Cécile MAHÉ



Paléogéographie et chronologie des paléoenglacements tardiglaciaires pyrénéens



Maître de stage :

- Magali Delmas, Maître de conférences, Université de Perpignan Via Domitia, UMR 7194 HNHP

Directeur de recherche :

- Christian Giusti, Professeur, Université Paris-Sorbonne, UMR 8185 ENeC

Membres du jury :

- Jean Benkhelil, Professeur, CEFREM Université de Perpignan Via Domitia, UMR 5110

- Frédéric Bertrand, Professeur, Université Paris-Sorbonne, UMR 8586 PRODIG

- Marc Calvet, Professeur, Université de Perpignan Via Domitia, UMR 7194 HNHP



Mémoire présenté dans le cadre du Master 2 GAELE spécialité « EDTS » parcours « GEODEP »

(Année 2014-2015)

Mémoire de recherche réalisé au cours d'un stage de M2 s'étant déroulé au sein de l'Université de Perpignan Via Domitia (UPVD) ainsi qu'au Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE) (pour la partie analyses et datations). Ce projet de recherche a été financé par le BRGM, dans le cadre du programme RGF AMI-Pyr 2014.

Encadrants :

Magali Delmas, UMR 7194 CNRS, Université de Perpignan Via Domitia Régis Braucher, CEREGE, UMR 6635, Aix-en-Provence Hélène Tissoux, BRGM Orléans, DGR/GAT

<u>Photo de couverture</u> : La haute vallée de l'Ariège vue depuis l'ancienne mine de Pimorent (N 42°33'03.4'' E 1°46'23.5'' alt. 2 220m). Photo prise par C. Mahé le 23/09/14.

De manière générale, je souhaite adresser mes remerciements à toutes les personnes ayant contribué à la réalisation de ce mémoire.

Tout d'abord, je remercie Magali Delmas, maître de conférences à l'Université de Perpignan (UPVD), qui m'a encadrée et beaucoup apporté pour la réalisation de ce travail de recherche. Je remercie également Marc Calvet, professeur à l'UPVD, pour sa présence lors de la phase de travail sur le terrain ainsi que pour ses nombreux apports scientifiques. Je les remercie tous les deux pour le temps qu'ils m'ont accordé ainsi que pour leurs qualités et connaissances scientifiques dont ils m'ont fait part et qu'ils ont tenté de me transmettre.

Je remercie Christian Giusti, professeur à l'Université Paris-Sorbonne (Paris IV), pour avoir accepté de m'encadrer dans le cadre de ce stage, mais surtout pour la confiance qu'il m'a accordée, notamment en me faisant personnellement part de cette offre de stage.

Mes remerciements sont également adressés à Régis Braucher, chargé de recherches au CNRS, pour m'avoir encadré lors de mes quatre semaines de manipulations au Centre Européen de Recherches et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE), mais aussi pour ses nombreux conseils, indications ainsi que le temps qu'il m'a accordé par la suite.

Je désire également remercier le BRGM et plus particulièrement mes référents : Hélène Tissoux et Frédéric Lacquement, pour m'avoir transmis un grand nombre de documents (je pense en particulier aux fonds topographiques, géologiques et orthophotographies pour une utilisation sous SIG) m'ayant permis de travailler dans les meilleures conditions possibles.

Ces remerciements n'auraient pas lieu d'être sans évoquer Amandine Sartégou (doctorante à l'UPVD et au CEREGE) et Yannick Crest (doctorant à l'UPVD), mes chers cobureau, avec qui j'ai passé ces six mois de stage, aussi bien dans les locaux du CEREGE que par la suite à l'UPVD. Je les remercie pour leurs importants conseils scientifiques, pour les nombreuses heures qu'ils m'ont accordées ainsi que pour les multiples échanges que nous avons pu avoir. Plus que tout, je souhaite les remercier d'avoir toujours été présents pour moi, que ce soit pour les longs (et nombreux) moments de doute, comme pour les bons moments que j'ai pu passer, en très grande partie grâce à leur présence !

Enfin, mes remerciements sont adressés à tous les professeurs, intervenants ainsi que toutes les personnes qui par leurs paroles, leurs écrits, leurs conseils et critiques, ont guidé plus ou moins volontairement mes réflexions. Ma famille, mais également mes proches et amis, qui malgré la distance, n'ont cessé de me soutenir et de m'encourager, méritent plus que tout autres mes remerciements.

Sommaire

Remerci	ements						
Sommaire							
Introduc	Introduction						
1. Gé	néralités sur les glaciers : comprendre leur formation et leur évolution						
1.1. glacie	La formation d'un glacier : transformation de la neige en glace et typologie des 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8						
1.2.	Le fonctionnement d'un glacier						
1.3.	Le rôle géomorphologique des glaciers17						
1.4.	Les différents types de dépôts laissés par les glaciers						
2. Le 2.1.	phénomène glaciaire dans les Pyrénées						
2.2.	Les glaciations quaternaires dans les Pyrénées						
2.3.	Les glaciations dans la vallée de l'Ariège						
3. Pré 3.1.	sentation du domaine d'étude : la haute vallée de l'Ariège						
3.2.	Le cadre géologie						
3.3.	Les marqueurs climatiques et paléoclimatiques						
 4. Reconstituer l'emprise spatiale des paléoenglacements dans la haute vallée de l'Ariège : méthodes et résultats							
4.2.	Présentation des résultats : réalisations cartographiques et interprétations						
5. Dat 5.1.	ter les stades d'englacement par le ¹⁰ Be produit <i>in situ</i> : méthodes et résultats						
5.2. par ac	Préparation des échantillons en vue de la mesure du ¹⁰ Be par Spectrométrie de masse scélérateur (AMS)						
5.3.	Calcul des durées d'exposition minimales : méthode et présentation des résultats 95						
5.4. échan	Interprétations après obtention des durées d'exposition minimales des blocs tillonnés						
6. Dis 6.1.	cussion autour des résultats110Discussion concernant la réalisation des cartes110						
6.2.	Discussion concernant le calcul des âges						
6.3. la hau	Discussion concernant les interprétations des paléoenglacements tardiglaciaires dans te vallée de l'Ariège						
Conclus	ion 115						

Bibliographie	
Table des matières	
Liste des figures	
Annexes	
Résumé	
Abstract	

Introduction

Le Référentiel Géologique de la France (RGF) est un programme national d'acquisition et de gestion des données géologiques. Il a été conçu par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) et vise à fournir une information géologique 3D, numérique, homogène et cohérente sur l'ensemble du territoire national. Ce programme RGF s'inscrit dans le prolongement de la carte géologique de la France au 1/50 000, ayant été achevée en 2011. Il s'inscrit également dans les objectifs européens de la directive « inspire » sur la mise en place d'une infrastructure européenne d'information géographique et environnementale, et cherche à obtenir des connaissances nouvelles qui permettront d'apporter des réponses à des enjeux sociétaux multiples (tels que l'aménagement du sol et du sous-sol, la gestion des ressources en eau et en minéraux, la recherche et le stockage de ressources énergétiques, le stockage de déchets, la prévention des risques ainsi que la protection des populations et de l'environnement,...). La stratégie du programme RGF est d'établir le référentiel par chantiers régionaux.

Les Pyrénées constituent le premier territoire de mise en œuvre de ce programme, qui a démarré à la rentrée 2013, et ce pour une durée prévue de cinq ans. Ce territoire, situé au Sud-Ouest de l'Europe, forme une barrière géographique, séparant la péninsule ibérique (au Sud) du reste du continent européen (au Nord). La chaîne pyrénéenne constitue ainsi une barrière naturelle entre l'Espagne et la France. Elle a été choisie notamment en raison de l'intense activité de recherches en géosciences dont elle fait l'objet depuis un certain nombre d'années. Au-delà de la représentation en trois dimensions de la géologie, le RGF Pyrénées a la particularité de chercher à intégrer une quatrième dimension : l'échelle temporelle. L'objectif est donc de réaliser une carte numérique événementielle, en intégrant les différents marqueurs géologiques qui se sont succédés dans le temps pour aboutir aux Pyrénées d'aujourd'hui. Plusieurs appels à manifestation d'intérêt (AMI) ont permis de sélectionner des projets de recherche dans le cadre de thèses et de masters. A la suite des AMI de 2013 et 2014, dix masters ont été réalisés, dix thèses et sept masters sont à l'heure actuelle en cours de réalisation. La thématique de ce stage et du mémoire ici présenté correspond à l'un de ces sept sujets de master.

Tant l'élaboration que l'acceptation de ce sujet sont nées du constat selon lequel de nombreux travaux ont été réalisés au cours de ces dernières années sur l'emprise spatiale et la chronologie des paléoenglacements pléistocènes pyrénéens, mais essentiellement sur l'emprise würmienne maximale. Ce sont en effet essentiellement les complexes morainiques et fluvioglaciaires situés en position terminale qui ont été étudiés. Ainsi, la cartographie, les faciès, le mode de mise en place ou encore la chronologie des dépôts glaciaires et paraglaciaires couvrant les versants des vallées intramontagnardes et des cirques, sont autant d'informations qui demeurent mal connues. Pourtant, ceux-ci occupent une part non négligeable des espaces et présentent un intérêt considérable, aussi bien en termes d'aménagements du territoire qu'en termes environnementaux (pour tout ce qui concerne les risques torrentiels, les glissements de terrain, les ressources en eau,...). La paléogéographie et la chronologie des paléoenglacements postérieurs au Global LGM et plus particulièrement du

Tardiglaciaire, restent très peu renseignés pour les Pyrénées. C'est donc pour ces multiples raisons que le sujet « paléogéographie et chronologie des paléoenglacements tardiglaciaires pyrénéens » a été proposé et accepté dans le cadre de ce RGF-Pyrénées.

La diversité des objectifs de ce sujet de Master 2 Recherche nécessite une démarche axée sur quatre principaux points. Tout d'abord, une synthèse bibliographique des travaux portant sur la chronologie des paléoenglacements tardiglaciaires pyrénéens devra être réalisée afin d'établir l'état des lieux actuel de nos connaissances sur le sujet. Un travail de prospection sur photographies aérienne et cartes sera ensuite effectué dans le cadre d'un massif témoin, afin d'identifier les formes et dépôts glaciaires bien préservés. Le massif témoin qui a été choisi est celui de la haute vallée de l'Ariège, lequel est riche en roches quartzeuses (point important pour la réalisation des datations). Toujours dans le cadre de ce massif témoin, une cartographie détaillée des formes et formations de marge glaciaire, dans le but de restituer l'emprise spatiale de différents stades d'englacement repérables, devra être faite. Enfin, tout un travail de prospection de terrain dans cette zone témoin et d'échantillonnage des blocs erratiques en relation avec les stades morainiques préalablement identifiés pour datation par le béryllium-10 (¹⁰Be) produit *in situ* aura lieu.

La paléogéographie désigne la discipline scientifique constituant une branche de la géologie, de la géographie mais aussi de la paléontologie, dont l'objet est la reconstruction de la géographie passée de la Terre. En effet, le fait que les continents soient continuellement en mouvement signifie qu'ils ont occupé différentes positions au cours de l'histoire de notre planète. C'est donc toute l'histoire des transgressions et des régressions marines, des continents disparus, des surrections de chaînes de montagnes, de grandes fractures, des migrations de faunes marines ou continentales,... que l'on cherche à retracer à travers ces études paléogéographiques. Une reconstruction paléogéographique peut s'accompagner d'éléments de contexte paléoclimatologiques et paléoenvironnementaux. Le but de la paléoclimatologie est de reconstituer l'histoire du climat et d'en comprendre les mécanismes. Pour ce faire, trois étapes (qui correspondent au parcours historique de cette science) peuvent être distinguées : la reconstitution des paramètres climatiques du passé, leur datation et enfin l'élaboration des lois qui rendent compte de leurs changements (Foucault, 2009). Il est possible de reconstituer ces paramètres climatiques du passé car les conditions climatiques d'un milieu à une période donnée ont une influence aussi bien sur les objets que sur les êtres vivants alors présents. Ainsi, nous pouvons retrouver à l'heure actuelle des traces plus ou moins bien conservées de ces enregistrements du passé sous la forme de sédiments, de glace ou encore de fossiles, qui pourront alors servir d'outils à la reconstitution paléoclimatique mais aussi paléoenvironnementale et paléogéographique de manière plus générale.

Les paléoenglacements désignent quant à eux des phases d'englacements passées au cours desquelles les glaciers avaient des extensions spatiales plus ou moins importantes. Etudier la paléogéographie et la chronologie de ces paléoenglacements revient à s'intéresser à la reconstruction spatiale et temporelle des différents englacements survenus dans les Pyrénées, et en l'occurrence plus précisément au cours du Tardiglaciaire.

Le Tardiglaciaire est le nom attribué à la dernière phase du Pléistocène, juste avant le début de la période interglaciaire actuelle qu'est l'Holocène. Il correspond à la subdivision finale de la dernière glaciation, au cours de laquelle le climat s'est réchauffé, bien qu'il soit marqué par

quelques oscillations froides. Il est compris entre la fin du dernier maximum glaciaire enregistré à l'échelle globale (Global LGM, daté entre 23 et 19 ka cal. BP ; Mix et al., 2001 ; MARGO project Members, 2009) et la dernière oscillation froide, qui correspond au Dryas récent (vers 11 ka cal. BP). Il correspond donc à une période ayant durée environ 10 000 ans. Le Tardiglaciaire est classiquement divisé en une série de stades froids nommés Dryas, séparés par des interstades plus chauds nommés Bølling ou encore Allerød (Mangerud et al., 1974). Il sera dès lors question dans le cadre de ce travail de s'intéresser aux différents stades d'englacements qui se sont succédés au cours des oscillations caractérisant le Tardiglaciaire, afin de reconstruire le cadre géographique passé de la région étudiée. Les datations, aussi bien relatives qu'absolues, apparaissent de plus fondamentales pour retracer la chronologie de ces paléoenglacements. En effet, sans datation, les reconstitutions ne peuvent avoir lieu.

Dès lors, au regard de la paléogéographie, des paléoenglacements ainsi que des caractéristiques du Tardiglaciaire, nous pouvons nous demander quels sont les moyens et les méthodes qui devront être mobilisés pour parvenir à retracer la paléogéographie ainsi que la chronologie des paléoenglacements tardiglaciaires dans la haute vallée de l'Ariège et quelles vont en être les caractéristiques ?

Afin d'aborder la paléogéographie et la chronologie des paléoenglacements tardiglaciaires pyrénéens et de répondre aux quatre grands axes fixés par ce projet de recherche, nous allons diviser notre travail en six grandes parties. Dans un premier temps (i), nous aborderons les généralités concernant le fonctionnement des glaciers, afin de comprendre leur formation, leur évolution, mais également leur disparition. Ensuite (ii), nous évoquerons le phénomène glaciaire, caractérisé par des oscillations temporelles, en nous concentrant plus particulièrement sur le cas pyrénéen. Dans un troisième temps (iii), nous présenterons notre domaine d'étude (la haute vallée de l'Ariège) afin de comprendre pourquoi le choix de cette zone a été fait pour illustrer la chaîne pyrénéenne. Nous pourrons dès lors traiter (iv) de la reconstitution de l'emprise spatiale des paléoenglacements dans la haute vallée de l'Ariège ainsi que (v) du travail de datation absolue qui y a été réalisé, le tout pour la période Tardiglaciaire. Enfin, (vi) une discussion concernant les résultats obtenus ainsi qu'une conclusion constitueront l'aboutissement de cette première phase de recherche sur les paléoenglacements tardiglaciaires.

1. Généralités sur les glaciers : comprendre leur formation et leur évolution

Afin de s'intéresser à la chronologie des paléoenglacements pour une période donnée et un lieu précis, il faut avant tout comprendre le fonctionnement global des englacements. Ceci passe par l'étude de la formation et de l'évolution des glaciers, de leur création à leur disparition. C'est pour cette raison que ce premier chapitre va porter sur la compréhension des glaciers. Pour ce faire, leur formation sera abordée dans un premier temps, en insistant tout particulièrement sur le processus de transformation de la neige en glace. Le fonctionnement d'un glacier, ainsi que son rôle géomorphologique, seront ensuite analysés. Enfin, les différents types de dépôts laissés par les glaciers seront évoqués, traduisant ainsi la présence de paléoenglacements.

1.1. La formation d'un glacier : transformation de la neige en glace et typologie des glaciers

La glace terrestre constitue la cryosphère, qui est une partie de l'hydrosphère au sens large. Ainsi, cette cryosphère désigne la surface de la Terre où l'eau est présente à l'état solide. Elle comprend par conséquent les banquises, les lacs et rivières gelés, les régions couvertes de neige, les glaciers, les inlandsis ainsi que les sols gelés de manière temporaire ou permanente (nommés pergélisol). Elle constitue actuellement environ 1,7% de l'hydrosphère totale mais 70% de l'eau douce. Sa surface couvre environ 16 millions de km², soit 10% des terres émergées (Campy et al., 2013). Ces données sont variables aussi bien dans le temps que dans l'espace. A titre de comparaison, il est estimé qu'au plus fort de la dernière glaciation, vers 18 000 BP, la glace recouvrait environ 30% des terres émergées, soit deux fois plus qu'actuellement. De plus, en ce qui concerne les systèmes glaciaires de montagne, plus particulièrement exposés dans cette étude, il est estimé qu'ils représentent actuellement seulement 5% de la cryosphère terrestre (Campy et al., 2013), la très grande majorité étant constituée par les deux inlandsis que sont l'Antarctique et le Groenland. Les glaciers occupent actuellement une superficie terrestre assez faible mais ont toujours joué un rôle important. Pour cette raison, il apparaît nécessaire de s'intéresser à leur formation mais aussi à leur évolution au cours du temps.

1.1.1. La transformation de la neige en glace : vers la genèse d'un glacier

Il existe différentes conditions nécessaires à la formation d'un glacier. Tout d'abord, les glaciers se forment dans les régions où le climat est suffisamment froid pour qu'une partie de la neige subsiste d'une année sur l'autre et puisse progressivement se transformer en glace. L'existence d'un glacier est liée au rapport entre la quantité de neige transformée en glace, entrant dans le système (accumulation) et la quantité qui en sort par transformation de la glace en eau (ablation). Ainsi, une calotte glaciaire ou encore un glacier va se former lorsque ce bilan entre ablation et accumulation est positif. Une distinction importante est à faire à ce niveau entre calotte et glacier. Une calotte se forme généralement par coalescence de névés¹ permanents sur des surfaces planes alors que les glaciers de type alpin peuvent être alimentés à la fois par une haute surface et par des accumulations sur les versants (glaciers suspendus ou névés) via des avalanches de versant (Van Vliet-Lanoë, 2014). Les glaciers de montagne, lorsqu'ils deviennent très épais, peuvent alors former une calotte de glace. A cet effet, il est observé que la présente étude portera sur les glaciers.

La glace provient d'une transformation de la neige. Elle se forme par compaction progressive de celle-ci et recristallisation sous pression, en cristaux de plus en plus gros en fonction de la profondeur, comme détaillé sur la Figure 1.1. Immédiatement après la chute de précipitations, la neige contient beaucoup d'air et sa densité est relativement faible. Sur la Figure 1.1, il apparaît ainsi que la densité de la neige est alors d'environ 0,1. L'accumulation successive de neige en altitude va conduire à un enfouissement de celle-ci en profondeur et donc à sa densification. Sous l'influence du tassement mais aussi de fusions et de regels successifs, la neige va devenir du névé (dont la densité sur la Figure 1.1 est environ comprise entre 0,5 et 0,8), et après de nombreuses années, de la glace à proprement parler (densité supérieure à 0,9). La transformation du névé en glace se fera plus ou moins rapidement en fonction de l'importance des précipitations mais aussi des conditions climatiques locales. Le névé va se transformer en glace plus rapidement en haute altitude tropicale que sur l'Antarctique (Van Vliet-Lanoë, 2014).





¹ Zone d'accumulation de neige qui donne de la glace par tassement. Les névés peuvent persister durant plusieurs mois en montagne, sous la limite des neiges permanentes et parfois participer à l'alimentation des glaciers.

Les glaciers ne peuvent donc prendre naissance que dans les régions où durant plusieurs années consécutives la quantité de précipitations solides (neige, grêle, grésil) est supérieure à celle qui fond durant la période estivale. Qui plus est, un glacier ne peut se former qu'au-dessus de la limite des neiges permanentes. Cependant, il peut se terminer audessous de cette altitude car la glace s'écoule vers le bas et ne fond pas immédiatement.

Après avoir évoqué les conditions dans lesquelles les glaciers se forment à travers la transformation de la neige en glace, il convient de lister les différents types de glaciers qui existent, notamment en réalisant une typologie de ceux-ci.

1.1.2. Typologie des glaciers

Il n'existe pas un seul et unique type de glacier mais bien une grande variété, laquelle peut être présentée à l'aide de plusieurs critères de classifications. La forme, la dimension et l'activité du système glaciaire dépendent des conditions de la zone où le glacier est établi. Trois principales variables peuvent dès lors être évoquées : la latitude, la morphologie du substrat et le bilan local accumulation/ablation. La typologie des glaciers va ainsi être abordée à travers le critère morphologique puis à travers le régime thermique.

• La morphologie des glaciers : un critère de différenciation et de classification

Un glacier peut, selon son relief, prendre différentes formes. Une typologie des glaciers peut donc être faite en fonction de leurs formes. Nous pouvons alors distinguer :

- Les **calottes glaciaires**, qui sont suffisamment épaisses pour ennoyer les crêtes et former une sorte de coupole. L'écoulement du glacier se fait alors de tous les côtés, en fonction de la pente du substrat.

- Les **glaciers de cirque**, qui sont cantonnés aux planchers des cirques. Ce sont des glaciers de forme très simple et de dimensions réduites. Ils sont dominés par des parois rocheuses verticales d'où descendent des avalanches qui les alimentent. Si l'accumulation persiste, le glacier de cirque donne naissance à une langue glaciaire par laquelle s'évacue l'accumulation de la glace : se forme alors, en aval du cirque, un glacier de vallée, qui s'écoule à la manière d'une rivière.

- Les **glaciers de vallée**, qui correspondent à l'image la plus classique que l'on se fait d'un glacier. Très souvent dans ce type de glacier, la langue glaciaire est formée par la réunion de courants glaciaires issus de différents cirques.

- On trouve également des **glaciers de versant**, lesquels s'installent sur des parois rocheuses dont la pente, l'altitude et l'exposition permettent à la glace d'y rester, en formant souvent des séracs² dont l'emplacement et la forme varient sans cesse. Ces parois rocheuses

² « Dans un glacier, lame de glace isolée par des crevasses. » (Foucault & Raoult, 2010).

sont trop raides pour autoriser une véritable accumulation, c'est pourquoi ces glaciers alimentent le bassin glaciaire inférieur par avalanches ou chutes de séracs.

- Il existe aussi **des glaciers suspendus et régénérés**. Ainsi, si le versant domine un escarpement, il se forme un front de séracs qui s'écroule constamment : on parle alors de glacier suspendu. Les blocs de glace viennent soit contribuer à l'alimentation du glacier inférieur, soit former un glacier régénéré, entièrement ou principalement formé par l'accumulation de ces blocs.

- Les **glaciers de piémonts** se forment lorsqu'un glacier de vallée débouche sur une plaine. Le glacier n'étant alors plus confiné par les versants de la vallée, il peut s'étaler de tous côtés et prendre la forme d'un vaste lobe arrondi.

- Enfin, les **glaciers rocheux** ne sont pas des glaciers au sens strict du terme car ils ne résultent pas de la transformation de la neige en glace. Ils proviennent de la mise en mouvement de matériaux issus d'éboulements, laquelle est liée à la présence d'un ciment de glace occupant la place laissée par les espaces vides entre les éléments anguleux de l'accumulation de débris. La formation de ce ciment de glace n'est possible que lorsque les conditions climatiques sont très froides et associées à des périodes de gel intense et prolongé. C'est pour cette raison que les glaciers rocheux sont considérés comme des formes caractéristiques des environnements périglaciaires. Leur modelé se termine par un front marqué par une pente raide. L'accumulation présente globalement une forme de langue ou de lobe, accidentée par de multiples bourrelets.

Ces différentes formes de glaciers peuvent se combiner les unes aux autres avec par exemple en amont une calotte dont la glace s'évacue sur les bordures par les langues individualisées (glaciers exutoires ou émissaires de calottes). Les glaciers varient constamment en surface, volume et vitesse, en réponse à leurs bilans de masse de surface et à d'autres facteurs locaux (Francou & Vincent, 2007). De manière générale, les systèmes glaciaires de montagne se présentent sous la forme d'une langue allongée, comblant le fond de la vallée et ce depuis le pied des versants de la zone amont jusqu'au front aval où la glace fond en donnant naissance à des cours d'eau (chenaux proglaciaires) évacuant les eaux de fonte.

• Le régime thermique des glaciers : un second critère à considérer

Le régime thermique est un paramètre important à prendre en compte en cas de réalisation d'une typologie des glaciers. Ainsi, les glaciers et les calottes peuvent être différenciés selon leur régime thermique.

- On parle de **glacier à base tempérée** lorsque la masse du glacier est proche du point de fusion (0°C), notamment à sa base, ce qui implique donc la présence d'eau sous forme liquide entre le glacier et le substrat. Tel est le cas pour une grande majorité des glaciers alpins, excepté dans leur zone supérieure d'alimentation. En période d'ablation et de retrait, la base des glaciers et des calottes devient tempérée. Elle est alors le siège d'importants phénomènes d'érosion.

- Les **glaciers à base froide** sont des glaciers dont la partie basale est à température négative et peut donc éventuellement être le siège de phénomènes de regel au contact du substrat. Un pergélisol existe alors sous le glacier (Van Vliet-Lanoë, 2014).

Un glacier peut être en permanence froid (comme ceux de l'Antarctique), tempéré (comme ceux des tropiques), ou encore arborer les deux régimes en fonction de l'altitude ou de la saison (comme ceux des Alpes) (Rémy & Testut, 2006). En fonction du régime thermique du glacier, celui-ci va alors se déformer ou glisser.

En s'intéressant dès lors au front aval d'un glacier, il apparaît que celui-ci peut également être de différents types. Il peut être simple, avec un front d'ablation par sublimation, comme pour les glaciers froids. Dans le cas des glaciers alpins et des calottes polythermiques³, en revanche, un front repousse une moraine frontale. Enfin, le troisième et dernier type de front aval est un front vêlant : c'est le cas lorsque le glacier débouche ou flotte sur la mer (Van Vliet-Lanoë, 2014).

Après avoir évoqué comment les glaciers prennent naissance et les différentes formes qu'ils peuvent avoir, il convient à présent d'aborder le fonctionnement général d'un glacier, afin de comprendre son évolution au cours du temps.

1.2. Le fonctionnement d'un glacier

Un glacier possède un certain volume et occupe une surface plus ou moins importante dans le paysage qu'il façonne. La surface occupée par un glacier résulte d'un équilibre entre la masse d'eau solide reçue de l'atmosphère via les précipitations (accumulation) et la masse perdue par la combinaison de processus atmosphériques et/ou océaniques (ablation). L'accumulation de neige se fait généralement sur l'ensemble de la surface du glacier mais ne résiste à l'ablation que dans la partie haute (Francou & Vincent, 2007).

1.2.1. Le volume d'un glacier : zone d'accumulation, zone d'ablation et ligne d'équilibre glaciaire

Deux zones distinctes peuvent être différenciées dans un glacier (Fig. 1.2).

- Tout d'abord la zone amont, constituant **le domaine d'accumulation**, est la zone où se fait la compaction de la neige ainsi que la transformation de la neige en glace. C'est également la zone pourvoyeuse, qui est alimentée tout au long de l'année et de manière directe par les précipitations solides sur le glacier et par les avalanches issues des placages neigeux des versants.

³ On parle de glaciers polythermiques lorsqu'ils combinent les caractéristiques des glaciers tempérés et des glaciers froids.

- Vient ensuite la zone aval : **la zone d'ablation**. C'est la zone où la fonte l'emporte sur l'accumulation. La langue de glace se termine par un front glaciaire où les processus de fonte vont libérer la charge transportée par le glacier sous forme de moraines frontales.

- Enfin, la **ligne d'équilibre glaciaire** (LEG) délimite la zone d'accumulation et la zone d'ablation. Elle correspond à la ligne joignant les points du glacier où le bilan de masse est nul : elle règle par conséquent le bilan du système glaciaire. Elle change d'altitude une année sur l'autre, car elle est sensible aux fluctuations du climat. La ligne d'équilibre est aussi, en moyenne, la zone du glacier où le flux de glace est à son maximum. Ainsi, l'existence d'un glacier est liée au rapport entre la quantité de neige transformée en glace et entrant dans le système par accumulation et la quantité qui en sort par transformation de la glace en eau et donc ablation. Cette ligne d'équilibre est matérialisée durant les mois chauds par la limite entre neige persistante et glace apparente. Un réchauffement climatique va provoquer la remontée de la ligne d'équilibre, réduisant la surface de la zone d'accumulation et donc l'approvisionnement du système. Une baisse des températures va quant à elle avoir les conséquences inverses (Campy et al., 2013). Ainsi, la ligne d'équilibre peut servir à évaluer les changements climatiques.

Figure 1.2 : Fonctionnement d'une calotte glaciaire et d'un glacier de vallée

La zone d'accumulation correspond à la zone d'apport et de transformation de la neige en glace. Elle est située dans la partie amont dans le cas d'un glacier de vallée. La zone d'ablation correspond à la zone où la fonte l'emporte sur l'accumulation. Elle est située dans la partie aval dans le cas d'un glacier de vallée. La ligne d'équilibre est la limite entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation. (Extrait de Bennett & Glasser, 2009)



La zone d'accumulation, la zone d'ablation et donc la ligne d'équilibre jouent un rôle très important dans le fonctionnement d'un glacier et dans son évolution au cours du temps. La taille de la langue de glace est directement fonction du rapport alimentation/ablation. Ainsi, lorsque ce rapport est faiblement positif, le glacier est cantonné à sa zone d'alimentation, souvent installée dans un cirque d'altitude. La ligne d'équilibre est alors haute et proche de la limite supérieure du glacier. Ces conditions engendrent un glacier de petite taille, embryonnaire, que l'on nomme « glacier de cirque ». Il est alors peu mobile et sa zone d'accumulation se distingue peu de sa zone d'ablation (Campy et al., 2013).

Le rapport accumulation/ablation peut être assimilable à un bilan, lequel n'est pas fixe et varie au cours du temps. On parle alors de **bilan de masse** (Francou & Vincent, 2007). Celui-ci correspond à la différence entre l'accumulation par les précipitations solides, le givre ou encore le vent et l'ablation par la fonte, la sublimation et le vêlage, le tout au cours d'une année, d'une saison (on parle alors de bilan estival ou hivernal) voire d'un mois (on parle de bilan mensuel). Il s'exprime en mètre cube ou en tonne de glace ou d'équivalent-eau, en estimant la densité de la neige, du névé ou de la glace. Le bilan de masse du glacier est à distinguer du bilan de masse de surface, lequel est défini comme la différence entre l'accumulation et l'ablation mais limitée, cette fois, à un site donné. Cette donnée est importante au niveau climatique, car contrairement au bilan de masse du glacier, elle n'est pas dépendante des processus dynamiques du glacier.

L'intérêt portera pour la présente étude sur le bilan de masse à l'échelle du glacier dans sa totalité et de préférence sur une échelle annuelle voire pluriannuelle, traduisant ainsi l'évolution du glacier sur une période de temps relativement longue. La modification temporelle de ce bilan va permettre de déterminer l'activité mais aussi la taille du glacier. Au cours de la période de temps considérée, le bilan de masse peut se révéler être de trois différents types : tout d'abord un bilan positif (il y a alors gain de masse), un bilan négatif (il y a alors perte de masse) et enfin, un bilan équilibré. Lorsque le bilan de masse est excédentaire, le glacier va répondre en augmentant sa superficie. A l'inverse, lorsque le bilan de masse est équilibré, le glacier sera stationnaire. Qui plus est, l'équilibre général de la masse de glace stockée est fonction de sa viscosité mais également de la topographie du substrat sous-jacent.

Le volume de glace présent dans un glacier est variable au cours du temps et répond à différents critères. De plus, un glacier n'est pas fixe, il est mobile dans le temps et dans l'espace. C'est pour cette raison qu'après avoir évoqué la notion de bilan de masse, il convient de s'intéresser aux mécanismes d'écoulement de la glace. La glace s'écoule sous l'effet de son propre poids. Cet écoulement est lié aux déformations internes de la glace et à son glissement sur la base rocheuse du glacier. La glace est donc soumise à une double contrainte : l'une normale (verticale), liée au poids du glacier, et l'autre cisaillante, liée à la pente du glacier.

1.2.2. Les modalités de l'écoulement glaciaire : fluage plastique et glissement basal

Le mouvement d'un glacier résulte des déformations permanentes exercées respectivement sur la glace et sur le lit glaciaire en réponse aux contraintes notamment liées à la pesanteur. La réponse se réalise sous trois formes : la déformation de la glace, la déformation du lit lorsque le substrat n'est pas cohérent et le glissement de la glace sur le lit. Le mouvement visible à la surface du glacier est le résultat de ces processus, agissant indépendamment ou en combinaison. En fonction du régime thermique, les glaciers auront un comportement dynamique différent. Les glaciers froids ne se déplacent que par déformation interne alors que les glaciers tempérés combinent un mouvement par déformation de la glace

(voire du lit) et par glissement. Le mouvement de la glace est ainsi régi à la fois par des lois de la mécanique des fluides et par des lois de la mécanique des solides.

Les modalités de l'écoulement glaciaire dépendent de deux paramètres différents que sont le fluage plastique et le glissement basal.

