, 44–65.

Champagnac, J.-D., Molnar, P., Sue, C., Herman, F. (2012). Tectonics, climate, and mountain topography. *J. Geophys. Res. 117*.

Charlet, J. M. (1979). Le massif granitique de la Maladeta (Pyrenees centrales espagnoles), synthese des donnees geologiques. *Annales de la Société géologique de Belgique*.

Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., Team, E. P. (1990). Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics, 173*(1-4), 411-423.

Choukroune, P., Pinet, B., Roure, F. Cazes, M. (1989b). Major Hercynian Structures along the ECORS Pyrenees and Biscay Lines. *Bull. Sot. GCol. Fr.*

Choukroune, P., ECORS Pyrenees Team (1989a). The Ecors Pyrenean Deep Seismic Profile. Reflection data and the overall structure of an erogenic belt. *Tectonics, 8*(l): 23-39.

Choukroune, P., Mattauer, M. (1978). Tectonique des plaques et Pyrenees; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyreneenne; comparaisons avec des modeles actuels. *Bulletin de la Société géologique de France, 7*(5), 689-700.

Church, M., Ryder, J.M. (1972). Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin 83*, 3059–3071.

Clement, B., Landry, B., Yergeau, M. (1976). Déchaussement postglaciaire de filons de quartz dans les Appalaches québécoises (région de Sherbrooke, Canada). *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 111-114.

Cook, S.J., Swift, D.A. (2012). Subglacial basins: Their origin and importance in glacial systems and landscapes. *Earth-Sci. Rev. 115*, 332–372.

Copons, R. (1994). Estudi geomorfologíc del Massís de la Maladeta (Alta Conca de l'Ésera) : El darrer cicle glacial i la Petida Edat del Gel. *Tesis de Licenciatura, Univ. Barcelona,* 118 p., 1 mapa 1:25.000. (Inédita).

Copons, R., Bordonau, J. (1997). El ultimo ciclo glaciar (Pleistoceno Superior-Holoceno) en el macizo de la Maladeta (Pirineos Centrales). *Rev. Soc. Geol. Esp. 10*, 55–66.

Cossart, E. (2014). Des sources sédimentaires à l'exutoire : un problème de connectivité ? Réflexions sur le fonctionnement géomorphologique des bassins montagnards. *Université Blaise Pascal-Clermont II*, 208 p.

Cossart, É., Mercier, D., Decaulne, A., Feuillet, T. (2013). An overview of the consequences of paraglacial landsliding on deglaciated mountain slopes: typology, timing and contribution to cascading fluxes. *Quaternaire* 13–24.

Cossart, E., Braucher, R., Fort, M., Bourlès, D.L., Carcaillet, J. (2008). Slope instability in relation to glacial debuttressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and 10Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology 95*, 3–26.

Cox, N.J. (1977). Allometric change of landforms: discussion. *Geological Society of America Bulletin 88*, 1199–2000.

Crest, Y., Delmas, M., Braucher, R., Gunnell, Y., Calvet, M. (2017). Cirques have growth spurts during deglacial and interglacial periods: Evidence from 10Be and 26Al nuclide inventories in the central and eastern Pyrenees. *Geomorphology 278*, 60–77.

Dahl, R. (1967). Post-glacial micro-weathering of bedrock surfaces in the Narvik district of Norway. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 155-166.

Daignitres, M., Gallart, J., Banda, E., Him, A. (1982). Implications of the seismic structure for the erogenic evolution of the Pyrenean range. *Earth Planet. Sci. Lett., 57*: 88-100.

Daumas, M. (1964). Les crues du 3 Août 1963 dans les hautes vallées aragónaises et catalanes. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, *35*(3), 304-310.

Davasse, B., Galop, D. (1990). Le paysage forestier du haut Vicdessos (Ariège): évolution d'un milieu anthropisé. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, *61*(4), 433-457.

Davasse, B., Galop, D. (1990). Impact des activités pastorales et métallurgiques sur les forêts d'altitude dans les Pyrénées ariégeoises (France). In *Revue Valdotaine d'histoire naturelle* (Vol. 48, pp. pp-151).

Davis, W.M. (1911). The Colorado Front Range. *Annals, Association ofAmerican Geographers 1*, 21–84.

Delmas, M. (2009). Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées (*Doctoral dissertation, Université Panthéon-Sorbonne-Paris I*).

Delmas, M. (2005). La déglaciation dans le massif du Carlit (Pyrénées orientales): approches géomorphologique et géochronologique nouvelles. *Quat. Rev. Assoc. Fr. Pour Létude Quat. 16*, 45–55.

Delmas, M. (1998). Le massif du Carlit, étapes de la déglaciation et dynamiques holocènes. Mémoire de DEA. *Univ. de Provence*. 144 p.

Delmas, M., Braucher, R., Gunnell, Y., Guillou, V., Calvet, M., Bourlès, D., ASTER Team. (2015). Constraints on Pleistocene glaciofluvial terrace age and related soil chronosequence features from vertical 10 Be profiles in the Ariege River catchment (Pyrenees, France). *Global and Planetary Change*, *132*, 39-53.

Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M. (2015). A critical appraisal of allometric growth among alpine cirques based on multivariate statistics and spatial analysis. *Geomorphology 228*, 637–652.

Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M. (2014). Environmental controls on alpine cirque size. *Geomorphology 206*, 318–329.

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D. (2012). Les glaciations quaternaires dans les Pyrénées ariègeoises: approche historiographique, données paléogéographiques et chronologiques nouvelles. *Quaternaire 23*, 61–85.

Delmas, M., Cerdan, O., Cheviron, B., Mouchel, J. M., & Eyrolle, F. (2012). Sediment export from French rivers to the sea. *Earth Surface Processes and Landforms*, *37*(7), 754-762.

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D. (2011). Palaeogeography and 10Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: Implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 305*, 109–122.

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y. (2009). Variability of Quaternary glacial erosion rates – A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees. *Quat. Sci. Rev. 28*, 484–498.

Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M., Bourlès, D. (2008). Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees. *Quat. Res. 69*, 231–241.

Deloule, E., Alexandrov, P., Cheilletz, A., Laumonier, B., Barbey, P. (2002). In-situ U–Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses. *Int. J. Earth Sci. 91*, 398–405.

Delunel, R., van der Beek, P.A., Bourlès, D.L., Carcaillet, J., Schlunegger, F. (2014). Transient sediment supply in a high-altitude Alpine environment evidenced through a 10 Be budget of the Etages catchment (French Western Alps): 10 BE BUDGET IN THE FRENCH WESTERN ALPS. *Earth Surf. Process. Landf. 39*, 890–899.

Delunel, R., van der Beek, P.A., Carcaillet, J., Bourlès, D.L., Valla, P.G. (2010). Frost-cracking control on catchment denudation rates: Insights from in situ produced 10Be concentrations in stream sediments (Ecrins–Pelvoux massif, French Western Alps). *Earth Planet. Sci. Lett. 293*, 72–83.

Denèle, Y., Laumonier, B., Paquette, J.-L., Olivier, P., Gleizes, G., Barbey, P. (2014). Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 405*, 265–287.

Denele, Y., Barbey, P., Deloule, E., Pelleter, E., Olivier, P., Gleizes, G. (2009). Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. *Bull. Société Géologique Fr. 180*, 209–216.

Desilets, D., Zreda, M. (2003). Spatial and temporal distribution of secondary cosmic-ray nucleon intensities and applications to in situ cosmogenic dating. *Earth and Planetary Science Letters, 206*(1), 21-42.

DiBiase, R.A., Whipple, K.X. (2011). The influence of erosion thresholds and runoff variability on the relationships among topography, climate, and erosion rate. J. *Geophys. Res. 116*.

DiBiase, R.A., Whipple, K.X., Heimsath, A.M., Ouimet, W.B. (2010). Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. *Earth Planet. Sci. Lett. 289*, 134–144.

Dixon, J.C., Thorn, C.E. (2005). Chemical weathering and landscape development in mid-latitude alpine environments. *Geomorphology 67* (1–2), 127–145.

Duhnforth, M., Anderson, R.S., Ward, D., Stock, G.M. (2010). Bedrock fracture control of glacial erosion processes and rates. *Geology 38*, 423–426.

Dunai, T.J. (2010). Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences. *Cambridge University Press* (198 p).

Dunai, T. J. (2001). Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. *Earth and Planetary Science Letters, 193*(1), 197-212.

Dunne, J., Elmore, D., Muzikar, P. (1999). Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology 27*, 3–11.

Egholm, D.L., Nielsen, S.B., Pedersen, V.K., Lesemann, J.-E. (2009). Glacial effects limiting mountain height. *Nature 460*, 884–887.

Evans, I.S. (2013). Glacial Landforms, Erosional Features. *Encyclopedia of Quaternary Science 1,* 847-864.

Evans, I.S. (2006b). Local aspect asymmetry of mountain glaciation: A global survey of consistency of favoured directions for glacier numbers and altitudes. *Geomorphology 73*, 166–184.

Evans, I.S. (2006a). Allometric development of glacial cirque form: Geological, relief and regional effects on the cirques of Wales. *Geomorphology 80*, 245–266.

Evans, I.S. (2006). Allometric development of glacial cirque form: Geological, relief and regional effects on the cirques of Wales. *Geomorphology 80*, 245–266.

Evans, I.S. (1997). Process and form in the erosion of glaciated mountains. In: *Stoddart, D.R. (Ed.), Process and Form in Geomorphology*. Routledge, London, pp. 145–174.

Evans, I.S. (1994). Lithological and structural effects on forms of glacial erosion: cirques and lake basins. In: *Robinson, D.A., Williams, R.B.G. (Eds.), Rock Weathering and Land-form Evolution. John Wiley & Sons Ltd.,* Chichester, pp. 455–472.

Evans, I.S., Cox, N.J. (1995). The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria. Z. *Geomorphol. 39*, 175–202.

Evans, I.S., Cox, N.J. (1974). Geomorphometry and the operational definition of cirques. *Area 6*, 150–153.

Fabel, D., Harbor, J., Dahms, D., James, A., Elmore, D., Horn, L., Daley, K., Steele, C. (2004). Spatial patterns of glacial erosion at a valley scale derived from terrestrial cosmogenic 10Be and 26Al concentrations in rock. *Ann. Assoc. Am. Geogr. 94*, 241–255.

Fabel, D., Stroeven, A.P., Harbor, J., Kleman, J., Elmore, D., Fink, D. (2002). Landscape preservation under Fennoscandian ice sheets determined from in situ produced 10 Be and 26 Al. *Earth Planet. Sci. Lett. 201*, 397–406.

Faige-Blanc, H.-F. (1874). La chasse alpestre en Dauphiné. *Courrier de l'Isère*, 306 p.

Federici, P.R., Spagnolo, M. (2004). Morphometric analysis on the size, shape and areal distribution of glacial cirques in the Maritime Alps (Western French-Italian Alps). *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr. 86*, 235–248.

Fernandez, R.A., Anderson, J.B., Wellner, J.S., Hallet, B. (2011). Timescale dependence of glacial erosion rates: A case study of Marinelli Glacier, Cordillera Darwin, southern Patagonia: TIMESCALE DEPENDENCE OF EROSION RATES. *J. Geophys. Res. Earth Surf. 116*, n/a-n/a.

Fillon, C., van der Beek, P. (2012). Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. *Basin Res. 24*, 418–436.

Fitzgerald P., Muñoz J., Coney P. et Baldwin S. (1999). Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen : implications for the tectonic evolution of a collisional orogen, *Earth and Planetary Science Letters , 173*, pp. 157–170.

Florineth, D., Schlüchter, C. (2000). Alpine Evidence for Atmospheric Circulation Patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quat. Res. 54*, 295–308.

Font, M., Lagarde, J.-L., Amorese, D., Coutard, J.-P., Dubois, A., Guillemet, G., Ozouf, J.-C., Vedie, E. (2006). Physical modelling of fault scarp degradation under freeze–thaw cycles. *Earth Surf. Process. Landf. 31*, 1731–1745.

Fonteilles, M., Guitard, G. (1968). L'effet de socle dans le métamorphism. *Bull. Soco Fr. Minér. CristalIogr, 91*, 185-206.

Foster, D., Brocklehurst, S.H., Gawthorpe, R.L. (2008). Small valley glaciers and the effectiveness of the glacial buzzsaw in the northern Basin and Range, USA. *Geomorphology 102*, 624–639.

Foster, D., Brocklehurst, S.H., Gawthorpe, R.L. (2010). Glacial-topographic interactions in the Teton Range, Wyoming. *J. Geophys. Res. 115*.

Fryirs, K.A., Brierley, G.J., Preston, N.J., Kasai, M. (2007). Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. *CATENA 70*, 49–67.

García-Mondéjar, J. (1996). Plate reconstruction of the Bay of Biscay. *Geology, 24*(7), 635-638.

García-Ruiz, J.M., Palacios, D., de Andrés, N., Valero-Garcés, B.L., López-Moreno, J.I., Sanjuán, Y. (2014). Holocene and "Little Ice Age"glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees. *The Holocene* 0959683614544053.

García-Ruiz, J.M., Valero-Garcís, B.L., Martí-Bono, C., González-Sampériz, P. (2003). Asynchroneity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *J. Quat. Sci. 18*, 61–72.

García–Ruiz, J.M., Gómez–Villar, A., Ortigosa, L., Martí–Bono, C. (2000). Morphometry of glacial cirques in the central Spanish Pyrenees. *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr. 82*, 433–442.

García-Ruíz, J.M., Bordonau, J., Martínez de Pisón, E., Vilaplana, J.M. (1992). Mapa geomorfológico de Benasque, 1:50,000 scale, M.T.N. 180. *Geoforma Ediciones, Logroño*, p. 4.

Geirsdóttir, Á., Miller, G.H., Andrews, J.T. (2007). Glaciation, erosion, and landscape evolution of Iceland. *J. Geodyn. 43*, 170–186.

Gellatly, A.F., Grove, J.M., Switsur, V.R. (1992). Mid-Holocene glacial activity in the Pyrenees. *The Holocene 2*, 266–270.

Genti, M. (2015). Impact des processus de surface sur la déformation actuelle des Pyrénées et des Alpes *(Doctoral dissertation, Université de Montpellier)*.

Gibson, M., Sinclair, H.D., Lynn, G.J., Stuart, F.M. (2007). Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling. *Basin Res. 19*, 323–334.

Godard, A. (1966). Les tors et le problème de leur origine. *Revue géographique de l'Est, 1-2*.

Godard, V., Bourlès, D. L., Spinabella, F., Burbank, D. W., Bookhagen, B., Fisher, G. B., Moulin, A., Léanni, L. (2014). Dominance of tectonics over climate in Himalayan denudation. *Geology*, *42*(3), 243-246.

Godard, V., Burbank, D. W., Bourlès, D. L., Bookhagen, B., Braucher, R., Fisher, G. B. (2012). Impact of glacial erosion on 10Be concentrations in fluvial sediments of the Marsyandi catchment, central Nepal. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *117*(F3).

Godon, C. (2013). *L'érosion dans les environnements glaciaires: exemple du Glacier des Bossons (Massif du Mont-Blanc, Haute-Savoie, France)* (Doctoral dissertation, Université de Grenoble).

Gonzalez Trueba, J.J., Moreno, R.M., Martinez de Pison, E., Serrano, E. (2008). `Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene 18*, 551–568.

González-Sampériz, P., Aranbarri, J., Pérez-Sanz, A., Gil-Romera, G., Moreno, A., Leunda, M., Sevilla-Callejo, M., Corella, J.P., Morellón, M., Oliva, B., Valero-Garcés, B. (2016). Environmental and climate change in the southern Central Pyrenees since the Last Glacial Maximum: A view from the lake records. *CATENA*.

González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T., Dedoubat, J.J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quat. Res. 66*, 38–52.

Goodfellow, B. (2007). Relict non-glacial surfaces in formerly glaciated landscapes. *Earth-Sci. Rev. 80,* 47–73.

Gordon, J.E. (2001). The corries of the Cairngorm Moutains. *Scott. Geogr. Mag. 117*, 49-62.

Gordon, J.E. (1977). Morphometry of cirques in the Kintail–Affric–Cannich area of northwest Scotland. *Geografiska Annaler, 59A*, 177–94.

Gosse, J.C., Phillips, F.M. (2001). Terrestrial insitu cosmogenic nuclides: theory and application. *Quat. Sci. Rev. 20*, 1475–1560.

Graf, W. L. (1976). Cirques as glacier locations. *Arctic and Alpine Research*, 79-90.

Granger, D. E., Riebe, C. S. (2007). Cosmogenic nuclides in weathering and erosion. *Treatise on geochemistry, 5*, 1-43.

Granger, D. E., Riebe, C. S., Kirchner, J. W., Finkel, R. C. (2001). Modulation of erosion on steep granitic slopes by boulder armoring, as revealed by cosmogenic 26 Al and 10 Be. *Earth and Planetary Science Letters, 186*(2), 269-281.

Guillon, H., Mugnier, J.-L., Buoncristiani, J.-F., Carcaillet, J., Godon, C., Prud'homme, C., van der Beek, P., Vassallo, R. (2015). Improved discrimination of subglacial and periglacial erosion using 10 Be concentration measurements in subglacial and supraglacial sediment load of the Bossons glacier (Mont Blanc massif, France): DISCRIMINATING GLACIAL EROSION PROCESSES WITH 10 Be. *Earth Surf. Process. Landf. 40*, 1202–1215.

Guitard, G. (1970). Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du massif du Canigou:(Pyrénées-Orientales) *(Doctoral dissertation, Éditions BRGM [Bureau de recherches géologiques et minières]*).

Gunnell, Y., Jarman, D., Braucher, R., Calvet, M., Delmas, M., Leanni, L., Bourlès, D., Arnold, M., Aumaître, G., Keddaouche, K. (2013). The granite tors of Dartmoor, Southwest England: rapid and recent emergence revealed by Late Pleistocene cosmogenic apparent exposure ages. *Quat. Sci. Rev. 61*, 62–76.

Gunnell, Y., Calvet, M., Brichau, S., Carter, A., Aguilar, J.-P., Zeyen, H. (2009). Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Lett. 278*, 208–218.

Gunnell, Y., Zeyen, H., Calvet, M. (2008). Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the Eastern Pyrenees: Consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures. *Earth Planet. Sci. Lett. 276*, 302–313.

Hack, J.T. (1975). Dynamic equilibrium and landscape evolution. *Theories of landform development*, 87-102.

Hack, J.T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U. S. Geological Survey 1*, 421-429.

Hack, J.T. (1960). The interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science 258A*, 80–97.

Hales, T.C., Roering, J.J. (2009). A frost "buzzsaw" mechanism for erosion of the eastern Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology 107*, 241–253.

Hall, A.M., Ebert, K., Hättestrand, C. (2013). Pre-Glacial Landform Inheritance in a Glaciated Shield Landscape: Pre-Glacial Landform Inheritance in a Glaciated Shield Landscape. *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr. 95*, 33–49.

Hall, A. M., Sugden, D. E. (2007). The significance of tors in glaciated lands: a view from the British Isles. Du continent au bassin versant. Théories et pratiques en géographie physique. Hommage au Professeur Alain Godard. *Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand*, 301-311.

Hall, A.M., Phillips, W.M. (2006). Weathering pits as indicators of the relative age of granite surfaces in the Cairngorm Mountains, Scotland. *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr. 88*, 135–150.

Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J. (2013). A review of field data and their implications. *Fluv Geom Geom Crit Conc Vol 177*.

Hallet, B., Roche, J. (2010). Rapid frost weathering and its potential role as a periglacial buzzsaw, in: *EGU General Assembly Conference Abstracts*. p. 13964.

Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J. (1996). Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, *12*(1-4), 213-235.

Harbor, J., Stroeven, A.P., Fabel, D., Clarhäll, A., Kleman, J., Li, Y., Elmore, D., Fink, D. (2006). Cosmogenic nuclide evidence for minimal erosion across two subglacial sliding boundaries of the late glacial Fennoscandian ice sheet. *Geomorphology 75*, 90–99.

Hättestrand, C., Stroeven, A.P. (2002). A relict landscape in the centre of Fennoscandian glaciation: Geomorphological evidence of minimal Quaternary glacial erosion. *Geomorphology 44*, 127–143.

Haynes, V. M. (1998). The morphological development of alpine valley heads in the Antarctic Peninsula. *Earth Surface Processes and Landforms, 23*(1), 53-67.

Haynes, V.M. (1968). The influence of glacial erosion and rock structure on corries in Scotland. *Geografiska Annaler 50A,* 221–34.

Heckmann, T., Schwanghart, W., Phillips, J.D. (2015). Graph theory—Recent developments of its application in geomorphology. *Geomorphology 243*, 130–146.

Heckmann, T., Schwanghart, W. (2013). Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment — Exploring sediment cascades using graph theory. *Geomorphology 182*, 89–103.

Heimsath, A.M., DiBiase, R.A., Whipple, K.X. (2012). Soil production limits and the transition to bedrock-dominated landscapes. *Nat. Geosci. 5*, 210–214.

Heimsath, A.M., Chappell, J., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C. (2001). Late Quaternary erosion in southeastern Australia: afield example using cosmogenic nuclides. *Quaternary International 83–85*, 169–185.

Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C. (1999). Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth. *Geomorphology 27* (1–2), 151–172.

Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C. (1997). The soil production function and landscape equilibrium. *Nature 388*, 358–361.

Herman, F., Seward, D., Valla, P.G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S.D., Ehlers, T.A. (2013). Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. *Nature 504*, 423–426.

Herman, F., Beaud, F., Champagnac, J.-D., Lemieux, J.-M., Sternai, P. (2011). Glacial hydrology and erosion patterns: A mechanism for carving glacial valleys. *Earth Planet. Sci. Lett. 310*, 498–508.

Herman, F., Braun, J. (2008). Evolution of the glacial landscape of the Southern Alps of New Zealand: Insights from a glacial erosion model. *J. Geophys. Res. 113*.

Heyman, J., Applegate, P.J., Blomdin, R., Gribenski, N., Harbor, J.M., Stroeven, A.P. (2016). Boulder height – exposure age relationships from a global glacial 10Be compilation. *Quat. Geochronol*.

Heyman, J., Stroeven, A.P., Harbor, J.M., Caffee, M.W. (2011). Too young or too old: Evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth Planet. Sci. Lett. 302, 71–80*.

Hicks, D.M., McSaveney, M.J., Chinn, T.J.H. (1990). Sedimentation in proglacial Ivory Lake, Southern Alps, New Zealand. *Arct. Alp. Res. 22*, 26–42.

Hidy, A.J., Gosse, J.C., Blum, M.D., Gibling, M.R. (2014). Glacial–interglacial variation in denudation rates from interior Texas, USA, established with cosmogenic nuclides. *Earth Planet. Sci. Lett. 390*, 209–221.

Hooke, R.L. (1991). Positive feedbacks associated with erosion of glacial cirques and overdeepenings. *Geol. Soc. Am. Bull. 103*, 1104–1108.

Huggett, R. (2007). *Fundamentals of geomorphology*. Routledge.

Hughes, P.D., Woodward, J.C. (2008). Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *J. Quat. Sci. 23*, 575–588.

Iverson, N.R. (2012). A theory of glacial quarrying for landscape evolution models. *Geology 40*, 679–682.

Iverson, N. R. (1991). Potential effects of subglacial water-pressure fluctuations on quarrying. *Journal of Glaciology*, *37*(125), 27-36.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Schlüchter, C. (2007). Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: the Alpine perspective. *Quaternary international*, *164*, 53-63.

Jalut, G., Montserrat, J., Fontugne, M., Delibrias, G., Vilaplana, J.M., Julia, R. (1992). Glacial to interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrenees: deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quaternary Science Reviews 11*, 449–480.

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., Delibrias, G., Dagnac, J., Mardones, M., Bouhours, M. (1982). A palaeoecological approach to the last 21 000 years in the pyrenees: The peat bog of Freychinède (Alt.1350 m, Ariège, South France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 40*, 321–359.

Jarman, D., Calvet, M., Corominas, J., Delmas, M., Gunnell, Y. (2014a). Large-Scale Rock Slope Failures in the Eastern Pyrenees: Identifying a Sparse But Significant Population in Paraglacial and Parafluvial Contexts: Large-Scale Rock Slope Failures in the Eastern Pyrenees. *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr. 96*, 357–391.