• Le fluage plastique

Le fluage (Van Vliet-Lanoë, 2014) correspond à un mouvement gravitaire non élastique d'une masse plastique mais également à un mouvement d'une masse gelée possédant une plasticité intrinsèque à sa teneur en glace (glacier, glacier rocheux, éboulis, pergélisol). La viscosité et la plasticité de la glace dépendent directement de sa température. La glace est un solide hautement déformable, compressible et visqueux, variant avec la température. Très élevée pour les glaces polaires, la viscosité est abaissée par l'augmentation de la température pour les glaciers tempérés. Le fluage de la glace est donc favorisé par le régime thermique, comme le montre la Figure 1.3. Il est efficace entre -10°C et 0°C. Etant donné qu'à 0°C la glace est plus plastique qu'à -10°C, un glacier tempéré sera par conséquent beaucoup plus mobile qu'un glacier à base froide. Ce facteur va intervenir en partie pour le phénomène de surge⁴.



Figure 1.3 : Dynamique de fluage des glaciers selon leur régime thermique et la nature du substrat

Les flèches représentent les profils de vitesse. La zone de glissement au sein de la masse sédimentaire en présence de surpression est localisée. Le fluage de la glace est favorisé par le régime thermique. Un glacier tempéré ou polythermique étant plus « chaud » qu'un glacier à base froide, la glace y est davantage plastique, ce qui a pour conséquence d'entraîner une mobilité plus importante du glacier. (Extrait de Van Vliet-Lanoë, 2014)

⁴ Phénomène glaciaire brutal et bref durant lequel se produit une avancée très rapide du glacier.

La déformation de la glace en réponse aux contraintes topographiques correspond à un fluage. Ce fluage peut s'exprimer de deux manières selon un cisaillement interne parallèle au plan basal des cristaux de glace, soit par un réarrangement des cristaux par pression/fusion puis recristallisation, soit par un glissement sur les plans de stratification de la masse de glace. Pour que le fluage puisse se produire, il faut que la pression soit suffisante et continue. C'est à la base d'un glacier ou d'une calotte que le fluage simple est maximal. Le fluage dynamique va cumuler l'ensemble du fluage de la base de l'édifice à son sommet : sa vitesse superficielle sera plus rapide qu'à sa base ou sur ses bords.

L'écoulement de la glace en tant que fluide visqueux n'a été admis qu'au XX^e siècle. Au cours des années 1950, le glaciologue J.W. Glen (Glen, 1954) réalisa des expériences sur des blocs de glace afin de déterminer leur déformation sous l'effet de contraintes appliquées en traction, compression et cisaillement. De ses expériences est ressortie une loi (nommée plus tard loi de Glen) reliant les contraintes aux taux de déformation pour la glace. Il a ainsi pu quantifier le comportement de déformation de la glace et montrer qu'elle avait un comportement « non Newtonien », contrairement à l'eau. En effet, la glace a un comportement intermédiaire entre le fluide visqueux au sens propre du terme et le solide plastique. En 1954, dans son article « *The creep of polycrystalline ice* », Glen montre que la vitesse due à la déformation de la glace est fonction de la température, mais aussi de la puissance de la contrainte. C'est pour cette raison que la glace peut être vue comme un fluide visqueux, dont la viscosité dépend elle-même de la température et de la scission efficace.

• Le glissement basal

La déformation visqueuse de la glace, que l'on a ici nommée fluage plastique, ne peut pas expliquer à elle seule le mouvement des glaciers. En effet, si la base du glacier est au point de fusion, un glissement qualifié de basal s'effectuera au niveau du contact glace-lit ou à l'intérieur de la masse sédimentaire sous-glaciaire. Ce type de déplacement amène des déformations au sein des formations sédimentaires sous-glaciaires, notamment par le fluage de strates à des vitesses différentes, entraînant une instabilité tangentielle de l'écoulement. Ce processus peut également apparaître dans la glace. Dans le cas des glaciers tempérés ou polythermiques, la situation est relativement simple : le glacier possède toujours un aquifère interne et le glissement est favorisé par la présence d'un film liquide au contact du substrat. La présence de cet aquifère va générer plusieurs phénomènes. Un apport supplémentaire d'eau est produit par compression et fusion lorsque l'écoulement se bloque à l'amont d'un obstacle. Une fois l'obstacle dépassé, la pression redevient normale et l'eau regèle. Si la pression hydrostatique devient trop forte, pour des raisons de fonte ou de précipitations liquides importantes, le film d'eau peut atteindre plusieurs millimètres et la glace être décollée du lit : c'est le processus de surge ou de crue. Si la topographie sous-glaciaire est irrégulière, l'écoulement passera par des phases d'accélération et de décélération qui moduleront sa capacité érosive (Van Vliet-Lanoë, 2014). Ainsi, à titre d'exemple, actuellement dans les Alpes, le glissement peut être de plusieurs mètres par jour et représenter jusqu'à 90% du déplacement total du glacier.

Le régime thermique du glacier ou de la calotte est capital pour comprendre à la fois le glissement basal et les processus d'érosion. Dans le cas des glaciers froids, généralement soudés à leur lit par le pergélisol, le glissement de l'ensemble de la masse est pratiquement nul. Ils bougent principalement par fluage interne, avec apparition de plan de cisaillement. Le fluage sera surtout induit par la pression et la température de la glace. Pour cette raison, l'érosion sera très faible.

En ce qui concerne la vitesse d'écoulement d'un glacier, celle-ci varie en fonction de nombreux facteurs. Ainsi, d'un point de vue topographique, la glace glisse lentement sur les pentes faibles alors qu'elle se fracture aux ruptures de pente où la vitesse d'écoulement est très rapide. L'emplacement sur la largeur du glacier est également à prendre en compte. Les frottements de la glace sur les côtés rocheux du glacier ralentissent l'écoulement qui est ainsi plus rapide au centre. Enfin, le régime thermique du glacier va jouer un rôle important. La vitesse d'écoulement des glaciers froids est plus faible, donc exclusivement liée à la déformation interne de la glace et non à son glissement sur le lit rocheux. En été, les glaciers « tempérés » ont souvent de l'eau qui s'écoule entre leur socle rocheux et la base de la glace, entraînant un glissement plus facile et rapide.

Le fonctionnement général d'un glacier vient d'être abordé à travers le volume que celui-ci occupe dans l'espace et au cours du temps, mais également grâce aux mouvements régissant l'écoulement glaciaire. En occupant de manière plus ou moins prolongée une certaine étendue spatiale, les glaciers vont véritablement façonner le paysage, justifiant l'importance de leur rôle géomorphologique.

1.3. Le rôle géomorphologique des glaciers

Les glaciers constituent très certainement l'agent d'érosion le plus actif à la surface du globe. La présence d'une couverture glaciaire sur une période relativement longue (plusieurs milliers d'années) laisse, après son retrait, une empreinte bien visible sur l'ancien lit rocheux, qui peut être divisée en deux domaines distincts : la zone amont du système glaciaire, où dominent les formes d'érosion, et la zone aval, où dominent les formes d'accumulation. L'étude des processus d'érosion fonctionnels en contexte glaciaire conduit à en distinguer trois principaux types : sous-glaciaires, périglaciaires et paraglaciaires. Ces trois différents types de processus ont pour conséquences de façonner des formes du relief qui leur sont spécifiques. De plus, ils arrachent au substrat rocheux les matériaux constituant les archives sédimentaires sur lesquelles cette étude va en partie se fonder, pouvant alors servir de base de travail à la reconstitution des paléoenglacements tardiglaciaires.

1.3.1. Les processus sous-glaciaires : abrasion et quarrying

Les processus sous-glaciaires sont ceux agissant sous la masse de glace. Il y a trois grandes familles de processus d'érosion qui interagissent sous un glacier : deux processus

d'érosion glaciaire, que sont l'abrasion et le plucking (ou quarrying), et des processus chimiques et mécaniques, lesquels sont liés à la présence d'eau sous la glace.

• Le processus d'abrasion

Le processus le plus cité de l'action glaciaire est l'abrasion. C'est un phénomène qui est omniprésent à la base des glaciers alpins et qui a lieu dans les zones de contact entre le glacier et son support rocheux. L'abrasion mécanique est le résultat du frottement de la glace chargée de matériaux sur le lit rocheux. Elle est surtout le fait des fragments de roche et débris véhiculés enchâssés dans la glace. Les produits arrachés issus de l'abrasion sont essentiellement fins et se retrouvent au front du glacier sous forme de « farine glaciaire⁵ » qui constitue la forte charge en suspension des eaux de fonte. L'abrasion se fait selon deux modes différents que sont la striation et le polissage. La striation correspond au creusement de petits sillons (les stries glaciaires⁶) parallèles à la direction d'écoulement de la glace. Le polissage correspond quant à lui à une forme d'abrasion relativement uniforme de la roche par le frottement du glacier, conduisant à la formation de roches moutonnées⁷. Des polis glaciaires, présentés sous forme de surfaces lisses atteignant plusieurs centaines de mètres carrés, peuvent également être visibles sur les flancs et le fond des vallées.

Le polissage et la striation dépendent des mêmes facteurs mais peuvent être indépendants. Le polissage est, de plus, le processus dominant là où la différence de dureté entre les matériaux contenus dans la glace et le lit rocheux est faible.

La vitesse d'abrasion est proportionnelle au poids et donc à l'épaisseur du glacier, mais seulement jusqu'à un certain seuil de pression, variable selon la vitesse du flux de glace. Au-delà de ce seuil, l'abrasion diminue car le frottement des particules sur le lit limite fortement leur vitesse de déplacement par rapport au lit rocheux. Différents facteurs vont intervenir dans l'abrasion (Van Vliet-Lanoë, 2014) parmi lesquels : une alternance de zones en compression et en extension en relation avec la morphologie du lit, la concentration en débris à la base dynamique du glacier, un apport ou une incorporation régulière de matières rocheuses à la base du lit, la vitesse de fluage de la glace, et la présence d'eau. Les débris peuvent être hérités et incorporés par regel à partir de l'écoulement sous-glaciaire, ou arrachés au substrat.

Compte tenu de la vitesse et de la turbulence de l'écoulement sous pression dans les cavités sous-glaciaires, l'abrasion produite par les eaux de fonte est particulièrement efficace sous un glacier.

⁵ « Sable très fin ou silt résultant de l'écrasement de roches sous la pression d'un glacier ». (Foucault & Raoult, 2010)

⁶ Cannelures, allongées dans le sens de la progression glaciaire et souvent associées aux polis.

⁷ Formations rocheuses altérées par le passage d'un glacier. Elles correspondent à de petites éminences dissymétriques, en pente douce vers l'amont et délogement sur le versant aval.

• <u>Le processus de quarrying</u>

Le plucking (ou quarrying) désigne quant à lui les processus par lesquels un glacier mobilise des fragments de substrat de taille au minimum décimétrique. Deux processus bien distincts interviennent dans le plucking : la fragmentation du lit rocheux d'une part, le délogement et l'entraînement des blocs par la glace d'autre part. Le délogement a lieu dans les zones de brusque rupture de pente du lit glaciaire. La forte viscosité de la glace l'empêche d'adhérer parfaitement à son lit et permet le maintien d'un vide à l'aval de l'éperon rocheux constitué de roches dures. Le frottement de la glace armée de débris, à la partie supérieure de l'éperon, entraîne le détachement de blocs qui remplissent progressivement le vide initial.

Les eaux sous-glaciaires constituent l'un des facteurs principaux de l'érosion, notamment dans le cas des glaciers tempérés. C'est un agent essentiel de l'érosion en contexte glaciaire et le principal processus d'érosion mis en œuvre par les eaux sous-glaciaires est l'abrasion.

De manière générale, l'ablation par les processus d'érosion glaciaire varie fortement d'un glacier à l'autre, en fonction des conditions glaciologiques et géomorphologiques.

1.3.2. Les processus périglaciaires

Les climats froids ne s'accompagnent pas nécessairement de glaciers. Dans ce cas, l'établissement d'une longue période froide dans une région entraîne une dynamique de surface très particulière, dite « périglaciaire », dont l'action peut avoir une importante influence sur les paysages. Le nom de périglaciaire est réservé au système dans lequel le gel joue un rôle très important, une grande partie de l'année au moins, mais tout en restant discontinu et sans qu'une couverture de glace recouvre la surface terrestre sur l'ensemble de l'année. Ainsi, les processus périglaciaires sont fonctionnels à chaque période froide sur les versants supra-glaciaires (qui dominent les glaciers).

Le terme « périglaciaire » désigne, par définition, les conditions, les processus et les formes du relief associés au froid mais dans des environnements non glaciaires. Il doit son nom à sa localisation généralement en marge des régions englacées des hautes latitudes et des montagnes élevées, c'est-à-dire en dessous de la limite des neiges permanentes. La notion de périglaciaire est étroitement liée aux processus d'érosion et à la dynamique des formes de surface associées. Les environnements périglaciaires sont principalement caractérisés par une alternance de cycles gel-dégel et la présence d'un sol continuellement gelé (pergélisol). Le pergélisol correspond à tout matériel lithosphérique dont la température reste inférieure ou égale à 0°C durant une période d'au moins un an. C'est un phénomène thermique dont seules les formes et formations qui lui sont liées permettent de supposer sa présence en l'absence de mesures. En fonction de son taux de couverture spatiale, on distingue trois types de pergélisol : continu (>70%), discontinu (entre 30 et 70%) et sporadique (<30%) (Mercier et al., 2013).

Afin de comprendre la formation des sols structurés périglaciaires, il faut prendre en compte les fluctuations climatiques et hydrologiques qui, en abaissant ou relevant le niveau de la nappe, vont faire gonfler des formes qui étaient initialement plates ou des matériaux injectés dans les fentes. Ainsi, les expressions morphologiques du pergélisol riche en glace résident principalement dans le développement d'éboulis ou cônes fluants et de glaciers rocheux, dont la localisation est étroitement liée aux conditions topo-climatiques locales.

En montagne, le glacier rocheux apparaît comme la forme emblématique associée au pergélisol. Les glaciers rocheux (Mercier et al., 2013 ; Jorda, 1983) sont des mélanges de glace et de débris rocheux qui se déplacent sur les versants guidés par la gravité; ils apparaissent comme des langues pluri-hectométriques bien caractéristiques avec un front raide et de multiples bourrelets en surface. On distingue généralement les glaciers rocheux actifs, qui contiennent de la glace en quantité importante et se déplacent vers l'aval ; des glaciers rocheux inactifs, qui contiennent encore de la glace mais insuffisamment pour que soit permise la reptation du mélange débris rocheux/glace. Les glaciers rocheux sont ainsi des témoins de l'oscillation altitudinale des conditions climatiques au cours du temps et peuvent permettre de reconstituer les conditions climatiques passées. Ils se mettent en place en plusieurs étapes au cours du temps, sur des versants concernés par des récurrences glaciaires. De plus, de « vrais » glaciers ont pu repasser sur des glaciers rocheux préexistants, ou inversement, donnant alors lieu à des interactions entre dynamique glaciaire et périglaciaire. De nombreux travaux récents (Monnier, 2006) ont montré que les glaciers rocheux sont des formes mises en place en plusieurs étapes au long des derniers millénaires, sur des versants concernés par des récurrences glaciaires comme celle du PAG.

L'étagement des formes périglaciaires résulte de la dégradation des conditions climatiques avec l'altitude et de la configuration locale du relief : sa topographie et sa lithologie. En ce qui concerne la chaîne pyrénéenne, les conditions climatiques varient selon un effet de continentalité ouest/est. La partie occidentale de la chaîne connaît un climat purement océanique (frais, humide et venteux) tandis que la partie orientale a un climat méditerranéen (plus chaud et sec). Ceci a pour conséquence d'entraîner la présence de formes périglaciaires (Feuillet, 2010) à des altitudes plus basses dans la partie occidentale que dans la partie orientale.

La découverte d'anciennes structures caractéristiques des environnements périglaciaires permet de fournir des preuves de la présence d'un pergélisol dans le passé. Ces éléments soulignent donc l'importance des modelés périglaciaires en tant que marqueurs paléogéographiques.

1.3.3. Les processus fonctionnels en contexte paraglaciaire

La notion d'environnements « paraglaciaires » a été énoncée dans les années 1970 pour définir des processus non-glaciaires mais directement conditionnés par la proximité d'un glacier. Ainsi, les dépôts paraglaciaires (Campy et al., 2013) concernent tous les dépôts mis en place, non pas sous l'influence directe de la glace, mais sous la dépendance dominante des eaux de fonte, à proximité immédiate du front du glacier (dépôts proximaux) ou en position plus lointaine, dans les chenaux fluviatiles ou dans les lacs en situation pro-glaciaire.

En 1972, Church et Ryder ont donné deux acceptions au concept de paraglaciaire. La première, correspond à des processus non glaciaires mais directement conditionnés par la glaciation. Ils ont ainsi considéré comme paraglaciaires les processus proglaciaires⁸ et ceux opérant à la périphérie d'un ancien glacier, mais qui sont directement liés à l'ancienne présence de glace. Ils ont décrit comme étant des processus paraglaciaires les coulées boueuses, les coulées de débris, l'aggradation et les remaniements fluviaux. Les formes paraglaciaires correspondent à des modelés d'ablation et d'accumulation remaniant des dépôts primaires ou secondaires issus principalement de la morphogenèse glaciaire antérieure, mais elles peuvent aussi provenir d'une dynamique paraglaciaire primaire.

Dans la seconde acception, le terme de paraglaciaire est utilisé comme un adjectif temporel. Ils ont ainsi défini une période paraglaciaire comme une séquence temporelle pendant laquelle ces processus sont actifs. Elle est caractérisée par des taux d'érosion élevés sur les versants, dans les systèmes fluviaux et éoliens. La période paraglaciaire constitue la période de réajustement des environnements ayant été englacés et possède une durée de vie qui dépend des stocks sédimentaires à remanier, de la vitesse des processus et donc des paramètres climatiques, de la localisation géographique du bassin versant, de la couverture végétale postglaciaire et enfin de la taille, de la configuration orographique et de la nature géologique des bassins versants dans lesquels les processus paraglaciaires s'expriment.

Le concept de paraglaciaire est devenu le nouveau paradigme pour la compréhension des changements géomorphologiques au cours des étapes de déglaciation. Il est utilisé pour désigner une période, des processus, des modelés, des environnements mais aussi des géosystèmes⁹. Il recouvre une réalité très large puisqu'il peut s'appliquer à tous les espaces à la surface de la terre ayant été englacés puis ayant subi une (ou plusieurs) déglaciation(s). Par conséquent, l'ensemble des surfaces ayant été englacées au cours des périodes froides Pléistocène et qui ne le sont plus aujourd'hui sont concernées, ce qui représente près de 40% de la surface terrestre (Mercier, 2010).

Les glaciers ont un important rôle géomorphologique, lequel est notamment lié aux trois principaux types de processus d'érosion fonctionnels en contexte glaciaire : les processus sous-glaciaires, périglaciaires et paraglaciaires. Cependant, lors du retrait d'un glacier, d'autres marqueurs vont être disponibles pour permettre de retracer les paléoenglacements auxquels nous allons nous intéresser. C'est pourquoi il convient à présent d'aborder les dépôts laissés par les glaciers à la suite de leur retrait.

⁸ Qualifie tout phénomène observable en avant d'un front glaciaire et dont l'existence est commandée par ce glacier.

⁹ Le géosystème inclut l'écosystème en prenant en compte les interactions entre les systèmes vivants et leur environnement mais aussi les interrelations entre le milieu biophysique et les activités des sociétés humaines.

1.4. Les différents types de dépôts laissés par les glaciers

Plus encore que les formes d'érosion, les dépôts abandonnés par les glaciers sont d'importants témoins de leur passage et c'est en cela qu'ils constituent des marqueurs indispensables à la reconstruction des paléoenglacements. Cela conduit à évoquer les formes et formations d'accumulation que l'on peut trouver dans ces zones marquées par la présence passée d'un glacier. C'est pourquoi, afin d'évoquer les différents types de dépôts laissés par les glaciers, les constructions morainiques de marge glaciaire puis les dépôts sous-glaciaires vont être abordés.

1.4.1. Les constructions morainiques de marge glaciaire

Différentes topographies peuvent être associées aux sédiments glaciaires, comme les tills (Van Vliet-Lanoë, 2014) qui désignent des dépôts glaciaires hétérogènes, non consolidés. Ils sont composés d'éléments lithiques permettant de déterminer leur origine et de granulométrie variable selon le substrat. Les constructions morainiques sont souvent associées et parfois confondues avec les tills, mais elles désignent des formes de terrain et non pas un faciès de terrain ou un sédiment (contrairement aux tills). On distingue communément trois principaux types de constructions morainiques (Fig. 1.4):

- Tout d'abord, les **moraines frontales**. Ce sont des formes constituées par un matériau hétérométrique, riche en blocs souvent métriques dans une matrice limoneuse ou limono-sableuse. Leur composition lithologique reflète celle du bassin versant et leur composition granulométrique celle de l'histoire récente du glacier. Ces arcs ont la particularité de pouvoir remanier toutes les formations superficielles présentes avant l'avancée du glacier.

- Viennent ensuite les **moraines latérales**. Ce sont là aussi des formes constituées par un matériau hétérométrique, dont les propriétés sont identiques à celles des arcs morainiques frontaux. Ces moraines sont formées par les matériaux tombés sur le glacier ou arrachés par celui-ci aux parois de la vallée, puis transportés avant d'être déposés sur les marges latérales du glacier. Ces moraines sont donc principalement alimentées de manière supraglaciaire (audessus du glacier) par des éboulis, des éboulements ou des écoulements superficiels de versant ou juxtaglaciaires (au bord du glacier).

- Enfin, les **moraines médianes**, qui sont en fait deux moraines latérales, jointives en raison de la coalescence de deux émissaires glaciaires. Elles se juxtaposent mais ne se mélangent pas.



Figure 1.4 : Un système glaciaire de montagne

La zone en pointillés correspond à la limite entre la zone d'ablation et la zone d'accumulation. Un glacier possède différentes constructions morainiques que l'on trouve en marge de celuici : moraine latérale, moraine centrale et moraine frontale. Il y a des dépôts sousglaciaires tels que le till basal. Ces dépôts et formations

glaciaires peuvent se retrouver dans le paysage à la suite du retrait du glacier, marquant la présence passée de celui-ci. (Extrait de Van Vliet-Lanoë, 2014)

Lorsque l'on évoque les constructions morainiques de marge glaciaire, il ne faut pas oublier d'aborder les obturations glaciaires. Le processus d'obturation glaciaire est lié à une diffluence modérée d'une langue glaciaire à l'intérieur d'une vallée non englacée. Lorsqu'un glacier adjacent vient barrer une vallée jusqu'à présent libre de glace, un lac se crée alors. Le niveau de celui-ci s'élève en même temps que celui de la langue glaciaire d'obturation. Chaque petite élévation du niveau du lac entraîne la création d'un volume disponible, qui va être rempli par les sédiments apportés par la rivière. Le niveau du lac en cours de formation s'élève au même rythme ou à un rythme légèrement inférieur à celui des apports solides. Les dépôts se présentent alors sous un aspect original et freinent l'avancée du glacier, qui stagne plus ou moins. Les formes et formations associées à ce processus sont de deux types:

- Il y a tout d'abord un ou plusieurs arcs morainiques frontaux, à convexité tournée vers l'amont (et non vers l'aval comme dans les vallées « normales ») qui se forment.

- Ensuite, on retrouve un remblaiement fluvio-glaciaire ou glacio-lacustre, lié au barrage constitué par le glacier. Une banquette ou une plaine alluviale se forme alors.

Après leur retrait, les glaciers n'ont pas uniquement laissé des formes construites dans les vallées qu'ils ont occupées. Des traces de dépôts peuvent également être présentes. En effet, des vestiges de dépôts pouvant être très différents, aussi bien par leur altitude que par leur nature, peuvent marquer les vallées occupées par la présence passée d'un glacier. C'est pourquoi une étude plus approfondie de ces dépôts va être abordée.

1.4.2. Les dépôts sous-glaciaires

Le till basal (ou moraine de fond), schématisé sur la Figure 1.4, se met en place sous le glacier et est observable lorsque le glacier abandonne les matériaux rocheux qu'il traîne à sa base. Il ne peut être mis en place que par un glacier tempéré actif. Il forme un dépôt compact et dense pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur, hétérométrique, incorporant des cailloux striés et façonnés, dont le grand axe est orienté dans le sens de l'écoulement glaciaire. Il existe plusieurs morphologies pour les sédiments sous-glaciaires constitutifs de ce till basal, dont les suivantes :

- Les moraines de Rögen, qui sont des formes sédimentaires liées à une discontinuité dans l'écoulement de la masse glaciaire, ce qui entraîne la formation d'accumulations rythmées de tills en larges bourrelets. Elles sont à mettre en relation avec des épisodes de surges.

- Les moraines de De Geer, qui sont attribuées à l'existence d'un front glaciaire ancré au sol, vêlant dans un lac ou dans la mer. Ce sont des formes d'accumulations en bourrelets décamétriques, quasiment orthogonales à l'écoulement du glacier, s'effectuant soit dans la zone de décollement par flottation du glacier par rapport à son lit, soit par l'injection ou la sédimentation de matériaux sursaturés au niveau des crevasses.

- Les drumlins, qui sont des formes d'érosion et/ou de sédimentation en aval d'obstacles variés, orientés dans le sens de l'écoulement glaciaire.

- Les eskers sur substrat rocheux sont souvent constitués par des accumulations sousglaciaires longilignes et en relief, le plus souvent de galets très arrondis et de sables, liées au fonctionnement en conduite forcée des drains internes au glacier.

- Les dépôts supraglaciaires abandonnés par la fonte, parfois aussi nommés « figures de kame », sont une série de formes résiduelles associée aux tills d'ablation. Ces derniers désignent des débris supra et intraglaciaires, meubles, peu compacts, généralement plus minces qu'un till de fond, parfois grossièrement stratifiés, la matrice fine ayant été lavée par les eaux de fonte.

- Enfin, des terrasses et des dépôts lacustres peuvent se mettre en place soit dans des zones de surcreusement glaciaire, soit lorsqu'une langue glaciaire barre la vallée ou encore en période de retrait du glacier, en amont de son vallum morainique.

Plusieurs types de matériaux peuvent donc être observés dont le till basal, le till d'ablation, les dépôts fluvio-glaciaires, proglaciaires, supraglaciaires et sous-glaciaires, les dépôts glacio-lacustres et fluvio-lacustres, et enfin les dépôts glacio-marins proximaux et distaux. La grande majorité de ces dépôts se forme en période de déglaciation, lorsque la quantité d'eau disponible devient importante. Les matériaux fluvio-glaciaires ont la particularité d'être roulés alors que les matériaux glaciaires ne le sont pas. Les dépôts proglaciaires sont liés au remaniement de la charge sédimentaire sous-glaciaire et supraglaciaire, éventuellement complétée par les apports des vallées latérales et des écoulements juxtaglaciaires. Les dépôts juxtaglaciaires sont mis en place soit par un drainage externe aux moraines latérales, soit par un drainage supraglaciaire longeant le pied de la moraine latérale en période de décrue glaciaire. Enfin, les dépôts sous-glaciaires sont sous la forme d'eskers ou de vallées tunnels.

Le glacier façonne à la fois son lit et les matériaux qu'il transporte. La glace et les glaciers constituent des outils indispensables à la reconstitution et à la compréhension des fluctuations climatiques passées et vont permettre d'établir des projections pour le futur. Tout ceci est rendu possible par l'étude des archives sédimentaires et notamment des différentes formes construites laissées par le glacier lors de son retrait. Comprendre la formation, l'évolution et le fonctionnement général d'un glacier apparaît donc fondamental pour retracer les paléoenglacements dans une région et pour une période donnée. Ainsi, les marges glaciaires constituent des lieux très riches en informations car le glacier, au cours de ses phases d'avancées et de reculs successives, laisse ses empreintes dans le paysage.

Les Pyrénées constituent une chaîne montagneuse importante à l'échelle de la France, mais également de manière plus générale à l'échelle européenne. Celle-ci a enregistré au cours du temps différentes phases climatiques, notamment marquées par des glaciations plus ou moins importantes. Afin de s'intéresser au phénomène glaciaire dans les Pyrénées, il convient tout d'abord de comprendre les glaciations à l'échelle planétaire, en se focalisant tout particulièrement sur la période Quaternaire. Ceci permettra par la suite d'aborder de manière plus spécifique les glaciations quaternaires pyrénéennes avant, dans un troisième et dernier temps, de focaliser notre intérêt sur l'exemple des glaciations enregistrées dans la vallée de l'Ariège (zone témoin choisie dans le cadre de ce travail de recherche).

2.1. Les glaciations à l'échelle planétaire et plus spécifiquement au cours du Quaternaire

Nous venons de voir que les glaciers ne sont pas figés : ils sont mouvants, aussi bien dans le temps que dans l'espace. Ainsi, leurs avancées puis leurs retraits au cours du temps prennent toute leur importance lorsqu'ils sont mis en perspective avec l'évolution du climat. Au fur et à mesure que l'intérêt scientifique a crû pour les glaciers, le constat selon lequel ces fluctuations sont étroitement contrôlées par les variations du climat a été confirmé. Depuis l'apparition de la Terre il y a environ 4.5 milliards d'années, des alternances entre des périodes plus ou moins froides ont pu être observées et enregistrées. La variabilité du climat planétaire est normale et s'explique par les fluctuations des courants océaniques, les éruptions volcaniques, le rayonnement solaire, les paramètres astronomiques ainsi que par d'autres composantes du système climatique qui, pour certaines, demeurent encore partiellement incomprises. Cinq grandes ères glaciaires dans l'histoire de la planète ont pu être dénombrées. Chacune est constituée de successions, selon une fréquence de dizaines de milliers d'années, de périodes glaciaires et interglaciaires, elles-mêmes encore divisibles en intervalles plutôt chauds ou froids si l'on observe le climat à plus fine échelle. Afin d'aborder les glaciations planétaires (principalement quaternaires) et la compréhension des oscillations climatiques, la théorie astronomique du climat de Milankovitch sera avancée dans un premier temps. A la suite de cela, la chronologie relative détaillée du Quaternaire sera évoquée à travers la chronologie alpine. La chronologie isotopique marine fera l'objet d'un troisième point. Ceci permettra de bien fixer les repères chronologiques des alternances climatiques enregistrées au cours du Quaternaire. Enfin, un zoom sur les modalités du Tardiglaciaire, période sur laquelle ce travail de recherche se focalise, fera l'objet d'un dernier point.

2.1.1. La théorie astronomique du climat de Milankovitch

Le Quaternaire a débuté il y a environ 2.6 Ma (cf. échelle des temps géologiques en annexe 1) et correspond à la troisième et plus récente période géologique du Cénozoïque. Elle se caractérise par le retour des glaciations mais aussi par l'apparition du genre Homo. Le

Quaternaire se subdivise en deux époques géologiques que sont le Pléistocène et l'Holocène. Ainsi, le Pléistocène est la plus ancienne époque géologique du Quaternaire mais aussi l'avant dernière sur l'échelle des temps géologiques. Depuis environ 800 000 ans, la Terre connaît des cycles d'alternance entre période glaciaire (d'environ 80 000 ans) et période interglaciaire (d'environ 20 000 ans) relativement réguliers. Les périodes glaciaires se succèdent environ tous les 100 000 ans, avec une certaine cyclicité. Au cours de ces périodes, d'immenses calottes de glace centrées sur les pôles ou à proximité se développent, elles s'étendent jusqu'aux moyennes latitudes, accompagnées d'une grande extension des glaciers de montagnes venant envahir les piémonts. Ces cycles sont principalement rythmés par des paramètres astronomiques. Aussi, parmi les causes externes des variations climatiques naturelles de la Terre, la théorie astronomique du climat de Milankovitch peut être évoquée. Celle-ci met en évidence que la variation de la position de la Terre sur son orbite induit des variations climatiques majeures. Elle dépend de trois paramètres distincts :

- Tout d'abord, se trouve le phénomène de rotation de l'axe de la Terre par rapport à la normale au plan dans lequel s'inscrit la trajectoire de la Terre. On parle de cycle de **précession des équinoxes**, lequel se produit en moyenne tous les 20 000 ans.

- Vient ensuite le cycle d'**obliquité**, pour lequel la variation de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre a une cyclicité de 40 000 ans.

- Enfin, le changement de forme de la trajectoire de la Terre entre un cercle et une ellipse, ou **excentricité de l'orbite**, se produit en moyenne tous les 100 000 et 400 000 ans. Ces trois paramètres sont illustrés sur la Figure 2.1. Ainsi, ce sont principalement ces paramètres orbitaux qui permettent d'expliquer la répétition quasi-périodique tous les 100 000 ans des glaciations quaternaires.



Figure 2.1 : Paramètres pris en compte dans la théorie astronomique du climat de Milankovitch

A/ L'excentricité de l'orbite, dont la périodicité est de 96 000 ans, correspond au changement de forme de la trajectoire de la Terre entre une ellipse et un cercle quasiparfait.

B/L'obliquité, dont la périodicité est de 42 000 ans, correspond à la variation de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre entre 21.5° et 24.5° par rapport au plan de l'écliptique.

C/ La précession des équinoxes, dont la périodicité est de 21 000 ans, correspond à la rotation de l'axe de la Terre par rapport à la normale au plan.

(Extrait de Francou & Vincent, 2007)

Jusqu'à seulement quelques dizaines d'années, les connaissances concernant ces cycles glaciaires/interglaciaires étaient encore très limitées. Leur durée, leur nombre et même la période à partir de laquelle ils se sont mis en place de manière assez « régulière » se limitaient à des notions encore floues. Dans le courant du XX^e siècle et en ce début de XXI^e siècle, les progrès réalisés dans différentes disciplines, permettent de faire avancer de manière significative les connaissances scientifiques concernant ces glaciations quaternaires.