Johnson, W.D. (1904). The profile of maturity in alpine glacial erosion. J. Geol. 12, 569–578 (*Reprinted in Embleton, C. (Ed.), 1972, Glaciers and Glacial Erosion. Macmillan*, London, pp. 70–78).

Jolivet M., Labaume P., Monié P., Brunel M., Arnaud N., Campani M. (2007). Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain). *Tectonics, 26*, 17.

Kerr, A. (1993). Topography, climate and ice masses: a review. *Terra Nova 5*, 332–342.

Kirchner, J.W., Finkel, R.C., Riebe, C.S., Granger, D.E., Clayton, J.L., King, J.G., Megahan, W.F., 2001. Mountain erosion over 10 yr, 10 ky, and 10 my time scales. Geology 29, 591–594.

Kleman, J. (2008). Geomorphology: here glaciers cut deep. *Nature Geoscience 1*, 343-344.

Kleman, J., Stroeven, A. P. (1997). Preglacial surface remnants and Quaternary glacial regimes in northwestern Sweden. *Geomorphology, 19*(1-2), 35-54.

Kohl, C. P., Nishiizumi, K. (1992). Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 56*(9), 3583-3587.

Koppes, M., Hallet, B. (2006). Erosion rates during rapid deglaciation in Icy Bay, Alaska. J. *Geophys. Res. 111*.

Koppes, M.N., Montgomery, D.R. (2009). The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. *Nat. Geosci. 2*, 644–647.

Korup, O., Densmore, A.L., Schlunegger, F. (2010). The role of landslides in mountain range evolution. *Geomorphology 120*, 77–90.

Korup, O., Clague, J.J., Hermanns, R.L., Hewitt, K., Strom, A.L., Weidinger, J.T. (2007). Giant landslides, topography, and erosion. *Earth Planet. Sci. Lett. 261*, 578–589.

Lacan, P., Ortuño, M. (2012). Active Tectonics of the Pyrenees: A review. *J. Iber. Geol. 38*.

Lagasquie, J. J. (1984). Géomorphologie des granites: les massifs granitiques de la moitié orientale des Pyrénées françaises.

Lal, D. (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth Planet. Sci. Lett. 104*, 424–439.

Larsen, E., Mangerud, J. (1981). Erosion rate of a younger Dryas cirque glacier at Krakenes, western Norway. *Ann. Glaciol. 2*, 153–158.

Laumonier, B., Autran, A., Barbey, P., Cheilletz, A., Baudin, T., Cocherie, A., Guerrot, C. (2004). Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire). *Bull. Société Géologique Fr. 175*, 643–656.

Lebatard, A. E., Bourles, D. L. (2015). Quantification of Earth's surface processes and dating using the cosmogenic radionuclides10Be, 26Al and 36Cl [Quantification des processus superficiels et datation par les radionucléides cosmogéniques 10Be, 26Al et 36Cl]. *Quaternaire, 26*(3), 193-211.

Leblanc, D., Gleizes, G., Roux, L., Bouchez, J. L. (1996). Variscan dextral transpression in the French Pyrenees: new data from the Pic des Trois-Seigneurs granodiorite and its country rocks. *Tectonophysics, 261*(4), 331-345.

Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L., Rhodes, E.J. (2009). Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca

and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Glob. Planet. Change 67*, 141–152.

Lewis, W.V. (1960). The problem of cirque erosion. In: *Lewis, W.V. (Ed.), Norwegian Cirque Glaciers, Royal Geographical Society Research Series 4*, London, pp. 97–100.

Lewis, W.V. (1949). Glacial movement by rotational slipping. *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr. 31*, 146–158.

Lewis, W.V. (1938). A melt-water hypothesis of cirque formation. *Geol. Mag. 75*, 249–265.

Li, Y., Fabel, D., Stroeven, A.P., Harbor, J. (2008). Unraveling complex exposure-burial histories of bedrock surfaces under ice sheets by integrating cosmogenic nuclide concentrations with climate proxy records. *Geomorphology 99*, 139–149. doi:10.1016/j.geomorph.2007.10.010

Li, Y., Harbor, J., Stroeven, A.P., Fabel, D., Kleman, J., Fink, D., Caffee, M., Elmore, D. (2005). Ice sheet erosion patterns in valley systems in northern Sweden investigated using cosmogenic nuclides. *Earth Surf. Process. Landf. 30*, 1039–1049.

Lifton, N. A., Bieber, J. W., Clem, J. M., Duldig, M. L., Evenson, P., Humble, J. E., & Pyle, R. (2005). Addressing solar modulation and long-term uncertainties in scaling secondary cosmic rays for in situ cosmogenic nuclide applications. *Earth and Planetary Science Letters, 239*(1), 140-161.

Lindberg, L., Brundin, T. (1969). Postglacial mikrovittring. Mätningar av kvartsgångar på Tjörn. In Seminar Paper: *Department of Physical Geography, Gothenberg University*.

Ljungner, E. (1930). Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrat-Küste, III.1. *Bulletin of the Geological Institute of the University of Uppsala, 21*.

Marquette, G.C., Gray, J.T., Gosse, J.C., Courchesne, F., Stockli, L., Macpherson, G., Finkel, R. (2004). Felsenmeer persistence under non-erosive ice in the Torngat and Kaumajet mountains, Quebec and Labrador, as determined by soil weathering and cosmogenic nuclide exposure dating. *Can. J. Earth Sci. 41*, 19–38.

Masarik, J. (2002). Numerical simulation of in situ production of cosmogenic nuclides.

Masarik, J., Beer, J. (1999). Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere. *J. Geophys. Res. 104*, 12–099.

de Martonne, E. (1907). Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. *Delagrave, Paris* (279 pp.).

de Martonne, E. (1901). Fjords, cirques, vallées alpines et lacs subalpins. In *Annales de Geographie* (Vol. 10, No. 52, pp. 289-294). Armand Colin.

Mattauer. M. (1968). Les traits structuraux essentiels de la chaine pyreneenne. *Rev. GCogr. Phys. GCol. Dyn., 10*: 3-11.

Mattauer, M., Seguret, M. (1971). Les relations entre la chaîne pyrénéenne et le golfe de Gascogne. In: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne. Technip, Paris*, pp. IV.4-1.

Matthews, J.A. (2013). Neoglaciation in Europe. In: *Elias, S.A., Mock, C.J. (Eds.), Encyclopedia of Quaternary Science, 2nd edn. 2. Elsevier*, pp. 257–268.

Maurel, O. (2003). L'exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales: une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles. *Thèse de l'Université de Montpellier*, 214 pp.

Maurel, O., Monie, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M., Jolivet, M. (2008). The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an 40Ar/39Ar fission track and (U–Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. *International Journal of Earth Sciences*, *97*(3), 565-584.

Maurel, O., Respaut, J.-P., Monié, P., Arnaud, N., Brunel, M. (2004). U/Pb emplacement and 40Ar/39Ar cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). *Comptes Rendus Geosci. 336*, 1091–1098.

Maurel O., Brunel M. Monié P. (2002). Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France). *C. R. Geoscience 334*, 941–948.

McCall, J.G. (1960). The flow characteristics of a cirque glacier and their effect on glacial structure and cirque formation. In: *Lewis, W.V. (Ed.), Norwegian cirque glaciers. R.G.S. Research Series, vol. 4, Royal Geographical Society*, London, pp. 39–62. Reprinted in Embleton, C. (Ed.), Glaciers and Glacial Erosion. Macmillan, London, pp. 205–228.

McSaveney, M.J. (2002). Recent rockfalls and rock avalanches in Mount Cook National Park, New Zealand. *Reviews in Engineering Geology 15*, 35-70.

Merchel, S., Herpers, U. (1999). An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochim. Acta 84*, 215–219.

Mercier, A. (2000). Le rôle de l'anthropisation des débits de l'Ariège dans son évolution morphologique. *L'environnement entre nature et paysage*, *7*, 81.

Metcalf J., Fitzgerald P., Baldwin S. Muñoz J. (2009). Thermochronology of a convergent orogen : Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Puton in the Central Pyrenean Axial Zone. *Earth and Planetary Science Letters, 287*, 488–503.

Mezger, J.E. (2005). Comparison of the western Aston-Hospitalet and the Bossòst domes: Evidence for polymetamorphism and its implications for the Variscan tectonic evolution of the Axial Zone of the Pyrenees. *J. Virtual Explor. 19*.

Mezger, J.E., Gerdes, A. (2016). Early Variscan (Visean) granites in the core of central Pyrenean gneiss domes: implications from laser ablation U-Pb and Th-Pb studies. *Gondwana Res. 29*, 181–198.

Michard, A. V., Allègre, C. J. (1975). A study of the formation and history of a piece of continental crust by 87Rb-87Sr method: the case of the French oriental Pyrénées. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 50*(4), 257-285.

Mills, H.H. (1979). Some implications of sediment studies for glacial erosion on Mount Rainier, Washington. *Northwest Sci. 53*, 190–199.

Minasny, B., Finke, P., Stockmann, U., Vanwalleghem, T., McBratney, A.B. (2015a). Resolving the integral connection between pedogenesis and landscape evolution. *Earth-Sci. Rev. 150*, 102–120.

Mîndrescu, M., Evans, I.S. (2014). Cirque form and development in Romania: Allometry and the buzzsaw hypothesis. *Geomorphology 208*, 117–136.

Mitchell, S.G., Humphries, E.E. (2015). Glacial cirques and the relationship between equilibrium line altitudes and mountain range height. *Geology 43*, 35–38.

Mitchell, S.G., Montgomery, D.R. (2006). Influence of a glacial buzzsaw on the height and morphology of the Cascade Range in central Washington State, USA. *Quat. Res. 65*, 96–107.

Molliex, S., Rabineau, M., Leroux, E., Bourlès, D.L., Authemayou, C., Aslanian, D., Chauvet, F., Civet, F., Jouët, G. (2016). Multi-approach quantification of denudation rates in the Gulf of Lion source-to-sink system (SE France). *Earth Planet. Sci. Lett. 444*, 101–115.

Molnar, P., England, P. (1990). Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?. *Nature, 346*(6279), 29-34.

Monod, B., Regard, V., Carcone, J., Wyns, R., Christophoul, F. (2016). Postorogenic planar palaeosurfaces of the central Pyrenees: Weathering and neotectonic records. *Comptes Rendus Geosci. 348*, 184–193.

Montgomery, D.R. (2002). Valley formation by fluvial and glacial erosion. *Geology 30*, 1047–1050.

Montgomery, D. R. (1994). Valley incision and the uplift of mountain peaks. *Journal of geophysical research-all series-, 99*, 13-913.

Montgomery, D.R., Brandon, M.T. (2002). Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth Planet. Sci. Lett. 201*, 481–489.

Moore, J.R., Sanders, J.W., Dietrich, W.E., Glaser, S.D. (2009). Influence of rock mass strength on the erosion rate of alpine cliffs. *Earth Surf. Process. Landf. 34*, 1339–1352.

Morel, P., Von Blanckenburg, F., Schaller, M., Kubik, P. W., Hinderer, M. (2003). Lithology, landscape dissection and glaciation controls on catchment erosion as determined by cosmogenic nuclides in river sediment (the Wutach Gorge, Black Forest). *Terra Nova*, *15*(6), 398-404.

Moreno, A., González-Sampériz, P., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., Fletcher, W.J. (2012). Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments. *Quat. Sci. Rev. 36*, 139–153.

Nguyen, H. N., Vernant, P., Mazzotti, S., Khazaradze, G., Asensio, E. (2016). 3-D GPS velocity field and its implications on the present-day post-orogenic deformation of the Western Alps and Pyrenees. *Solid Earth*, *7*(5), 1349.

Niedermann, S. (2002). Cosmic-ray-produced noble gases in terrestrial rocks: dating tools for surface processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 47*(1), 731-784.

Niemi, N.A., Oskin, M., Burbank, D.W., Heimsath, A.M., Gabet, E.J. (2005). Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates. *Earth Planet. Sci. Lett. 237*, 480–498.

Nocquet, J. M., Sue, C., Walpersdorf, A., Tran, T., Lenôtre, N., Vernant, P., Cushing, M., Jouanne, F., Masson, F., Baize, S., Chéry, J., van der Beek, P.A. (2016). Present-day uplift of the western Alps. *Scientific Reports*, *6*.

Nocquet, J.-M. (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics 579*, 220–242.

Norton, K.P., Vanacker, V. (2009). Effects of terrain smoothing on topographic shielding correction factors for cosmogenic nuclide-derived estimates of basin-averaged denudation rates. *Earth Surf. Process. Landf. 34*, 145–154.

Norton, K.P., Molnar, P., Schlunegger, F. (2014). The role of climate-driven chemical weathering on soil production. *Geomorphology 204*, 510–517.

Norton, K.P., von Blanckenburg, F., DiBiase, R., Schlunegger, F., Kubik, P.W. (2011). Cosmogenic 10Be-derived denudation rates of the Eastern and Southern European Alps. *Int. J. Earth Sci. 100*, 1163–1179.

Norton, K.P., von Blanckenburg, F., Kubik, P.W. (2010). Cosmogenic nuclide-derived rates of diffusive and episodic erosion in the glacially sculpted upper Rhone Valley, Swiss Alps. *Earth Surf. Process. Landf.* n/a-n/a.

Norton, K.P., Abbuhl, L.M., Schlunegger, F. (2010). Glacial conditioning as an erosional driving force in the Central Alps. *Geology 38*, 655–658.

Norton, K.P., von Blanckenburg, F., Schlunegger, F., Schwab, M., Kubik, P.W. (2008). Cosmogenic nuclide-based investigation of spatial erosion and hillslope channel coupling in the transient foreland of the Swiss Alps. *Geomorphology 95*, 474–486.

Olivet, J. L. (1996). La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 20*(1), 131-195.

Olyphant, G.A. (1981). Allometry and cirque evolution. *Geol. Soc. Am. Bull. 92*, 679-685.

Onuchin, A. A., Burenina, T. A. (1996). Climatic and geographic patterns in snow density dynamics, Northern Eurasia. *Arctic and Alpine Research, 99*-103.

Ortuño, M., Martí, A., Martín-Closas, C., Jiménez-Moreno, G., Martinetto, E., Santanach, P. (2013). Palaeoenvironments of the Late Miocene Prüedo Basin: implications for the uplift of the Central Pyrenees. J. *Geol. Soc. London 170*, 79–92.

Ortuño, M., Queralt, P., Martí, A., Ledo, J., Masana, E., Perea, H., Santanach, P. (2008). The North Maladeta Fault (Spanish Central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source: Recent activity revealed by geomorphological and geophysical research. *Tectonophysics 453,* 246–262.

Oskin, M., Burbank, D.W. (2005). Alpine landscape evolution dominated by cirque retreat. *Geology 33*, 933–936.

Otto, J.-C., Schrott, L., Jaboyedoff, M., Dikau, R. (2009). Quantifying sediment storage in a high alpine valley (Turtmanntal, Switzerland). *Earth Surf. Process. Landf. 34*, 1726–1742.

Palacios, D., García-Ruiz, J. M., Andrés, N., Schimmelpfennig, I., Campos, N., Léanni, L., ASTER Team. (2017). Deglaciation in the central Pyrenees during the Pleistocene–Holocene transition: Timing and geomorphological significance. *Quaternary Science Reviews*, *162*, 111-127.

Palacios, D., Gómez-Ortiz, A., Andrés, N., Vázquez-Selem, L., Salvador-Franch, F., Oliva, M. (2015b). Maximum extent of Late Pleistocene glaciers and last deglaciation of La Cerdanya mountains, Southeastern Pyrenees. *Geomorphology 231*, 116–129.

Palacios, D., de Andrés, N., López-Moreno, J.I., García-Ruiz, J.M. (2015a). Late Pleistocene deglaciation in the upper Gállego Valley, central Pyrenees. *Quat. Res. 83*, 397–414.

Pallàs, R., Rodés, Á., Braucher, R., Bourlès, D., Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y. (2010). Small, isolated glacial catchments as priority targets for cosmogenic surface exposure

dating of Pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology 38*, 891–894.

Pallàs, R., Rodés, Á., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, 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. *Quat. Sci. Rev. 25*, 2937–2963.

Pavich, M. J. (1989). Regolith residence time and the concept of surface age of the Piedmont "peneplain". *Geomorphology, 2*(1-3), 181-196.

Pelletier, J.D., Rasmussen, C. (2009). Quantifying the climatic and tectonic controls on hillslope steepness and erosion rate. *Lithosphere 1*, 73–80.

Penck A. (1883) – La période glaciaire dans les Pyrénées. *Société d'histoire naturelle de Toulouse, 19*, 105-200.

Phillips, J.D., Schwanghart, W., Heckmann, T. (2015). Graph theory in the geosciences. *Earth-Sci. Rev. 143*, 147–160.

Phillips, W.M., Hall, A.M., Mottram, R., Fifield, L.K., Sugden, D.E. (2006). Cosmogenic 10Be and 26Al exposure ages of tors and erratics, Cairngorm Mountains, Scotland: Timescales for the development of a classic landscape of selective linear glacial erosion. *Geomorphology 73*, 222–245.

de Pisón Stampa, E. M. (1989). Morfología glaciar del valle de Benasque (Pirineo aragonés). *Ería, (18)*, 51-64.

Portenga, E.W., Bierman, P.R. (2011). Understanding Earth's eroding surface with 10Be. *GSA Today 21*, 4–10.

Putkonen, J., Connolly, J., Orloff, T. (2008). Landscape evolution degrades the geologic signature of past glaciations. *Geomorphology 97*, 208–217.

Putkonen, J., O'Neal, M. (2006). Degradation of unconsolidated Quaternary landforms in the western North America. *Geomorphology 75*, 408–419.

Putkonen, J., Swanson, T. (2003). Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quat. Res. 59*, 255–261.

Rabatel, A., Deline, P., Jaillet, S., Ravanel, L. (2008). Rock falls in high-alpine rock walls quantified by terrestrial lidar measurements: A case study in the Mont Blanc area. *Geophys. Res. Lett. 35*.

Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallelonga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J., Winstrup, M. (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quat. Sci. Rev. 106*, 14–28.

Ravanel, L., Deline, P. (2008). La face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc) : évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du petit âge glaciaire. *Géomorphologie Relief Process. Environ. 14*, 261–272.

Razin, P. (1989). Evolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'ouest de la transformante de Pamplona, Province du Labourd (*Doctoral dissertation, Bordeaux 3*).

Regard, V., Carretier, S., Boeglin, J. L., Ndam Ngoupayou, J. R., Dzana, J. G., Bedimo Bedimo, J. P., Riaute, J., Braun, J. J. (2016). Denudation rates on cratonic landscapes: Comparison between suspended and dissolved fluxes, and 10Be analysis in the Nyong and Sanaga River basins, South Cameroon. *Earth Surface Processes and Landforms*, *41*(12), 1671-1683.

Reheis, M.J. (1975). Source, transportation and deposition of debris on Arapaho glacier, Front Range, Colorado, USA. *J. Glaciol. 14*, 407–420.

Reille,M., Andrieu,V. (1993).Variationsdelalimite supérieure des forêts dansles Pyrénées (France) pendant le Tardiglaciaire. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Série D. 272,* pp. 3112–3115.

René, P., Nogué, G. (2013). Glaciers des Pyrénées: le réchauffement climatique en images. *Éd. Cairn*.

Richardson, C., Holmlund, P. (1996). Glacial cirque formation in Northern Scandinavia. *Annals of Glaciology 22*, 102-106.

Riebe, C.S., Kirchner, J.W., Granger, D.E., Finkel, R.C. (2001b). Strong tectonic and weak climatic control of long-term chemical weathering rates. *Geology 29*, 511–514.

Riebe, C.S., Kirchner, J.W., Granger, D.E., Finkel, R.C. (2001a). Minimal climatic control on erosion rates in the Sierra Nevada, California. *Geology 29*, 447–450.

Rigo, A., Vernant, P., Feigl, K.L., Goula, X., Khazaradze, G., Talaya, J., Morel, L., Nicolas, J., Baize, S., Chery, J., Sylvander, M. (2015). Present-day deformation of the Pyrenees revealed by GPS surveying and earthquake focal mechanisms until 2011. *Geophys. J. Int. 201*, 947–964.

Roberts, M.P., Pin, C., Clemens, J.D., Paquette, J.-L. (2000). Petrogenesis of mafic to felsic plutonic rock associations: the calc-alkaline Quérigut complex, French Pyrenees. *J. Petrol. 41*, 809–844.

Robl, J., Prasicek, G., Hergarten, S., Stüwe, K. (2015). Alpine topography in the light of tectonic uplift and glaciation. *Glob. Planet. Change 127*, 34–49.

Rodés Bolumburu, Á. (2008). La última deglaciación en los Pirineos: Datación de superficies de exposición mediante 10Be, y modelado numérico de paleoglaciares (*Doctoral dissertation, Universitat de Barcelona)*.

Roe, G.H., Montgomery, D.R., Hallet, B. (2003). Orographic precipitation and the relief of mountain ranges: OROGRAPHIC PRECIPITATION AND RELIEF. *J. Geophys. Res. Solid Earth 108*.

Rudberg, S. (1992). Multiple Glaciation in Scandinavia: Seen in Gross Morphology or Not?. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography, 231-243*.

Rudberg, S. (1970). The sub-Cambrian peneplain in Sweden and its slope gradient.

de Saint Blanquat, M. (1993). La faille normale ductile du massif du Saint Barthélémy. Evolution hercynienne des massifs nord-pyrénéens catazonaux considérée du point de vue de leur histoire thermique. *Geodinamica Acta, 6*(1), 59-77.

Sanders, J.W., Cuffey, K.M., MacGregor, K.R., Collins, B.D. (2013). The sediment budget of an alpine cirque. *Geol. Soc. Am. Bull. 125*, 229–248.

Sanders, J.W., Cuffey, K.M., Moore, J.R., MacGregor, K.R., Kavanaugh, J.L. (2012). Periglacial weathering and headwall erosion in cirque glacier bergschrunds. *Geology 40*, 779–782.

Savi, S., Norton, K., Picotti, V., Brardinoni, F., Akçar, N., Kubik, P.W., Delunel, R., Schlunegger, F. (2014). Effects of sediment mixing on 10Be concentrations in the Zielbach catchment, central-eastern Italian Alps. *Quat. Geochronol. 19*, 148–162.

Scherler, D. (2014). Climatic limits to headwall retreat in the Khumbu Himalaya, eastern Nepal. *Geology 42*, 1019–1022.

Schlunegger, F. (2002). Impact of hillslope-derived sediment supply on drainage basin development in small watersheds at the northern border of the central Alps of Switzerland. *Geomorphology 46*, 285–305.

Seguret, M. (1972). Etude tectonique des nappes et series decollees de la partie centrale du versant sud des Pyrenées. *Thesis, Univ. of Montpellier. Montpellier*, 213 pp.

Seif, A., Ebrahimi, B. (2014). Combined use of GIS and experimental functions for the morphometric study of glacial cirques, Zardkuh Mountain, Iran. *Quat. Int. 353*, 236–249.

Sellier, D. (2008). Météorisation des monuments mégalithiques néolithiques et vitesse de l'érosion des granites en milieu océanisé: relais de processus et substitutions de formes.(Weathering of Neolithic megalithic monuments and erosion rates of granite in oceanic temperate environment: shifts of processes and substitutions of shapes). *Bulletin de l'Association de géographes français*, *85*(1), 83-93.

Sellier, D. (1998). Significations de quelques marqueurs des rythmes de la météorisation des granites en milieu tempéré océanique. *Cahiers Nantais, 49*: 87–110.

Serpelloni, E., Faccenna, C., Spada, G., Dong, D., Williams, S.D.P. (2013). Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region: New evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary: GPS VERTICAL DEFORMATION IN EUROPE. *J. Geophys. Res. Solid Earth 118*, 6003–6024.

Shakesby, R.A., Matthews, J.A. (1996). Glacial activity and paraglacial landsliding in the Devensian Lateglacial: evidence from Craig Cerrig gleisiad and Fan Dringarth, Fforest Fawr (Brecon Beacons), South Wales. *Geol. J. 31* (2), 143–157.

Shuster, D.L. (2005). Rapid Glacial Erosion at 1.8 Ma Revealed by 4He/3He Thermochronometry. *Science 310*, 1668–1670.