2.1.2. La chronologie alpine : première chronologie relative détaillée du Quaternaire

Ce sont les glaciers des Alpes qui ont permis d'établir la première chronologie relative détaillée du Quaternaire. C'est ainsi que la chronologie alpine, proposée en 1909 par Penck et Brückner, en se basant sur les relations entre différentes formes de reliefs et de dépôts sédimentaires, a conduit à différencier quatre glaciations principales au cours du Pléistocène. Celles-ci ont été nommées « Günz », « Mindel », « Riss » et « Würm » (en référence à des affluents du Danube) et sont séparées les unes des autres par des interglaciaires de durées inégales. Cette chronologie relative (détaillée sur la Fig. 2.2) a, quelques années plus tard, été complétée par deux glaciations plus anciennes : celles de « Biber » et de « Donau ». Cette échelle alpine est la plus classique et est ainsi utilisée pour d'autres montagnes que les Alpes, mais essentiellement en France et dans quelques autres pays européens.





Initialement, la datation des glaciations Quaternaire s'est appuyée sur la localisation des dépôts correspondants. Cependant, la comparaison et la recherche de similitudes entre les dépôts identifiés dans des régions relativement éloignées les unes des autres a fait ressortir de nombreuses difficultés, car les critères d'altérations sont très relatifs et réellement valables uniquement pour un contexte topo-climatique donné. De plus, en raison de différences de latitudes et de relief, les glaciations des Alpes, de l'Europe du Nord et de l'Amérique du Nord ne sont pas exactement synchrones et il est assez délicat d'établir des corrélations entre ces différentes zones. Ainsi, pour prendre un exemple reproduit sur la Figure 2.2, il n'y a aujourd'hui encore aucune certitude permettant de relier les dépôts de la glaciation de la Saale (qui a affecté l'Allemagne du Nord) et ceux de la glaciation du Riss dans les Alpes. C'est notamment pour cette raison que les différentes régions du monde ont opté pour la conservation de leur propre division stratigraphique du Quaternaire. Ainsi, la dernière avancée des glaciers, il y a environ 20 000 ans, est appelée « glaciation de Würm » en France et dans les autres pays alpins, « glaciation du Devensien » dans les îles Britanniques, « glaciation de Weichsel » en Allemagne et en Europe du Nord, « glaciation de Valdaï » en Russie, et enfin « glaciation du Wisconsin » en Amérique du Nord. Cette diversité se retrouve pour l'ensemble des périodes glaciaires et interglaciaires, ce qui rend ces datations relativement complexes. Pour ces diverses raisons, la division adoptée au niveau international pour les glaciations du Quaternaire se base actuellement sur des dépôts sédimentaires marins.

2.1.3. La chronologie isotopique marine

Les sédiments marins ont la propriété de se déposer de manière régulière et il est possible d'étudier leur rapport isotopique. On parle alors d'enregistrements isotopiques globaux. En effet, cette stratigraphie se fait par les isotopes stables de l'oxygène que sont ¹⁶O et ¹⁸O. La chronologie des stades isotopiques est basée sur la mesure de la variation du rapport entre ces deux isotopes de l'oxygène. Étant donné que l'isotope ¹⁶O est plus léger que ¹⁸O, il est présent en plus grande proportion dans les dépôts sédimentaires. Le piégeage de l'isotope léger ¹⁶O dans les glaciers continentaux au cours des glaciations a chargé l'océan en isotopes lourds au cours de ces périodes, sous l'effet du gel. Ces isotopes de l'oxygène se retrouvent dans les tests carbonatés des organismes planctoniques sédimentés au fond des océans mais également dans l'eau des carottes de glace issues des forages polaires. Cette chronologie tend aujourd'hui de plus en plus à s'imposer dans le monde scientifique.

Grâce à cette chronologie isotopique marine, une courbe de variation de la température moyenne a été établie pour les 5 derniers millions d'années. Elle a ensuite été confrontée aux datations obtenues par d'autres méthodes pour aboutir à une chronologie isotopique universellement reconnue. L'ère glaciaire a ainsi été divisée en 103 stades isotopiques de l'oxygène. Un numéro impair est attribué aux périodes interglaciaires et un numéro pair aux périodes glaciaires. Aussi, l'interglaciaire actuel est classé comme Oxygen Isotope Stage 1 (OIS 1) ou encore Marine Isotope Stage 1 (MIS 1), le maximum de la dernière glaciation (LGM) comme le stade 2, le maximum glaciaire würmien comme le stade 4 ou encore l'extension glaciaire maximale (MEG) comme le stade 10. Cette classification isotopique marine se retrouve également dans la Figure 2.2, où des correspondances peuvent être établies

avec les glaciations des chronologies relatives précédemment évoquées. Une fois cette chronologie explicitée, il convient de se focaliser sur la période Tardiglaciaire à proprement parler.

2.1.4. Les modalités du Tardiglaciaire : des enregistrements palynologiques aux enregistrements isotopiques des carottes de glace

Le Tardiglaciaire correspond à la dernière phase du Pléistocène, juste avant le début de la période interglaciaire actuelle qu'est l'Holocène. Il correspond à la subdivision finale de la dernière glaciation (la glaciation de Würm dans les Alpes), au cours de laquelle le climat se réchauffe, bien qu'il soit marqué par quelques oscillations froides. Les limites chronologiques du Tardiglaciaire varient selon les auteurs, mais la plupart considèrent qu'il est compris entre la fin du dernier maximum glaciaire enregistré à l'échelle globale (Global LGM daté entre 23 et 19 ka cal. BP) et la dernière oscillation froide, qui correspond au Dryas récent (vers 11 ka cal. BP). Le Tardiglaciaire fait ainsi partie du MIS 2. Il est également parfois question de la dernière terminaison glaciaire-interglaciaire (Last Glacial-Interglacial Terminaison : LGIT) pour désigner cette période. En effet, la LGIT (Wohlfarth, 1996 et Denton et al., 2010) est définie comme étant la dernière terminaison, séparant le dernier stade glaciaire et l'interglaciaire actuel (Holocène) et est datée entre 17.5 et 11.5 ka cal. BP.

Classiquement, le Tardiglaciaire est divisé en une série de stades froids nommés Dryas, séparés par des interstades plus chauds, nommés d'après des localités du Danemark, de type Bølling et Allerød. Durant la première moitié du XX^e siècle, des travaux palynologiques ont permis de définir trois zones polliniques successives : le Dryas récent (Younger Dryas), l'Allerød et le Dryas ancien (Oldest Dryas). Cette subdivision a été affinée par Iversen en 1943, qui a ajouté un autre interstade, lequel aurait eu lieu avant l'Allerød, en se fondant sur des preuves provenant du site de Bølling So, d'où son nom de Bølling. En effet, des enregistrements polliniques traduisant des changements parfois radicaux et brutaux dans la végétation ont permis de distinguer des phases plus ou moins froides (Jalut, 1973). Quelques années plus tard, la méthode de datation au radiocarbone est apparue. La corrélation biostratigraphique est alors devenue moins importante et les diagrammes polliniques sont dès lors plus souvent considérés dans un contexte chronologique.

Les changements climatiques associés au Tardiglaciaire ont donc été détectés dans un premier temps à partir d'enregistrements polliniques scandinaves. C'est de là qu'est née la dénomination chronologique « Dryas ancien », « Bølling », « Dryas moyen », « Allerød », « Dryas récent » et « Préboréal ». Cette subdivision climatique a été largement utilisée dans le Nord-Ouest de l'Europe, généralement dans un sens chronostratigraphique, et est encore largement utilisée à l'échelle mondiale. L'une des difficultés majeures pour les scientifiques travaillant sur la dernière terminaison est la large utilisation des termes climatostratigraphiques évoqués précédemment et qui ont initialement été définis avec une référence spécifique à des évènements en Scandinavie. Ces termes ne peuvent pas avoir la même signification climato-stratigraphique à la fois en Antarctique et dans la région Nord Atlantique. Par conséquent, ils ne peuvent pas être utilisés stricto sensu comme des unités

chrono-stratigraphiques en raison du temps et de la nature transgressive du changement climatique (Lowe et al., 2008).

La phase de lent radoucissement global, marquée par d'importantes fluctuations relativement brusques qu'est le Tardiglaciaire, a pu être enregistrée dans les archives glaciaires, continentales et marines. Ces fluctuations ont notamment été révélées par les carottes du forage profond de NorthGRIP (le North Greenland Ice Core Project). Ainsi, à l'heure actuelle, ces changements climatiques ont été contraints et bien datés à l'aide de ces données isotopiques NorthGRIP (Delmas, 2015) et ce sont ces limites temporelles qu'il faut retenir. Ces enregistrements GRIP et NGRIP sont disponibles sur la Figure 2.3.



Figure réalisée à l'aide de la chronologie des carottes du Groenland de 2005 (GICC05) en tant que stratotype régional, avec INTCAL04 pour l'étalonnage des datations radiocarbones, des procédures statistiques bayesiennes pour la construction des modèles d'âges et enfin avec la téphrochronologie¹⁰ pour valider les corrélations entre dossiers régionaux du site.

¹⁰ Procédé de datation par l'analyse stratigraphique des couches de cendres déposée sur la surface de la terre pendant la période volcanique.

La Figure 2.3 montre les variations du taux de l'isotope ¹⁸O présent dans les carottes de glace GRIP et NGRIP du Groenland, en fonction de la profondeur et au cours des 30 000 dernières années. Ces variations permettent de reconstituer les variations des températures globales moyennes. La notation GRIP isotopique remplace les termes de chrono/ climatostratigraphie classiques. Il y a des périodes Greenland Stadials (GS) et Greenland Interstadials (GI). Ces périodes GS et GI sont les expressions groenlandaises des évènements caractéristiques Dansgaard-Oeschger, qui représentent respectivement les phases froides et chaudes de la région de l'Atlantique Nord. Ainsi, le Greenland Interstadial 1 (GI-1), qui est compris entre 14.6 et 12.8 b2k¹¹ est largement en corrélation avec l'interstade Bølling-Allerød. Cette période correspond à une brusque montée du δ^{18} O et donc une élévation des températures. De plus, cet interstade a été subdivisé en trois épisodes chauds que l'on peut repérer sur la Figure 2.3 et qui sont GI-1a, GI-1c et GI-1e, avec des périodes plus froides s'intercalant : GI-1b et GI-1d (Hoek, 2008). Vers 12.8 ka b2k, une brusque chute dans le δ^{18} O marque quant à elle le début du Dryas récent, période globalement plus froide. Ensuite, à partir de 11.5 b2k, une remontée assez rapide des températures et donc du δ^{18} O, marque le début du Préboréal. Un modèle plus détaillé et prolongé (Rasmussen et al. 2014) pour l'ensemble de la dernière période glaciaire (les 120 000 dernières années), basé sur une synchronisation des dossiers NGRIP, GRIP et GISP 2 est présenté dans la Figure 2.4.

Il y a environ 25 transitions brusques de stade à interstade qui ont eu lieu au cours de la dernière période glaciaire (Rasmussen et al. 2014). Cette Figure 2.4 remonte jusqu'au début de GS-26, à savoir il y a 119.140 b2k, marquant le début de cette dernière période glaciaire. Ce sont surtout les bornes de GS-2a, dont nous n'avions pas connaissance jusqu'à présent, que cette nouvelle chronologie a permis de préciser. Ainsi, ce GS-2.1a débute il y a 17.480 b2k et correspond au début du Dryas ancien.

Les données isotopiques ont donc permis de dater de manière précise différentes phases, alternant entre des périodes plus ou moins froides. La période de temps correspondant plus précisément au Tardiglaciaire a ainsi pu être bien renseignée, puis ensuite mise en corrélation avec la chronologie basée sur les enregistrements polliniques scandinaves qui est classiquement utilisée. L'importance comme la durée des fluctuations tardiglaciaires dépendent malgré tout de l'hémisphère mais aussi de la région considérée. Le Tardiglaciaire apparaît tout particulièrement intéressant car il présente un grand nombre de variations climatiques en un laps de temps très court à l'échelle du Quaternaire. C'est notamment pour cette raison que l'état des lieux actuel des connaissances sur le Tardiglaciaire pyrénéen va à présent être évoqué.

¹¹ $b2k = before 2\ 000\ AD.$

Event	NGRIP depth (m)	Age (a b2k) and definition uncertainty	Maximum counting error (years)	Notes and comments	Event	NGRIP depth (m)	Age (a b2k) and definition uncertainty	Maximum counting error (years)	Notes and comments	
End of 8.2 ka BP event	1219.47	8140 + 50/-10	45	1, 2	Start of GI-17.1b	2410.65	58,840 ^a	2542	8, 13	
Volcanic peak inside 8.2 ka	1228.67	8236 ± 1	47	2, 3	Start of GI-17.1c	2415.01	59,080 ^ª	2557	8, 13	
Start of 8.2 ka BP event	1234.78	8300 + 10/-40	49	1, 2	Start of GS-17.2	2417.66	59,300 ^a	2569	8, 13	
End of 9.3 ka BP event	1322.88	9240 + 30/-10	68	1, 2	Start of GI-17.2	2420.44	59,440*	2573	8, 10	
Start of 9.3 Ka BP event	1331.05	$9350 \pm 10/-20$	/0	1, 2	Start of GS-18	2461.82	63,840"	n.a.	8, 13	
Start of 11.4 ka BP event	1482 32	11,400	97	13	Start of GS-19.1	2403.83	69.400 ^b	n.a.	8 13	
Start of Holocene	1492.45	11,703 + 4	99	3, 4, 5	Start of GI-19.1	2507.59	69.620 ^a	n.a.	8,13	
Start of GS-1	1526.52	$12,896 \pm 4$	138	3, 5	Start of GS-19.2	2512.54	70,380 ^c	n.a.	8, 13	
Start of GI-1a	1534.5	13,099 ^a	143	6	Start of GI-19.2	2535.96	72,340 ^ª	n.a.	8, 13	
Start of GI-1b	1542.1	13,311 ^b	149	6	Start of GS-20	2547.52	74,100 ^b	n.a.	8, 13	
Start of GI-1c1	1554.75	13,600 ⁰	156	13	Start of GI-20a	2549.63	74,320 ^b	n.a.	8, 13	
Start of GI-1c2	1557.08	13,660 ^b	158	13	Start of GI-20b	2550.96	74,440 ⁰	n.a.	8, 13	
Start of GI-1C3	1570.5	13,954"	165	5	Start of GI-20c	2579.13	76,440 ^a	n.a.	8, 13	
Start of GI-Id	1574.8	14,075	186	3 2 5	Start of GS-21.1	2590.25	77,760°	n.a.	8, 13	
Start of GS-2 1a	1669.09	17,480 ^c	330	8.13	Start of GL21.1a	2594,45	78,080 78,740 ^b	n.a.	8 13	
Start of GS-2.1b	1745.31	20.900 ^c	482	7.8	Start of GI-21.10	2609.14	79,240ª	n.a.	8,13	
Start of GS-2.1c	1783.62	22,900 ^a	573	7.8	Start of GI-21.1d	2614.5	79,700 ^e	n.a.	8,13	
Start of GI-2.1	1786.28	23,020 ^a	583	8, 13	Start of GI-21.1e	2687.29	84,760 ^a	n.a.	8, 13, 12	
Start of GS-2.2	1790.26	23,220 ^a	590	8, 13	Start of GS-21.2	2689.81	84,960 ^a	n.a.	8, 13	
Start of GI-2.2	1793.19	23,340 ^a	596	7, 8, 9	Start of GI-21.2	2691.13	85,060 ^a	n.a.	8, 13, 12	
Start of GS-3	1861.69	27,540 ^b	822	7, 8	Start of GS-22	2717.11	87,600 ^b	n.a.	8, 13	
Start of GI-3	1869.12	27,780 ^a	832	7, 8, 9	Start of GI-22a	2719.69	87,820 ^b	n.a.	8, 13	
Start of GS-4	1882.62	28,600 ^a	887	7, 8	Start of GI-22b	2721.56	88,000 ^b	n.a.	8, 13	
Start of GI-4	1891.57	28,900°	898	7, 8, 9	Start of GI-22c	2730.94	88,800 ^b	n.a.	8, 13	
Start of GS-5.1	1916.08	30,600 ^b	1008	8, 13	Start of GI-22d	2732.29	88,920	n.a.	8, 13	
Start of CS 5.2	1920.50	30,840"	1024	8, 13	Start of GI-22e	2743.58	89,800	n.a.	8, 13	
Start of CI-5 2	1959.00	32,040	1132	8.9	Start of CL22g	2744.00	09,040 00.040 ^a	n.a.	0, 15	
Start of GS-6	1964 3	33 360 ^b	1191	8 11	Start of GS-22g	2740.33	90,040	n a	8 13	
Start of GI-6	1974.55	33.740 ^a	1212	8.9	Start of GL231	2891 53	104 040 ^a	na.	8 13	
Start of GS-7	1990.28	34.740 ^b	1286	8, 11	Start of GS-23.2	2894.99	104380a	n.a.	8,13	
Start of GI-7a	1993.79	34,880 ^b	1293	8, 13	Start of GI-23.2	2896.61	104,520	n.a.	8, 13	
Start of GI-7b	1997.04	35,020 ^b	1299	8, 13	Start of GS-24.1	2905.05	105,440 ^f	n.a.	8, 13	
Start of GI-7c	2009.44	35,480 ^a	1321	8, 9	Start of GI-24.1a	2914.17	106220f	n.a.	8, 13	
Start of GS-8	2026.66	36,580 ^b	1397	8, 11	Start of GI-24.1b	2915.31	106,320	n.a.	8, 13	
Start of GI-8a	2032.67	36,860 ⁰	1408	8, 13	Start of GI-24.1c	2920.6	106,750 [°]	n.a.	8, 13	
Start of GI-8b	2038.23	37,120	1417	8, 13	Start of GS-24.2	2922.06	106900f	n.a.	8, 13	
Start of GE 0	2070.02	38,220 20,000	1449	8,9	Start of GE 25	2938.19	110 6 40	n.a.	8, 13	
Start of GI-9	2099.61	40 1 60 ^a	1580	8.9	Start of GL25a	2954.08	110,840	n.a.	8 13	
Start of GS-10	2109.71	40,800 ^b	1615	8,11	Start of GI-25b	2961.07	111,440 ^f	n.a.	8,13	
Start of GI-10	2124.03	41,460 ^a	1633	8,9	Start of GI-25c	3003.17	115.370 ^f	n.a.	8, 13	
Start of GS-11	2134.99	42,240 ^b	1682	8, 11	Start of GS-26	3040.89	119,140 ^f	n.a.	8, 13	
Start of GI-11	2157.49	43,340 ^a	1736	8, 10	Of the owned and disk (see the the		-			
Start of GS-12	2170	44,280 ^b	1780	8, 11	US: Quasi-stadial (see text).					
Start of GI-12a	2174.8	44,560 ^a	1791	8, 13	2: NGRIP1 depths used for 8	2 and 9 3 ka	events NCRIP2	denths used e	sewhere To	
Start of GI-12b	2176.61	44,680 ^a	1796	8, 13	convert these NGRIP1 depth	is to NGRIP2	denths, subtrac	t 0.43 m.	bewiere. ro	
Start of GI-12c	2222.3	46,860*	1912	8, 10	3: Rasmussen et al. (2006).					
Start of GI-125	2240,96	48,340*	1988	8,11 8,13	4: Walker et al. (2009).					
Start of GI-13a	2232.0	49,000 49,120 ^a	2021	8 13	5: Steffensen et al. (2008).					
Start of GI-13c	2255.89	49.280 ^a	2023	8,10	6: Original Björck et al. (19	98) definitio	on transferred fr	rom GRIP to N	IGRIP depths	
Start of GS-14 ^{QS}	2261.46	49,600 ^d	2051	8, 13	using the volcanic markers	of (3).				
Start of GI-14a	2293.25	51,500 ^b	2136	8, 13	7: Lowe et al. (2008). NGR	IP depth of	start of GI-2 d	hanged from	the previous	
Start of GI-14b	2295.9	51,660 ^b	2144	8, 13	erroneous value.	and the state of	the second se	20		
Start of GI-14c	2340.38	53,960 ^a	2289	8, 13	8: NGRIP deptns derived fro	(helow 60 h	a bak) area	20-year resolu	iuon data on	
Start of GI-14d	2341.38	54,020 ^a	2292	8, 13	GICC05 or GICC05modelext (below 60 ka b2k) ages.					
Start of GI-14e	2345.52	54,220ª	2301	8, 10	10: Svensson et al. (2008)					
Start of GS-15.1	2353.65	54,900 ⁴	2338	8, 13	11: Blockley et al. (2012).					
Start of GI-15.1	2355.34	55,000"	2349	8, 13	12: Vallelonga et al. (2012).					
Start of GS-15.2 Start of CL 15.2	2359.64	55,400*	2308	8, 13 8, 10	13: This work.					
Start of CS-16.1	2300.32	56,500 ^b	2392	8 13	^a Definition uncertainty e	stimated to	1 data points/20) years (1σ) .		
Start of GI-16.1a	2396.75	57.920ª	2492	8,13	^b Definition uncertainty e	stimated to	2—3 data points	/40-60 years	(1σ).	
Start of GI-16.1b	2397.35	57.960 ^a	2494	8,13	^c Definition uncertainty e	stimated to	200 years (1σ).			
Start of GI-16.1c	2398.78	58,040 ^a	2497	8, 13	^a Definition uncertainty e	stimated to	100 years (1σ) .	<u>.</u>		
Start of GS-16.2	2400.34	58,160 ^a	2505	8, 13	^e Definition uncertain as	the sub-ever	it starts by a lon	ig soft slope.		
Start of GI-16.2	2402.55	58,280 ^a	2511	8, 10	Definition uncertainty esti	mated to 1-	2 data points/20	-40 years (1σ) but is based	
Start of GS-17.1	2406.01	58,560 ^b	2528	8, 13	on one data series only (NG	кіР ŏ' ⁰О).				
Start of GI-17.1a	2409.78	58.780 ^a	2540	8.13						

Figures 2.4 : Ages d'apparition des différents évènements dans la stratigraphie des évènements INTIMATE¹²

Les limites des périodes GS et GI sont définies sur la base d'une combinaison de ratios stables des isotopes de l'oxygène et les concentrations d'ions de calcium mesurées sur la glace.25 transitions brusques de stade à interstade ont eu lieu au cours de la dernière période glaciaire (les 120 000 dernières années). (Extrait de Rasmussen et al., 2014)

Après avoir abordé les grandes oscillations climatiques planétaires à l'échelle Quaternaire, leurs modalités ainsi que leurs principales causes et conséquences, il convient de se centrer sur celles-ci dans le cas des Pyrénées.

¹² Au cours des deux dernières décennies, le projet INTIMATE (INTegrating Ice-core, Marine, and TErrestrial records) a proposé une série de modèles d'évènements stratigraphiques basés sur les carottes de glace du Groenland.

2.2. Les glaciations quaternaires dans les Pyrénées

Les Pyrénées forment une chaîne de montagnes à tendance est-ouest, reliant l'océan Atlantique à la mer Méditerranée, dont la partie centrale atteint des altitudes maximales de 3 400 mètres (Pic d'Aneto : 3 404 m). Les Pyrénées sont idéalement situées pour obtenir des informations paléoclimatiques précieuses. Pour ce faire, il apparaît fondamental d'avoir des indications sur les paléoenglacements. Cependant, la chronologie glaciaire pyrénéenne présente à l'heure actuelle encore quelques lacunes (Pallas et al., 2010). Les travaux réalisés sur les paléoenglacements pyrénéens feront donc l'objet d'un premier point. A la suite de cela, l'emprise würmienne maximale, puis le Global LGM et enfin le post LGM et le Tardiglaciaire seront abordés, toujours à l'échelle pyrénéenne.

2.2.1. L'avancée des travaux réalisés sur les paléoenglacements pyrénéens

Les premières études concernant le glaciaire dans les Pyrénées remontent au XIX^e siècle et sont l'œuvre du géographe et géologue allemand A. Penck qui, en 1883, a publié la première synthèse sur la période glaciaire dans les Pyrénées. A la suite de cela, les études sur les glaciations dans les Pyrénées se sont définies assez systématiquement par rapport au modèle alpin. Les glaciations quaternaires pyrénéennes ont été marquées par deux principales conceptions : le polyglacialisme d'une part, et le monoglacialisme d'autre part. Parmi les partisans du polyglacialisme, Alimen prétendait reconnaître dans les vallées des Pyrénées du Nord les quatre glaciations identifiées dans les Alpes par Penck et Brückner. Les monoglacialistes quant à eux défendaient l'idée selon laquelle les moraines intérieures et extérieures étaient le résultat d'une seule et même glaciation car les faciès d'altération de ces deux unités étaient beaucoup trop similaires pour être de différents âges (Delmas, 2015). Ce n'est que dans les années 1980 que le modèle monoglacialiste, qui a été durant plusieurs années prédominant, va être remis en question. A partir de là, une chronologie des phases d'englacement quaternaires, en accord avec les progrès de la paléoclimatologie et de la stratigraphie globale va pouvoir être établie. La pluralité des glaciations a été mise en évidence pour la première fois dans les Pyrénées grâce à la datation par Uranium/Thorium des remplissages karstiques de Niaux-Sabart-Lombrives. La datation de ces étages stalagmitiques a conduit à reconnaître la succession de glaciations au cours du Pléistocène. A l'heure actuelle, les datations absolues concernant la chronologie quaternaire demeurent relativement rares mais l'analyse de l'état d'altération des dépôts morainiques et fluvioglaciaires a permis de fixer une chronologie relative dans un grand nombre de vallées pyrénéennes (Delmas, 2009).

L'étude et la compréhension de l'évolution du paysage pyrénéen au cours du Quaternaire ont été favorisées par les progrès scientifiques portant sur la chronologie des glaciations. Cette chronologie du dernier cycle glaciaire pyrénéen, reliée au stade würmien des Alpes par de nombreux auteurs, s'est basée sur une large série de datations au ¹⁴C au cours de ces dernières années. Elle a ensuite, plus tardivement, été complétée par des datations au ¹⁰Be et par OSL (Calvet et al., 2011). Cependant, les glaciations antérieures au

Würm restent très mal documentées. Ainsi, nous n'avons connaissance ni du nombre, ni de l'étendue spatiale précise et datée de ces formations glaciaires. Ceci peut s'expliquer par le fait que ces glaciers anciens n'ont très certainement pas avancé beaucoup plus loin que ceux au cours du Würm. De plus, la dernière glaciation a souvent détruit ou remanié et retravaillé les dépôts plus anciens, qui pré-existaient alors. La chronologie des évènements glaciaires quaternaires pyrénéens a bénéficié d'un regain d'intérêt au cours des dernières années, mais la recherche a surtout porté sur la glaciation du Pléistocène supérieur (Delmas et al., 2011). Les progrès scientifiques ont donc essentiellement permis de renseigner de manière précise le dernier cycle glaciaire du Pléistocène, à savoir le stade würmien.

2.2.2. L'emprise würmienne maximale

Durant le Quaternaire, les glaciations dans les Pyrénées n'ont pas connu la même ampleur que celles dans les Alpes. Ceci peut s'expliquer tout d'abord par la situation des Pyrénées, qui se trouvent à une latitude méridionale, ensuite par la faible étendue de leurs bassins d'alimentation glaciaire et enfin par l'altitude modérée des reliefs pyrénéens. De plus, notamment sur le versant français des Pyrénées, deux grands domaines glaciaires, lesquels correspondent aux limites des deux grands domaines bioclimatiques actuels, peuvent être évoqués. D'une part, il y a le domaine atlantique, qui d'Ouest en Est comprend les vallées du Gave d'Ossau, du Gave de Pau, de la Garonne et de l'Ariège. Au dernier maximum d'englacement (Maximum Ice Extent (MIE) würmien), ces glaciers étaient relativement importants et la longueur des langues glaciaires variait entre 40 et 60 km (Fig. 2.5). D'autre part, il y a le domaine glaciaire méditerranéen, qui a essentiellement trait aux régions englacées des Pyrénées orientales. L'extension des glaciers était relativement limitée et lors du dernier maximum d'englacement würmien, les langues émises par le massif du Carlit (le plus englacé) sont restées dans les dépressions de moyenne altitude (1 200 à 1 600m) du Capcir et de la Cerdagne (Andrieu et al., 1988).

Les différentes données à notre disposition permettent d'affirmer que le début de la déglaciation würmienne dans les Pyrénées est antérieur à 38 ka, donc que le MIE würmien est survenu avant. De plus, la régression des glaciers ne s'est pas faite de manière linéaire, elle a été interrompue à plusieurs reprises par des phases de progression précédées de phases de stationnement. Ceci est marqué dans le paysage pyrénéen par une géométrie des constructions morainiques frontales. La phase de retrait la plus anciennement datée a été enregistrée sur la marge glaciaire externe de Lourdes, avant 38 ka. C'est à partir de 26-24 ka que la phase de déglaciation définitive des bassins glaciaires terminaux de la Garonne et de l'Ossau va débuter (Andrieu et al., 1988).

Plusieurs études menées sur le versant Nord des Pyrénées ont affiné la chronologie du dernier cycle d'englacement. En ce qui concerne plus précisément le MIE würmien, dès les années 1980, des datations au radiocarbone ont permis d'affirmer qu'il s'est produit lors du MIS 4, et plus exactement lors du Würm inférieur, d'où la précocité du début de la déglaciation. De plus, ces datations ont permis de fixer l'extension maximale des glaces au Würm entre 70 et 50 ka.
Les premiers âges correspondants au MIE würmien (Delmas, 2015) ont été obtenus à partir de la séquence de remplissage proglaciaire de Biscaye, où l'unité glacio-lacustre basale a donné des âges de 38.4 ka BP. Une quantification de la vitesse de sédimentation entre les âges ¹⁴C a permis de fixer l'âge de la base de la séquence de remplissage à environ 45 ka. Etant donné que cette séquence de remplissage est située juste derrière la moraine frontale du maximum würmien sur le Gave de Pau, l'âge de la construction morainique est placé entre 39.5 et 47.9 ka cal. BP. Des résultats comparables ont été obtenus sur le Gave d'Ossau, où la séquence de remplissage glacio-lacustre de l'Estarrès donne un âge entre 29.4 et 33.7 ka cal. BP. De même dans la vallée de la Garonne, où la séquence de remplissage glacio-lacustre de Barbazan donne des âges compris entre 32.0 et 39.4 ka cal. BP. Dans le bassin de l'Ariège, un âge ¹⁴C de la base du forage de Freychinède a indiqué que le MIE würmien a eu lieu avant 27.3 ka cal. BP.



1/ Emprise würmienne maximale (a) ; Paléoenglacement anté-würmien (b). 2/ Principaux flux de glace (a) ; Limites des bassins glaciaires (b). 3/ Glacier de vallée composite ariégeois (a) ; Limites du bassin d'alimentation (b). 4/ Principaux cols de transfluence. 5/ Massifs actuellement englacés (glaciers de cirques résiduels)

Figure 2.5 : L'emprise würmienne maximale dans les Pyrénées

Au dernier maximum würmien les glaciers pyrénéens étaient relativement étendus et la longueur des langues glaciaires variait entre 40 et 60 km.

(d'après Calvet et al., 2011, extrait de Delmas et al., 2012)

Les glaciers ont stagné pendant quelques temps dans la vallée à leur position maximale (Fig. 2.5) avant de se retirer entre 29 et 25 ka, à la suite du MIE würmien. Sur le Gave de Pau, la glace a quitté les contreforts autour de 32.2 - 36.4 ka cal. BP, c'est-à-dire à un moment où la séquence Biscaye et les séquences voisines de Lourdes et de Monge ont enregistré une interruption de la sédimentation proglaciaire. Sur la vallée d'Ossau, la séquence Estarrès place la déglaciation de la zone de piémont entre 27.8 - 30.9 et 20.8 - 25.6 ka cal. BP. Les données obtenues dans la séquence Castet sont semblables. Sur la vallée de la Garonne, la séquence Barbazan place le même évènement juste après 29.7 - 31.4 ka cal. BP. La séquence Freychinède indique que le passage de transfluence situé près de la séquence de remplissage, à 1 517 m, était libre de glace dès 24.0 - 27.3 ka cal. BP. Par conséquent, le

maximum würmien est survenu dans les Pyrénées un peu avant le Global LGM (Calvet et al., 2011), dont il sera à présent question.

2.2.3. Le Global LGM

Le Global LGM se définit comme la période de la plus récente et de la plus grande masse de glace mondialement intégrée, c'est la dernière poussée glaciaire de grande ampleur. Ce dernier pic glaciaire sur Terre est survenu entre 26.5 ka cal. BP et 19 ka cal. BP (Clark et al., 2009), peut être culminant à 21 ka cal. BP. Cette période coïncide avec des niveaux marins bas et stables (-135 m) et fait partie du MIS 2. Le MIE würmien et le Global LGM ne sont donc pas survenus simultanément (Delmas et al., 2011 ; Delmas et al. 2012 et Delmas, 2015) dans les Pyrénées.

Dès 2010-2011, des datations par utilisation de cosmonucléides sur les vallées du Querol, du Malniu et de l'Ariège ont montré que, au moins pour les Pyrénées orientales, les moraines terminales du Global LGM étaient très proches de celles du MIS 4. Ainsi, dans les Pyrénées orientales, les glaciers ont atteint des positions quasi similaires au MIE würmien et au Global LGM. En revanche, dans la partie ouest de la chaîne, les glaciers au cours du Global LGM étaient sensiblement moins étendus que lors du MIS 4. La position réelle terminale des glaciers pyrénéens pendant le Global LGM (Delmas, 2015) n'est pas encore complètement établie dans un certain nombre de vallées de l'ouest des Pyrénées et notamment dans les vallées situées à l'ouest de l'Ariège. Les âges au radiocarbone acquis dans les années 1980 et 1990 indiquent une déglaciation précoce de la zone de piémont, avant même le Global LGM. Ce sont cependant des données indirectes qui doivent être clarifiées. La position des moraines terminales du Global LGM a été identifiée dans les massifs les plus orientaux de la chaîne (côté sud-est du massif du Carlit, Querol, Malniu, Duran, Llosa et Arànser) et sur la Noguera Ribagorçana. Cependant, il n'y a à l'heure actuelle aucune preuve directe pour les vallées situées plus à l'ouest.

En prenant l'exemple du Carlit, dans les Pyrénées orientales, il ressort que la disparition totale des grands glaciers de vallées y a été fixée à 20 ka cal. BP. Ceci permet de montrer la précocité de la déglaciation de la haute montagne pyrénéenne, aussi bien sur la façade méditerranéenne que dans l'ensemble de la chaîne. Ainsi, il peut en être déduit que les glaces sont réfugiées dans les cirques dès 20 ka cal. BP et que les cirques sont pratiquement dépourvus de tous glaciers dès l'Allerød (Delmas, 2005).

Immédiatement après le Global LGM, une phase de déglaciation majeure a cantonné les fronts glaciaires aux hautes vallées. Il en ressort que le modèle pyrénéen est comparable à d'autres massifs, bien que la concordance des résultats ne soit pas identique entre les différentes montagnes françaises. Il convient donc de s'intéresser à la période survenant à la suite du Global LGM, à savoir le Tardiglaciaire.

2.2.4. Le post-LGM et Tardiglaciaire

A la suite du Global LGM, dès 19-20 ka cal. BP, les glaciations sont limitées aux cirques, et ce avant même le début de la dernière terminaison glaciaire-interglaciaire (LGIT) (Delmas, 2005; Delmas et al., 2008). Dans les Pyrénées, la période Dryas ancien (la plus ancienne du Tardiglaciaire) a conduit à une avancée glaciaire. L'ampleur de cette avancée était bien moindre que celle caractérisant le Global LGM (et a fortiori celle du MIS 4) mais elle a malgré tout été assez importante pour avoir laissé ses traces dans les Pyrénées. Au cours de l'interstade Bølling-Allerød, qui a suivi le Dryas ancien, les marges glaciaires se sont sensiblement retirées. Il en est alors résulté dans les Pyrénées des glaciers très réduits et localisés essentiellement au fond des cirques. Certains glaciers ont même localement disparus. Enfin, le Dryas récent, dernière période du Tardiglaciaire, correspond à un évènement de refroidissement. Il a entraîné dans certains cas une ré-avancée du front glaciaire et dans d'autres le développement de glaciers rocheux (Delmas, 2015). Ce coup de froid va durer seulement un millénaire environ, mais cela va suffire pour que les glaciers de montagne redescendent de quelques centaines de mètres. Après le Dryas récent, les températures vont de nouveau s'élever, l'entrée dans la phase de transition qu'est le Préboréal se fait. Les températures vont passer en l'espace de 2 000 ans à des niveaux voisins des températures actuelles, à 1 ou 2°C près (Francou & Vincent, 2007). Cette élévation moyenne des températures s'accompagne d'un recul très marqué des glaciers de montagne, dont la ligne d'équilibre, sur cette courte période, s'élève d'environ 900 mètres par rapport à son niveau du maximum würmien (Francou & Vincent, 2007).

Les études concernant le Tardiglaciaire pyrénéen ont débuté par des analyses polliniques. Celles réalisées dans l'extrémité orientale des Pyrénées ont permis, dès la deuxième moitié du XX^e siècle, de mettre en évidence certains des traits caractéristiques de l'évolution paléoclimatique de cette partie de la chaîne au cours du Tardiglaciaire (Jalut, 1973) et ainsi de retracer les principales étapes de l'histoire du climat et de la végétation, de la fin du Pléistocène supérieur à nos jours. Sur la base des études palynologiques dans la partie méditerranéenne des Pyrénées, il a été montré qu'il y a environ 14 - 15 ka, si les glaciers étaient encore présents, ils ne pouvaient se trouver qu'à des altitudes supérieures à 1 800 - 1 900 mètres (Jalut et al, 1992).

Au cours des dernières décennies, l'utilisation des nucléides cosmogéniques produits *in situ* (notamment le ¹⁰Be et le ³⁶Cl) a permis de documenter les processus de déglaciation de manière plus directe. Les données proviennent de blocs enchâssés dans des constructions morainiques ou de polis glaciaires. La paléogéographie concernant les glaciers des Pyrénées au cours du Tardiglaciaire reste malgré tout encore partiellement inconnue. Ceci peut probablement s'expliquer par le fait que les études publiées jusqu'à présent ont principalement portées sur les complexes morainiques du piémont et beaucoup moins sur les dépôts morainiques situés plus en amont dans la vallée et dans les cirques. Dans la partie orientale de la chaîne, l'histoire des paléoenglacements tardiglaciaires est sensiblement mieux renseignée sur la marge sud-est du massif du Carlit que sur le bassin glaciaire ariégeois (Delmas, 2015). Dans la vallée de la Têt, une série de datations cosmogéniques a permis de mettre en évidence trois points. Tout d'abord, les datations obtenues dans les cirques situés au

Sud du Carlit indiquent la présence de petits glaciers de cirque au Dryas ancien. En effet, à environ 2 150 m d'altitude, une moraine frontale a pu être datée par des âges cosmogéniques à 13.3 ± 2.0 et 11.9 ± 1.9 ka. Dans la vallée du Querol, des âges cosmogéniques de 16.2 ± 1.8 ka à Porté et de 14.9 ± 1.3 ka sur la moraine de la Vignole indiquent la présence d'un glacier de 7 km de long au cours du Dryas ancien dans la vallée de l'Orri. Ensuite, des datations ¹⁰Be réalisées sur verrous indiquent une déglaciation généralisée à l'Allerød. Enfin, ces datations permettent d'aller dans le sens d'un retour possible, au moins localement, de petits glaciers de cirques au Dryas récent. C'est ce qu'indiquent deux datations ¹⁰Be, réalisées sur verrou et sur construction morainique, dans le cirque Grave amont (dans les Pyrénées orientales). En prenant également l'exemple du secteur de la vallée de l'Orri, un âge de 11.8 ± 0.6 ka a été obtenu sur une moraine située dans un fond de cirque. Ceci indique donc la persistance de quelques glaciers de cirque dans cette zone au Dryas récent. Ainsi, les différentes datations ¹⁰Be réalisées permettent d'aller dans le sens des études palynologiques mais également des enregistrements isotopiques globaux.

La position transitoire des Pyrénées, entre les influences climatiques atlantiques d'une part et méditerranéennes d'autre part, fait que cette chaîne constitue un laboratoire idéal pour l'étude de la variabilité des réponses locales aux changements climatiques qui se sont produits au cours du Quaternaire en général et de manière plus spécifique au cours du Tardiglaciaire. La vallée de l'Ariège, dans le Nord des Pyrénées et à cheval entre les influences méditerranéennes et atlantiques, constitue à elle seule une zone idéale d'étude pour ces paléoenglacements quaternaires pyrénéens. C'est notamment pour cette raison qu'elle a été choisi comme « zone témoin » dans le cadre de ce travail et que nous allons à présent nous focaliser sur nos connaissances concernant les glaciations dans la vallée de l'Ariège.

2.3. Les glaciations dans la vallée de l'Ariège

Taillefer fait partie des auteurs qui ont très largement contribué à la connaissance des glaciations dans les Pyrénées ariégeoises. C'est à lui et à ses élèves que l'on doit les premières cartographies géomorphologiques détaillées des formes et formations glaciaires, mais aussi les premières reconstitutions paléogéographiques de l'emprise spatiale des paléoenglacements quaternaires dans la région. Taillefer attribue à une seule et même glaciation l'ensemble des dépôts qu'il a préalablement observés sur le terrain. En 1973 et 1977, il individualise trois phases distinctes d'englacements, qu'il a rattachées au Riss et au Würm (Delmas et al. 2012). D'autres travaux sont venus par la suite renouveler l'approche de Taillefer, en fournissant notamment des renseignements sur l'emprise würmienne maximale, le Global LGM et le Tardiglaciaire dans la vallée de l'Ariège.

2.3.1. L'emprise würmienne maximale dans la vallée de l'Ariège

En raison de leur position dans la zone Atlantique, les Pyrénées ariégeoises ont été fortement marquées par les glaciations pléistocènes. La vallée de l'Ariège était occupée par

un des plus grands glaciers de la façade nord des Pyrénées, avec une langue glaciaire qui s'étendait sur 65 km de longueur et dont le volume de glace occupait environ 220 km² (Fig. 2.6). De nombreux glaciers secondaires étaient alors connectés avec la langue principale jusqu'à la phase de disjonction (Jalut et al., 1982). Le glacier de l'Ariège (Delmas, 2009) recevait les glaces issues des bassins affluents de la Lauze, de l'Oriège, du Najar, de l'Aston et du Vicdessos, comme il ressort de la Figure 2.6. De plus, la configuration topographique du bassin glaciaire explique le caractère dissymétrique des paléoenglacements, avec une zone d'alimentation glaciaire située en rive gauche et sur la rive droite des glaciers locaux de petite taille, plus ou moins confluents avec la langue principale.



1- Razorback and hogback scarps in Mesozoic or Cenozoic limestone, sandstone or conglomerates of the outer Pyrenean fold belt. 2- Relict Pliocene to Early Pleistocene alluvial fan deposits (formation de Lannemezan). 3- Higher alluvial terrace T4, severely eroded. 4- Intermediate terrace (generation T3), intensely weathered and rubefied (Haute Boulbonne). 5- Lower terraces (generation T2), weathered and rubefied (Basse Boulbonne, Vernajoul, and ice-marginal terraces of Antras and Cadirac), linked to MIS 6 by Hubschman, 1975. 6-Lowermost terrace T1, unweathered and capped by brown soils. 7- a: Middle Pleistocene ice extent (the corresponding population of weathered deposits grades to the T2 alluvial sheet); b: erratic boulders corresponding to Middle Pleistocene ice extent. 8- Würmian maximum ice extent (MIE); the corresponding population of unweathered moraines grades to the T1 alluvial sheet. 9- Ice extent of Garrabet glacial stage. 10- Ice extent of Bompas-Arignac and Bernière glacial stages. 11- Ice extent of Petches and Suc glacial stages. 12-Position of 10Be-dated sites. a : on Late Pleistocene moraine ridge crests or glaciofluvial fan; b: on glacially scoured bedrock steps during the Late Pleistocene glacial cycle; c: on erratic boulders corresponding to Middle Pleistocene ice extent. Distribution of glaciofluvial deposits in the piedmont zone based on Hubschman (1975, 1984) and on the geological map of the Pyrenees Quaternary, by Barrère et al. (2009). Ice boundaries after Calvet et al. (in press) and Delmas (2009). Place names mentioned in the text: Mo - Montgaillard. Pj - St Paul-de-Jarrat. Ga - Garrabet. Bo -Bompas. Bé - Proglacial lake of Bédeillac. Su - Proglacial lake of Surba, Gi - Cap de Gigoul. So - Souloumbrie Pass (910m a.s.l.). Gé - Génat. Lap - Lapège. Lar - Larnat Pass (1194m a.s.l.). Ch - Chioula Pass (1431 m a.s.l.). As - Proglacial lake of Ascou. Lh -Lhers Pass (1517m a.s.l.).

Figure 2.6 : L'extension glaciaire Pléistocène dans le bassin glaciaire ariégeois

Au maximum würmien, la vallée de l'Ariège était occupée par une langue glaciaire qui s'étendait sur 65 km de longueur et occupait environ 220 km². L'édification des stades Garrabet, Bompas-Arignac et Bernière s'est faite au cours du Global LGM. Le stade de Petches correspond à une langue glacière de 20 km de long et peut être attribué au début du Tardiglaciaire et plus exactement au Dryas ancien.

(Extrait de Delmas et al., 2011)

Des études récentes ont montré que durant le MIE würmien, la moraine terminale du glacier de l'Ariège ne se trouvait pas à Garrabet, comme l'affirmait Taillefer mais bien sept kilomètres plus en aval, dans le bassin de Foix-Montgaillard (Delmas et al., 2011). En effet, des dépôts de marge glaciaire se trouvent à Saint-Paul de Jarrat (490 m d'altitude) sur la rive droite de l'Ariège et sont attribuables à l'extension maximale würmienne.

Dans la vallée de l'Ariège, la réalisation de datations par nucléides cosmogéniques produits *in situ* (en l'occurrence le ¹⁰Be) a permis de compléter mais aussi parfois de renseigner la chronologie des glaciations quaternaires et en particulier celle du Würm. Ainsi, la plupart des stades d'englacement würmiens, notamment le maximum würmien et les stades Garrabet, Bompas-Arignac et Bernière (représentés sur la Fig. 2.6), ont pu être renseignés par des données acquises sur verrou et sur constructions morainiques. Les datations ¹⁰Be ont notamment mis en évidence (Delmas et al. 2012) un paléoenglacement antérieur au MIS 5e plus étendu que celui du cycle glaciaire würmien, mais également une emprise würmienne maximale contemporaine du MIS 4 et des fluctuations de l'ordre de plusieurs kilomètres du front glaciaire ariégeois au cours du MIS 3.

2.3.2. Le Global LGM dans la vallée de l'Ariège

Les datations ¹⁰Be ont également permis l'édification des stades Garrabet, Bompas-Arignac et Bernière au cours du Global LGM. Ainsi, le Global LGM dans la vallée de l'Ariège peut être illustré par ces différents stades détaillés sur la Figure 2.6.

Le stade Garrabet (Delmas et al., 2011) se trouve 7 km plus en amont que la position terminale atteinte par le glacier de l'Ariège au cours du MIE würmien. Toujours plus en amont, l'étendue du dôme de glace avait peu changé et restait indiscernable du maximum würmien, que ce soit dans le paysage des vallées de l'Ariège ou dans celui du Vicdessos. Les stades Bompas-Arignac et Bernière sont quant à eux caractérisés par un amincissement significatif de la masse de glace. Au niveau du bassin de Tarascon ainsi qu'en amont, le glacier de l'Ariège était alors cantonné au fond de sa vallée et de nombreuses confluences (cas de la Courbière et du Vicdessos) ont cessé de fonctionner. Aux voisinages de Tarascon, lors du MIE würmien, le glacier de l'Ariège se trouvait aux alentours de 800-900 mètres d'altitude. L'épaisseur de glace a par la suite diminué, pour se retrouver aux alentours de 700-800 mètres d'altitude au stade Garrabet, puis environ 560 mètres au stade Bompas-Arignac. Enfin, au stade Bernière, le glacier de l'Ariège ne dépassait pas les 490 mètres d'altitude (Delmas et al., 2012). Au moment où le glacier principal a reculé au stade Bernière, le front du glacier a reculé de seulement 1 km par rapport au stade précédent, mais l'épaisseur de glace aux alentours de Tarascon n'était plus que de quelques dizaines de mètres. Il reste difficile de savoir ce qu'il se passait plus en amont, mais il est très probable que les glaciers de l'Aston, de l'Oriège et du Najar étaient alors encore tributaires du glacier de l'Ariège.

2.3.3. Le Post-LGM et Tardiglaciaire dans la vallée de l'Ariège

En Ariège, les données tardiglaciaires sont encore très ponctuelles tandis que les données sur l'Holocène sont inexistantes. Ainsi, à ce jour, des informations concernant le Tardiglaciaire sont disponibles dans deux secteurs distincts de la vallée de l'Ariège (Delmas, 2009 ; Delmas et al., 2011 ; Delmas, 2015) et dans un secteur situé juste à proximité, aux alentours du Col de Puymorens. Ces informations ont été obtenues à l'aide de datations au béryllium-10 (¹⁰Be).

- Sur le verrou d'Ax-les-Thermes, dans l'emprise du stade de Petches, trois âges ¹⁰Be à 14 - 15 ka indiquent une exposition à partir de l'Allerød. Ces âges indiquent la période à laquelle le glacier de l'Ariège a quitté Ax-les-Thermes et s'est retiré plus en amont dans la vallée. Le complexe morainique frontal de Petches se serait ainsi mis en place au Dryas ancien, ce qui implique une langue de glace de 20 km à partir du Pas de la Case et résultant de la confluence de trois glaciers tributaires dans le bassin versant (En Beys, Nabre et Mourguillou). L'assez grande ampleur de ce paléoenglacement est-pyrénéen Dryas ancien s'explique par l'importance des zones situées à haute altitude dans ce bassin ariégeois. De plus, ces moraines de Petches sont positionnées 25 km plus en amont dans la vallée que les moraines du Global LGM, dont l'avancée maximale a été datée dans le bassin de Tarascon. Ainsi, l'avancée glaciaire responsable des moraines de Petches a été attribuée au Dryas ancien et le retrait de la glace vers la partie supérieure de la vallée à l'interstade Bølling-Allerød. Qui plus est, des moraines comparables à celles du stade de Petches se retrouvent également dans la partie supérieure de la vallée de Vicdessos et de ses affluents.

- Les datations ¹⁰Be du verrou de Freychinèdes (comprises entre 14 et 15 ka) viennent confirmer la présence d'une langue de glace de 4 à 5 km de long dans la vallée de Suc ainsi que le retrait du front glaciaire dans les cirques sud du massif des Trois Seigneurs, à l'Allerød.

- Enfin, les datations ¹⁰Be réalisées sur la moraine de la Vignole (quatre datations sur blocs erratiques dont les âges obtenus sont compris entre 11 et 15 ka) indiquent qu'à la même période, un glacier de vallée de taille beaucoup plus réduite (environ 4 km) se trouvait dans la vallée du Querol et s'avançait jusqu'à la ville actuelle de Porté.

Les datations ¹⁰Be ont donc également montré que les paléoenglacements tardiglaciaires sont restés cantonnés dans les hautes vallées, mais qu'ils étaient encore suffisamment importants sur la Haute Ariège pour que le front glaciaire atteigne Ax-les-Thermes au cours du Dryas ancien (Delmas et al., 2012). A partir du Dryas ancien, chaque sous-bassin va acquérir un comportement autonome et va être contrôlé à la fois par le relief et par l'exposition.

Le bassin glaciaire ariégeois est étudié depuis maintenant plus d'un siècle. C'est en partie pour cette raison qu'il est exemplaire des différentes positions épistémologiques qui ont été adoptées au cours du temps concernant les glaciations quaternaires. L'étendue et la chronologie des glaciations pyrénéennes ont fait l'objet d'un grand nombre d'études depuis la

fin du XIX^e siècle, mais la dernière déglaciation a seulement commencée à être datée depuis une trentaine d'années, avec l'utilisation des datations radiométriques. Les données concernant les fluctuations glaciaires qui se sont produites à la suite du MIE würmien (MIS 4) en sont encore à leur tout début. Ainsi, dater l'étendue des glaces pyrénéennes au cours du Dryas ancien, du Bølling-Allerød, du Dryas récent mais également de l'Holocène jusqu'à nos jours, avec le plus de précision possible, reste un travail à faire pour les années à venir.

Le phénomène glaciaire pyrénéen est marqué par des oscillations, avec des périodes d'extension glaciaires plus ou moins importantes au cours du Quaternaire. Grâce à différentes méthodes, des paléoenglacements ont pu être retracés pour plusieurs périodes du Quaternaire et ce à l'échelle des Pyrénées, en se focalisant sur des massifs témoins. A l'échelle pyrénéenne, les paléoenglacements tardiglaciaires restent encore assez mal renseignés. Afin de s'intéresser plus en détails à ces paléoenglacements tardiglaciaires pyrénéens et à leur chronologie, une « zone témoin » a été choisie et sa description fera l'objet de la partie suivante. C'est dans cette zone que l'ensemble du travail sur les paléoenglacements tardiglaciaires et leur chronologie se fera, et ce dans le but de pouvoir potentiellement étendre les résultats à l'ensemble de la chaîne pyrénéenne.

3. Présentation du domaine d'étude : la haute vallée de l'Ariège

La haute vallée de l'Ariège correspond au massif témoin qui a été choisi dans le cadre de ce travail de recherche. Afin de mieux comprendre pourquoi cette zone a été choisie pour aborder la question des paléoenglacements tardiglaciaires pyrénéens, mais également dans le but de décrire les caractéristiques de ce domaine d'étude, c'est toute une description détaillée de la zone qui sera faite ici. Ainsi, le cadre topographique constituera le premier point développé. Viendra ensuite le cadre géologique, avant de terminer par les marqueurs climatiques et paléoclimatiques.

3.1. Le cadre topographique

Les Pyrénées désignent la chaîne montagneuse du sud-ouest de l'Europe. Elles forment une barrière géographique, séparant la péninsule ibérique au Sud du reste du continent européen au Nord. Elles constituent de plus une barrière naturelle entre l'Espagne et la France. Les Pyrénées s'étendent en longueur de la mer Méditerranée au golfe de Gascogne selon une direction est-ouest, sur environ 430 km. Leur largeur est comprise entre 50 et 100 km, tandis que leur point culminant avoisine les 3 400 m (Pic d'Aneto, 3 404 m). Par leur latitude et leur orientation, les Pyrénées séparent deux grands ensembles climatiques et végétaux : océanique à l'ouest et au nord, continental et méditerranéen au sud et à l'est. L'influence océanique du nord-ouest, en provenance du golfe de Gascogne, se prolonge sur les 4/5^e de la chaîne pyrénéenne en versant nord (jusqu'au département de l'Aude), alors qu'elle pénètre relativement peu sur le versant sud.

La haute vallée de l'Ariège se trouve sur le versant Nord des Pyrénées. Elle est en position intermédiaire entre les Pyrénées centrales, exposées aux vents océaniques du nordouest, et les Pyrénées méditerranéennes (ou encore Pyrénées orientales). Les Pyrénées centrales se trouvent entre le pic d'Anie et le col de Puymorens et renferment en leur sein les plus hauts sommets des Pyrénées, avec des altitudes dépassant les 3 000 m. Les Pyrénées orientales sont quant à elles situées à l'Est du col de Puymorens et s'étendent jusqu'à la mer Méditerranée. Sur la Figure 3.1, le relief des Pyrénées orientales est représenté par une carte hypsométrique. La haute vallée de l'Ariège correspond à la zone encadrée en pointillés gris, à proximité de l'Andorre. Elle se trouve dans une zone de transition entre les Pyrénées centrales et les Pyrénées orientales. Le col de Puymorens se trouve d'ailleurs dans cette zone. De plus, la haute Ariège correspond à une zone d'altitude, dépassant fréquemment les 2 500 mètres, à l'instar d'autres massifs de cette partie ouest des Pyrénées orientales. La Figure 3.1 ainsi que la Figure 3.2 permettent de constater une importante incision dans ce paysage, correspondant à des altitudes bien plus faibles. Celles-ci coïncident avec la présence de l'Ariège (le cours d'eau).



Figure 3.1 : Le relief dans la partie orientale des Pyrénées

L'encadré en pointillés gris correspond à la haute vallée de l'Ariège, à proximité de l'Andorre. La haute vallée de l'Ariège est à l'extrémité Ouest des Pyrénées orientales, dans une zone où les altitudes dépassent fréquemment les 2 500 mètres.

Sur la Figure 3.2, il apparaît que le col de Puymorens a une position intermédiaire entre l'Ariège (s'écoulant en direction du Nord), sous influence plutôt atlantique, et le Querol (s'écoulant en direction du Sud), davantage sous influence méditerranéenne. Ce col a également pu, dans le passé, être une zone de transfluence, notamment entre le glacier de l'Ariège et celui du Querol. C'est tout particulièrement en cela que la haute vallée de l'Ariège constitue une zone de choix pour l'étude des paléoenglacements pyrénéens.

La haute vallée de l'Ariège se révèle être un domaine d'étude particulièrement intéressant pour deux raisons principales. La première réside dans l'important contraste de façade qui caractérise cette partie de la chaîne pyrénéenne en termes d'emprise spatiale des paléoenglacements mais aussi en termes d'empreinte glaciaire. La seconde tient à l'existence de formes qui posent la question de l'efficacité glaciaire.



Figure 3.2 : Le relief dans la haute vallée de l'Ariège

Dans la zone amont, où se trouvent les cirques, les altitudes dépassent fréquemment les 2 500 mètres. Celles-ci sont plus basses dans les vallées où se trouvent les cours d'eau : l'Ariège et le Querol en particulier. Dans la partie située plus en aval, autour d'Ax-les-Thermes, les altitudes sont fréquemment inférieures à 800 mètres.

Les grands volumes de relief (Delmas, 2009) sont orientés est-ouest, conformément aux grandes lignes de la structure géologique de la chaîne. La zone axiale forme l'épine dorsale de la chaîne et englobe les plus hauts massifs. Alors que les glaciers orientaux sont restés cantonnés à la zone axiale, le système glaciaire ariégeois s'est avancé largement au-delà de la faille nord-pyrénéenne pour traverser l'ensemble de la zone jusqu'au chevauchement de Foix et atteindre, au cours du pléistocène moyen, les premières collines de la zone souspyrénéenne.

3.2. Le cadre géologie

La chaîne pyrénéenne est née de la collision entre la plaque lithosphérique européenne et celle ibérique. Elle a la particularité de s'organiser en trois grandes unités morphostructurales (Fig. 3.3 ; Debelmas et al., 2008) : la zone axiale (ZA), la faille nord-pyrénéenne (FNP) et la zone nord-pyrénéenne (ZNP).



FNP : faille nord-pyrénéenne ; SM : Sierras marginales ; ZA : zone axiale ; ZNP : zone nord-pyrénéenne ; ZSP : zone sous-pyrénéenne Figure 3.3 : Schéma structural et coupe des Pyrénées

Les Pyrénées possèdent une « zone axiale » où affleure largement le socle ancien. Au Nord de cette zone axiale se trouve la faille nord-pyrénéenne (qui est un ancien accident hercynien) ainsi qu'une bande relativement étroite correspondant à la « zone nord pyrénéenne ». Au Sud, plusieurs accidents ont eu lieu et forment des étagements successifs de sierras et de hauts plateaux.

(Extrait de Debelmas et al., 2008)

La zone axiale correspond à la partie culminante de la chaîne. Elle est constituée de noyaux de gneiss et de migmatites correspondant à des intrusions granitiques datées de l'Ordovicien et gneissifiées lors de l'orogenèse hercynienne (Laumonier, 2008). Ces intrusions (Delmas, 2009) ont pénétré dans une séquence gréso-pélitique allant du Néoprotérozoïque supérieur au Cambro-Ordovicien et métamorphisé, de la base au sommet, en micaschistes, marbres et schistes ardoisiers. Viennent ensuite les terrains paléozoïques fossilifères datés de l'Ordovicien supérieur au Carbonifère inférieur. Il s'agit encore de séries schisteuses, de poudingues quartzeux et de carbonates plus ou moins massifs du Dévonien. L'ensemble est recoupé par plusieurs complexes granitiques intrusifs mis en place à la fin de l'orogenèse hercynienne, vers 300 Ma (granites de Bassiès, d'Ax-les-Thermes, du Campcardos et du Carlit). Les accidents qui affectent la zone axiale sont d'âges hercyniens et tardi-hercyniens.

Autour de la zone axiale, les sédiments des formations jurassiques et crétacées se sont plissés en bandes concentriques. Au sud, la zone axiale est limitée par plusieurs accidents relativement plats, de type chevauchement. A l'ouest du méridien de Pau, l'ensemble des accidents ainsi que la zone axiale elle-même, sont ennoyés sous une couverture mésozoïque. Au niveau de la bordure nord de la zone axiale, un amincissement ainsi qu'une fracturation du substratum peuvent s'observer. Ceux-ci correspondent à la faille nord-pyrénéenne, qui est un ancien accident hercynien remis en mouvement lors de la tectonique pyrénéenne. Cette faille nord-pyrénéenne constitue ainsi une zone de fragilité crustale.

Au nord de la zone axiale et de la faille nord-pyrénéenne, des accidents forment une bande relativement étroite dans les Pyrénées centrales : la zone nord-pyrénéenne. Cette ZNP comprend des écailles de socle paléozoïque affleurant au sein de la couverture mésozoïque plissée. Ainsi, sur la façade nord, les terrains mésozoïques plissés de la zone nord pyrénéenne surmontent un substratum granito-gneissique très écaillé (on parle de « massifs satellites ») auquel s'associent des lames de péridotites (lherzolites). Il y existe de plus un volcanisme synsédimentaire fréquent, bien que faible en volume. Les terrains de la zone nord-pyrénéenne confinant à la zone axiale sont métamorphisés dans un premier temps en faciès de haute température, puis plus tardivement, en faciès de pression plus élevée, accompagné de schistosité. La zone nord-pyrénéenne a la particularité de représenter un ancien couloir transformant qui a frôlé la genèse d'une fissure crustale, si bien que la chaîne achevée pourrait presque être considérée comme une chaîne de collision.

Pour résumer, les Pyrénées s'édifient sur une zone fragile apparue au Trias et ellemême calquée sur des accidents hercyniens, dont la faille nord-pyrénéenne. Cette zone fragile est devenue un rift, avec des amorces locales de fissure crustale. Les deux zones alors formées ont coulissé l'une par rapport à l'autre avant de s'affronter, mais le système est malgré tout resté majoritairement de type intracontinental.

En ce qui concerne la vallée de l'Ariège (Fig. 3.4), nous pouvons dire que la zone nord-pyrénéenne traversée par le système glaciaire ariégeois est caractérisée par des massifs paléozoïques. La couverture sédimentaire post-hercynienne affleure en bandes étroites et discontinues au nord des massifs de Tabe, de l'Arize (qui correspondent à deux massifs satellites nord-pyrénéens) et dans le bassin de Tarascon. Ces massifs paléozoïques sont constitués de la même manière que la zone axiale : un noyau de gneiss surmonté par des migmatites, puis des terrains sédimentaires non métamorphiques du Caradoc au Dinantien et, enfin, des granites qui recoupent l'ensemble des terrains (granite d'Ercé et du pic des Trois Seigneurs). La série antérieure au Cénomanien s'étend du Trias à l'Albien et se caractérise par l'opposition entre calcaires et dolomies Jurassique et Urgo-Aptien et les marnes schisteuses de l'Albien. La série est non métamorphique au nord et sur la marge orientale du massif de Tabe. Elle devient métamorphique au sud de Tabe, au contact de la faille nord pyrénéenne. Le métamorphisme disparaît dans le bassin de Tarascon où la série post-hercynienne forme un synclinorium serré entre les éléments de socle de la zone axiale au sud, de Tabe au nord-est et de l'Arize au nord. Par contre, plus à l'ouest, dans le synclinal d'Aulus et de Vicdessos, on retrouve des calcaires et dolomies marmorisées (transformées en marbre) qui attestent un métamorphisme particulièrement accusé (métamorphisme lié au contact de la faille nordpyrénéenne précédemment évoqué).



1-Socle Paléozoïque ; 2-Couche Mésozoïque plissée ; 3-Zone de contreforts (séquences Cénozoïques typiques) ; 4-Principales failles

Figure 3.4 : Les principales unités structurales en Ariège

La partie la plus amont de l'Ariège s'inscrit dans des massifs paléozoïques. Au nord des massifs de Tabe et de l'Arize se trouve une couche Mésozoïque (posthercynienne) plissée et plus au nord encore, une vaste zone de contreforts. D'importantes failles viennent accidenter la zone. La zone encadrée en pointillés rouge correspond à notre zone d'étude : la haute vallée de l'Ariège. (extrait de Delmas et al., soumis ; puis modifié)

Enfin, un zoom peut être effectué sur la haute vallée de l'Ariège afin de caractériser sa lithologie (Fig. 3.5). La haute vallée de l'Ariège est entièrement située dans la zone axiale. La zone amont, correspondant à la zone des cirques, est essentiellement constituée de granites hercyniens, avec localement quelques placages d'altérites tertiaires. Autour du Pas-de-la-Case/Col de Puymorens et jusqu'à Mérens-les-Vals se trouvent des terrains majoritairement cambro-ordoviciens, excepté sur les cirques les plus en altitude en rive gauche de l'Ariège où l'on a des séries précambriennes. Aux alentours de Mérens-les-Vals toute une bande de schistes siluriens vient s'inscrire sous la zone broyée correspondant à la faille de Mérens. Enfin, dans la partie la plus aval, entre Mérens et Ax-les-Thermes, on retrouve essentiellement des gneiss, quelques granites hercyniens ainsi que des séries précambriennes et cambro-ordoviciennes. L'ensemble de la zone et plus particulièrement la zone amont est parcourue par de nombreuses failles.

Afin d'avoir une présentation la plus complète possible de la haute vallée de l'Ariège, la description des marqueurs climatiques et paléoclimatiques doit venir s'ajouter à celle des paramètres topographiques et géologiques de la région.



Figure 3.5 : Lithologie de la haute vallée de l'Ariège avec le relief en fond

Les cirques de la haute vallée de l'Ariège sont majoritairement constitués de granites hercyniens et de séries cambro-ordoviciennes. La partie aval de cette haute vallée est essentiellement constituée de gneiss. L'ensemble de la zone est parcourue par de multiples failles et se trouve exclusivement dans la zone axiale.

3.3. Les marqueurs climatiques et paléoclimatiques

3.3.1. Le gradient climatique

La répartition des paléoenglacements pyrénéens et la dissymétrie des cirques suggèrent une permanence des conditions atmosphériques par rapport à la situation actuelle. S'intéresser à la situation climatique actuelle va donc permettre de comprendre la répartition géographique et spatiale passée des glaciations pyrénéennes.

Les Pyrénées sont marquées par un important gradient climatique, notamment lié à la situation géographique de la chaîne, entre la mer Méditerranée à l'Est et l'océan Atlantique à l'Ouest. L'océan Atlantique va entraîner la présence d'un air très froid et humide tandis que l'air méditerranéen sera plus sec et plus doux. La limite entre ces deux influences suit un axe allant grossièrement du massif du Carlit au col de Puymorens. Nous pouvons de plus faire le constat que les altitudes moyennes de la ligne d'équilibre glaciaire suivent de manière assez fidèle ce même axe, avec des altitudes plus basses à l'Ouest de cet axe qu'à l'Est. L'intérêt porté à ces contrastes climatiques conduit à se pencher tout d'abord sur la pluviométrie et ensuite sur l'ensoleillement. Les indicateurs pluviométriques permettent d'obtenir des informations. de manière indirecte, sur les conditions de l'alimentation des paléoenglacements. C'est pourquoi les conditions d'ensoleillement doivent également être prises en compte, car elles reflètent les conditions d'ablation auxquelles étaient soumis les glaciers. Qui plus est, l'ensemble de ces indicateurs montre l'ampleur du contraste de versant existant entre le versant nord, océanique, qui est plus froid et plus humide que le versant sud, méditerranéen.