Sibson, R. (1981). A brief description of natural neighbour interpolation. *Interpreting multivariate data, 21*, 21-36.

Sibuet, J. C., Srivastava, S. P., Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 109*(B8).

Simonneau, A., Chapron, E., Courp, T., Tachikawa, K., Le Roux, G., Galop, Garcia, M., Desmet, M., D., Bard, E. (2012). Archives lacustres de l'évolution du climat et des activités humaines récentes dans les Pyrénées ariégeoises au cours de l'Holocene (étang majeur, vallée du Haut-Vicdessos, Pyrénées, France). *Sud-Ouest européen. Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, (33), 101-116.

Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., Morris, R.G. (2005). Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *Am. J. Sci. 305*, 369–406.

Small, E. E., Anderson, R. S., Repka, J. L., Finkel, R. (1997). Erosion rates of alpine bedrock summit surfaces deduced from in situ 10Be and 26Al. *Earth and Planetary Science Letters, 150*(3-4), 413-425.

Solomina, O.N., Bradley, R.S., Hodgson, D.A., Ivy-Ochs, S., Jomelli, V., Mackintosh, A.N., Nesje, A., Owen, L.A., Wanner, H., Wiles, G.C., Young, N.E. (2015). Holocene glacier fluctuations. *Quat. Sci. Rev. 111*, 9–34.

Sorriaux, P. (1982). Contribution à l'étude de la sédimentation en milieu karstique. Le système de Niaux–Lombrives–Sabart (Pyrénées Ariégeoises). *Thèse de Doctorat de 3° cycle, Université Paul Sabatier de Toulouse*, 255 pp.

Sorriaux, P. (1981). Étude et datation de remplissages karstiques : nouvelles données sur la paléogéographie quaternaire de la région de Tarascon (Pyrénées ariégeoises). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences Série II 293*, 703–706.

Souquet, P., Peybernes, B., Bilotte, M., Debroas, E.-J. (1977). La chaîne alpine des Pyrénées. *Géologie Alp. 53*, 193–216.

Soutadé, G. (1980). Modelé et dynamique actuelle des versants supra-forestiers des Pyrénées orientales. *Coopérative du Sud-Ouest*.

Staiger, J.K.W., Gosse, J.C., Johnson, J.V., Fastook, J., Gray, J.T., Stockli, D.F., Stockli, L., Finkel, R. (2005). Quaternary relief generation by polythermal glacier ice. *Earth Surf. Process. Landf. 30*, 1145–1159.

Steer, P., Huismans, R.S., Valla, P.G., Gac, S., Herman, F. (2012). Bimodal Plio–Quaternary glacial erosion of fjords and low-relief surfaces in Scandinavia. *Nat. Geosci. 5*, 635–639.

Sternai, P., Herman, F., Valla, P.G., Champagnac, J.-D. (2013). Spatial and temporal variations of glacial erosion in the Rhône valley (Swiss Alps): Insights from numerical modeling. *Earth Planet. Sci. Lett. 368*, 119–131.

Sternai, P., Herman, F., Champagnac, J.-D., Fox, M., Salcher, B., Willett, S.D. (2012). Pre-glacial topography of the European Alps. *Geology 40*, 1067–1070.

Stone, J.O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *J. Geophys. Res. 105*, 23753–23759.

Strahler, A.N. (1952). hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. Am. Bull. 63, 1117*.

Stroeven, A.P., Fabel, D., Hättestrand, C., Harbor, J. (2002). A relict landscape in the centre of Fennoscandian glaciation: cosmogenic radionuclide evidence of tors preserved through multiple glacial cycles. *Geomorphology 44*, 145–154.

Sugden, D. E., Balco, G., Cowdery, S. G., Stone, J. O., Sass, L. C. (2005). Selective glacial erosion and weathering zones in the coastal mountains of Marie Byrd Land, Antarctica. *Geomorphology, 67*(3), 317-334.

Sugden, D.E. (1969). The age and form of corries in the Cairngorms. *Scott. Geogr. Mag. 85*, 34–46.

Sugden, D.E., John, B.S. (1976). Glaciers and Landscape. *Arnold,* London.

Taillefer, F. (1982). Les conditions locales de la glaciation Pyrénéenne. *Pirineos 116*, 5–12.

Taillefer, F. (1969). Les glaciations des Pyrénées. *Études Francaises sur le Quaternaire. VIII Congrés INQUA*, 19-32.

Taillefer, F. (1967). Extent of Pleistocene glaciation in the Pyrenees. *Indiana University Press*.

Taillefer, F. (1961). Recherches Récentes sur le Relief Glaciaire de la Vallée de l'Ariège. Pays de l'Ariège: Archéologie, Histoire, Géographie. *Acte du Congrès d'études Régionales. Fédération des Sociétés Académiques et Savantes Languedoc-Pyrénées-Gascogne.* F. Cocharaux, pp. 211–224.

Taillefer, F. (1960). Les terrasses d'obturation glaciaire de la vallée de Saurat (Ariège*). Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest 31*, 45–61.

Thomson, S.N., Brandon, M.T., Tomkin, J.H., Reiners, P.W., Vásquez, C., Wilson, N.J. (2010). Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. *Nature 467*, 313–317.

Trimble, S.W. (2009). Fluvial processes, morphology and sediment budgets in the Coon Creek Basin, WI, USA, 1975–1993. *Geomorphology 108*, 8–23.

Trimble, S.W. (1999). Decreased rates of alluvial sediment storage in the Coon Creek basin, Wisconsin, 1975–93. *Science 285*, 1244–1246.

Trimble, S.W. (1983). A sediment budget for Coon Creek basin in the Driftless Area, Wisconsin, 1853–1977. *American Journal of Science 283*, 454–474.

Turnbull, J.M., Davies, T.R.H. (2006). A mass movement origin for cirques. *Earth Surf. Process. Landf. 31*, 1129–1148.

Turu i Michels, V., Peña Monné, J.L. (2006). Las terrazas fluviales del sistema Segre–Valira (Andorra–La Seu d'Urgell–Organyà, Pirineos Orientales): relación con el glaciarismo y la tectónica activa. In: *Pérez-Alberti, A., López-Bedoya, J. (Eds.), Geomorfología y Territorio, IX Reunión Nacional de Geomorfología*. Universidadde Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, pp. 113–128.

Valla, P.G., Shuster, D.L., van der Beek, P.A. (2011). Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations. *Nat. Geosci. 4*, 688–692.

van der Beek, P., Bourbon, P. (2008). A quantification of the glacial imprint on relief development in the French western Alps. *Geomorphology 97*, 52–72.

Vance, D., Bickle, M., Ivy-Ochs, S., Kubik, P. W. (2003). Erosion and exhumation in the Himalaya from cosmogenic isotope inventories of river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, *206*(3), 273-288.

Vanderhaeghe, O., & Grabkowiak, A. (2014). Tectonic accretion and recycling of the continental lithosphere during the Alpine orogeny along the Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France*, *185*(4), 257-277.

Vergés, J., Fernàndez, M., Martìnez, A. (2002). The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. *J. Virtual Explor. 08*.

Vergés, J., García-Senz, J. (2001). Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean rift. *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle, 186*, 187-212.

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S. (1995). Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn-and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Mar. Pet. Geol. 12*, 903–915.

Vernon, A.J., van der Beek, P.A., Sinclair, H.D., Rahn, M.K. (2008). Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission-track thermochronology database. *Earth Planet. Sci. Lett. 270*, 316–329.

Viers, G. (1968). La carte du relief glaciaire des Pyrénées. Feuille de Mont-Louis au 50 000e (Pyrénées Orientales). *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, 39*(4), 429-434.

Viers, G. (1963). Les moraines externes de la Cerdagne et du Capcir (Pyrénées orientales, France) et leurs rapports avec les terrasses alluviales. *Actes VI Congrès INQUA, Varsovie 1961*, 385-393.

Viers, G. (1961). Le glaciaire du massif du Carlit (Pyrénées-Orientales) et ses enseignements. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, 32*(1), 5-33.

Vilaplana, J. M., Bordonau, J. (1989). Dynamique sédimentaire lacustre de marge glaciaire. Le paléolac de Llestui (Noguera Ribagorçana-versant sud des Pyrénées). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire, 26*(4), 219-224.

Vilborg, L. (1984). The cirque forms of the central Sweden. *Geografiska Annaler Series A 66*, 41-77.

von Blanckenburg, F. (2005). The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth Planet. Sci. Lett. 237*, 462–479.

Ward, D.J., Anderson, R.S., Haeussler, P.J. (2012). Scaling the Teflon Peaks: Rock type and the generation of extreme relief in the glaciated western Alaska Range: ROCK TYPE AND GLACIAL LANDSCAPES. *J. Geophys. Res. Earth Surf. 117*.

Whipple, K. (2004). Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences 32*, 151-185.

Whipple, K.X., Tucker, G.E. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research 104*, 17661-17674.

White, W.A. (1970). Erosion of cirques. *J. Geol. 123–126*.

Wittmann, H., Malusà, M.G., Resentini, A., Garzanti, E., Niedermann, S. (2016). The cosmogenic record of mountain erosion transmitted across a foreland basin: Source-to-sink analysis of in situ 10Be, 26Al and 21Ne in sediment of the Po river catchment. *Earth Planet. Sci. Lett. 452*, 258–271.

Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Kruesmann, T., Norton, K.P., Kubik, P.W. (2007). Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps of Switzerland. *J. Geophys. Res. 112*.

Yanites, B.J., Ehlers, T.A. (2012). Global climate and tectonic controls on the denudation of glaciated mountains. *Earth Planet. Sci. Lett. 325–326*, 63–75.

Zachos, J. (2001). Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science 292*, 686–693.

Table des figures

Figure I.1. Description schématique des modèles de répartition de la dénudation dans un environnement fluvial (à gauche) et dans un environnement glaciaire (à droite). 5

Figure I.2. Différents scénarios relatifs à l'évolution du relief au cours du temps [extrait de Champagnac et al., 2014]. 7

Figure 1.1. Formes schématiques du paysage généré par la dénudation glaciaire 18

Figure 1.2. Schéma d'une calotte glaciaire (en haut) et d'un glacier de vallée (en bas) montrent la localisation de la zone d'accumulation, de la zone d'ablation et de la ligne d'équilibre. 19

Figure 1.3. L'impact de l'élévation de la ligne d'équilibre sur deux glaciers de vallées présentant des gradients de pente différents. 20

Figure 1.4. Représentation schématique d'un glacier "idéal" avec zone d'accumulation (input wedge) et zone d'ablation (output wedge). [Modifié d'après Sugden et John (1976), figure 3.5, p. 41]..... 21

Figure 1.5. Représentation schématique de la relation entre vitesse de glissement basal du glacier et concentration en fragments rocheux à l'interface glace/substrat rocheux [modifié d'après Bennett et Glasser (2009), figure 5.1, p. 113]..... 24

Figure 1.6. Développement d'un fond de vallée et d'un cirque en réponse à différentes extensions de l'englacement [extrait de Barr et Spagnolo, 2015]..... 25

Figure 1.7. Schéma des processus impliqués dans le quarrying glaciaire [Extrait de Bennett et Glasser, 2009]..... 26

Figure 1.8. Mesure de l'espacement entre fractures, présenté comme une densité de probabilité, des vallées glaciaires de Tenaya Canyon et de Tuolumne River (Californie, USA) [extrait de Duhnforth et al., 2010]..... 28

Figure 1.10. Rimaye du Mont Dolent (massif du Mont Blanc, France) et intérieur de la rimaye du glacier Washmawapta occidental (Sierra Nevada, Californie)..... 32

Figure 1.11. Mesure des températures (axe de gauche) et taux de gélifraction modélisé (axe de droite) pour une muraille subaérienne et dans la rimaye du glacier Washmawapta occidental (Sierra Nevada, Californie) [extrait de Sanders et al., 2012]. 32

Figure 1.12. Vitesses mondiales de recul des murailles en fonction de l'intervalle de temps considéré [extrait de Delmas et al., 2009]. 34

Figure 1.13. Taux mondiaux de dénudation de glaciers en fonction de l'intervalle de temps considéré [extrait de Delmas et al., 2009].. 35

Figure 1.14. Évolution de la dénudation et du $\delta^{18}O$ mesuré dans les sédiments marins durant le Cénozoïque supérieur [extrait de Herman et al., 2013]. 37