(A) Carte des précipitations moyennes annuelles dans les Pyrénées orientales (valeurs en mm)



(B) Carte du nombre de jours de pluie par an dans les Pyrénées orientales

Figure 3.6 : Précipitations moyennes et nombre de jours de pluie par an dans les Pyrénées orientales

L'encadré gris en pointillés correspond à la haute vallée de l'Ariège.

Les précipitations moyennes annuelles et le nombre de jours de pluie moyen par an augmentent selon un gradient est-ouest, à savoir lorsque l'on s'éloigne de la Méditerranée et l'on se rapproche de l'Atlantique.

D'après Météorologie Nationale de la France, 1988

(Extrait de Delmas, 2009)

Les deux cartes de la Figure 3.6 représentent les précipitations moyennes annuelles (A) et le nombre de jours de pluie moyen par an (B) dans les Pyrénées orientales. Il en ressort un contraste de versant au niveau des précipitations. De manière générale, les précipitations moyennes annuelles ainsi que le nombre de jours de pluie moyen par an augmentent lorsque l'on s'éloigne de la Méditerranée et que l'on se rapproche de l'Atlantique. En ce qui concerne la Haute vallée de l'Ariège, encadrée en pointillés gris sur la Figure 3.6, les précipitations moyennes annuelles sont comprises entre 1 000 et 1 100 mm. Le nombre de jours de pluie moyen par an se trouve quant à lui aux alentours de 110-120. Les cartes de cette Figure 3.6 permettent également de visualiser l'importance de la position des massifs par rapport aux flux humides venus du nord-ouest. Les nuances exprimées à propos de la ligne d'équilibre glaciaire se retrouvent sur ces cartes. L'orientation des vallées est également susceptible de favoriser la pénétration des perturbations océaniques jusqu'au cœur de la masse montagneuse. Inversement, le creux relatif observé au niveau du massif de l'Aston s'explique par la position d'abri qu'occupe ce massif en arrière du massif des Trois Seigneurs.

Par conséquent, ces constatations conduisent à en déduire que le contraste nivopluviométrique entre le domaine atlantique et le domaine méditerranéen était à l'époque glaciaire au moins aussi prononcé qu'actuellement.

L'ensoleillement apparaît comme un paramètre climatique important à prendre en compte, au même titre que la pluviométrie. Les cartes de la Figure 3.7 montrent l'ensoleillement, exprimé en pourcentage d'heures ensoleillées en décembre et en juillet, puis le nombre moyen d'heures de soleil par an au niveau de la chaîne pyrénéenne. Ces cartes permettent de voir de manière graphique qu'il y a un véritable gradient décroissant entre l'est et l'ouest de la chaîne. Le plus à l'est, vers la méditerranée, il y a plus de 2750 heures d'ensoleillement par an, plus de 50% d'ensoleillement journalier en décembre et plus de 70% en juillet. A l'extrémité occidentale de la chaîne, en revanche, il y a moins de 2 000 heures d'ensoleillement par an, entre 25 et 30% d'ensoleillement journalier en décembre et moins de 50% en juillet. Il y a ainsi un gradient fortement décroissant qui s'établit entre la façade méditerranéenne et la façade atlantique. Au niveau de la haute vallée de l'Ariège, il y a environ 2 250-2 500 heures d'ensoleillement par an, entre 40 et 50% d'heures ensoleillées en décembre et moins de 70% en juillet. Ceci tend donc à dire que la haute vallée de l'Ariège, en termes de données enregistrées sur l'ensoleillement, se situe entre les données de la façade orientale des Pyrénées, sous influence méditerranéenne, et celles de la façade occidentale, sous influence atlantique, mais reste malgré tout plus proche de celles orientales.

En mettant en relation la Figure 3.6 et la Figure 3.7, nous pouvons constater que les secteurs à fortes précipitations apparaissent également être les secteurs les moins ensoleillés, pouvant ainsi être considérés comme des zones favorisant l'englacement et le maintien de la glace dans ces vallées. Le constat inverse peut donc également être fait.



Figure 3.7 : Contraste d'ensoleillement entre les deux façades de la chaîne pyrénéenne Il y a un gradient décroissant entre l'Est et l'Ouest de la chaîne en termes d'ensoleillement qui s'établit entre la façade méditerranéenne et la façade atlantique. L'ensoleillement est important à l'extrémité Est de la chaîne et diminue de plus en plus lorsqu'on se rapproche de l'extrémité Ouest. (D'après les cartes de Kessler & Chambraud, 1986 ; extrait de Delmas, 2009)

Le vent va lui aussi apparaître comme un gradient climatique à prendre en compte et ayant une influence significative. La violence des vents de secteur nord est notamment à souligner. En plus des conditions climatiques, la configuration topographique des bassins glaciaires joue un rôle important. En effet, celle-ci conditionne l'étendue de la zone d'accumulation glaciaire mais aussi la direction et la vitesse des principaux flux de glace.

3.3.2. Les marqueurs paléoclimatiques : la paléoligne d'équilibre glaciaire

La répartition des anciens glaciers, situés pour les deux-tiers sur le versant nord, traduit une alimentation prédominante par flux de nord-ouest, comme c'est encore le cas actuellement. De plus, l'orientation des cirques, essentiellement vers l'est, le sud-est voire le sud, implique une suralimentation neigeuse par flux de nord à nord-ouest, comme celle qui redistribue actuellement la neige. Pour ces diverses raisons, il en est déduit que les contrastes climatiques actuels sont très proches de ceux qui existaient au cours des phases froides Pléistocène. Afin de caractériser notre domaine d'étude (la haute vallée de l'Ariège) lors des paléoenglacements quaternaires, des marqueurs paléoclimatiques peuvent être utilisés. Parmi ceux-ci, la paléoligne d'équilibre glaciaire (paléoLEG) apparaît comme un marqueur fondamental. Nous avons vu précédemment que la ligne d'équilibre glaciaire correspond à la section du glacier qui enregistre le maximum de débit de glace en une année. C'est une valeur essentielle qui est étroitement liée aux conditions climatiques (températures et précipitations). La paléoLEG correspond donc au niveau atteint par la LEG au cours d'un paléoenglacement.

Ainsi, la LEG se révèle être un paramètre capital pour les reconstitutions basées sur les stades glaciaires. Retracer une paléoLEG peut donc permettre de connaître les conditions climatiques qui prédominaient alors à cet endroit à un moment précis.

Le contraste climatique actuel que nous venons d'évoquer à l'échelle des Pyrénées est également apparent dans les enregistrements passés. En effet, les dénivelés de la ligne d'équilibre glaciaire au maximum würmien entre les massifs septentrionaux humides (Arize, Trois Seigneurs, Mont Ceint et Tabe) et les massifs secs du Sud (Carlit, Campcardos, Canigou, Carança et Puigmal) (Delmas et al. 2014) permettent d'illustrer le contraste climatique qui régnait alors au cours du Würm. Au MIE würmien, un important contraste de façades a pu être constaté entre celle au nord, parcourue par de puissants émissaires glaciaires suffisamment alimentés pour atteindre le piémont, et celle au sud, parcourue par des glaciers de taille beaucoup plus réduite ne dépassant pas la limite du front montagneux. Ainsi, l'étude de la paléoligne d'équilibre glaciaire lors du MIE würmien a permis de constater une variation systématique du niveau d'équilibre glaciaire. Celui-ci a pu être observé dans deux directions : il s'élève du Nord au Sud mais aussi de l'Ouest à l'Est. Ce contraste de façades caractéristique des paléoenglacements pyrénéens est particulièrement marqué dans l'est de la chaîne où un glacier de vallée composite, dont le front se tenait à plus de 60 km des lignes de crêtes limitant la zone d'alimentation, peut être reconstitué sur le bassin ariégeois. Sur le versant sud du Carlit, les langues de glace les plus longues ne dépassaient pas une vingtaine de kilomètres. Les massifs les plus orientaux n'abritaient que des glaciers locaux de tailles très réduites. Ainsi, le fait majeur est le contraste Nord-Sud (Viers, 1971) mis en avant par les dimensions respectives des glaciers issus des montagnes de la Haute Ariège, à cheval sur les frontières de l'Andorre, de la France et de l'Espagne. Le glacier de l'Ariège, au Nord, mesurait presque 70 km de long lors du dernier maximum würmien. Celui du Querol, au Sud mais issu des mêmes crêtes, mesurait quant à lui environ 25 km de long, soit presque trois fois moins. La ligne d'équilibre glaciaire se trouvait alors bien plus bas dans la vallée pour l'Ariège et beaucoup plus perché dans les cirques pour le Querol. Ceci indique une plus grande abondance des précipitations sur le versant Nord et ce même au cours des dernières phases glaciaires.

Nous pouvons donc en déduire de l'étude des paléo-LEG que le plus grand potentiel d'accumulation de la glace (Delmas et al. 2015) se produit dans les montagnes les plus élevées situées sur le versant Nord, où la ligne d'équilibre glaciaire lors du Global LGM est descendue à des altitudes de 1 600-1 800 m et où les crêtes sont à des altitudes assez importantes (avoisinant les 3 000 m). A cette même période, sur le versant Sud, la LEG se trouvait à des altitudes bien plus élevées. En ce qui concerne la haute vallée de l'Ariège, l'étude de la LEG au cours du Tardiglaciaire permettra d'obtenir des informations sur l'environnement glaciaire mais également sur les conditions climatiques qui régnaient alors.

4. Reconstituer l'emprise spatiale des paléoenglacements dans la haute vallée de l'Ariège : méthodes et résultats

Le Tardiglaciaire a été marqué dans les Pyrénées par différents stades d'englacement pouvant être étudiés et retracés grâce à plusieurs méthodes. Se focaliser sur l'étude approfondie de la « zone témoin » qu'est la haute vallée de l'Ariège, permettra d'aboutir à une proposition de reconstitution paléogéographique de ces paléoenglacements tardiglaciaires. Afin d'aboutir à cette chronologie relative des paléoenglacements, nous aborderons dans un premier temps la méthodologie de travail que nous avons utilisée avant de présenter les résultats obtenus ainsi que leurs interprétations.

4.1. Méthodologie de travail

Afin de comprendre l'évolution et le fonctionnement d'un système glaciaire, il faut passer par la reconstitution spatiale de son emprise et de ses variations au cours du temps. Notre objectif est de reconstituer l'emprise spatiale des paléoenglacements dans la haute vallée de l'Ariège. Différentes étapes vont alors être nécessaires, passant par l'analyse de cartes topographiques, géologiques et photographies aériennes, couplée à des relevés de terrain, le tout afin d'aboutir à une synthèse cartographique au 1/25 000^e. A cet effet, nous allons rechercher des archives sédimentaires bien spécifiques qui nous serviront de jalons à la reconstitution de ces différentes emprises spatiales.

4.1.1. Les archives sédimentaires disponibles pour reconstituer l'emprise spatiale des paléoenglacements

Les dépôts édifiés sur les marges d'un glacier ont un faciès et un agencement original. Les processus d'érosion et de dépôt des systèmes glaciaires (Campy et al., 2013) induisent des paysages dont les traits morphologiques particuliers peuvent être constatés après leur retrait. Ainsi, les zones ayant été recouvertes par des paléoenglacements se caractérisent par des formes du relief singulières. Se distinguent le domaine amont, où prédominent les formes liées à l'érosion du substrat, et le domaine aval où prévalent les formes liées à l'accumulation des matériaux.

Afin de retracer les paléoenglacements tardiglaciaires, différentes archives sédimentaires sont à notre disposition sur le terrain. Celles-ci se présentent sous deux types principaux : les **dépôts de marges glaciaires** (moraines frontales et latérales ; dépôts d'obturation) et les **formes périglaciaires** (glaciers rocheux). Les glaciers rocheux sont à mettre à part car ils témoignent de la disparition des glaciers de cirques. Seuls les constructions morainiques frontales ou latérales et les dépôts de marge juxtaglaciaire ont un intérêt sur le plan paléogéographique, car ils marquent des stades de stationnement voire de

progression glaciaire qui ont été suffisamment longs pour que le glacier ait eu le temps d'édifier des constructions sédimentaires d'assez grande ampleur. Les dépôts de marges glaciaires vont permettre de retracer les contours des paléoenglacements, c'est pourquoi ce sont eux que nous allons chercher en priorité à identifier et localiser.

• Les dépôts de marges glaciaires

Les dépôts de marges glaciaires peuvent être découpés en deux principaux types, avec d'une part les moraines frontales et latérales et d'autre part les dépôts d'obturation :

- Parmi ces dépôts de marges glaciaires, les faciès ainsi que l'agencement des **moraines d'ablation** (moraine de surface formée de débris issus de la fusion sur place d'un glacier) vont être particulièrement importants. Nous allons rechercher les constructions morainiques en position frontales ou latérales car elles se mettent en place sur les marges du glacier (Fig.4.1).



Figure 4.1 : Moraine latérale

Moraine latérale située à proximité de la cabane, à côté de l'Orri. Les constructions morainiques latérales de ce type sont recherchées sur le terrain car elles permettent de retracer les contours des paléoenglacements et parfois la paléo-LEG associée. Photo prise le 23/09/14 par M. Calvet (N 42°33'04.4'' E 1°46'59.9'' alt. 2 146m)

La Figure 4.1 permet de voir à quoi ressemble une construction morainique latérale sur le terrain et donc le type de construction recherché. La moraine latérale ici visible est très bien construite et a été bien préservée. Nous pouvons constater sa forme en cordon dans lequel sont enchâssés de nombreux blocs erratiques. Cependant, ces constructions ne sont pas toujours aussi bien conservées. En plus d'être de très bons marqueurs pour la reconstitution des paléoenglacements, l'enracinement de ces cordons morainiques, lorsqu'il est maintenu et visible, permet de retracer la paléoligne d'équilibre glaciaire. Les constructions morainiques apparaissent donc comme des dépôts de marges glaciaires renfermant un très grand nombre d'informations, notamment paléoenvironnementales.

- Dans les dépôts de marges glaciaires se trouvent également les **dépôts d'obturation**. Ils sont souvent composés à la base du remplissage de dépôts glaciolacustres et traduisent l'existence d'un paléolac de barrage morainique installé à l'extrémité aval d'une vallée affluente non englacée. Ainsi, ceux-ci sont essentiellement visibles dans les parties aval, sur les marges de grands glaciers des vallées composites du maximum d'englacement, même s'il est possible d'en retrouver localement dans les parties amont des bassins englacés.



Figure 4.2 : Dépôt d'obturation Exemple d'un dépôt d'obturation, situé audessus du poste de douane, au niveau du Rec del Bac d'en Morer. Sur ce dépôt d'obturation se trouvent de nombreux blocs erratiques. Photo prise le 25/09/14 par C. Mahé (N 42°33'17.9'' E 1°45'12.6" alt. 2 036m)

Sur ces dépôts d'obturation (Fig. 4.2) se trouvent des blocs erratiques, traduisant ainsi une période au cours de laquelle le glacier a stagné à cet endroit. La présence de ces blocs permettra de dater ce stade.

• Les formes périglaciaires

Dans les cirques, la réelle difficulté est alors de bien distinguer les constructions morainiques des **glaciers rocheux**. Les glaciers rocheux (Fig. 4.3) se forment en contexte périglaciaire, c'est-à-dire lorsque la glace a totalement disparu des cirques. Ils sont nourris par des tabliers d'éboulis et mis en mouvement à leur base. Ce sont donc des mélanges de glace et de débris rocheux se déplaçant sur les versants guidés par la gravité ; ils apparaissent comme des langues pluri-hectométriques bien caractéristiques avec un front raide et de multiples bourrelets en surface. Ces formations sont généralement facilement identifiables. Cependant, la mise en place de ces glaciers rocheux va parfois remanier les constructions morainiques préexistantes.



Figure 4.3 : Glacier rocheux

Le glacier rocheux est une forme périglaciaire, constituée de multiples bourrelets et qui doit bien être distinguée des constructions morainiques. Photo prise le 23/09/14 par M. Calvet (N 42°33'05.4'' E 1°47'36.0'' alt. 2 073m)

Une fois les archives sédimentaires disponibles pour reconstituer l'emprise spatiale des paléoenglacements définies, toute une méthodologie de travail peut être mise en place et suivie.

4.1.2. De la cartographie des dépôts de marge glaciaire à la définition des différents stades d'englacement

Les choix méthodologiques retenus pour étudier les héritages glaciaires à notre disposition sont ceux correspondant à une étude géomorphologique « classique », nécessitant un travail de terrain, de reconnaissance et de caractérisation des formes et des formations glaciaires ainsi qu'une étude de leur organisation stratigraphique (aussi bien en termes de géométrie que d'agencement),...

• Méthodologie de l'inventaire cartographique

La réalisation de l'inventaire cartographique des différentes archives sédimentaires constitue un travail qui se scinde en trois étapes comme suit :

> Un travail de **prospection** via photographie aérienne, carte topographique et parfois carte géologique. Ceci permet de découvrir les lieux de l'étude et de se familiariser avec, mais également de préparer les campagnes de terrain, afin de déterminer où il semble intéressant de se rendre.

Dans le cas de la haute vallée de l'Ariège, nous avons utilisé les cartes topographiques au 1/25 000 de l'IGN pour toute la partie française (Scan 25). Sur la zone concernée, les isohypses sont représentées tous les 10 mètres. Nous avons également utilisé les fonds topographiques datant de 2011 pour une utilisation sous SIG. Pour la partie andorrane, nous avons utilisé un scan de la carte topographique au 1/50 000^e de l'Andorre port de Fontargente (carte orange 2149 de 1976). Sur cette carte, les isohypses sont présentes tous les 20 mètres.

La connaissance de la géologie de la région est elle aussi indispensable, notamment pour guider les recherches sur le terrain. C'est pourquoi nous avons utilisé les cartes géologiques harmonisées, disponibles sur géoportail (cartes du BRGM, au 1/50 000^e). Elles correspondent à une superposition de cartes qui n'ont pas été réalisées en même temps et qui ne coïncident pas totalement, ce qui peut parfois poser problème.

En ce qui concerne les photographies aériennes, nous avons également utilisé celles disponibles sur géoportail ainsi que les orthophotographies pour une utilisation sous SIG. Ces dernières ont été acquises entre 2009 et 2011. Concernant les parties andorranes et espagnoles, sur géoportail, nous ne pouvons avoir accès qu'aux images satellites (donc au 1/100 000^e). C'est notamment pour cette raison que nous avons eu recours à Google Earth, conjointement à géoportail. Pour notre zone d'étude, les images satellites disponibles sur Google Earth ont été acquises entre 2005 et 2012. Ceci a permis d'avoir des images avec une résolution égale et ce en dépit des frontières.

Etant donné que notre terrain se trouve à proximité des frontières andorrane et espagnole, le travail sur carte topographique n'est pas toujours évident lorsque la frontière est franchie car les cartes ne sont pas disponibles avec la même précision (comme nous l'avons précédemment évoqué). Le même constat peut être fait avec les photographies aériennes, lesquelles ne sont disponibles que pour le territoire français sur géoportail. De plus, celles-ci n'offrent pas toujours de bonnes conditions d'observation des dépôts glaciaires, ce que nous développerons plus en détails ci-après.



Figure 4.4 : Glacier rocheux identifié sur carte topographique et sur photographie aérienne Nous pouvons voir le même glacier rocheux identifié sur carte topographique (en pointillés rouge à gauche) et sur photographie aérienne (en pointillés blanc à droite). La carte topographique ainsi que la photographie aérienne apparaissent comme des outils utiles à l'identification de certaines formes et formations glaciaires voire périglaciaires.

(geoportail.fr; consulté et modifié le 22/04/15)

La Figure 4.4 permet d'illustrer cette première étape de travail de prospection. Sur cette figure, c'est un glacier rocheux qui a été identifié, aussi bien sur carte topographique que sur photographie aérienne. Ainsi, il pourra être retrouvé sur le terrain.

➤ A la suite de l'étape de prospection décrite, vient le travail de terrain lui-même. Celuici va permettre d'affirmer ou d'infirmer ce qui a pu être identifié lors de l'étape précédente et surtout de la compléter. C'est une étape indispensable car tout ne peut pas être vu sur photographie aérienne et carte topographique. De plus, c'est sur le terrain que nous allons pouvoir observer la lithologie des blocs erratiques. Celle-ci nous permettra notamment de dire si nous sommes face à des blocs erratiques provenant d'un autre massif (et potentiellement lequel). Les campagnes réalisées sur le terrain permettent, de manière générale, de caractériser les formes glaciaires qui sont observables.



rocheux identifié sur le terrain Ce glacier rocheux est le même que celui identifié sur la Figure 4.4 et permet ainsi de faire le lien entre l'étape de

Figure 4.5 : Glacier

prospection (sur cartes et photo aérienne) et l'étape de terrain. Photo prise le 23/09/14 par C. Mahé (N 42°33'05.4'' E 1°47'36.0'' alt. 2 073m)

Le terrain va ainsi permettre dans certains cas de voir ce qui a pu être identifié lors de la phase de prospection. Sur la Figure 4.5 nous pouvons observer le même glacier rocheux que celui noté sur la Figure 4.4, établissant un lien entre la phase de prospection (sur cartes et photographies aériennes) et la phase de terrain. Dans notre cas, le travail de terrain s'est effectué sur six jours consécutifs, au cours du mois de Septembre 2014, afin qu'il n'y ait pas de neige.

Si nous nous intéressons à présent à chacune des archives sédimentaires à notre disposition pour reconstituer l'emprise spatiale des paléoenglacements, nous pouvons dire que celles-ci ne sont pas toujours identifiables avec la même précision en fonction du support (cartes, photographies, terrain,...).

- Les **moraines d'ablation** sont très difficilement repérables sur cartes topographiques. Cependant, dans certains cas, de légères irrégularités peuvent être identifiées dans les courbes de niveau, laissant penser à des constructions morainiques, lesquelles peuvent généralement être confirmées en ayant recours aux photographies aériennes. Si le doute persiste, la vérification sur le terrain apparaît comme nécessaire. Cette dernière est indispensable car les constructions morainiques ne sont visibles sur carte topographique et photographie aérienne que lorsqu'elles sont de taille décamétrique au minimum. En effet, dans certains cas, ces constructions morainiques peuvent apparaître imposantes une fois sur le terrain alors qu'elles n'ont pu être identifiées au préalable car la résolution de la carte et des photographies aérienne n'était pas assez précise pour observer de telles formes.

- Les **dépôts d'obturation** sont quant à eux encore plus difficiles à identifier sur carte topographique et photographie aérienne. En l'occurrence, le fait de se rendre sur le terrain apparaît indispensable. Une fois qu'ils ont été identifiés sur le terrain, ils peuvent alors être repérés sur carte et photographie aérienne, car nous savons où les localiser. L'inverse s'avère cependant beaucoup plus complexe.

- Enfin, les **glaciers rocheux** sont très facilement identifiables sur photographie aérienne où leur forme particulière, constituée de multiples bourrelets, dénote dans le paysage avoisinant. Il en est de même sur le terrain. Sur des cartes topographiques, nous pouvons les localiser uniquement par les tabliers d'éboulis, lesquels ne représentent cependant pas nécessairement des glaciers rocheux. Ces glaciers rocheux sont, pour certains, bien représentés sur les cartes géologiques. Ils apparaissent ainsi être les objets géomorphologiques les plus facilement identifiables.

Les étapes de prospections s'avèrent donc comme un préalable à l'étape de terrain. Elles permettent de savoir où il paraît intéressant de se rendre. Cependant, utilisées seules, il n'est pas possible de visualiser, identifier et localiser l'ensemble des archives sédimentaires pouvant nous être utiles. Ces différentes étapes ont chacune leurs avantages et leurs inconvénients mais elles sont complémentaires et indispensables.

➢ Enfin, en dernier lieu, une synthèse cartographique de terrain, reprenant les différentes observations relevées, peut être réalisée. Celle-ci constitue à la fois une mise au propre et une certaine interprétation (encore très sommaire) des observations.

La synthèse cartographique correspond au fait de positionner sur une carte l'ensemble des observations ayant pu être effectuées lors des étapes de prospection et de terrain. Les archives sédimentaires (dépôts et formes construites) vont alors être situées les unes par rapport aux autres dans l'espace.



Ainsi, la Figure 4.6 permet d'illustrer cette dernière étape qu'est la réalisation d'une cartographie de synthèse, et ce toujours dans le cadre de l'exemple du même glacier rocheux.

Vers la définition de différents stades d'englacements

carte

sur cet extrait de carte des dépôts et des formes

et de terrain.

Une fois que la méthodologie de l'inventaire de terrain a été suivie et que les différentes étapes ont permis d'aboutir à une cartographie (non exhaustive) des dépôts et formations glaciaires présentes dans la haute vallée de l'Ariège, la définition de stades d'englacements peut alors se faire.

La réalisation d'une première synthèse cartographique de terrain consiste à localiser les dépôts identifiés. Ces derniers vont alors être situés les uns par rapports aux autres dans l'espace. C'est grâce à cette véritable stratification des dépôts que différents stades d'englacements vont pouvoir être identifiés et caractérisés. Qui plus est, un stade d'englacement a pour particularité de définir l'emprise spatiale d'un paléoenglacement à un moment donné. Ainsi, en définissant ces stades d'englacement, nous allons pouvoir mettre en place la chrono-stratigraphie relative de notre zone d'étude. L'ensemble des étapes évoquées peut alors être perçu comme une base indispensable à l'identification d'une chronologie relative des stades d'englacements.

La superposition des dépôts d'origine glaciaire permet de reconstituer une stratigraphie conduisant à une chronologie relative. Cette dernière peut dès lors être complétée par d'autres paramètres permettant de caractériser les paléoenglacements mais également les paléoenvironnements. Ainsi, à chaque stade d'englacement correspond une altitude de la ligne d'équilibre glaciaire différente qui permet de le caractériser. C'est pourquoi nous allons à présent aborder ce paramètre.

4.1.3. L'importance de la reconstitution de la ligne d'équilibre glaciaire (LEG) dans l'étude des paléoenglacements

Il existe différentes méthodes de reconstitution de la ligne d'équilibre glaciaire (LEG), laquelle pourra servir d'outil à la caractérisation des paléoenglacements. La ligne d'équilibre¹³ représente l'altitude entre la zone d'accumulation du glacier et sa zone d'ablation. Elle est fonction de la température et des précipitations, mais également des radiations solaires, de l'albédo et du vent. Par conséquent, l'altitude de la LEG est un paramètre capital pour les reconstitutions climatiques basées sur les stades glaciaires. Dans notre cas, connaître l'altitude des paléo-LEG peut également permettre de reconstruire l'emprise spatiale des paléoenglacements. Afin de connaître l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire de stades anciens, plusieurs méthodes existent et peuvent être utilisées (Couterrand, 2010; Delmas, 2009). Parmi ces méthodes, certaines reposent sur l'observation de dépôts et permettent ainsi d'obtenir une estimation de la LEG pour un stade d'englacement donné ; tandis que d'autres sont fondées sur les formes du relief (le substrat rocheux façonné par la glace) et donnent dans ce cas une position moyenne de la LEG pour tout le Pléistocène :

- La méthode hypsométrique ou de partage des surfaces est celle la plus communément utilisée. Elle se fonde sur le postulat que le rapport entre la surface de la zone d'ablation et celle de la zone d'accumulation d'un glacier reste constant (Jegerlehner, 1902 ; puis Kerschner, 1976 et Gross et al., 1978). Par conséquent, en appliquant ce rapport à une surface de glacier reconstituée, il est théoriquement possible de positionner l'altitude de sa ligne d'équilibre. Cette corrélation s'exprime soit par le rapport surface d'accumulation/surface d'ablation (Sa/Se), soit par le rapport surface d'accumulation/surface totale (AAR = Accumulation Area Ratio). AAR = 0.67 (Sa/Se = 2/1) est celui qui à l'heure actuelle est le plus fréquemment utilisé.

Cette méthode n'est pas exempte de défauts, le principal étant de ne pas tenir compte de la variabilité du rapport Sa/Se dans la nature. Or, les mesures de bilan de masse montrent que ce rapport varie dans des proportions très importantes d'un glacier à l'autre : selon la continentalité du climat et selon le profil longitudinal du glacier. De plus, une difficulté majeure peut se présenter lorsque la langue glaciaire est issue de la confluence de plusieurs zones d'accumulation d'orientations différentes, ou, comme dans le cas de notre terrain d'étude, lorsque le glacier a totalement disparu. Il faut alors se référer aux valeurs d'un glacier proche et de même orientation. Cette méthode reste malgré tout celle de référence pour retracer les stades du Tardiglaciaire.

En 1988, Keller a intégré à cette méthode la présence de hautes parois rocheuses dominant les glaciers. Ces zones de parois non englacées ne sont pas prises en compte dans la méthode classique de reconstitution des stades. C'est pourquoi il propose de calculer la LEG en tenant compte de l'ensemble de la zone d'alimentation théorique comprenant les zones rocheuses.

¹³ Définition donnée plus en détails dans la partie 1.2.1.

- La méthode de l'altitude moyenne du bassin versant est une méthode de calcul pour estimer la position de la LEG théorique d'un bassin versant, qui consiste à prendre l'altitude moyenne (AAR = 0.50) du bassin versant topographique total, tributaire de la position du front glaciaire (Beck, 1926). Le résultat est alors interprété comme l'altitude de la LEG moyenne nécessaire pour qu'un glacier atteigne le point donné du talweg. Cette méthode peut être utilisée pour estimer l'altitude de la LEG pour un stade dont le front est connu, mais dont l'absence de témoins latéraux ne permet pas une reconstitution fiable du glacier. Elle peut également être utilisée pour évaluer jusqu'où irait une langue glaciaire pour une altitude de LEG donnée, dans le cas d'un bassin où les moraines témoins sont totalement absentes.

- La méthode de l'altitude moyenne des planchers de cirque repose sur le fait que, dans le cas des petits glaciers de vallée ou des glaciers cantonnés aux cirques, la position de la LEG est proche de l'altitude moyenne du plancher de cirque. Cette méthode n'est valable que pour les paléoenglacements de taille réduite (glaciers de cirques ou glaciers de vallée simple).

- La méthode des lignes de crêtes consiste à repérer dans une zone donnée l'altitude moyenne des plus basses crêtes portant des formes d'érosion glaciaire et des plus hautes crêtes sur lesquelles il n'y a aucune empreinte glaciaire. Cette méthode permet de repérer l'altitude de la LEG à l'échelle d'un massif montagneux mais elle tendrait à minimiser la valeur réelle de la LEG de 100 à 200 m (Meierding, 1982 ; Porter, 2001).

- La méthode Toe-to-headwall altitude ratios (THAR) consiste à mesurer la moyenne arithmétique entre l'altitude du front glaciaire et l'altitude des crêtes dominant le glacier (Meierding, 1982; Porter, 2001). Cette approche de la ligne d'équilibre glaciaire suggère d'appliquer un ratio AAR de 0.60. La méthode a pour avantage d'être très simple, mais elle ne peut être appliquée que sur un appareil simple, à topographie régulière. Par conséquent, les résultats se révèlent très aléatoires.

- La méthode de l'enracinement des moraines latérales (Lichtenecker, 1936) repose sur le principe que, sur un glacier caractérisé par un bilan de masse en équilibre, les moraines sont enracinées à proximité de la LEG. Ainsi, le point d'enracinement des moraines latérales sur le substratum fournit une bonne approximation de l'altitude de la LEG. Cette méthode peut être appliquée à des constructions morainiques héritées lorsqu'elles sont bien préservées. Cependant, la méthode n'est applicable qu'à des glaciers à topographie régulière et les altitudes obtenues doivent être considérées comme des valeurs minimales, notamment en raison de la sensibilité des cordons morainiques à l'érosion post-glaciaire. La méthode constitue malgré tout un bon moyen de contrôle des valeurs déterminées par la méthode hypsométrique (AAR).

La LEG est une notion très importante, aussi bien pour les glaciers actifs que pour ceux ayant disparus. Renseigner la position des paléo-lignes d'équilibre glaciaire grâce à l'une (ou plusieurs) des méthodes que nous venons d'évoquer permet de fournir des renseignements essentiels concernant les paléoclimats de la zone étudiée et de manière plus générale de retracer les paléoenvironnements.

L'ensemble du travail de prospection et de terrain a permis d'aboutir à une première cartographie de synthèse portant sur les dépôts et les formes construites dans la haute vallée de l'Ariège. A partir de là, une tentative de reconstitution des paléoenglacements de manière relative est possible. Ce travail a également conduit à définir les endroits où il semblait intéressant de réaliser des prélèvements, dans le but de dater (par les nucléides cosmogéniques produits *in situ* et plus particulièrement le ¹⁰Be) les emprises spatiales des paléoenglacements tardiglaciaires et alors d'aboutir à une datation absolue de ces paléo-emprises glaciaires.

4.2. Présentation des résultats : réalisations cartographiques et interprétations

Les réalisations cartographiques sont basées sur le travail de prospection et de terrain, auquel s'est ajouté tout un travail d'interprétation et de synthèse. C'est pourquoi nous aborderons dans un premier temps la réalisation des cartes des dépôts et des formes construites dans la haute vallée de l'Ariège. Celles-ci constituent une mise au clair des observations réalisées et une étape indispensable pour retracer les paléoenglacements. A la suite de cela, la carte des paléoenglacements tardiglaciaires réalisée pour la haute vallée de l'Ariège pourra être présentée, expliquée et interprétée.

4.2.1. Présentation et interprétation des cartes morphologiques des dépôts morainiques et des formes construites

La cartographie des dépôts et des formes construites réalisée (Fig 4.7 et 4.8) pour la haute vallée de l'Ariège concerne principalement la partie amont, car c'est là que les formes et les dépôts qui nous intéressent se trouvent en plus grand nombre et sont surtout le mieux conservés. Une première carte de l'ensemble de la haute vallée de l'Ariège a été effectuée (Fig. 4.7), puis une seconde a été centrée sur la zone amont (Fig.4.8). L'ensemble des dépôts et des formes construites identifiés au cours des phases de prospection et de terrain ont été représentés sur les Figures 4.7 et 4.8.