Figure 1.15. Morphologie en plan du cirque de Sunrise Lake (USA) vue (a) sur un relief ombré (USGS National Elevation Database 10 m DEM et (b) sur une image aérienne Bing™. 38

Figure 1.16. Vue en long d'un cirque en fauteuil (en haut) et d'un cirque en van (en bas) [extrait d'Evans, 1997]..... 39

Figure 1.17. Coupe longitudinale d'un cirque typique, présentant le sommet des murailles (divide), des murailles à forte pente (headwall), un plancher peu déclive (floor) ainsi qu'un verrou glaciaire (threshold). 40

Figure 1.18. Schémas de l'évolution des cirques (a) en plan et (b) en long [extrait de Barr et Spagnolo, 2015]..... 41

Figure 1.19. Vues obliques des différents stades de développement des cirques (d'après Evans et Cox, 1995) sous Google Earth™, au Pays de Galles [extrait de Barr et Spagnolo, 2015]. (..... 45

Figure 1.20. Schéma illustrant l'incision et le surcreusement d'une vallée soumise à la dénudation glaciaire sous deux types de climat [extrait de Cook et Swift, 2012]..... 46

Figure 1.21. Différents degrés de connectivité du réseau hydrographique d'un bassin versant (croissant en allant vers la droite) [extrait de Cossart, 2014]..... 49

Figure 1.22. Budget sédimentaire de Coon Creek (360 km²) de 1853 à 1993 [extrait de Trimble, 2009]. Les valeurs sont des moyennes annuelles exprimées en 10^3 Mg/an 50

Figure 1.23. Histogramme des valeurs de dénudation des bassins versants mesurées par nucléides cosmogéniques à l'échelle globale (n = 1149) [extrait de Portenga et Bierman, 2011]. 52

Figure 1.24. Analyse de variance (ANOVA) des valeurs de dénudation mesurées par nucléides cosmogéniques sur surfaces rocheuses et à l'échelle de bassin versants selon des catégories de lithologie, de climat et de régime tectonique [extrait de Portenga et Bierman, 2011]. 53

Figure 1.25. Modèle conceptuel illustrant les principaux processus d'érosion en contexte montagnard [extrait de Schlunegger, 2002]. 54

Figure 1.26. Taux de production de sols (SPR) en fonction de leur épaisseur et de la déclivité des versants sur lesquels ils se développent dans le massif de San Gabriel (Californie, USA) [extrait de Heimsath et al., 2012]..... 56

Figure 1.27. Évolution de la dénudation moyenne d'un bassin versant en fonction de l'amplitude du relief [extrait de Montgomery et Brandon, 2002].. 57

Figure 1.28. Corrélation entre dénudation à l'échelle d'un bassin versant et a) pourcentage de couverture de ce dernier par des sols ($R^2 = 0,83$) et b) pourcentage de surface de substrat rocheux à nu ($R^2 = 0,89$) dans la haute-vallée du Rhône (Alpes suisses) [extrait de Norton et al., 2010]..... 58

Figure 1.29. Évolution de la dénudation moyenne d'un bassin versant en fonction de son taux de recouvrement par des mouvements gravitaires de masse récents (< 1000 ans) [extrait de Heimsath et al., 2012]..... 59

Figure 1.30. Schéma conceptuel illustrant les effets d'une perturbation d'origine externe sur un régime de dénudation, avec mise en jeu des notions de pré-conditionnement *(« pre-conditioning topography »)* et d'héritage topographique (« *landscape memory* ») [extrait de Champagnac et al., 2014]..... 61

Figure 1.31. Graphe théorique reproduisant l'évolution du taux d'évacuation des sédiments d'origine glaciaire en fonction du temps [extrait de Church et Ryder, 1972]..... 62

Figure 1.32. Modélisation numérique de l'impact de la dénudation glaciaire sur le massif de la Sierra Nevada (Espagne) (extrait de Egholm et al., 2009)..... 67

Figure 1.33. Variations de paramètres morphologiques en fonction de l'altitude de la LEG moyenne durant le Quaternaire et en fonction de la latitude, à l'échelle mondiale (extrait de Mitchell and Humphries, 2015)..... 68

Figure 1.34. Modèles d'équilibre dynamique d'une topographie englacée [extrait de Burbank, 2002]. 70

Figure 1.35 (à gauche). Évolution hypsométrique d'une topographie pour un taux de surrection fixe de 0,84 mm/an montrant l'impact de la LEG (ELA) dans la manière dont la dénudation glaciaire modèle le paysage [extrait de Yanites et Ehlers, 2012].. 76

Figure 1.38. Évolution du relief par rapport au relief préglaciaire en fonction de trois modèles climatiques (8, 10, et 12 °C au niveau de la mer durant la période interglaciaire) et à taux de surrection constant (0,84 mm/an) [extrait de Yanites et Ehlers, 2012]. 78

Figure 2.1. Présentation de l'aire d'étude (ovale noir) et des différents secteurs qui la composent (surfaces blanches opaques).

..... 84

Figure 2.3. Carte géologique simplifiée des Pyrénées..... 85

Figure 2.4. Représentation graphique des âges U-Pb, Ar/Ar et K-Ar disponibles pour les batholites granitiques de la Zone Axiale des Pyrénées et de la Chaîne Côtière Catalane [extrait de Denèle et al., 2014]..... 87

Figure 2.5. Représentation schématique de l'évolution de l'orogenèse des Pyrénées [extrait de Sinclair et al., 2005]. 89

Figure 2.6. Représentation schématique des taux d'exhumation des Pyrénées centrales à 30, 20 et après 20 Ma [extrait de Gibson et al., 2007]. 90

Figure 2.7. Schéma d'interprétation du processus de subduction en Méditerranée occidentale au Mésozoïque mettant en évidence le mouvement de divergence induit au niveau des Pyrénées orientales [extrait de Gunnell et al., 2008]. 78

Figure 2.9. Les deux modèles conceptuels expliquant la présence de vestiges de surfaces d'aplanissement à haute altitude [extrait de Bosch et al., 2016].. 78

Figure 2.10. Aires de répartition des différents climats montagnards dans les Pyrénées. 80

Figure 2.11. Carte de synthèse des glaciations pléistocènes dans les Pyrénées [extrait de Calvet et al., 2011] 78

Figure 2.12. Évolution du climat au cours des derniers 40 ka (GS-2 et GS-3) dans le nord de l'Espagne [extrait de Moreno et al., 2012].. 79

Figure 2.13. Dépôts glaciaires et datations par nucléides cosmogéniques (Delmas et al., 2008 ; Pallas et al., 2010 ; Palacios et al., 2015) dans les Pyrénées orientales [extrait de Delmas, 2015]. 78

Figure 2.14. Évolution du climat sur la façade sud des Pyrénées depuis 20 ka [extarit de Gonzalez-Semperiz et al., 2016]. 81

Figure 2.15. Localisation (petits encadrés) des glaciers pyrénéens durant le PAG [extrait de Gonzalez Trueba et al., 2006] 82

Figure 2.16. Surfaces paléiques (plas) du Carlit et de Campcardos sud vues depuis le Pic Pedros de Campcardos [extrait de Delmas, 2009]. 83

Figure 2.17. Reconstitution de la paléo-surface miocène du massif de l'Aston/plateau de Beille mettant en évidence l'exagération du relief préglaciaire produite au cours du Pléistocène [extrait de Monod et al., 2016]. 84

Figure 2.18. Localisation des surfaces paléiques (rouge) au sein de l'orogène pyrénéen [extrait de Monod et al., 2016]. 86

Figure 2.19. Séquences de démantèlement d'un tor lors de phases d'englacement (Phillips et al., 2006) 88

Figure 2.20. Répartition des cirques dans l'est des Pyrénées par massifs (à g.) et en fonction de la morphologie des murailles (à dr.) [extrait de Delmas et al., 2014]. 91

Figure 2.21. Population de mouvements gravitaires de masse de grande ampleur (RSF : *rock slope failure*) dans les Pyrénées orientales [extrait de Jarman et al., 2014]..... 92

Figure 2.22. Présentation du secteur de Haute-Ésera. 94

Figure 2.23. Vestiges des glaciations quaternaires dans le secteur du Haute-Ésera..... 96

Figure 2.24. . Vue sur les glaciers du massif de la Maladeta.. 97

Figure 2.25. Présentation du secteur de Haute-Ésera. 99

Figure 2.26. Vestiges des glaciations quaternaires dans le secteur du Haut-Vicdessos.. 101

Figure 2.27. Présentation du secteur d'Aston-Beille.. 103

Figure 2.28. Vestiges des glaciations quaternaires dans le secteur de Beille-Aston. 104

Figure 2.29. Présentation du secteur de Carlit-Cerdagne. 107

Figure 2.30. Vestiges des glaciations quaternaires dans le secteur de Carlit-Cerdagne……...108

Figure 3.1. La « cascade nucléaire » dans l'atmosphère terrestre.. 121

Figure 3.4. Bloc morainique échantillonné (BA-18) dans la vallée de l'Escale (secteur du Haut-Vicdessos, Ariège)..... 130

Figure 3.5. Surface polie proche des étangs de Bassiès (vallée de l'Escale, secteur du Haut-Vicdessos, Ariège)..... 133

Figure 3.6. Murailles latérales séparant le cirque de la Maladeta du cirque d'Aneto (Massif de la Maladeta, secteur de Haute-Ésera). 136

Figure 3.7. Délimitation sur ortho-image des cordons morainiques (tirets rouges) et du cône proglaciaire (tirets noirs) dans le cirque de l'Aneto (massif de la Maladeta, Aragon, Espagne). 139

Figure 3.8. Processus de calcul sous SIG des volumes sédimentaires stockés dans les cordons morainiques (vue sur le cirque de la Maladeta, massif de la Maladeta, Aragon, Espagne). 141

Figure 3.9. Profil transversal réalisé dans la partie la plus large du cône proglaciaire du cirque de la Maladeta (exagération verticale × 5). 143

Figure 3.10. Découpage de l'emprise d'un glacier holocène (cirque Lloses). 145

Figure 3.11. Photographies du glacier de la Maladeta à 150 ans d'intervalle. 146

Figure 3.12. Concentration en nucléides cosmogéniques des différents types de matériel sédimentaire en fonction de l'altitude dans le bassin versant des Etages [extrait de Delunel et al., 2014]. 154

Figure 3.14. Représentation schématique des effets des mouvements gravitaires sur la concentration en nucléides cosmogéniques des surfaces et du trajet des isotopes durant les processus de dénudation [extrait de Niemi et al., 2005]..... 157

Figure 3.15. Site de mise en saillie de poli sur surface granitique (cirque de la Maladeta). 160

Figure 3.16. Surface rocheuse présentant des figures de ruissellement (à g.) et restitution des valeurs de profondeur de dénudation (cm) par alvéole sous forme de schéma (à d.).. 161

Figure 4.1. Carte géomorphologique et des paléoenglacements des plateaux du sud-Carlit..... 189

Figure 4.2. Carte géomorphologique et des paléoenglacements du plateau de Beille... 190

Figure 4.3. Tor de Cantallops situé sur le Pla de Maura. Noter la présence en arrière-plan du massif du Canigou (sommet enneigé)..... 192

Figure 4.4. Tor de La Padrilla. Noter la présence en arrière-plan des crêtes orientales du massif de Fontnègre..... 193

Figure 4.5. Racine de tor abrasée en dos de baleine du verrou des Ribes (site d'échantillonnage de CA 12-05 et CA 12-06)..... 194

Figure 4.6. Bloc erratique métrique prélevé sur le verrou des Llèbres (CA 12-06). 195

Figure 4.7. Racine de tor du verrou des Llèbres..... 196

Figure 4.8. Surface plane et recouverte de pelouses de Beille d'en Haut.. 197

Figure 4.9. Tor démantelé de Prat de Moll BE 10-02, plateau de Beille, secteur de Beille-Aston).... 198

Figure 4.10. Substrat rocheux échantillonné dans le sillon d'érosion (BE 10-03).. 199

Figure 4.11. Tor démantelé de Beille d'en Haut BE 10-04. 199

Figure 4.12. Représentation schématique des différents taux de dénudation mesurés dans l'aire d'étude..... 213