Les placages morainiques sont symbolisés par des figurés surfaciques et une distinction a été faite concernant la nature lithologique des blocs. Ainsi, sont différenciés les placages morainiques granitiques (en violet) des placages morainiques gneissiques (en rose clair), afin de pouvoir montrer que ces dépôts n'ont pas la même provenance. Sur ces cartes, nous avons également localisé les dépôts de marges glaciaires (les moraines latérales et frontales ainsi que les dépôts d'obturation) et les formes périglaciaires (les glaciers rocheux). Les traits de différentes couleurs (allant du jaune au rouge en passant par le orange) correspondent aux constructions morainiques, que nous avons interprétées comme appartenant à différents stades. Plus la couleur de ce cordon est représentée en foncé, plus le stade est interprété comme étant ancien. Cette première phase d'interprétation a été faite selon différents critères. Tout d'abord, c'est l'altitude de ces constructions qui a été prise en compte.

Ensuite, c'est leur position (aussi bien spatiale que les unes par rapport aux autres) qui a été étudiée. Ainsi, pour une même zone, les dépôts les plus bas, cantonnés à la vallée, sont interprétés comme plus anciens que ceux situés plus en altitude. Ceci peut se justifier, premièrement, par le fait que le glacier était de taille moindre dans le premier que dans le second cas. Deuxièmement, un glacier remanie les dépôts présents avant son passage, par conséquent les dépôts perchés se sont nécessairement déposés antérieurement à ceux situés moins en altitude. Le cas échéant, ils auraient été remaniés.

A l'issue de la réalisation de ces cartes de dépôts et formes construites dans la haute vallée de l'Ariège (Fig. 4.7 et 4.8), nous pouvons dire que des dépôts de marges glaciaires ont pu être identifiés dans trois différents secteurs :

- Au niveau du village de Petches, juste en amont d'Ax-les-Thermes, avec des constructions morainiques de marge latérale droite d'un glacier provenant de l'Ariège.

- Au niveau de Mérens-les-Vals, avec un front morainique situé légèrement en amont de la ville.

- Dans la zone amont, à proximité des cirques, où se trouve l'essentiel des dépôts et des constructions.

Ce sont donc principalement ces trois secteurs qui ont été cartographiés et que nous allons analyser en détails.



Figure 4.7 : Dépôts et formes construites dans la haute vallée de l'Ariège L'ensemble des dépôts et des formes construites ayant été identifiés dans la haute vallée de l'Ariège sont répertoriés sur cette carte. La zone amont (entre le Pas de la Case et le Col de Puymorens) ; les alentours de Mérens-les-Vals et enfin ceux d'Ax-les-Thermes et de Petches sont les plus renseignés. (carte réalisée par C. Mahé, M. Delmas et M. Calvet, 03/15)



Figure 4.8 : Dépôts et formes construites au niveau de l'amont de la haute vallée de l'Ariège : entre le Pas de la Case et le Col de Puymorens

Un zoom sur la partie amont de la Figure 4.7 est ici réalisé afin de voir plus en détails la richesse de cette zone. Les dépôts et les formes construites identifiés entre le Pas de la Case (à l'Ouest) et le Col de Puymorens (à l'Est) sont répertoriés sur cette carte.

Les traits allant du jaune au rouge (stade le plus récent au stade le plus ancien) correspondent à des cordons morainiques en position latérale ou frontale. Ces cordons se mettent en place sur les marges d'un glacier et c'est en cela qu'ils vont être particulièrement utiles à la reconstruction des paléoenglacements.

(carte réalisée par C. Mahé, M. Delmas et M. Calvet, 03/15)

• La zone amont de la haute vallée de l'Ariège

En s'intéressant à la partie amont de la haute vallée de l'Ariège (Fig. 4.8), un très grand nombre d'observations puis de premières interprétations peuvent être faites.

Aux alentours du Col de Puymorens, d'importants dépôts glaciaires et des formes construites variées ont été identifiés, comme le suggère la richesse des informations disponibles sur la Figure 4.8 pour cette zone. Il convient dès lors de présenter l'ensemble de ce qui a été cartographié afin de pouvoir exposer les premières interprétations.

- Le Col de Puymorens côté ravin d'En Garcia

Depuis le col de Puymorens, en prenant la piste en direction du ravin d'En Garcia, nous avons constaté sur notre droite la présence d'un monticule sur lequel se trouvent de nombreux blocs erratiques. Nous y avons très nettement repéré deux cordons morainiques constitués de blocs de granite. Le premier, très aigu, a une belle forme de cordon tandis que le second a une forme plus massive, mais il s'agit bien d'un alignement morainique. Ces deux cordons ont été dessinés sur les Figures 4.7 et 4.8 par des traits rouges continus, au niveau du Col de Puymorens. En continuant à monter sur ce versant, juste au-dessus de ces deux cordons, nous traversons une zone de substrat schisteux correspondant à la roche en place. Au-dessus de cette zone, nous observons un alignement de blocs de gneiss très émoussés, cartographié par un trait rouge en pointillés. Cet alignement est présent jusqu'à environ 1 990 mètres d'altitude et ne correspond pas vraiment à un cordon latéral construit. Cependant, la quantité de blocs présents est suffisamment importante pour placer ici une marge glaciaire. Les dépôts de blocs de gneiss identifiés sont représentés sur les Figures 4.7 et 4.8 par une plage de couleur rose clair. Or, l'étude de la lithologie de la région permet de dire que le glacier de l'Ariège transportait (et donc déposait) des blocs de granite. En revanche, le glacier d'En Garcia transportait des blocs de gneiss. Par conséquent, nous pouvons en déduire que ces dépôts de blocs de gneiss, que nous avons identifiés dans le paysage, proviennent du ravin d'En Garcia tandis que ceux de granite proviennent du glacier de l'Ariège. Ainsi, cette marge glaciaire constituée de blocs de gneiss correspondrait à une marge latérale gauche venue du ravin d'En Garcia, alors que les deux cordons inférieurs correspondraient à un petit lobe de l'Ariège arrivant sur le col à un moment où le glacier issu du vallon d'En Garcia devait être cantonné au fond de cette vallée. Au moment où la trainée de blocs de gneiss s'est mise en place, le glacier d'En Garcia débouchait sur le col et devait très certainement être coalescent avec des flux de glace en provenance de l'Ariège mais aussi du cirque de Font Freda.

En poursuivant cette fois-ci sur le vallon de rive droite d'En Garcia, nous avons constaté la présence de nombreux blocs erratiques de gneiss, jusqu'à une altitude supérieure correspondant à celle de la piste (environ 2 010 m) et inférieure d'environ 1 935 m. Endessous de cette altitude, nous retrouvons des blocs de granites d'origine ariégeoise. Ainsi, le replat coté à 1 932 m (en gris sur les Fig. 4.7 et 4.8) est exclusivement constitué de blocs de granites. La présence de blocs erratiques de gneiss sur une grande partie de ce versant indique qu'un flux de glace en provenance du ravin d'En Garcia s'écoulait le long de ce versant et par conséquent que le flux glaciaire ariégeois n'était pas assez puissant pour détourner vers le Querol la glace d'En Garcia. Ainsi, la présence de ces gneiss provenant du ravin d'En Garcia traduit une période de confluence : un moment où la transfluence fonctionne entre le glacier de l'Ariège, celui du Querol et celui d'En Garcia. Ces dépôts sont localisés sur la Figure 4.9, afin de montrer dans le paysage ce que nous avons représenté sur carte mais aussi de mieux comprendre d'où provenaient les différents flux de glace.



Figure 4.9 : Dépôts illustrant une période de transfluence fonctionnelle et une période de diffluence

La photo a été prise en amont du Pas de la Case, regardant en direction de la vallée de l'Ariège (sur la gauche de la photo) et d'En Garcia (au centre droit de la photo). Les pointillés blancs correspondant aux dépôts de gneiss en provenance de la vallée d'En Garcia traduisent une période au cours de laquelle la transfluence était fonctionnelle : la glace de l'Ariège, celle du Querol et celle d'En Garcia étaient alors confluentes. La moraine de la Vignole ainsi que les dépôts plus en aval (lobe de diffluence) traduisent des périodes au cours desquelles les glaces ne se rencontrent plus : le glacier du Querol et celui de l'Ariège sont alors bien distincts et différenciés. Photo prise le 18/10/14 par M. Calvet (N 42°32'54.0'' E 1°44'44.4'' alt. 2 193m)

- Le Col de Puymorens côté Orri

Depuis le Col de Puymorens, mais en se rendant cette fois-ci sur le versant côté ravin de l'Orri, en face du ravin d'En Garcia, nous avons remonté la moraine de la Vignole (dessinée en orange foncé sur la Fig.4.8). Nous savons que celle-ci a été datée à 14.9 ± 1.3 ka (Pallas et al., 2010) et qu'elle correspondait à une langue glaciaire descendant jusqu'à la ville de Porté. Nous avons constaté qu'à partir de 2 027 m (point coté sur la carte topographique), le cordon principal de cette moraine de la Vignole se dédouble. Nous pouvons ainsi observer deux cordons bien distincts, d'où la présence de deux traits en orange foncé sur la Fig. 4.8 au niveau de la moraine de la Vignole. Ces deux cordons sont situés de part et d'autre d'une petite tourbière, ce qui explique la légère divergence de trajectoire du trait principal. Plus vers l'amont, il existe plusieurs cordons en position interne par rapport au cordon principal de la Vignole de la Vignole. Ceux-ci proviennent également de l'Orri et nous les avons représentés par des couleurs plus claires. En effet, étant à des altitudes moins élevées que le cordon de la Vignole et davantage cantonnés à la vallée, nous en avons déduit qu'ils correspondent à des périodes plus récentes, lorsque ce glacier était moins étendu spatialement.

En continuant de longer la moraine de la Vignole vers l'amont, nous allons tenter de préciser l'enracinement amont de ces moraines de la Vignole. Dans le secteur de la cabane, située dans la zone amont, aux alentours de 2 140 mètres, nous avons individualisé quatre cordons bien distincts. Le premier, en position la plus externe, est longé par le sentier de randonnée. En raison de sa position, il provient très certainement du glacier de l'Ariège. Le

second correspond au cordon principal de la Vignole. Cette unité est très rocailleuse et ne s'enracine pas clairement dans le cirque de Font Freda, elle s'arrête aux environs de la cabane. Le troisième cordon correspond à celui sur lequel se trouve la cabane et s'enracine très clairement dans le cirque de Font Freda, au pied des versants qui encerclent le cirque. Vers l'aval, ce cordon correspond à une banquette herbeuse en position interne par rapport au cordon rocailleux de la Vignole. Ce cordon passe très nettement sous la tourbière (précédemment évoquée) et nous en retrouvons des traces environ jusqu'au parking de la station de ski, au niveau du Col de Puymorens. Enfin, le quatrième cordon se situe au niveau du télésiège du Dôme de la Mine. Ce cordon est très bien façonné en amont et correspond à la marge latérale gauche d'un glacier. Cependant, en position frontale, le modelé est bien moins construit, même si nous pouvons deviner que la langue de glace ayant façonné ce quatrième cordon devait s'avancer jusqu'aux abords de la cabane du télésiège, soit aux alentours de 2 090 mètres.

Au niveau de la cote 2027, en contrebas du cordon principal de la Vignole, nous avons observé la présence d'une banquette morainique. Cette dernière est ponctuée de blocs erratiques et se situe aux alentours de 2 000 mètres d'altitude. En raison de sa position, celleci ne peut pas provenir de la vallée de l'Orri. Par conséquent, elle provient très certainement du glacier de l'Ariège. Ainsi, cette banquette morainique correspond à une moraine latérale droite du glacier de l'Ariège. De plus, elle peut très certainement être corrélée au premier cordon morainique, en position la plus externe, que nous venons d'évoquer pour la zone la plus en amont de la moraine de la Vignole. Au niveau de cette banquette morainique, nous nous rendons compte qu'elle se scinde en deux, voire trois unités parallèles, toutes interprétées comme correspondant à une diffluence de l'Ariège vers le Col (Fig 4.9 et 4.10).



Figure 4.10 : Dépôts illustrant une période de diffluence entre le Carol et l'Ariège La photo a été prise à proximité du Col de Puymorens, regardant en direction de la vallée de l'Orri. Les pointillés blancs correspondant aux lobes de diffluence traduisent des périodes au cours desquelles les glaces ne se rencontrent plus : le glacier du Carol et celui de l'Ariège sont bien différenciés. Sur cette photo la moraine de la Vignole ainsi qu'un glacier rocheux et des dépôts traduisant une période de transfluence sont également localisés.

Photo prise le 26/09/14 par C. Mahé (N 42°33'43.6'' E 1°48'48.0'' alt. 1 952m)
Pour résumer, dans la zone du Col de Puymorens, nous avons pu repérer des dépôts estimés contemporains d'une transfluence encore fonctionnelle entre la glace du Querol, celle de l'Ariège, mais aussi celle d'En Garcia (Fig. 4.7 ; 4.8 ; 4.9 et 4.10). D'autres dépôts nous ont quant à eux permis d'évoquer une phase de disjonction entre la glace du Querol et celle de l'Ariège. Ceux-ci sont notamment illustrés par la présence de la moraine de la Vignole et des lobes de diffluence de l'Ariège, visibles sur les Figures 4.9 et 4.10.

- Le Pas de la Case côté rive droite de l'Ariège

Au niveau du vallon situé entre le Rec del Bac d'En Morer et le Rec del Baladrar, nous avons constaté qu'à partir de 2 050 mètres d'altitude se trouve une importante zone où le substrat est recouvert de till d'une épaisseur relativement importante, comprise entre 5 et 10 mètres, parfois peut-être plus. Toute cette zone de crête passant par les points cotés 2 086 et 2 165 correspond à une construction morainique (représentée par un trait rouge sur la Fig. 4.8) et plus exactement à une moraine latérale.

A l'Ouest du vallon du Rec del Bac d'En Morer, une banquette morainique alignée parallèlement à l'axe de l'Ariège se trouve aux alentours de 2 250 mètres d'altitude (représentée par un trait rouge sur la Fig. 4.8). C'est la plus haute ayant été repérée sur ce versant. Le placage morainique fait plusieurs mètres d'épaisseur et correspond à un matériel riche en particules fines dans lequel se trouvent de nombreux galets décimétriques de schistes et de nombreux blocs erratiques granitiques de taille métrique. Plus en contrebas, vers 2 150 mètres d'altitude, une deuxième banquette morainique (représentée en orange foncé sur la Fig. 4.8), elle aussi parallèle à l'axe de l'Ariège, a pu être identifiée. Sous cette deuxième banquette morainique et jusqu'à la route, tout le versant est recouvert de blocs erratiques. Plusieurs cordons morainiques, visibles dans le paysage, pourraient être individualisés mais il est difficile de les localiser avec précision sur carte topographique. C'est pourquoi nous nous sommes contentés de dessiner seulement certaines constructions, aux alentours de 2 000 mètres, le tout sur un important placage morainique.

Enfin, sur le Rec del Bac d'en Morer, au-dessus de la douane, nous avons observé un bouchon morainique riche en blocs erratiques correspondant à une obturation. Celui-ci se trouve aux alentours de 2 030 mètres d'altitude et se distingue très nettement dans le paysage (Fig. 4.2).

Les dépôts que l'on retrouve ici traduisent une période au cours de laquelle le glacier de l'Ariège était bien plus cantonné à la vallée que lors des phases de transfluence mais aussi de disjonction que nous avons évoquées pour le Col de Puymorens.

• La zone aval de la haute vallée de l'Ariège

Dans la zone aval, les dépôts sont davantage localisés, plus difficilement identifiables et moins bien conservés. Ceci est dû au fait que la végétation est bien plus abondante mais aussi que l'on se trouve dans des zones habitées et exploitées depuis de nombreuses années. Des dépôts ont malgré tout pu être identifiés dans deux principales zones.

- Mérens-les-Vals

En amont du village nous avons observé une importante accumulation morainique (Fig. 4.7). C'est un véritable bourrage morainique de fond de vallée se trouvant aussi bien en rive droite qu'en rive gauche de l'Ariège. Un second bourrage morainique (Fig. 4.7) est présent légèrement en amont de celui-ci. Il correspond à un cordon frontal sur lequel de nombreux mégas blocs erratiques sont déposés.

- Petches – rive droite de l'Ariège

En amont du village de Petches, dans la zone « Naugé Gr^{ge} » (carte topographique), vers 930 mètres d'altitude se trouve une banquette morainique large de 50 à 100 mètres, le tout au milieu du substrat rocheux. Cette banquette a été énormément remaniée par les agriculteurs, qui ont déplacé certains blocs afin d'obtenir un terrain exploitable. Cependant, les plus gros blocs erratiques n'ont pas pu être déplacés. Une autre banquette (Fig. 4.7), légèrement en contrebas de la première a été identifiée.

En aval du village, juste avant de rentrer dans celui-ci en venant d'Ax-les-Thermes, des dépôts morainiques avec des blocs erratiques ont pu être identifiés aux alentours de 920 mètres d'altitude (Fig. 4.7). Le village de Petches s'est en fait installé sur cette moraine.

Ainsi, en ce qui concerne la partie la plus en aval de la haute vallée de l'Ariège, un front morainique a été identifié au niveau de Mérens-les-Vals et un autre aux alentours de Petches, traduisant des avancées maximales différentes du glacier de l'Ariège.

4.2.2. Construction des paléoenglacements

Après avoir exposé l'ensemble des observations faites sur le terrain et émis nos premières interprétations, il convient de s'intéresser plus en détails à la reconstitution des paléoenglacements. En effet, la présence des dépôts et formes construites que nous avons évoquée va nous servir de base d'étude à la reconstruction de différentes phases d'englacements. Nous allons ainsi tenter de reconstruire les paléoenglacements à partir de ce que nous avons cartographié.

La position des dépôts sur les versants va nous permettre d'individualiser les différents stades d'englacements que nous avons observés dans le paysage. C'est d'ailleurs ce que nous avons commencé à évoquer précédemment, avec les premières interprétations de nos observations. Ainsi, plus les dépôts se trouvent à des altitudes élevées, plus ils seront interprétés comme correspondant à des stades étendus et inversement. De plus, les dépôts présents aux altitudes les plus basses, dans la zone amont de la haute vallée de l'Ariège, correspondent aux stades les plus récents. En effet, cela peut se justifier par le fait que chaque glacier remanie les dépôts plus anciens qui étaient présents avant et sous son passage. Trois phases d'englacements tardiglaciaires ont pu être identifiées et représentées sur la Figure 4.11. La définition ainsi que la délimitation et la description de ces phases sont principalement fondées sur les observations que nous avons relevées et sur les cartes des dépôts et formes construites (Fig. 4.7 et 4.8). Nous allons donc prendre stade par stade l'ensemble des paléoenglacements représentés sur la Figure 4.11 afin d'en évoquer les caractéristiques morphologiques mais également d'expliquer quels ont été les critères de sélection utilisés pour déterminer ce qui correspond à un stade d'englacement en particulier, de ce qui le différencie d'un autre stade.

Lors du maximum d'englacement würmien (représenté en noir sur la Fig. 4.11), l'ensemble de la partie amont de la haute vallée de l'Ariège était recouverte de glace. Seuls quelques nunataks pouvaient être distingués. C'est pour cette raison qu'il est difficile d'avoir des traces visibles de ces glaciers dans la zone amont. La LEG était alors située bien plus bas dans la vallée. En revanche, pour les trois stades tardiglaciaires que nous avons identifiés, ceux-ci sont de superficies bien moins importantes. Ils ont donc laissé des traces de leur passage dans la zone amont.

Nous pouvons commencer par décrire le stade le plus étendu que l'on peut voir _ aujourd'hui encore dans le paysage. Celui-ci est représenté en gris foncé sur la Figure 4.11. Ce stade a été déterminé grâce aux dépôts les plus élevés que nous avons retrouvés. Les dépôts aux alentours du ravin d'En Garcia ont été utilisés en tant que moraine latérale de ce paléoenglacement mais également afin de justifier le constat selon lequel ce stade traduit une période de transfluence fonctionnelle entre le glacier de l'Ariège, celui d'En Garcia et celui du Querol. Les constructions morainiques de Petches ont quant à elles été considérées comme correspondant à l'avancée maximale de ce paléoenglacement. Dans la partie amont de la langue de glace, l'épaisseur est alors comprise entre 550 et 600 mètres, tandis qu'elle est de 150-200 mètres au niveau de Petches (dans la partie aval). De plus, en se basant sur les altitudes de ces dépôts et donc à l'aide des courbes de niveau, nous nous rendons compte que le glacier de l'Ariège était, au cours de ce stade, alimenté par de multiples langues glaciaires en provenance de vallées affluentes. Pour ne citer que les principaux, le glacier des Bésines ainsi que celui du Nabre venaient alimenter la rive droite du glacier de l'Ariège tandis que ceux du Siscar, du Val d'Arques et du Mourguillou venaient alimenter la rive gauche. C'est donc à partir de ces différentes informations que ce paléoenglacement a pu être retracé. Ce premier paléoenglacement identifié traduit une période de transfluence fonctionnelle au cours de laquelle le glacier de l'Ariège mesurait un peu plus de 20 kilomètres de long.

- Le second paléoenglacement que nous avons identifié est représenté en gris clair sur la Figure 4.11. Il a été spatialement délimité en se basant sur les constructions morainiques identifiées aux alentours du Pas de la Case, en amont du bâtiment de la douane ainsi que sur le dépôt d'obturation identifié à proximité, au niveau du Rec del Bac d'En Morer. Ces dépôts

ont été considérés comme étant une marge latérale droite de ce paléoenglacement et ont servi de base à sa reconstitution cartographique. La construction morainique située en position la plus externe, à proximité de la cabane (près de l'enracinement de la moraine latérale de la Vignole) où quatre constructions différentes avaient été identifiées, a elle aussi été utilisée en tant que marge latérale droite de ce paléoenglacement. De plus, celle-ci a été reliée à la banquette descendant vers la route et située en contrebas de la moraine de la Vignole. Par conséquent, dans cette zone, les dépôts identifiés sur le terrain ont permis de retracer une importante partie de la marge latérale droite de ce paléoenglacement. Le front morainique de ce stade a quant à lui été attribué aux dépôts de marge frontale identifiés en amont de la ville de Mérens-les-Vals. Dans la partie amont de la langue de glace, l'épaisseur de la glace est d'environ 400-450 mètres, soit quasiment 200 mètres de moins que lors de la phase précédente. En suivant les altitudes ainsi que la quantité de glace présente, il semblerait que lors de cette phase, le glacier de l'Ariège était encore alimenté par d'autres glaciers affluents de plus petite taille, tels que celui du Siscar, du Val d'Arques ou encore des Bésines. Les glaciers situés plus en aval devaient très certainement avoir un front plus en altitude et ne rejoignaient plus la langue principale de l'Ariège. De plus, au niveau des alentours du Col de Puymorens, les constructions morainiques de marge latérale droite permettent de dire qu'à cette période le glacier de l'Ariège était bien individualisé de celui du Querol mais aussi de ceux de l'Orri et d'En Garcia. Ce second paléoenglacement identifié et représenté correspond donc à une phase de disjonction entre le glacier de l'Ariège et celui du Querol, au cours de laquelle la langue principale du glacier de l'Ariège mesurait environ 15 kilomètres de long.

- Le troisième paléoenglacement, en blanc sur la Figure 4.11, a été principalement délimité grâce aux dépôts les plus bas retrouvés dans la vallée. Ainsi, les dépôts en orange clair (Fig. 4.8) situés près du Pas de la Case, en amont du bâtiment de la douane, ont servi de marge latérale droite à la reconstitution de ce paléoenglacement. Les dépôts identifiés à proximité de la confluence entre l'Ariège et le Rec d'En Garcia ont quant à eux été interprétés comme étant les dépôts de marge terminale (en position frontale) de ce paléoenglacement, marquant donc son avancée maximale. Pour arriver jusqu'à cette position, le glacier de l'Ariège devait très certainement encore être alimenté par celui de Sant Josep et celui du Baladrar. Ceux situés plus en aval ne devaient quant à eux plus parvenir jusqu'au glacier de l'Ariège. Ce troisième et dernier paléoenglacement identifié sur cette Figure 4.11 correspond à un stade au cours duquel le glacier ariégeois était cantonné à sa vallée, avec une épaisseur de la langue de glace d'environ 150 mètres et une longueur avoisinant les 9 kilomètres.





L'englacement représenté par la couleur la plus sombre correspond à l'étendue glaciaire lors du maximum würmien (inspiré de Delmas et al., 2011). Plus la couleur de la représentation de ces paléoenglacements est claire, plus le stade est interprété comme étant récent. Trois stades tardiglaciaires sont ici représentés. Le plus ancien (gris foncé) correspond à une période de transfluence fonctionnelle au niveau du Col de Puymorens entre la glace de l'Ariège, celle d'En Garcia et celle du Querol. Le stade intermédiaire (gris clair) est associé à une période de diffluence entre ces trois glaciers : la transfluence n'est plus fonctionnelle. Enfin, le stade en blanc représente un stade au cours duquel le glacier de l'Ariège est bien individualisé et cantonné à sa vallée. (carte réalisée par C. Mahé, 05/15) A la suite de ce troisième paléoenglacement représenté sur la carte, les glaciers ont continué de se retirer vers l'amont. Un stade de glaciers de cirques peut alors être identifié. Celui-ci correspond aux dépôts en jaune clair sur la Figure 4.8, avec des glaciers de petite taille, bien individualisés et cantonnés aux cirques. Ce stade est survenu après les précédents, très certainement au cours d'une phase froide de la fin du Tardiglaciaire. De plus, l'abondante présence de glaciers rocheux dans certains cirques et non dans d'autres (Fig. 4.8) peut traduire la persistance assez tardive de certains glaciers de cirques.

L'étude détaillée de la haute vallée de l'Ariège a permis d'individualiser trois paléoenglacements tardiglaciaires. Du plus ancien au plus récent, un stade de transfluence fonctionnelle (entre le Glacier de l'Ariège et celui du Querol), puis un stade de disjonction et enfin un stade au cours duquel le glacier de l'Ariège était cantonné à sa vallée ont pu être identifiés et retracés. Grâce à cela, un protocole d'échantillonnage a pu être mis en place et a amené à réaliser des prélèvements sur des blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques identifiées. Le but étant alors de dater, plus que les blocs, les constructions morainiques et donc les emprises glaciaires responsables de ces formations, en ayant recours au béryllium-10 produit *in situ*. C'est pourquoi la datation des stades d'englacement par le ¹⁰Be produit *in situ* va à présent pouvoir être abordée.

5. Dater les stades d'englacement par le ¹⁰Be produit *in situ* : méthodes et résultats

Plusieurs stades d'englacements tardiglaciaires ont été identifiés, cartographiés et caractérisés. Ils ont été datés de manière relative, les uns par rapport aux autres, permettant de dire qu'un stade déterminé est survenu avant ou après un autre. Ces stades peuvent également être datés de manière absolue. Dans notre cas, cette datation s'est faite en ayant recours aux nucléides cosmogéniques et plus particulièrement au béryllium-10 (¹⁰Be) produit *in situ*. Le principe de la méthode de datation par le ¹⁰Be produit *in situ* sera abordé dans un premier temps. A la suite de cela, la préparation des échantillons prélevés puis le calcul des durées d'exposition minimales seront présentés, avant d'évoquer l'interprétation des résultats obtenus.

5.1. Le principe de la méthode de datation par le ¹⁰Be produit *in situ*

Le début des années 1980 marque l'avènement de la technique de spectrométrie de masse par accélérateur (Accelerator Mass Spectrometry : AMS), laquelle sera développée plus en détails dans la partie 5.1.4. Ainsi, depuis plus d'une trentaine d'années, il est possible de mesurer la concentration en nucléides cosmogéniques dans les dépôts superficiels et les minéraux des roches exposées à la surface. Les premières applications géologiques concernant la datation par nucléides cosmogéniques apparaissent dès lors. Certains de ces nucléides cosmogéniques sont utilisés en géosciences comme outils de quantification des processus géomorphologiques et sédimentaires et de datation d'objets d'intérêt géomorphologiques, paléoclimatiques, paléoanthropologiques, préhistoriques, etc. (Lebatard & Bourlès, in press).

Il convient ici de préciser que « nucléide cosmogénique » est le terme générique utilisé pour désigner les noyaux atomiques formés à partir de noyaux plus lourds lors de réactions nucléaires avec les particules énergétiques issues du rayonnement cosmique.

5.1.1. Origine et formation des nucléides cosmogéniques produits in situ

Les particules¹⁴ du rayonnement cosmique bombardent en permanence l'atmosphère terrestre. Le rayonnement cosmique primaire est composé à 99% de particules chargées positivement (protons p et noyaux d'hélium α) et pour 1% de noyaux lourds et d'électrons (Bourlès & Lebatard, in press).

¹⁴ Les particules sont les plus petits objets physiques dont sont constituées la matière et les forces de l'univers.



Figure 5.1 : La cascade de rayons cosmiques dans l'atmosphère.

n : neutron ; p : proton (les majuscules sont pour les particules portant la cascade nucléaire) ; α particule alpha ; e[±] :
électron ou positron ; γ : photons gamma ; μ : muon.
Lorsqu'un rayon cosmique primaire entre dans l'atmosphère, il rencontre des noyaux cibles et se brise sous l'effet du choc. Cette collision nucléaire va donner naissance à une série de particules élémentaires dites « rayonnement secondaire », formant une véritable cascade, comme illustré sur ce schéma. (Extrait de Dunai, 2010)

Ces particules cosmiques primaires proviennent en partie de notre système solaire (composante solaire) et en partie de l'extérieur de notre système solaire (composante galactique). Les hautes énergies du rayonnement cosmique primaire (Dunai, 2010) sont bien plus importantes que celles des novaux atomiques¹⁵ cibles. Par conséquent, la réaction nucléaire prédominant dans l'atmosphère est celle de la spallation. Cette dernière désigne les réactions au cours desquelles la particule impactante (majoritairement un neutron) a suffisamment d'énergie pour arracher au noyau atomique cible des particules constitutives (neutrons et protons) sans être capturée. Dans ces réactions, les nucléons sont pulvérisés en dehors du noyau cible. Les nucléons produits par spallation vont à leur tour induire des réactions de spallation dans d'autres nucléides¹⁶ cibles, produisant une véritable cascade dans l'atmosphère terrestre (Fig. 5.1). La spallation en cascade laisse alors comme résidu un noyau d'une espèce chimique différente puisqu'à la fois le numéro atomique (nombre de protons) et le nombre de masse (nombre de protons + nombre de neutrons) sont inférieurs à celui du noyau cible originel (Bourlès, 2008). C'est ainsi que sont produits les nucléides cosmogéniques (tels que le ¹⁴C, l'³He, le ¹⁰Be, l'²⁶Al, le ³⁶Cl, le ²¹Ne,...) dans l'atmosphère, alors nommés nucléides cosmogéniques atmosphériques, et que sont libérées des particules

¹⁵ Un **atome** est la plus petite partie d'un corps simple pouvant se combiner chimiquement avec un autre. Il est généralement constitué d'un noyau composé de **protons** (dont la charge est positive et égale à celle de l'électron) et de **neutrons** (particule neutre, qui n'a ni charge positive, ni négative) autour desquels orbitent des électrons. Pour un atome, on note Z le nombre de protons, A le nombre de **nucléons** (protons + neutrons) et N le nombre de neutrons (N = A-Z).

¹⁶ Un nucléide est un type d'atome (ou de noyau atomique) caractérisé par le nombre de protons et de neutrons qu'il contient.

secondaires : protons, neutrons et muons¹⁷. En ce qui concerne les particules secondaires, une très grande majorité d'entre elles dissipe son énergie dans l'atmosphère. Il y a malgré tout une partie infime, à savoir environ 0,1% de ces particules secondaires, qui atteignent la surface terrestre avec suffisamment d'énergie pour entraîner à leur tour des réactions nucléaires dans les minéraux composant les roches de la croûte terrestre exposées en surface. C'est ainsi que se forment les nucléides cosmogéniques produits *in situ*, que nous utilisons et que nous mesurons sur nos échantillons.

Nous allons ici plus particulièrement nous intéresser au béryllium-10 (¹⁰Be) produit *in* situ. Le ¹⁰Be possède une longue demi-vie (1.39 \pm 0.01 Ma ; Chmeleff et al., 2010 ; Korschinek et al., 2010), autorisant ainsi des datations remontant jusqu'à environ 14 millions d'années (soit 10 fois la demi-vie). A titre de comparaison, la demi-vie du ¹⁴C est de 5 734 \pm 40 ans et permet des datations remontant à 50 000 ans au maximum. Le minéral cible du ¹⁰Be produit *in situ*, à savoir le quartz, est très répandu, notamment dans les bassins glaciaires pyrénéens que nous étudions ici et c'est principalement pour cette raison que nous avons choisi d'avoir recours à cette méthode de datation. Le quartz (SiO₂) est un minéral ubiquiste¹⁸ présentant l'avantage d'être composé de cibles principales nécessaires à la production *in situ* du ¹⁰Be. C'est donc un minéral de choix pour la mesure de leurs concentrations. De plus, celui-ci est produit dans le quartz à la fois par des réactions de spallation des neutrons et par des réactions induites de muon, qui seront développées ci-après.

5.1.2. La notion de taux de production in situ d'un nucléide cosmogénique

La concentration de nucléides cosmogéniques produits *in situ* s'exprime en at/g. Elle représente le nombre d'atomes mesuré dans un gramme de la fraction minérale cible (le quartz pour le 10 Be) pour un échantillon donné. Cette valeur dépend de l'intensité du rayonnement cosmique enregistré par la surface rocheuse (donc du taux de production *in situ* au point d'échantillonnage), du taux d'érosion moyen subi par cette surface rocheuse et enfin de la décroissance radioactive du nucléide mesuré. Il est important de connaître la valeur théorique correspondant au taux de production *in situ* du nucléide cosmogénique pour ensuite pouvoir calculer la concentration effective de l'échantillon que l'on étudie.