Figure 5.1. Illustration des cirques d'étendue large au sein desquels sont localisés les glaciers holocènes étudiés..... 220

Figure 5.2. Cirque d'étendue large d'Aneto-Barrancs et cirque du PAG d'Aneto..... 223

Figure 5.3. Cirques du PAG de Barrancs, Tempestades et Maladeta..... 224

Figure 5.4. Cirques d'étendue large et du PAG de Creguenya et Corones.. 225

Figure 5.5. Cirques « würmien » et cirques du PAG de Lloses et Salenques.. 227

Figure 5.6. Emprises des cordons morainiques du PAG et des cônes proglaciaires associés.. 230

Figure 5.7. Moraines du PAG dans le cirque de la Maladeta (vue depuis la base de la moraine ; en arrière-plan se trouvent les murailles du cirque). 231

Figure 5.8. Cône proglaciaire du cirque de la Maladeta (vue depuis la base du cône).. 233

Figure 5.9. Description mathématique du profil topographique d'un cirque glaciaire..... 236

Figure 5.10. Spatialisation et chronologie des englacements holocènes, et emprise des moraines du massif de la Maladeta.. 241

Figure 5.12. Épaisseurs des cordons morainiques et volumes de sédiments mesurés dans les moraines et cônes proglaciaires.. 244

Figure 5.13. Droites de régression illustrant le coefficient de corrélation entre volume brut de sédiments d'une part et largeur de la zone de production ainsi que pente moyenne des murailles d'autre part.. 247

Figure 5.14. Droites de régression illustrant le coefficient de corrélation entre tranche érodée d'une part et amplitude et altitude minimum des zones de production d'autre part..... 248

Figure 5.15. Droites de régression (ligne continue noire) illustrant le coefficient de corrélation entre tranche érodée d'une part et surface réelle et hauteur moyenne des murailles d'autre part.. 248

Figure 5.16. Taux d'érosion des cirques en fonction de la façade du massif à laquelle ils appartiennent (Bar. =Barrancs, Ane. = Aneto, Tem. = Tempestades). 261

Figure 5.17. Schéma d'évolution de l'érosion sous-glaciaire en fonction de la hauteur et de la pente des murailles.. 262

Figure 6.1. Carte des déclivités du secteur de Haute-Esera..... 276

Figure 6.2. Carte des déclivités du secteur du Haut-Vicdessos.. 276

Figure 6.3. Carte des déclivités du secteur de Beille-Aston. 277

Figure 6.4. Carte des déclivités du secteur du Carlit-Cerdagne. 277

Figure 6.5. Substrat rocheux à nu récemment déglacé (< 150 ans) dans le cirque de la Maladeta.. ... 283

Figure 6.6. Versants végétalisés (pelouse, buissons bas, quelques pins) en aval du cirque de l'Aneto (Haute-Esera)..... 284

Figure 6.7. Vues sur l'aval du ruisseau de Gargante (Aston-Beille).. 286

Figure 6.8. Vues sur la plaine des Aigualluts (en amont du gouffre ; bassin versant d'Aneto-Barrancs, Haute-Esera).. 290

Figure 6.9. Dépôts de pente dans la partie aval du cirque de Maladeta (Haute-Esera). 291

Figure 6.10. Carte lithologique et morphodynamique de la Haute-Ésera.. 294

Figure 6.11. Carte lithologique et morphodynamique du Haut-Vicdessos.. 295

Figure 6.12. Carte lithologique et morphodynamique de Beille-Aston.. 296

Figure 6.13. Carte lithologique et morphodynamique du secteur de Carlit-Cerdagne. 297

Figure 6.14. Localisation des sites de mesures et profondeurs de dénudation par altération/ruissellement mesurées..... 302

Figure 6.15. Nuages de points et courbes de régression linéaire caractéristiques de la relation taux de dénudation/enneigement annule moyen. 309

Figure 6.16. Nuages de points et courbes de régression linéaire caractéristiques de la relation concentration en NCT/pente moyenne (à gauche) et de la relation taux de dénudation/pente moyenne (à droite).. 311

Figure 6.17. Nuages de points et droites de régression linéaire entre pente moyenne et [^{10}Be] pour le premier groupement de valeurs (à gauche), et pour le second (à droite)..... 312

Figure 6.18. Nuages de points et droites de régression linéaire entre pente moyenne et taux de dénudation pour le premier groupement de valeurs (à gauche) et pour le second groupement de valeurs (à droite).. 313

Figure 6.19. Représentation schématique des différentes catégories de bassins versants en fonction des caractéristiques topographiques et géomorphologiques. 340

Table des tableaux

Tableau 1.1. Taux de dénudation dans les relevés dans la littérature [extrait de Barr and Spagnolo, 2015]..... 43

Tableau 1.2. Taux de perte en sédiments disponibles (λ) et durées de leur évacuation (S_{QOI}) de différents types de formations sédimentaires en contexte paraglaciaire [extrait de Ballantyne, 2002b]. 64

Tableau 2.1. Valeurs de pluviométrie/températures se rattachant aux différentes aires climatiques montagnardes..... 80

Tableau 2.2. Caractéristiques climatiques et météorologiques des secteurs étudiés. 82

Tableau 3.1. Enneigement et coefficients de correction associés en fonction de la zone Symposium et de l'altitude. 123

Tableau 4.1. Description et caractéristiques topographiques des sites d'échantillonnage sur substrat rocheux 191

Tableau 4.4. Résultats des analyses par nucléides cosmogéniques ^{10}Be. 201

Tableau 4.5. Résultats des analyses par nucléides cosmogéniques ^{26}Al des échantillons. 202

Tableau 5.1. Valeurs des paramètres morphométriques des surfaces de production holocènes du massif. 238

Tableau 5.2. Valeurs moyennes des paramètres morphologiques des surfaces de production selon la façade du massif. 238

Tableau 5.3. Paramètres relatifs aux murailles de cirques situées dans l'emprise des surfaces de production..... 243

Tableau 5.4. Valeurs des paramètres relatifs aux murailles de cirque en fonction de la façade d'exposition. 243

Tableau 5.5. Volumes bruts et corrigés de sédiments stockés dans les dépôts glaciaires, avec tranche érodée et taux d'érosion glaciaire associé, des cirques du massif de la Maladeta..... 245

Tableau 5.6. Volumes bruts mesurés pour les différents types de dépôts issus de l'action des processus glaciaires et périglaciaires. 246

Tableau 5.7. Volumes bruts et paramètres mesurés/calculés dans les cônes proglaciaires. 246

Tableau 5.8. Valeurs moyennes des volumes de sédiments et tranches érodées holocènes en fonction de la façade du massif de la Maladeta à laquelle appartient le cirque élémentaire. 248

Tableau 6.1. Valeurs des paramètres morphométriques des bassins versants (2 pages). 271

Tableau 6.2. Répartition des différents types de surfaces, lithologies et dépôts (exprimé en %) dans les bassins versants (2 pages)..... 292

Tableau 6.3. Résultats des mesures de dénudation aérienne dans le cirque de la Maladeta..... 301

Tableau 6.4. Mesures de dénudation aérienne dans le cirque de la Maladeta en fonction du temps d'exposition. 302

Tableau 6.5. Paramètres et résultats d'analyse par ^{10}Be des alluvions des bassins versants (2 pages). 306

Tableau 6.6. Résultats des tests statistiques de régression/corrélation et test de Bravais-Pearson..... 311

Tableau C.1. Tableau de synthèse des données de dénudation de l'aire d'étude (en trois parties). 368

Annexe 1. Programme Matlab de calcul de l'écrantage topographique des bassins versants (réalisé par Ph. Dussoulliez, CEREGE UMR 7330 CNRS).

Calcul de l'écrantage topographique

```
% function calcshield()
% addpath f:\utilisateurs\dussou\matlab\m_map
fich='maladeta.txt';
read_mnt

figure(1)
clf
imagesc(m);
drawnow


Sh=zeros(ncols,nrows);
tic
for i=1:nrows
   i
   for j=1:ncols
      if(m(i,j) == NODATA_value)
         Sh(j,i)=NODATA_value;

      else Sh(j,i) = shieldelem(i,j,m,cellsize);
      end
   end
end
toc

write_mnt('maladeta_shield.txt',ncols,nrows,xllcorner,yllcorner,cellsize,NODATA_value,Sh);
figure(2)
imagesc(Sh)
drawnow
% m_proj('utm','ell','wgs84','zone',51,'hem',0);
% [lon,lat]=m_xy2ll(xllcorner,yllcorner);
% P=zeros(ncols,nrows);
% for i=1:nrows
%    py=yllcorner + cellsize*i;
%    px=xllcorner;
%    [lon,lat]=m_xy2ll(px,py);
```

```
%    for j=1:ncols
%          P(j,i) = stone(lat,m(i,j));
%    end
%end
```

Lecture du MNT

```
% function m = read_mnt(fich)
fid = fopen(fich,'r');
ncols=fscanf(fid,'ncols %d');fgetl(fid);
nrows = fscanf(fid,'nrows %d');fgetl(fid);
xllcorner = fscanf(fid,'xllcorner %f');fgetl(fid);
yllcorner = fscanf(fid,'yllcorner %f');fgetl(fid);
cellsize  = fscanf(fid,'cellsize %f');fgetl(fid);
NODATA_value=fscanf(fid,'NODATA_value %f');fgetl(fid);
m=fscanf(fid,'%f',[ncols,nrows]);
m=m';
% ii=find(m == NODATA_value);
% jj=find(m ~= NODATA_value);
% mm=min(m(jj));
% m(ii)=mm;
fclose(fid);
```

Calcul de l'écrantage sur un point

```
function Sh = shield(i0,j0,h,pas)
% I0,j0: indice du point de calcul
% h: mnt de la zone
% pas: taille du pixel en x et y
[jmax,imax]=size(h);
x=ones(jmax,1)*[0:imax - 1]*pas;
y=[jmax-1:-1:0]'*pas*ones(1,imax);
x0=x(i0,j0);
y0=y(i0,j0);
[t,r]=cart2pol(x-x0,y-y0);
r(i0,j0)=1; % pour eviter la division par zero


stepang=5;              % pas angulaire en degre pour le calcul du masque
a=atan((h-h(i0,j0))./r);                    % elevation: angle sur l'horizon.
tr=round(t*180/pi/stepang)*stepang;% azimuth entier de 5 en 5 degre
maskr=zeros(1,360/stepang );
ang=-180+stepang:stepang:180;
nang=size(ang,2);

for i=1:nang
   [ii]=find(tr == ang(i));
```

```
   if(~isempty(ii))maskr(i)=max(max(a(ii)));end;

end

ii=find(maskr < 0);
maskr(ii)=0;
maskd=maskr*180/pi;
Sh=sum(1-sin(maskr).^3.3)/nang;
```

Création du fichier raster de l'écrantage topographique

```
function write_mnt(fich,ncols,nrows,xllcorner,yllcorner,cellsize,NODATA_value,Sh)
fid = fopen(fich,'w');
fprintf(fid,'NCOLS %d\r\n',ncols);
fprintf(fid,'NROWS %d\r\n',nrows);
fprintf(fid,'XLLCORNER %f\r\n',xllcorner);
fprintf(fid,'YLLCORNER %f\r\n',yllcorner);
fprintf(fid,'cellsize %f\r\n',cellsize);
fprintf(fid,'NODATA_VALUE %f\r\n',NODATA_value);
for i=1:nrows
   fprintf(fid,'%6.2f ',Sh(:,i));
   fprintf(fid,'\r\n');
end
fclose(fid);
```