Le taux de production *in situ* d'un cosmonucléide s'exprime quant à lui en atome/g/an et représente le nombre d'atomes produits durant une année dans un gramme de la fraction minérale cible (Lebatard & Bourlès., in press). Ce taux dépend de plusieurs paramètres : le rayonnement cosmique secondaire au point d'échantillonnage, la profondeur de l'échantillon par rapport à la surface, la densité des roches traversées, l'enneigement ou encore l'écrantage topographique.

¹⁷ Un muon est une particule élémentaire de charge négative qui a les mêmes propriétés physiques que l'électron mais avec une masse environ 210 fois plus importante.

¹⁸ Se dit d'un minéral présent dans de nombreuses roches.

• <u>Variations du taux de production en fonction de la profondeur et de la densité des</u> <u>roches</u>

Du fait de la rapide dissipation de l'énergie, le flux de rayonnement cosmique décroît selon une loi exponentielle avec la profondeur de matière traversée (laquelle est fonction de la densité). Le taux de production dépend donc de la profondeur à laquelle les échantillons mesurés ont acquis leur teneur en cosmonucléides mais aussi de la densité des roches traversées (Bourlès et al., 2007).



Figure 5.2 : Taux de production du ¹⁰**Be en fonction de la profondeur** Les calculs sont effectués en utilisant une roche de densité 2,7 g.cm⁻³, sous la surface au niveau de la mer et à haute latitude. Du fait de la rapide dissipation de l'énergie, le flux de rayonnement cosmique décroit avec la profondeur de matière traversée (en fonction de la densité). Les neutrons (spallation) sont très majoritairement responsables de la production de surface. Les muons sont responsables de la production plus en profondeur. (Extrait de Dunai, 2010)

La Figure 5.2 montre le taux de production de ¹⁰Be dans le quartz (SiO₂), par spallation ou par capture de muons, en fonction de la profondeur. Il permet de voir que les nucléides cosmogéniques accumulés dans les trois premiers mètres de profondeur sont essentiellement d'origine neutronique (correspondant à la courbe « spallation » de la Fig. 5.2). La très faible quantité qui est produite au-delà de trois mètres de profondeur est quant à elle essentiellement d'origine muonique. Cela s'explique par la différence de longueur d'atténuation des neutrons et des muons : 150 g/cm² pour les neutrons, 1 500 g/cm² pour les muons négatifs et 4 320 g/cm² pour les muons rapides (Braucher et al., 2003). Ainsi, à une profondeur de trois mètres, la production de ¹⁰Be muogénique a dépassé la production spallogénique (par spallation). A plus grande profondeur, il ne reste donc que les réactions muogéniques qui produisent des nucléides cosmogéniques, mais en quantité relativement faible. Qui plus est, le flux de particules cosmiques a la particularité d'être également variable dans le temps et dans l'espace (Gosse & Phillips, 2001).

• Variations du taux de production au cours du temps

Il a été montré à travers des analyses de concentration en ¹⁰Be sur des météorites que l'intensité du rayonnement cosmique primaire est constante depuis dix millions d'années. Cependant, de la même manière que leurs homologues atmosphériques, les taux de production *in situ* varient au cours du temps. Ceux-ci sont dus aux variations d'intensité du champ magnétique terrestre, aux cycles d'activité solaire et aux variations de densité de l'atmosphère (Gosse & Phillips, 2001).





Sur le graphique principal sont représentées les variations de l'intensité du rayonnement cosmique secondaire au cours des 100 derniers ka. L'axe des abscisses correspond à la production relative, l'indice 1 étant l'actuel. Les courbes représentent les variations pour différentes latitudes, à 2 000 m d'altitude.

Le graphique A montre l'écart-type des taux de production moyens au cours des derniers 200 ka, le tout en fonction de la latitude. La plus grande variabilité est estimée à 20° de latitude.

Le graphique B représente les variations de l'intensité du rayonnement cosmique secondaire au cours des 200 derniers ka (indice 1 pour actuel). Les courbes représentent les variations pour différentes altitudes (SL : Sea

Level, 1 km, 2 km et 3 km).

(Extrait de Gosse & Phillips, 2001)

La Figure 5.3 permet d'aborder de manière graphique les variations temporelles de l'intensité du rayonnement cosmique. Nous pouvons constater que celles-ci sont relativement élevées aux basses latitudes et apparaissent négligeables à partir de 45°, et qu'elles sont même nulles à partir du 60^e parallèle. Le graphique A permet de constater que la plus grande variabilité au cours du temps se trouve au niveau de 20° de latitude. Le graphique B montre quant à lui que l'amplitude des variations temporelles augmente avec l'altitude. Ainsi, le taux de production et l'intensité du rayonnement cosmique secondaire sont des données qui varient au cours du temps, mais également en fonction de l'endroit auquel on s'intéresse, point que nous allons à présent aborder.

• Variations du taux de production en fonction du lieu étudié

Comme nous l'avons signalé précédemment avec les variations au cours du temps, le flux de particules cosmiques secondaires atteignant la surface du sol à un instant *t* varie en fonction de la latitude mais aussi de l'altitude du site étudié. Cette variable spatiale est essentiellement liée à deux paramètres qui sont les caractéristiques du champ magnétique terrestre et la perte d'énergie se produisant entre la haute atmosphère et le sol. Les particules du rayonnement cosmique chargées électriquement subissent une déviation au contact du champ magnétique terrestre sous l'action de la force de Lorentz, également nommée force électromagnétique (Bourlès, 2008). Elle correspond à la force que va subir une particule chargée dans un champ électromagnétique. Le champ magnétique est maximal aux pôles et minimal à l'équateur. La force de Lorentz est quant à elle proportionnelle à l'intensité du champ géomagnétique ; il est minimal à l'équateur, augmente régulièrement en direction des pôles et ce jusque vers 60° de latitude, et se stabilise entre le 60^e et le 90^e parallèle. La latitude va influer de la même manière sur le taux de production *in situ* des roches de surface.

De plus, l'énergie dont disposent les particules cosmiques secondaires lorsqu'elles arrivent au contact des surfaces rocheuses est d'autant plus importante que l'épaisseur d'atmosphère traversée est faible. Il y a une dissipation très rapide de l'énergie des rayonnements cosmiques dans l'atmosphère. Par conséquent, le taux de production de nucléides cosmogéniques *in situ* est nettement plus élevé sur les surfaces rocheuses situées à haute altitude que sur celles situées au niveau de la mer, car l'épaisseur d'atmosphère traversée est plus faible (Figure 5.4).



Figure 5.4 : Production de nucléides cosmogéniques en fonction de la latitude et de l'altitude La production de nucléides cosmogéniques augmente avec la latitude, elle est faible au niveau de l'équateur et augmente jusqu'à environ 60° de latitude avant de se stabiliser. La production augmente également avec l'altitude. (Extrait de Carcaillet, 2013)

En plus de la latitude et de l'altitude où se trouve le point étudié, la quantité de radiations cosmiques à laquelle est exposé un échantillon donné dépend de la topographie avoisinante.

Afin d'estimer le taux de production du lieu d'échantillonnage, on applique ce que l'on nomme un « facteur de mise à l'échelle » (spatial scaling factor). Celui-ci prend en compte les variations latitudinales et altitudinales du rayonnement cosmique secondaire et selon certaines méthodes, le rayonnement cosmique primaire est également pris en compte. Ce taux de production peut être évalué de manière expérimentale ou à partir de mesures réalisées sur une localité de calibration : une surface rocheuse dont l'histoire d'exposition est simple, connue et dont le temps d'exposition est renseigné de manière précise. Dans notre cas, nous avons choisi d'utiliser le modèle de Stone (2000), lequel est déjà pré-enregistré dans la macro CosmoCalc¹⁹.

• L'influence de l'écrantage topographique sur le taux de production

Les modèles d'estimation des taux de production *in situ* d'une surface rocheuse sont généralement réalisés sur une surface rocheuse plane, horizontale et dominée par un ciel totalement ouvert (Gosse & Phillips, 2001). Or, c'est rarement le cas dans la réalité. Il est

¹⁹ CosmoCalc est un complément à Excel permettant de mettre en œuvre les outils de géochronologie des nucléides cosmogéniques terrestres.

fréquent que les surfaces échantillonnées présentent une certaine pente et que le relief environnant le site d'échantillonnage fasse écran au bombardement cosmique. Il y a alors une perturbation qui est introduite par ce que l'on nomme l'écrantage, en fonction de la pente de la surface rocheuse et du masque sur l'horizon que le relief environnant introduit. Nous pouvons retrouver illustré sur la Figure 5.5 l'ensemble de ces informations. Les pentes inférieures à 30° entravent à moins de 5% le rayonnement cosmique, donc de manière très faible. Un masque sur l'horizon inférieur à 20° est ainsi tout à fait négligeable. Par contre, audelà de 20° de masque sur l'horizon, la perturbation augmente très rapidement.



Figure 5.5 : Taux de production et écran topographique Le versant sur la gauche de la photographie bloque sur un angle de 37° le flux de rayonnement cosmique secondaire. A cet angle, l'intensité du rayonnement cosmique est diminuée d'environ 30%. (Extrait de Rodes Bolumburu, 2008)

L'estimation du taux de production *in situ* introduit un facteur de correction prenant en compte ces perturbations liées à l'écrantage topographique. C'est pour cette raison que des mesures de la pente de la surface rocheuse échantillonnée ainsi que du masque sur l'horizon sont réalisées sur le terrain étudié, et ce à l'aide d'une boussole-clinomètre.

Le modèle standard pour le calcul de la production des nucléides cosmogéniques suppose une production faite sur une surface plane horizontale. En réalité, de nombreux échantillons sont prélevés sur des surfaces en pente, à proximité d'irrégularités topographiques pouvant entraver une partie du rayonnement cosmique incident. Les effets de ces facteurs sont nommés « shielding » et sont calculés grâce aux mesures d'écrantage et à l'aide de CosmoCalc.

• <u>L'influence de l'écrantage par recouvrement sur le taux de production</u>

Les surfaces rocheuses ne sont pas toujours exposées au rayonnement cosmique de manière directe. Elles peuvent en effet être soumises à des périodes plus ou moins longues d'enfouissement au cours de leur histoire (Dunai, 2010). Ce dernier va parfois avoir pour

conséquence d'entraver le rayonnement cosmique secondaire et la production de nucléides cosmogéniques *in situ*. En effet, toute surcharge couvant un site, qu'elle soit temporaire ou semi-permanente, va réduire le flux du rayonnement cosmique ainsi que le taux de production. Ces recouvrements peuvent être variés. Nous pouvons évoquer le recouvrement par la végétation, par la présence de tourbe, d'un sol, de lœss, de cendres volcaniques,... de manière plus générale des dépôts superficiels variés, mais surtout par la neige. En effet, la haute vallée de l'Ariège se trouve en montagne, dans des zones fréquemment enneigées et la neige apparaît donc comme un facteur de recouvrement important. Ainsi, à ce jour, seule la perturbation liée à la couverture neigeuse est prise en compte dans l'estimation du taux de production. Afin d'illustrer l'ampleur potentielle d'une correction de la couverture neigeuse, la Figure 5.6 indique une perturbation d'environ 5% (donc relativement faible) pour un manteau neigeux de l'ordre d'un mètre d'épaisseur durant quatre mois.



Le taux de production *in situ* d'un nucléide cosmogénique dépend de différents paramètres qui sont la profondeur et la densité des roches, le temps, le lieu (la latitude et l'altitude) ou encore les écrantages. Nous pouvons dès lors aborder l'intérêt géomorphologique que l'utilisation du ¹⁰Be produit *in situ* peut avoir.

5.1.3. Principe d'application du ¹⁰Be produit *in situ* en géomorphologie et protocole d'échantillonnage

• Intérêt géomorphologique du ¹⁰Be produit in situ

Les nucléides cosmogéniques (radioactifs) produits *in situ* vont s'accumuler dans les roches jusqu'à ce que leur concentration atteigne un état stationnaire où la production égale les pertes par décroissance radioactive et par érosion. Cet état stationnaire est d'autant plus rapidement atteint que les processus de dénudation sont actifs (Fig. 5.7). Il y a donc un bilan

dans lequel les gains sont proportionnels à l'intensité du rayonnement cosmique secondaire. Les pertes sont quant à elles proportionnelles à la décroissance radioactive du ¹⁰Be mesuré et à l'intensité des phénomènes d'érosion qui ont progressivement abaissé la surface rocheuse. La Figure 5.7 montre l'évolution de la concentration en nucléide cosmogénique sur une surface rocheuse au cours du temps et en fonction du taux d'érosion. Les courbes en pointillés correspondent au ¹⁰Be. Avec un taux d'érosion d'1 m.Ma⁻¹, l'état stationnaire est atteint au bout d'une exposition de 10⁶ années alors qu'il lui faut moins de 10⁴ années pour l'atteindre avec un taux d'érosion de 300 m.Ma⁻¹. Il est, de plus, estimé que pour des temps d'exposition de l'ordre de quelques milliers d'années, les pertes par érosion peuvent être considérées comme négligeables et ce quel que soit le taux d'érosion (Bourlès et al., 2007). Ceci ressort d'ailleurs sur la Figure 5.7, où pour un faible temps d'exposition, les courbes correspondant aux différents taux d'érosion se confondent.



L'évolution en fonction de la profondeur de la concentration en ¹⁰Be (Bourlès, 2008) dépend à la fois des gains, directement fonction de l'importance de l'atténuation des particules productrices, et des pertes, liées au départ de matière à travers l'érosion et la décroissance radioactive. Pour des surfaces exposées pour la première fois au rayonnement cosmique et subissant un processus érosif, l'évolution théorique de la concentration en ¹⁰Be produit *in situ* en fonction du temps d'exposition (t) et de la profondeur (x), est décrite par l'équation suivante :

$$N(x,t) = \frac{P_{0(lat,alt)} \cdot e - \frac{\rho x}{\Lambda}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda} + \lambda} x (1 - e^{-t(\frac{\varepsilon}{\Lambda} + \lambda)})$$

~ - -

Avec $P_{0(lat,alt)}$: le taux de production en surface du cosmonucléide considéré, calculé pour la latitude et l'altitude d'échantillonnage en utilisant les facteurs d'échelle adéquats (exprimé en atomes.g⁻¹.an⁻¹); Λ : la longueur d'atténuation des particules responsables des réactions nucléaires (en g.cm²), c'est-à-dire la longueur requise pour réduire l'intensité de ces particules d'un facteur 1/e, soit 1/2,72; ρ : la densité de la matière traversée (en g.cm⁻³); λ : la constante de décroissance radioactive (an⁻¹); ϵ : le taux d'érosion (g.cm⁻².an⁻¹)

Dans des circonstances favorables, l'utilisation d'un seul nucléide cosmogénique à des fins géomorphologiques, dans notre cas le ¹⁰Be, peut permettre soit de dater les surfaces rocheuses échantillonnées, ou plus exactement de fixer leur durée d'exposition minimale au rayonnement cosmique ; soit de déterminer la vitesse de dénudation maximale enregistrée sur la longue durée par la surface rocheuse échantillonnée. En effet, si la tendance est à l'accumulation de cosmonucléides, alors celle-ci indique le temps d'exposition minimum enregistré par une surface rocheuse et peut ainsi servir d'outil de datation. En revanche, si la concentration en cosmonucléides a atteint un état stationnaire, alors elle donne le taux d'érosion maximum enregistré par une surface rocheuse sur la longue durée et constitue dans ce cas un outil de quantification du taux d'érosion. Dans notre cas, nous allons nous servir du ¹⁰Be en tant qu'outil de datation.

L'utilisation d'un seul nucléide cosmogénique suppose que les surfaces échantillonnées ont enregistré une histoire d'exposition simple et continue. Ceci indique donc une absence de période d'enfouissement, laquelle serait susceptible d'entraver voire de bloquer l'accumulation de cosmonucléide. De plus, l'utilisation de la méthode en tant qu'outil de datation (Delmas, 2009) est limitée aux surfaces rocheuses montrant des traces évidentes d'une érosion nulle ou limitée depuis l'exposition initiale au rayonnement cosmique (zones polies en contexte glaciaires, polies sur un miroir de faille, plan de glissement de terrain,...).

• Critères de sélection des surfaces rocheuses en vue d'échantillonnages

La réalisation de ce travail a été faite dans la zone témoin qu'est la haute vallée de l'Ariège, décrite précédemment. Ainsi, l'ensemble des échantillons a été prélevé au sein de cette zone d'étude et leurs coordonnées géographiques (latitude, longitude et altitude) sont répertoriées dans le tableau de l'annexe 3. Dans une optique de datation des paléoenglacements tardiglaciaires pyrénéens, différents critères de sélection des surfaces rocheuses échantillonnées ont alors été pris en compte. Ceux-ci répondent notamment aux contraintes méthodologiques liées à l'utilisation du ¹⁰Be en tant qu'outil de datation. Aussi, la surface rocheuse échantillonnée doit avoir été suffisamment érodée (environ 2 à 3 mètres) lors de la dernière phase d'englacement afin de pouvoir considérer que le compteur ¹⁰Be ait bien été remis à zéro et que la concentration de ¹⁰Be *in situ* mesurée ne soit pas en partie héritée d'une phase précédente. Dans le cas de datation d'un stade de déglaciation à partir de

blocs erratiques enchâssés dans une construction morainique, il faut supposer que le bloc échantillonné n'a pas été tardivement déchaussé de la matrice morainique, sinon le temps d'exposition enregistré ne date pas le retrait de la glace en arrière de la construction morainique, mais la mise à jour du bloc par des processus d'érosion post glaciaire. Il faut également que le taux d'érosion enregistré par la surface rocheuse depuis la dernière déglaciation soit faible ou nul. L'écrantage topographique doit être le plus limité possible afin d'avoir les conditions d'exposition au rayonnement cosmique maximales. Enfin, il faut qu'un masque sédimentaire n'ait pas entravé l'accumulation de ¹⁰Be depuis l'exposition initiale (Delmas, 2009). Afin de pouvoir utiliser la méthode comme outil de datation, nous allons chercher des surfaces rocheuses ayant subi une érosion que l'on supposera faible ou nulle. Etant donné que nous ne pouvons que supposer que l'érosion est nulle mais pas l'affirmer, cet outil de datation nous permet d'obtenir des durées d'exposition minimales et non des âges.

Afin de répondre au mieux à cette série de critères, nous allons tout d'abord chercher des blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques, afin d'obtenir l'âge de la construction. Nous allons également chercher des blocs de forme arrondie, traduisant un transport glaciaire mais aussi afin de contribuer à limiter le risque d'héritage. Enfin, les surfaces à aspect émoussé, avec des traces de polissage par la glace, témoignant ainsi d'une dégradation limitée de la surface rocheuse au cours du post-glaciaire, sont privilégiées. Les dix-neuf échantillons prélevés dans le cadre de ce travail l'ont été sur des blocs erratiques, dans des roches cristallines aux teneurs conséquentes en quartz (en l'occurrence granite ou gneiss). Les blocs erratiques choisis étaient généralement de grandes tailles et aux formes bien arrondies, émoussées et sans trace d'écaillage, permettant ainsi de garantir une érosion proche de zéro depuis la déglaciation et l'exposition initiale de la surface échantillonnée. Ces blocs ont peu de chance de provenir directement des versants supraglaciaires et donc de présenter un risque d'héritage d'exposition. De plus, les prélèvements réalisés ont porté sur des surfaces sub-horizontales, localisées sur le sommet des blocs afin de minimiser l'écrantage topographique. Nous pouvons voir sur la Figure 5.8 un exemple de bloc erratique que nous avons échantillonné. Cette roche correspond à l'échantillon PUY_02 qui a été prélevé au niveau du Col de Puymorens.



Figure 5.8 : Echantillonnage d'un bloc erratique

Ce bloc est de relativement grande taille, bien arrondi et émoussé. Nous pouvons le voir pendant et après (sur la photo entourée) échantillonnage. C'est la partie haute du bloc qui est échantillonnée avant d'être mise dans un sachet transparent étiqueté (nous avons ici l'échantillon PUY-02).

Photos prises le 23/09/14 par C. Mahé (N 42°33'09.4'' E 1°46'58.7'' alt. 2 131m)

5.2. Préparation des échantillons en vue de la mesure du ¹⁰Be par Spectrométrie de masse par accélérateur (AMS)

Pour effectuer la mesure de la concentration en ¹⁰Be formé *in situ* contenu dans les échantillons de roches prélevés, un long travail en laboratoire est indispensable. Afin de traiter l'ensemble des dix-neuf échantillons préalablement prélevés, ce sont quatre semaines de présence et de travail dans les locaux du CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géoscience de l'Environnement) à Aix en Provence qui ont été nécessaires. Le protocole de préparation de cibles en vue de la mesure du ¹⁰Be par Spectrométrie de Masse par Accélérateur (AMS), réalisé par Laëtitia Leanni (et présenté en annexe 2) nécessite tout un processus de purification qu'il a fallu suivre. La séparation des minéraux ainsi que la purification du quartz ont alors été faites. Les explications présentées ciaprès sont en partie tirées du protocole de Laëtitia Leanni (annexe 2) qui a été suivi pour la réalisation des manipulations, ainsi que du mémoire de M2 d'Amandine Sartégou (Sartégou, 2014) et des explications délivrées par Régis Braucher.

Pour commencer, il a fallu concentrer les échantillons en quartz. Pour ce faire, des étapes de séparation physique sont réalisées. Les échantillons de roche prélevés sont broyés, puis tamisés. Cette étape sert notamment à réduire la taille des échantillons par fragmentation afin de se rapprocher le plus possible de la taille des minéraux cibles. Seuls les grains compris entre 0.25 mm et 1 mm sont alors conservés.

A la suite de cela, une étape de séparation magnétique au Frantz est réalisée, afin de séparer au mieux les minéraux paramagnétiques des minéraux non magnétiques (Fig. 5.9).



Figure 5.9 : Photographie du séparateur magnétique Frantz

Cette méthode de séparation magnétique permet de séparer les minéraux portant une rémanence magnétique (ferri-, ferro-, paramagnétique) des minéraux non magnétiques. Les minéraux les plus magnétiques vont être attirés par l'aimant et tomber de son côté tandis que les autres vont tomber de l'autre côté. Photo prise le 02/02/15 par C. Mahé

Les échantillons vont ensuite subir une succession de lessivages aux acides chlorhydrique et hexafluorosilicique (respectivement HCl et H_2SiF_6), afin d'isoler le quartz²⁰. Celui-ci est ensuite décontaminé du ¹⁰Be atmosphérique par des attaques acides séquentielles, via adjonction d'acide fluorhydrique²¹ (HF). Ces attaques permettent à la fois de retirer les éventuels minéraux qui auraient résisté aux lessivages (feldspaths, micas), et de retirer la périphérie des grains et les zones abîmées qui ont été en contact avec le béryllium de l'atmosphère, beaucoup plus abondant. Trois attaques d'HF sous agitation sont donc réalisées et conduisent à enlever 10% de la masse de quartz initialement présente.

Le quartz ainsi purifié va ensuite subir un traitement chimique afin qu'en soient extraits les nucléides cosmogéniques d'intérêt. A ce stade, une quantité connue de ⁹Be (isotope stable) est alors ajoutée (on parle de *spike*) pour fixer le rapport ¹⁰Be/⁹Be dans la solution et ensuite pouvoir le mesurer par spectrométrie de masse par accélérateur ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques) du CEREGE. De plus, le ⁹Be est très rarement présent naturellement dans le quartz, c'est pourquoi il apparaît nécessaire de le rajouter. Il est important de préciser qu'en plus de nos dix-neuf échantillons,

²⁰ La mise en solution par « attaque acide » est une technique indispensable au traitement d'un grand nombre de problèmes inhérents à la chimie analytique.

²¹ L'HF est le seul acide capable de dissoudre les matériaux à base de silice.

un blanc chimique est préparé, exactement comme les autres échantillons, sauf qu'il ne possède initialement pas de matière (à l'exception de celle du *spike*).

Une fois *spiké*, ces échantillons vont être totalement dissous dans l'HF, puis repris plusieurs fois dans de l'acide nitrique HNO_3 afin de récupérer le Be en solution et de chasser certains éléments indésirables. A la suite de cela, les échantillons vont être précipités en augmentant leur pH, par utilisation d'une solution d'ammoniaque à 25%, afin d'éliminer une partie des autres éléments, tels que le fer (Fe) ou encore le titane (Ti).

Les échantillons vont ensuite être passés sur des résines échangeuses d'ions. La première (Dowex 1x8) permet d'éliminer les ions fer et manganèse tandis que le passage dans la seconde résine (Dowex 50x8) permet d'éliminer le bore (¹⁰B), qui est un isobare gênant pour les mesures à l'AMS (création d'interférences). Nous pouvons voir sur la Figure 5.10 à quoi ressemblent ces colonnes de résines échangeuses d'ions. Une nouvelle étape d'évaporation et de précipitation s'intercale entre ces deux chromatographies.



Figure 5.10 : Réalisation de 10 colonnes de résines échangeuses d'ions

La photographie a été prise lors du passage sur la première résine (Dowex 1x8). Les manipulations se font sous la hotte en fonctionnement. Les échantillons ont été séparés en deux séries de dix (les 19 échantillons + le blanc), nous voyons donc ici l'une de ces deux séries. Cette photographie permet de voir comment est organisé le plan de travail lors de la réalisation des colonnes de résines.

Photo prise le 09/02/15 par C. Mahé

Après ces phases, les solutions vont à nouveau être évaporées puis précipitées. S'en suit une dernière évaporation après reprise dans l'acide nitrique, qui va permettre tout d'abord de récupérer des hydroxydes de béryllium puis des oxydes de béryllium (BeO). Ceux-ci se présentent sous la forme d'une poudre qui va être mélangée à de la poudre conductrice (du niobium) avant d'être « pastillée » dans des cathodes de cuivre, qui constitueront les « cibles » introduites dans la source de l'AMS ASTER. La mesure des rapports ¹⁰Be/⁹Be qui sera alors donnée permettra de déduire la concentration en ¹⁰Be.

La dernière étape consiste donc à faire passer les échantillons dans l'AMS ASTER du CEREGE, que l'on retrouve sur la Figure 5.11.



Figure 5.11 : L'AMS ASTER du CEREGE

ASTER est un spectromètre de masse par accélérateur de tension terminale 5 millions de volts. Nous pouvons le décrire de gauche à droite comme suit : il y a tout d'abord la source d'ion, puis la ligne d'injection, vient ensuite l'accélérateur et enfin la ligne d'analyse.

Photo prise le 12/02/15 par C. Mahé

Le mode de production des nucléides cosmogéniques (Bourlès, 2008) implique qu'ils sont très peu abondants dans les milieux naturels, à l'inverse de leurs isotopes²² et isobares²³. Ainsi, même si l'abondance naturelle relative de l'isotope stable ⁹Be est très faible, sa concentration et celle de l'isobare stable du bore (¹⁰B) est au moins 10⁸ fois plus grande que celle du ¹⁰Be. C'est pour cette raison que la spectrométrie de masse classique, dont le niveau de séparation ne peut être supérieur à 10⁵ voire 10⁶, ne peut être utilisée. La spectrométrie de masse par accélérateur, utilisée à partir des années 1980, apparaît dès lors comme révolutionnaire.

Pour identifier, détecter et compter les atomes étudiés, il faut avoir accès à l'ensemble des propriétés nucléaires de l'élément : son nombre de masse (auquel correspond un seul rayon de courbure dans un champ magnétique donné) et son numéro atomique (auquel correspond une perte d'énergie spécifique dans une épaisseur de matière donnée). L'utilisation de la caractéristique de la perte d'énergie dans une faible épaisseur de matière suivie de la détection (caractérisation dans un détecteur adéquat de l'atome à analyser) n'est possible que si l'élément possède une énergie suffisamment élevée pour que ces deux étapes puissent être réalisées successivement. C'est pourquoi, de manière très schématique, l'AMS introduit un étage d'accélération entre la partie source et la partie analyse d'un spectromètre de masse classique.

²² Même numéro atomique mais nombre de masse différent.

²³ Numéro atomique différent mais même nombre de masse.



Figure 5.12 : Fonctionnement d'un spectromètre de masse

L'échantillon à analyser est ionisé et injecté à l'entrée de l'appareil. Les ions sont ensuite accélérés par un champ électrique puis déviés par l'action du champ magnétique d'un aimant. Plus les ions sont légers, plus la déviation est importante, ce qui permet de discriminer leurs faisceaux et de mesurer leurs abondances respectives grâce à un dispositif de détection. Les ions peuvent être davantage accélérés en leur appliquant des champs électriques intenses avant leur déviation par l'aimant (on parle alors d'AMS).

(Extrait de Foucault, 2009)

Le spectromètre de masse classique (Foucault, 2009 ; Fig. 5.12) est un instrument qui utilise le principe de la déviation différente d'ions de même charge électrique mais de masses différentes se déplaçant dans un champ magnétique, ce qui permet de trier des isotopes selon leur masse atomique. L'accélération rend quant à elle possible l'élimination des interférences moléculaires en haute dissociation de l'énergie, grâce à l'énergie fournie, et permet par conséquent l'accès à la structure nucléaire des ions sélectionnés et à leur analyse selon le numéro atomique. Une source à bombardement ionique (césium) est utilisée pour ioniser la cible se trouvant dans la source par une différence de potentiel en direction du secteur magnétique. Au cours de cette phase d'extraction, le flux d'ion va être focalisé pour réduire les dispersions angulaires et augmenter la transmission des ions vers les collecteurs : à l'entrée du secteur magnétique le faisceau ionique doit être intense et homogène. Au niveau de l'aimant, chaque élément décrira un rayon de courbure propre qui dépendra du rapport masse/charge. Le fait d'avoir recours à la spectrométrie de masse par accélérateur²⁴ présente de nombreux avantages (Bourlès, 2008). En effet, il est désormais possible de travailler à partir de quantités de matière beaucoup plus faibles que celles nécessaires auparavant en ayant recours à d'autres techniques. La datation peut se faire sur différents types d'objets mais aussi sur une gamme de temps beaucoup plus vaste. Les manipulations physiques et chimiques nécessaires à la préparation des échantillons pour leur analyse sont simplifiées et enfin le temps nécessaire à l'acquisition des résultats est relativement court.

²⁴ Pour plus d'informations concernant le fonctionnement de l'AMS ASTER, aller voir l'animation disponible à l'adresse suivante : https://www.cerege.fr/IMG/swf/aster_total.swf

Après avoir abordé le principe de datation auquel nous avons eu recourt ainsi que le protocole à suivre afin d'obtenir des durées d'exposition minimales, nous allons à présent pouvoir évoquer le calcul à proprement parler des âges de nos échantillons de roches prélevées. Ceci va nous permettre de dater les stades d'englacement identifiés et ainsi d'aborder les interprétations que nous en faisons.

5.3. Calcul des durées d'exposition minimales : méthode et présentation des résultats

A la sortie de l'AMS ASTER, nous obtenons des résultats qu'il va falloir travailler et compléter afin de pouvoir calculer les durées d'exposition minimales des blocs échantillonnés. De manière indirecte, des renseignements sur les paléoenglacements responsables du dépôt de ces blocs pourront ainsi être obtenus. Dans un premier temps, le traitement des données brutes fournies par l'AMS sera abordé. A la suite de cela, la présentation des résultats obtenus pourra être faite.

5.3.1. Des données brutes fournies par l'AMS au calcul des durées d'exposition minimales

Le spectromètre de masse par accélérateur nous fournit des résultats pour chacun des échantillons, qu'il faut ensuite traiter afin d'obtenir les durées d'exposition minimales. Nous allons donc dans un premier temps présenter les résultats obtenus par l'AMS, avant d'aborder l'ensemble des calculs que nous avons réalisés, pour enfin en arriver aux âges recherchés.

• Les résultats bruts, tels que donnés par l'AMS ASTER du CEREGE

Une fois que les échantillons sont passés dans l'AMS ASTER, les résultats nous sont fournis sous forme de tableau (Fig. 5.13) et sous forme graphique (Fig 5.14).