Géoréférencement des valeurs d'écrantage

```
function m_proj(proj,varargin)
% M_PROJ  Initializes map projections info, putting the result into a structure
%
%       M_PROJ('get') tells you the current state
%       M_PROJ('set') gives you a list of all possibilities
%       M_PROJ('set','proj name') gives info about a projection in the
%                               'get' list.
%       M_PROJ('proj name','property',value,...) initializes a projection.
%
%
%       see also M_GRID, M_LL2XY, M_XY2LL.

% Rich Pawlowicz (rich@ocgy.ubc.ca) 2/Apr/1997
%
% This software is provided "as is" without warranty of any kind. But
% it's mine, so you can't sell it.
%
% 20/Sep/01 - Added support for other coordinate systems.
% 25/Feb/07 - Swapped "get" and "set" at lines 34 and 47
```

```
%                 to make it consistent with the help
%                 (and common Matlab style)
%           - Added lines 62-70 & 74
%                 to harden against error when no proj is set
%           (fixes thanks to Lars Barring)

global MAP_PROJECTION  MAP_COORDS

% Get all the projections
projections=m_getproj;

if nargin==0, proj='usage'; end;

proj=lower(proj);

switch proj,

 case 'set',              % Print out their names
  if nargin==1,
   disp(' ');
   disp('Available projections are:');
   for k=1:length(projections),
    disp(['     ' projections(k).name]);
   end;
  else
   k=m_match(varargin{1},projections(:).name);
   eval(['X=' projections(k).routine '("set",projections(k).name);']);
   disp(X);
  end;

 case 'get',              % Get the values of all set parameters
  if nargin==1,
   if isempty(MAP_PROJECTION),
    disp('No map projection initialized');
    m_proj('usage');
   else
    k=m_match(MAP_PROJECTION.name,projections(:).name);
    eval(['X=' projections(k).routine '("get");']);
    disp('Current mapping parameters -');
    disp(X);
   end;
  else
   if isempty(MAP_PROJECTION),
    k=m_match(varargin{1},projections(:).name);
```

```
      eval(['X=' projections(k).routine '("set",projections(k).name);']);
      X=strvcat(X, ...
            ' ', ...
            '**** No projection is currently defined      ****', ...
            ['**** USE "m_proj('" varargin{1} "',<see options above>)" ****']);
      disp(X);
    else
        k=m_match(varargin{1},projections(:).name);
        eval(['X=' projections(k).routine '("get");']);
        disp(X);
    end;
  end;

 case 'usage',
  disp(' ');
  disp('Possible calling options are:');
  disp('  "usage"                  - this list');
  disp('  "set"                    - list of projections');
  disp('  "set","projection"       - list of properties for projection');
  disp('  "get"                    - get current mapping parameters (if defined)');
  disp('  "projection" <,properties> - initialize projection\n');

 otherwise              % If a valid name, give the usage.
  k=m_match(proj,projections(:).name);
  MAP_PROJECTION=projections(k);

  eval([ projections(k).routine '("initialize",projections(k).name,varargin{:});']);

  % With the projection store what coordinate system we are using to define it.
  if isempty(MAP_COORDS),
    m_coord('geographic');
  end;
  MAP_PROJECTION.coordsystem=MAP_COORDS;

end;

%-----------------------------------------------------------
function projections=m_getproj
% M_GETPROJ Gets a list of the different projection routines
%           and returns a structure containing both their
%           names and the formal name of the projection.
%           (used by M_PROJ).

% Rich Pawlowicz (rich@ocgy.ubc.ca) 9/May/1997
```

```
%
% 9/May/97 - fixed paths for Macs (thanks to Dave Enfield)
%
% 7/05/98 - VMS pathnames (thanks to Helmut Eggers)

% Get all the projections

lpath=which('m_proj');
fslashes=strfind(lpath,'/');
bslashes=strfind(lpath,'\');
colons=strfind(lpath,':');
closparantheses=strfind(lpath,']');
if ~isempty(fslashes),
  lpath=[ lpath(1:max(fslashes)) 'private/'];
elseif ~isempty(bslashes),
  lpath=[ lpath(1:max(bslashes)) 'private\'];
elseif ~isempty(closparantheses),       % for VMS computers only, others don't use ']' in
filenames
  lpath=[ lpath(1:max(closparantheses)-1) '.private]'];
else
  lpath=[ lpath(1:max(colons)) 'private:'];
end;

w=dir([lpath 'mp_*.m']);

if isempty(w), % Not installed correctly
  disp('*************************************************************');
  disp('* ERROR - Can''t find anything in a /private subdirectory *');
  disp('*         m_map probably unzipped incorrectly - please   *');
  disp('*         unpack again, preserving directory structure   *');
  disp('*                                                        *');
  disp('*         ...Abandoning m_proj now.                      *');
  error('*************************************************************');
end;

l=1;
projections=[];
for k=1:length(w),
 funname=w(k).name(1:(strfind(w(k).name,'.'))-1);
 projections(l).routine=funname;
 eval(['names= ' projections(l).routine '("name");']);
 for m=1:length(names);
   projections(l).routine=funname;
   projections(l).name=names{m};
```

```
   l=l+1;
 end;
end;


%-------------------------------------------------------
function match=m_match(arg,varargin)
% M_MATCH Tries to match input string with possible options

% Rich Pawlowicz (rich@ocgy.ubc.ca) 2/Apr/1997

match=strcmpi(arg,cellstr(lower(char(varargin))));

if length(match)>1,
  error(['Projection ''' arg ''' not a unique specification']);
elseif isempty(match),
  error(['Projection ''' arg ''' not recognized']);
end;
```

Conversion des données X, Y en latitude et longitude

```
function [long,lat]=m_xy2ll(X,Y)
% M_XY2LL Converts X,Y to long,lat coordinates using the current projection
%         [LONGITUDE,LATITUDE]=m_ll2xy(X,Y)
%         This is useful for finding locations using ginput.

% Rich Pawlowicz (rich@ocgy.ubc.ca) 2/Apr/1997
%
% This software is provided "as is" without warranty of any kind. But
% it's mine, so you can't sell it.

% 6/Nov/00 - eliminate returned stuff if ';' neglected (thx to D Byrne)
% 4/DEc/11 - isstr to ischar

global MAP_PROJECTION MAP_COORDS

if nargin==0 || ischar(X),
  disp(' Usage:');
  disp(' [LONGITUDE,LATITUDE]=m_xy2ll(X,Y);');
else
  [long,lat]=feval(MAP_PROJECTION.routine,'xy2ll',X,Y);
  if ~strcmp(MAP_COORDS.name,MAP_PROJECTION.coordsystem.name),
    if strcmp(MAP_COORDS.name,'geographic'),
      [long,lat]=mc_coords('mag2geo',long,lat);
    else
```

```
    [long,lat]=mc_coords('geo2mag',long,lat);
   end;
  end;
end;

if nargout==0,
  clear long lat
end;
```

Annexe 2. Calcul du volume sédimentaire morainiques (script Python for ArcGIS)

MNT.tif = fichier raster d'altitude (résolution = 5 m), moraines.shp = polygone d'emprise des moraines et versant.shp = polygone du versant excluant l'emprise des moraines
Facteur Z = 0.00001171 pour une latitude de 40°. Source : https://pro.arcgis.com/fr/pro-app/tool-reference/3d-analyst/applying-a-z-factor.htm

```
# Découper le MNT selon l'emprise du versant excluant l'emprise des moraines
import arcpy
arcpy.Clip_management(
   "c:/data/MNT.tif","c:/data/versant.shp",
   "c:/data/versant.tif", "#", "#", "ClippingGeometry", "NO_MAINTAIN_EXTENT")

# Découper le MNT selon l'emprise des moraines
import arcpy
arcpy.Clip_management(
   "c:/data/MNT.tif","c:/data/moraines.shp",
   "c:/data/moraines.tif", "#", "#", "ClippingGeometry", "NO_MAINTAIN_EXTENT")

# Convertir le raster du versant en fichier multipoints
import arcpy
from arcpy import env

arcpy.CheckOutExtension("3D")
env.workspace = "C:/data"
arcpy.RasterToMultipoint_3d("versant.tif", "versant_mtpt.shp","", "", "", "0.00001171")

# Interpoler les valeurs d'altitude du fichier multipoints pour recréer les surfaces exclues selon la méthode des voisins naturels
import arcpy
from arcpy import env
env.workspace = "C:/data"
arcpy.NaturalNeighbor_3d("versant_mtpt.shp", "altitude", "C:/data/versant_interp.tif", 5)
```

```
# Convertir le fichier interpolé en fichier TIN
import arcpy
from arcpy import env

arcpy.CheckOutExtension("3D")
env.workspace = "C:/data"
arcpy.RasterTin_3d("versant_interp.tif", "C:/data/versant_interp.tin", "", "", "0.00001171")


# Convertir le fichier moraines en fichier TIN
import arcpy
from arcpy import env

arcpy.CheckOutExtension("3D")
env.workspace = "C:/data"
arcpy.RasterTin_3d("moraines.tif", "C:/data/moraines.tin", "", "", "0.00001171")

# Calculer la différence de volume entre les deux fichiers TIN
import arcpy
from arcpy import env

arcpy.CheckOutExtension("3D")
env.workspace = "C:/data"
arcpy.SurfaceDifference_3d("versant_interp.tin", "moraines.tin", "surface_diff.shp")
```

Quantification de la dénudation glaciaire et postglaciaire dans l'orogène pyrénéen.

Bilans comparés parmi des cirques et des petits bassins versants en contexte climatique océanique et méditerranéen à l'aide des nucléides cosmogéniques produits in-situ et de mesures topométriques sous SIG

Les Pyrénées sont un orogène modérément élevé, de moyenne latitude, tectoniquement peu actif, dont l'englacement au Quaternaire a eu un impact spatialement très variable. Cette thèse vise à caractériser et à quantifier l'influence des processus d'érosion glaciaires et non-glaciaires sur la topographie des zones culminantes de la chaîne, à l'échelle du dernier cycle climatique (~100 ka), selon un transect E-W du Carlit à la Maladeta, via l'Ariège.

Les volumes morainiques holocènes (Maladeta) sont quantifiés sous SIG, tandis que l'abaissement des surfaces englacées et non englacées est mesuré par nucléides cosmogéniques (NC). La dénudation globale des bassins versants est quantifiée par la teneur en NC des alluvions fluviatiles actuelles.

La dénudation glaciaire würmienne est modérée avec une relative préservation des crêtes supraglaciaires (10-25 mm/ka) vis-à-vis des planchers de cirque (30-40 mm/ka), marqueur d'une augmentation de l'amplitude du relief des surfaces culminantes. La dénudation des planchers augmente durant les glaciations restreintes post-Würm (20-400 mm/ka). L'érosion générée par les glaciers de cirque holocènes de la Maladeta est de 180-700 mm/ka voire > 1 m/ka. Ces taux contrastent avec la météorisation des surfaces rocheuses saines (2,60 mm/ka) et des plateaux d'altérites (20-40 mm/ka). La dénudation des bassins versants en contexte postglaciaire (25-450 mm/ka) augmente linéairement avec la pente moyenne ($r = 0,89$) et donc avec l'impact des glaciers pléistocènes sur la topographie. Les résultats confirment le contexte tectonique atone de la chaîne et montrent l'influence des glaciers et lithologies méta-sédimentaires fragiles sur la dénudation holocène.

Quantification of the glacial and postglacial denudation in the Pyrenean orogen.

Comparative assessment among cirques and small catchments under Oceanic and Mediterranean climates using in situ terrestrial cosmogenic nuclides and GIS topometric measures.

The Pyrenees form a mid-latitude, intermediate altitude mountain range displaying weak tectonic activity and a westward gradient of increasing topographic inheritance from the work of Pleistocene glaciers. This thesis aims to characterize and to quantify the influence of the glacial and non-glacial erosive processes on the most elevated areas of the mountain range, during the last climatic cycle (~100 ka), according to an E-W transect from the Carlit to the Maladeta, via the Ariège.

The Holocene tills volumes (Maladeta) were quantified from DEM- and GIS-derived measurements, while the lowering of the glaciated and unglaciated surfaces was determined from cosmogenic nuclides (CN). Denudation was measured through TCN concentrations in alluvial sediment in elevated catchments.

Würmian denudation on supraglacial ridges (10–25 mm/ka) was slower than on cirque floors (30–40 mm/ka), thereby resulting in an increase in topographic relief. Denudation of the cirques floor increases during post-Würm spatially limited glaciations (20-400 mm/ka). Small Holocene glaciers erosion in the Maladeta is 180-700 mm/ka even > 1 m/ka. These rates are noteworthy higher than bedrock and regolith plateau weathering (2.60 mm/ka and 20-40 mm/ka, respectively). Postglacial catchments denudation (25-450 mm/ka) linearly increases with mean slope ($r = 0.83$) and then with the Pleistocene glacial inheritance of the landscape. Results confirm the atonic tectonic activity of the Pyrenees and show the influence of the glaciers and fragile meta-sedimentary lithologies on the Holocene denudation.