Nom échantillon	Description	Be10/Be9	Total coups Be10	Incertitude Be10/Be9 (%)	N cath/ Ope	Dates	Position	Be10/Be9 machine
BeO Blanc	Blanc machine #	5,85271E-16	5	51,7056	AHEI	* 02/03/2015 11:10:15 * 02/03/2015 18:51:06 * 03/03/2015 02:27:48	13	2,81564E-16
Blanc	Cecile-Amandine-RBbland	2,29554E-15	20	22,6853	BLTZ	* 02/03/2015 11:52:56 * 02/03/2015 19:33:40 * 03/03/2015 02:48:58	34	1,10435E-15
MER-18	Cecile-Amandine-RB	9,48485E-14	242	6,5425	BLUA	* 02/03/2015 12:13:49 * 02/03/2015 19:54:36 * 03/03/2015 03:09:53 * 03/03/2015 10:07:16 * 03/03/2015 15:39:59 * 03/03/2015 19:36:10	35	4,56301E-14
MER-19	Cecile-Amandine-RB	1,12709E-13	397	5,1644	BLUB	* 02/03/2015 12:34:38 * 02/03/2015 20:15:26 * 03/03/2015 03:30:41 * 03/03/2015 10:28:00 * 03/03/2015 16:00:44	36	5,42222E-14
PAS-14	Cecile-Amandine-RB	2,42352E-13	1150	3,2828	BLUC	* 02/03/2015 12:55:28 * 02/03/2015 20:36:15 * 03/03/2015 03:51:32	37	1,16592E-13
PAS-15	Cecile-Amandine-RB	2,33075E-13	1235	3,0951	BLUD	* 02/03/2015 13:16:21 * 02/03/2015 20:56:38 * 03/03/2015 04:07:15	38	1,12129E-13
PAS-16	Cecile-Amandine-RB	2,17768E-13	1235	3,0951	BLUE	* 02/03/2015 13:35:26 * 02/03/2015 21:13:07 * 03/03/2015 04:23:44	39	1,04765E-13
PAS-17	Cecile-Amandine-RB	1,93828E-13	667	4,0590	BLUF	* 02/03/2015 13:50:35 * 02/03/2015 21:27:18 * 03/03/2015 04:39:30 * 03/03/2015 10:48:50	40	9,32475E-14
PET-10	Cecile-Amandine-RB	1,10514E-13	251	7,0934	BLUG	* 02/03/2015 14:11:32 * 02/03/2015 21:48:20 * 03/03/2015 05:00:27 * 03/03/2015 11:09:47 * 03/03/2015 16:21:37 * 03/03/2015 19:57:02	41	5,31663E-14
PET-11	Cecile-Amandine-RB	8,45914E-14	128	9,7899	BLUH	* 02/03/2015 14:32:16 * 02/03/2015 22:09:05 * 03/03/2015 05:21:11 * 03/03/2015 11:30:32 * 03/03/2015 16:42:22 * 03/03/2015 20:17:47 * 03/03/2015 21:42:30	42	4,06955E-14
PET-12	Cecile-Amandine-RB	6,94684E-14	238	6,5954	BLUI	* 02/03/2015 14:53:08 * 02/03/2015 22:29:55 * 03/03/2015 05:42:02 * 03/03/2015 11:51:22 * 03/03/2015 17:03:14 * 03/03/2015 20:38:39	43	3,34201E-14
PET-13	Cecile-Amandine-RB	8,35702E-14	244	7,7759	BLUJ	* 02/03/2015 15:13:59 * 02/03/2015 22:50:45 * 03/03/2015 06:02:54 * 03/03/2015 12:12:11 * 03/03/2015 17:24:02 * 03/03/2015 20:59:29	44	4,02042E-14
PUY-01	Cecile-Amandine-RB	2,11773E-13	340	5,5583	BLUK	* 02/03/2015 15:34:50 * 02/03/2015 23:11:32 * 03/03/2015 06:23:43 * 03/03/2015 12:39:32 * 03/03/2015 17:44:48	45	1,01881E-13
PUY-02	Cecile-Amandine-RB	1,88979E-13	563	4,4201	BLUL	* 02/03/2015 16:02:23 * 02/03/2015 23:39:04 * 03/03/2015 06:51:16 * 03/03/2015 13:00:24	46	9,09149E-14
PUY-03	Cecile-Amandine-RB	1,73772E-13	820	3,6983	BLUM	* 02/03/2015 16:23:17 * 02/03/2015 23:59:58 * 03/03/2015 07:12:11	47	8,35987E-14
PUY-04	Cecile-Amandine-RB	1,80457E-13	<mark>5</mark> 9	14,8277	BLUN	* 02/03/2015 11:31:49 * 02/03/2015 19:12:34 * 03/03/2015 09:19:09 * 03/03/2015 15:07:20	48	8,68148E-14
PUY-05	Cecile-Amandine-RB	1,73594E-13	663	4,2056	BLUO	* 02/03/2015 16:44:13 * 03/03/2015 00:20:57 * 03/03/2015 07:33:09 * 03/03/2015 13:21:19	49	8,35134E-14
PUY-06	Cecile-Amandine-RB	1,83063E-13	451	5,0572	BLUP	* 02/03/2015 17:05:10 * 03/03/2015 00:41:54 * 03/03/2015 07:54:04 * 03/03/2015 13:42:15 * 03/03/2015 18:05:48	50	8,80686E-14
PUY-07	Cecile-Amandine-RB	1,86868E-13	311	5,7997	BLUQ	* 02/03/2015 17:26:52 * 03/03/2015 01:03:24 * 03/03/2015 08:15:34 * 03/03/2015 14:03:46 * 03/03/2015 18:27:22	51	8,98992E-14
PUY-08	Cecile-Amandine-RB	1,52928E-13	275	6,5035	BLUR	* 02/03/2015 17:47:52 * 03/03/2015 01:24:21 * 03/03/2015 08:36:34 * 03/03/2015 14:24:43 * 03/03/2015 18:48:21	52	7,35711E-14
PUY-09	Cecile-Amandine-RB	7,17516E-14	290	6,5838	BLUS	* 02/03/2015 18:08:51 * 03/03/2015 01:45:27 * 03/03/2015 08:57:33 * 03/03/2015 14:45:42 * 03/03/2015 19:09:18 * 03/03/2015 21:20:54	53	3,45185E-14

Figure 5.13 : Résultats à l'issue du passage des échantillons dans l'AMS ASTER

Le nombre total de coups (« total coups Be10 »), le nombre de passages dans la machine (« Dates »), l'incertitude ¹⁰Be/⁹Be (« Incertitude Be10/Be9 (%) ») ainsi que le rapport ¹⁰Be/⁹Be (« Be10/Be9 ») nous sont donnés dans ce tableau à l'issue du passage de chaque échantillon dans l'AMS ASTER. Nous avons ici des données brutes, qu'il va falloir traiter.

Nous pouvons ainsi constater sur la Figure 5.13 que les 20 échantillons (les 19 échantillons + le blanc) sont passés dans l'AMS ainsi que le blanc machine. Dans cette Figure 5.13, il nous est précisé le nombre de fois que l'échantillon est passé dans l'AMS ainsi que l'heure et la date. Il nous est également indiqué le nombre de coups enregistrés lors du passage de chaque échantillon. L'incertitude ¹⁰Be/⁹Be qui nous est présentée, exprimée en pourcentage, correspond à la fois à l'incertitude de la mesure (statistique), à l'incertitude du standard (certification), à l'incertitude de la moyenne des mesures d'étalons (machine) et à

l'erreur systématique (machine, Arnold 2010 : 0.5%). Plus le nombre de coups enregistrés est important, plus l'incertitude est faible et donc plus les résultats présentent une marge d'erreur minime. Enfin, le rapport ¹⁰Be/⁹Be qui a été obtenu à l'issue du passage des échantillons dans l'AMS est indiqué. C'est principalement grâce à ce dernier que nous pourrons par la suite calculer les durées d'exposition minimales correspondant à chacun des blocs erratiques prélevés.

Avec ce tableau sont joints des graphiques ressemblants à celui de la Figure 5.14. A chaque échantillon passé dans l'AMS ASTER correspond un graphique différent (l'ensemble de ces graphiques se trouve en annexe 4).

Figure 5.14 : Résultats des mesures par AMS pour l'échantillon PAS 17

En vert est représenté le rapport ¹⁰Be/⁹Be enregistré au cours du temps. La courbe bleue correspond au courant tandis que la courbe jaune représente le nombre de coups. Enfin, nous pouvons voir grâce aux traits rouges que cet échantillon (en l'occurrence l'échantillon PAS_17) est passé à quatre reprises dans l'AMS.



La Figure 5.14 constitue un exemple de résultat graphique obtenu à l'issue du passage dans l'AMS pour chacun des échantillons. Sur ce graphique, les résultats obtenus sont ceux correspondant à l'échantillon PAS_17. Nous y retrouvons le nombre de coups, le courant, le rapport ¹⁰Be/⁹Be et le nombre de passage dans la machine. Nous avons donc représenté de manière graphique, pour chacun de ces échantillons, les données qui sont également résumées dans un tableau (Fig. 5.13).

• Le traitement des données brutes en vue de l'obtention de durées d'exposition

La concentration d'un échantillon en ¹⁰Be va pouvoir être calculée grâce, entre autre, à la mesure du rapport ¹⁰Be/⁹Be qui a été recensée par l'AMS pour chacun des 19 échantillons (colonne « Be10/Be9 » de la Fig. 5.13).

- Il faut pour cela tout d'abord connaître la **quantité de** ⁹Be (exprimée en atomes) comprise dans l'échantillon, que ce soit celle présente de manière naturelle ou celle ayant été ajoutée. Pour y parvenir, nous allons utiliser la formule qui suit :

$${}^{9}\text{Be} = \frac{\text{m}_{\text{spike}} \times [\text{spike}] \times 10^{-6}}{\text{M(Be)} \times \text{N}_{\text{A}}}$$

Avec m_{spike} : la masse de l'entraîneur ajoutée pour chaque échantillon (en mg) correspondant à la colonne « masse spike (mg) » de la Fig. 5.15 ; [spike]: la concentration de l'entraîneur (ici le spike est de la « Phénakite ») qui est de 3065ppm ; M(Be) : la masse molaire du ⁹Be qui est de 9,012g.mol⁻¹ et N_A : le nombre d'Avogadro (défini comme le nombre d'entités se trouvant dans une mole²⁵), qui est de 6,022.10²³mol⁻¹

La quantité de ⁹Be présente dans chaque échantillon a été rapportée dans la Figure 5.15, dans la colonne « 9Be (at) ».

- Une fois que la quantité de ⁹Be présente dans chaque échantillon est connue, le calcul théorique de la **concentration en** ¹⁰Be peut être fait. Elle correspond au nombre d'atomes de béryllium-10 par gramme de quartz dissous et s'exprime en at/g. La concentration en ¹⁰Be se calcule comme suit :

$$^{10}\text{Be} = \left[\left(\frac{^{10}\text{Be}}{^{9}\text{Be}} \right) - \left(\frac{^{10}\text{Be}}{^{9}\text{Be}} \right)_{\text{blanc}} \right] \times \frac{^{9}\text{Be}}{m_{\text{quartz}}}$$

Avec m_{quartz} : la masse de quartz dissous pour chaque échantillon, exprimée en grammes et présentée dans la colonne « masse quartz (g) » de la Fig. 5.15 ; les rapports $\binom{^{10}Be}{^{9}Be}$ et $\binom{^{10}Be}{^{9}Be}$ nous sont donnés par les enregistrements de l'AMS et enfin ⁹Be vient d'être calculé précédemment.

La concentration en ¹⁰Be de chaque échantillon obtenue à l'issue de ce calcul est disponible dans la colonne « 10Be (at/g) » de la Figure 5.15.

- Le calcul de l'**incertitude de la mesure**, exprimé en at/g va alors pouvoir se faire comme suit :

incert mesure =
$$\frac{{}^{9}\text{Be}}{m_{\text{quartz}}} \times \sqrt{\left(\frac{\text{incert }\frac{{}^{10}\text{Be}}{{}^{9}\text{Be}}}{100} \times \frac{{}^{10}\text{Be}}{{}^{9}\text{Be}}\right)^{2} + \left(\frac{{}^{10}\text{Be}}{{}^{9}\text{Be}}\right)^{2}_{\text{blanc}}}$$

Avec incert $\frac{{}^{10}\text{Be}}{{}^{9}\text{Be}}$, exprimée en pourcentage et qui nous est donnée par les enregistrements AMS (Fig. 5.13).

A l'issue de l'ensemble de ces calculs, nous obtenons les résultats tels qu'ils ont été regroupés dans la Figure 5.15.

²⁵ La mole est la quantité de matière d'un système contenant autant d'entités élémentaires qu'il y a d'atomes dans 12 grammes de carbone 12.

Nom échantillon	Be10/Be9	Incertitude Be10/Be9 (%)	Masse spike (mg)	9Be (at)	Masse quartz (g)	10Be (at/g)	Incertitude mesure (at/g)
BeO Blanc	5,85271E-16	51,7056					
Blanc	2,29554E-15	22,6853					
MER-18	9,48485E-14	6,5425	0,10073	2,06305E+19	12,7480	149 781	1,07076E+04
MER-19	1,12709E-13	5,1644	0,10230	2,0952E+19	11,5375	200 509	1,13628E+04
PAS-14	2,42352E-13	3,2828	0,10275	2,10442E+19	11,5398	437 772	1,51003E+04
PAS-15	2,33075E-13	3,0951	0,10525	2,15562E+19	11,7883	422 005	1,38432E+04
PAS-16	2,17768E-13	3,0951	0,09989	2,04584E+19	14,2126	310 163	1,02494E+04
PAS-17	1,93828E-13	4,0590	0,10279	2,10524E+19	12,4845	322 977	1,38198E+04
PET-09	7,17516E-14	6,5838	0,10262	2,10175E+19	11,3517	128 597	9,72435E+03
PET-10	1,10514E-13	7,0934	0,10117	2,07206E+19	14,1054	158 970	1,19992E+04
PET-11	8,45914E-14	9,7899	0,09886	2,02475E+19	11,5856	143 824	1,50186E+04
PET-12	6,94684E-14	6,5954	0,09921	2,03191E+19	7,6770	177 790	1,35636E+04
PET-13	8,35702E-14	7,7759	0,10123	2,07329E+19	12,7976	131 670	1,11653E+04
PUY-01	2,11773E-13	5,5583	0,10110	2,07062E+19	12,3757	350 485	2,00654E+04
PUY-02	1,88979E-13	4,4201	0,10351	2,11998E+19	11,4518	345 593	1,60366E+04
PUY-03	1,73772E-13	3,6983	0,10329	2,11548E+19	11,5909	312 964	1,24552E+04
PUY-04	1,80457E-13	14,8277	0,10280	2,10544E+19	12,6600	296 294	4,46630E+04
PUY-05	1,73594E-13	4,2056	0,09915	2,03069E+19	11,1890	310 889	1,38894E+04
PUY-06	1,83063E-13	5,0572	0,10036	2,05547E+19	11,6219	319 708	1,68693E+04
PUY-07	1,86868E-13	5,7997	0,10497	2,14989E+19	14,9236	265 894	1,59593E+04
PUY-08	1,52928E-13	6,5035	0,10149	2,07861E+19	11,2162	279 155	1,89160E+04

Figure 5.15 : Quantité de ⁹Be, concentration en ¹⁰Be et incertitude de la mesure, calculés pour chacun des échantillons

Les données calculées suivant les opérations développées précédemment (la quantité de ⁹Be, la concentra tion en ¹⁰Be et l'incertitude de la mesure) ont été regroupées dans ce tableau.

- Enfin, afin de pouvoir calculer la **concentration en nucléides** (¹⁰Be) analytique, en tant que fonction de la profondeur, du taux de dénudation mais aussi du temps d'exposition, nous utilisons l'équation qui suit (Braucher et al., 2011) :

$$\begin{split} N_{(x,\epsilon,t)} &= \frac{P_{sp} \times \exp\left(-\frac{x}{L_{n}}\right) \left(1 - \exp\left(-t\left(\frac{\epsilon}{L_{n}} + \lambda\right)\right)\right)}{\frac{\epsilon}{L_{n}} + \lambda} \\ &+ \frac{P_{\mu slow} \times \exp\left(-\frac{x}{L_{\mu slow}}\right) \left(1 - \exp\left(-t\left(\frac{\epsilon}{L_{\mu slow}} + \lambda\right)\right)\right)}{\frac{\epsilon}{L_{\mu slow}} + \lambda} \\ &+ \frac{P_{\mu fast} \times \exp\left(-\frac{x}{L_{\mu fast}}\right) \left(1 - \exp\left(-t\left(\frac{\epsilon}{L_{\mu fast}} + \lambda\right)\right)\right)}{\frac{\epsilon}{L_{\mu fast}} + \lambda} \end{split}$$

Où $N_{(x,\epsilon,t)}$ correspond à la concentration en nucléides en tant que fonction de la profondeur (x ; exprimée en g.cm⁻²), du taux de dénudation (ϵ ; exprimé en g.cm⁻².a⁻¹) et du temps d'exposition (t ; exprimé en années).

 P_{sp} ; $P_{\mu slow}$; $P_{\mu fast}$ et L_n ; $L_{\mu slow}$; $L_{\mu fast}$ sont respectivement les taux de production et les longueurs d'atténuation des neutrons, des muons lents et des muons rapides. Les valeurs utilisées pour L_n ; $L_{\mu slow}$ et $L_{\mu fast}$ sont respectivement 160 ; 1 500 et 4 320 g.cm⁻². λ est la constante de décroissance radioactive, qui est de 4,99746.10⁻⁷. Pour calculer les taux de production, on multiplie le *scaling factor* (que l'on a précédemment calculé) par le SLHL (Sea Level High Latitude) ; ils sont exprimés en at/g/an. Pour P_{sp}, le SLHL utilisé est de 4,02 at/g/an ; il est de 0,012 ± 0,012 pour les muons lents et 0,039 ± 0,004 pour les muons rapides (Braucher et al., 2011).

Ayant échantillonné en surface et postulant un taux de dénudation nul, la seule inconnue de cette dernière équation est donc le temps. Le calcul de cette concentration en nucléides va ainsi nous permettre d'obtenir les durées d'exposition minimales pour chacun de nos échantillons.

Nom	pression	stone	taux prod	écrantage	taux prod	scaling	scaling	taux prod	taux prod	
Áchantillan	(mbar)	scoling	(at/g/an)	tono	corrigé	factor slow	factor fast	slow muon	fast muon	N (at/g)
echantinon	(Inpar)	scalling	(at/g/all)	τορο	(at/g/an)	muon	muon	(at/g/an)	(at/g/an)	
BeO Blanc										
Blanc										
MER-18	886	2,482	9,978	0,970	9,679	1,629	1,282	0,019	0,051	149779,596
MER-19	886	2,478	9,963	0,973	9,694	1,627	1,282	0,019	0,051	200505,842
PAS-14	768	5,784	23,250	0,998	23,199	2,569	1,618	0,030	0,064	437772,675
PAS-15	768	5,784	23,250	0,998	23,199	2,569	1,618	0,030	0,064	422004,314
PAS-16	791	4,909	19,733	0,995	19,630	2,349	1,545	0,028	0,061	310160,552
PAS-17	791	4,909	19,733	0,993	19,601	2,349	1,545	0,028	0,061	322975,474
PET-09	906	2,144	8,618	0,993	8,554	1,507	1,232	0,018	0,049	128597,093
PET-10	906	2,144	8,618	0,993	8,555	1,507	1,232	0,018	0,049	158970,362
PET-11	908	2,122	8,529	0,990	8,447	1,499	1,229	0,018	0,049	143823,51
PET-12	907	2,141	8,605	0,988	8,505	1,506	1,232	0,018	0,049	177790,236
PET-13	908	2,124	8,537	0,988	8,437	1,499	1,229	0,018	0,049	131669,651
PUY-01	781	5,274	21,201	0,995	21,096	2,442	1,577	0,029	0,063	350486,039
PUY-02	782	5,227	21,013	0,996	20,930	2,430	1,573	0,028	0,062	345591,777
PUY-03	795	4,777	19,205	0,998	19,170	2,314	1,534	0,027	0,061	312964,864
PUY-04	795	4,774	19,192	0,998	19,152	2,313	1,533	0,027	0,061	296326,353
PUY-05	803	4,520	18,170	0,998	18,137	2,245	1,510	0,026	0,060	310887,827
PUY-06	803	4,504	18,106	0,998	18,072	2,241	1,509	0,026	0,060	319709,512
PUY-07	805	4,431	17,812	0,997	17,754	2,222	1,502	0,026	0,060	265895,49
PUY-08	806	4,412	17,736	0,997	17,682	2,216	1,500	0,026	0,060	279153,2

A l'issue de l'ensemble de ces calculs, nous obtenons les résultats présentés dans la Figure 5.16.

Figure 5.16 : Concentration en nucléides de chacun des échantillons

L'ensemble des colonnes de ce tableau correspond aux données nécessaires au calcul de la concentration en nucléides (¹⁰Be) présente dans chacun des échantillons. Cette dernière est présentée dans la colonne verte « N

(at/g) ».

5.3.2. Ages obtenus et présentations cartographiques de ces résultats

Une fois la concentration en nucléides de chacun des échantillons connue, en utilisant le Solveur²⁶ d'Excel, nous pouvons ensuite calculer les durées d'exposition minimales ainsi que leurs incertitudes. A l'issue de l'ensemble des calculs réalisés nous obtenons donc les résultats présentés dans la Figure 5.17.

Nom	N (at/g)	diff	taux	durées	N	diff	taux	incertitude
échantillon	(uc/8)		dénudation	exposition	incertitude	incertitude	denudation	durées expo
BeO Blanc		7,665E-07						
Blanc								
MER-18	149779,596	2,1041E-08	0	15423,1133	10708,4421	5,6345E-09	0	1098,733333
MER-19	200505,842	8,0989E-08	0	20641,8251	11363,4127	3,14E-09	0	1164,174491
PAS-14	437772,675	3,8216E-09	0	18882,6895	15100,9327	1,7346E-09	0	648,3982418
PAS-15	422004,314	3,6839E-09	0	18199,3778	13843,5619	5,766E-10	0	594,3996261
PAS-16	310160,552	4,7832E-08	0	15791,0735	10249,8774	1,9797E-09	0	519,8615338
PAS-17	322975,474	1,9736E-08	0	16470,745	13820,7791	4,9835E-09	0	702,0471056
PET-09	128597,093	2,55E-13	0	14972,8481	9724,99531	4,4717E-09	0	1128,395378
PET-10	158970,362	1,152E-13	0	18524,9905	12000,8056	1,8474E-08	0	1392,498007
PET-11	143823,51	1,2204E-13	0	16965,3607	15021,8391	4,5152E-08	0	1765,257699
PET-12	177790,236	3,7391E-13	0	20850,0363	13566,2657	3,8435E-08	0	1583,326165
PET-13	131669,651	2,0763E-13	0	15544,272	11166,3357	8,7998E-09	0	1313,56683
PUY-01	350486,039	3,0098E-09	0	16611,0098	20067,4512	1,0646E-08	0	947,3685827
PUY-02	345591,777	9,6699E-09	0	16507,9077	16038,04	8,4098E-09	0	763,0843568
PUY-03	312964,864	4,534E-09	0	16317,47	12455,7074	1,6536E-09	0	646,8838277
PUY-04	296326,353	5,3817E-07	0	15460,8951	44668,1059	1,2941E-08	0	2322,935971
PUY-05	310887,827	1,066E-08	0	17132,895	13890,6596	8,3767E-09	0	762,3856752
PUY-06	319709,512	5,683E-09	0	17684,9208	16871,0777	1,0957E-08	0	929,3375956
PUY-07	265895,49	5,5779E-09	0	14960,826	15961,0242	1,1275E-08	0	894,911221
PUY-08	279153,2	1,2092E-08	0	15773,021	18917,6167	6,9611E-09	0	1064,985563

Figure 5.17 : Durées d'exposition et incertitudes calculées pour chacun des échantillons

Les colonnes de ce tableau correspondent aux différentes données nécessaires au calcul des durées d'exposition (en années) et des incertitudes de ces durées d'exposition (en années) en ayant recours au Solveur d'Excel. En vert foncé (colonne « durées exposition ») nous avons les durées d'exposition minimales obtenues pour un taux de dénudation supposé nul. En rouge foncé (colonne « incertitude durées expo ») nous avons l'incertitude de ces durées d'exposition minimales, toujours pour un taux de dénudation supposé nul.

Les calculs réalisés ont été faits pour un taux de dénudation nul et les résultats obtenus sont considérés comme n'ayant pas d'héritage. Ces résultats peuvent ensuite être réorganisés et retravaillés, avec un nombre de chiffres significatifs plus réduit, afin de donner les durées d'exposition minimales en milliers d'années (ka) (Fig. 5.18).

²⁶ Le Solveur est une macro complémentaire d'Excel permettant de trouver le minimum, le maximum ou la valeur au plus près d'une donnée tout en respectant les contraintes qu'on lui soumet.

Nom échantillon	Durées d'exposition minimales (ka)
PUY-01	16,6 ± 0,9
PUY-02	16,5 ± 0,8
PUY-03	16,3 ± 0,6
PUY-04	15,5 ± 2,3
PUY-05	17,1 ± 0,8
PUY-06	17,7 ± 0,9
PUY-07	15,0 ± 0,9
PUY-08	15,8 ± 1,1
PET-09	15,0 ± 1,1
PET-10	18,5 ± 1,4
PET-11	17,0 ± 1,8
PET-12	20,8 ± 1,6
PET-13	15,5 ± 1,3
PAS-14	18,9 ± 0,6
PAS-15	18,2 ± 0,6
PAS-16	15,8 ± 0,5
PAS-17	16,5 ± 0,7
MER-18	15,4 ± 1,1
MER-19	20,6 ± 1,2

Figure 5.18 : Durées d'exposition minimales obtenues pour chacun des 19 échantillons

Ces durées sont données en milliers d'années (ka), arrondis au dixième près, avec les incertitudes associées. Les échantillons ont été classés par ordre de prélèvement et non plus par ordre alphabétique.

A l'issue de ces calculs, des durées minimales d'exposition comprises entre 15 et 20 ka sont obtenues. Sans entrer dans le détail, l'analyse et l'explication de ces résultats, nous pouvons malgré tout dire que ces âges correspondent aux périodes GS-2.1a et GS-2.1b (Fig. 2.4) de la stratigraphie des évènements INTIMATE (Rasmussen et al., 2014), c'est-à-dire à la fin du Global LGM et au début du Dryas ancien. Par conséquent, les âges que nous avons obtenus correspondent au début du Tardiglaciaire.

Les 19 échantillons ont été prélevés sur des blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques, permettant ainsi de dater le retrait de la glace de ces différentes constructions et donc de manière indirecte les stades d'englacement venant d'être évoqués. Il y a ainsi cinq échantillons qui ont été prélevés et datés au niveau des constructions morainiques de Petches, deux au niveau du front morainique de Mérens-les-Vals et les douze restants ont été prélevés dans la zone amont. Parmi ces douze échantillons, deux se trouvent dans la zone ayant été identifiée comme traduisant une période de transfluence encore fonctionnelle entre la glace du Carol et celle de l'Ariège ; deux perchés aux alentours du Pas de la Case, quatre marquant des périodes au cours desquelles le glacier de l'Ariège était relativement important mais déjà individualisé ; deux sur le lobe traduisant une période de diffluence entre le glacier de l'Ariège et celui du Querol et enfin deux sur la zone d'obturation (elle aussi correspondant à une phase de disjonction, lorsque le glacier de l'Ariège était davantage cantonné à sa vallée).

Ainsi, les durées d'exposition minimales obtenues à l'issue du traitement des échantillons ont été reportées sur les Figures 5.19 et 5.20 et 5.21 en fonction de leur localisation sur le terrain. Ceci permet de dater les différents stades d'englacement que nous avons identifiés mais également de voir si nos premières hypothèses d'observations sont confirmées.



Figure 5.19 : Localisation et durées d'expositions minimales des échantillons prélevés dans la haute vallée de l'Ariège

5 échantillons ont été prélevés et datés au niveau des moraines de Petches (en amont d'Ax-les-Thermes) et 2 échantillons au niveau du front morainique légèrement en amont de Mérens-les-Vals. Les âges obtenus sont compris entre 15 et 20 ka, aussi bien pour Petches que pour Mérens.

(carte réalisée par C. Mahé, M. Delmas et M. Calvet, 04/15)



Figure 5.20 : Localisation et durées d'expositions minimales des échantillons prélevés dans la partie amont de la haute vallée de l'Ariège

Un total de 12 échantillons a été prélevé et daté dans la partie amont de la haute vallée de l'Ariège. Les âges obtenus sont compris entre 15 et 18.9 ka.

(carte réalisée par C. Mahé, M. Delmas et M. Calvet, 04/15)



Figure 5.21 : Localisation et durées d'expositions minimales des échantillons prélevés en fonction des paléoenglacements identifiés

Les échantillons représentés par une étoile verte ont été prélevés sur les constructions morainiques situées en marge du paléoenglacement correspondant à une période de transfluence fonctionnelle entre le glacier de l'Ariège, celui d'En Garcia et celui du Querol. Les échantillons représentés par les étoiles rouges ont été prélevés sur les constructions morainiques situées en marges du paléoenglacement ayant été attribué à la période de diffluence entre le glacier de l'Ariège et celui du Querol.

(carte réalisée par C. Mahé, 05/15)

En décrivant simplement les résultats obtenus en fonction des stades d'englacements identifiés, nous pouvons dire que :

- Pour le paléoenglacement correspondant à la période de transfluence fonctionnelle : Les durées d'exposition minimales sont de 18.9 ± 0.6 ka et 18.2 ± 0.6 ka pour les blocs erratiques prélevés sur le replat en amont du Pas de la Case. Elles sont de 17.1 ± 0.8 ka et 17.7 ± 0.9 ka pour les deux blocs échantillonnés sur le replat à 1932, à proximité du Rec d'En Garcia. Enfin, au niveau de Petches, les durées d'exposition minimales obtenues pour les 5 blocs échantillonnés sont de 20.8 ± 1.6 ka ; 15.5 ± 1.3 ka ; 15.0 ± 1.1 ka ; 18.5 ± 1.4 ka et enfin 17.0 ± 1.8 ka. Ainsi, pour ce paléoenglacement, nous obtenons des durées d'exposition extrêmes comprises entre 15.0 et 20.8 ka (en prenant les âges centraux, sans leur incertitude).

- Pour le paléoenglacement correspondant à la période de diffluence entre l'Ariège et le Querol :

Les durées d'exposition minimales pour les blocs prélevés au niveau de la zone d'obturation (au-dessus du bâtiment de la douane) sont de 15.8 ± 0.5 ka et 16.5 ± 0.7 ka. Elles sont de 16.5 ± 0.8 ka et 16.6 ± 0.9 ka pour ceux échantillonnés sur le cordon à proximité de la cabane et de l'enracinement de la moraine de la Vignole. Au niveau de la banquette se situant dans la continuité de cette construction morainique, en contrebas de la moraine de la Vignole, les âges obtenus sont de 15.5 ± 2.3 ka et 16.3 ± 0.6 ka. Le lobe de diffluence de l'Ariège, situé juste en contrebas de cette banquette a donné des durées d'exposition minimales de 15.0 ± 0.9 ka et 15.8 ± 1.1 ka. Enfin, les deux échantillons prélevés sur la moraine frontale en amont de Mérens ont donnés des âges de 15.4 ± 1.1 ka et 20.6 ± 0.9 ka. Pour ce second paléoenglacement identifié, nous obtenons donc des âges compris entre 15.0 et 20.6 ka (en prenant les valeurs extrêmes).

Après avoir présenté l'ensemble des résultats obtenus, il convient donc de les interpréter. Ceci permettra de donner un sens aux durées d'expositions minimales obtenues mais également de dater les paléoenglacements identifiés.

5.4. Interprétations après obtention des durées d'exposition minimales des blocs échantillonnés

Après avoir obtenu et présenté ces différents résultats en fonction de leur localisation sur les dépôts et formations identifiés sur le terrain mais aussi sur les différents paléoenglacements définis au préalable, une première interprétation de ces résultats peut être faite.

Dans la zone amont, nous avons des résultats qui semblent très cohérents :

- Nous avons des âges entre 18 et 19 ka (18.9 \pm 0.6 ka et 18.2 \pm 0.6 ka) le plus en amont, à proximité du Pas de la Case, qui correspondent à une période où les glaciers étaient 106

encore relativement importants et commençaient à reculer, d'où la présence de ces dépôts à cette altitude (2 280 m).

- Nous avons des durées d'exposition minimales comprises entre 17 et 18 ka $(17.1 \pm 0.8 \text{ ka et } 17.7 \pm 0.9 \text{ ka})$ pour le stade où la transfluence est fonctionnelle. Cette période charnière est comprise entre le Global LGM et la dernière terminaison. Elle correspond régionalement à une période de retrait majeure des langues de glace. Ces deux premiers types de dépôts marquent donc la fin de la transfluence entre les deux vallées (celle de l'Ariège et celle du Querol).

- Nous avons des âges autour de 16-16.5 ka (15.5 ± 2.3 ka ; 16.3 ± 0.6 ka ; 16.5 ± 0.8 ka et 16.6 ± 0.9 ka) sur le lobe de diffluence de l'Ariège et des âges autour de 15.5 ka (15.0 ± 0.9 ka et 15.8 ± 1.1 ka) sur le cordon situé légèrement en aval et correspondant également à un lobe de diffluence de l'Ariège.

- Les blocs situés sur la zone d'obturation ont des durées d'exposition minimales aux alentours de 16 ka (15.8 ± 0.5 ka et 16.5 ± 0.7 ka), ce qui conduit à dire qu'à cette période les glaciers étaient davantage cantonnés à la vallée.

En ce qui concerne la zone aval de cette haute vallée de l'Ariège, nous avons des âges beaucoup plus disparates et difficilement explicables. Ceci peut résulter de la dégradation plus importante des surfaces rocheuses.

- Les blocs prélevés à Mérens donnent des durées d'exposition minimales de 15.4 $\pm~1.1$ ka et 20.6 $\pm~1.2$ ka.

- A Petches, les âges sont compris entre 15 et 20 ka (20.8 \pm 1.6 ka ; 15.5 $\pm~$ 1.3 ka ; 15.0 \pm 1.1 ka ; 18.6 \pm 1.4 ka et 17.0 \pm 1.8 ka).

Dans ces conditions, nous ne savons pas s'il faut retenir les blocs à 20 ka ou ceux à 16 ka. Nous avons tendance à penser que les blocs à 16 ka sont probablement ceux qu'il faut retenir. En effet, cela voudrait dire que des fronts se sont trouvés aux alentours de Petches et à Mérens au cours du Dryas ancien car à 20 ka nous nous trouvons à la fin du Global LGM, lequel a bien été localisé 20 km plus en aval, dans le bassin de Tarascon.

Nous avons une série de constructions morainiques qui sont spatialement déboitées mais toutes sont contemporaines du Dryas ancien (donc du début du Tardiglaciaire). De façon à exploiter de manière plus précise ces âges obtenus, nous les avons rangés par localisation de prélèvement et par stade de paléoenglacement, afin de les mettre en relation avec les enregistrements isotopiques GRIP et NGRIP et donc avec la dénomination de la chronologie isotopique globale (Figure 5.22).


Figure 5.22 : Corrélation entre les durées d'exposition minimales obtenues, leur localisation et la chronologie isotopique NGRIP et GRIP

Les âges obtenus pour chacun des 19 échantillons prélevés ont été mis en relation avec les courbes des enregistrements isotopiques GRIP et NGRIP afin de les rattacher aux stades isotopiques. De plus, les échantillons ont été regroupés en fonction de la localisation des blocs prélevés mais aussi du paléoenglacement auquel ils ont été assimilés : stade de transfluence fonctionnelle entre le glacier de l'Ariège et celui du Querol (en rose) ou stade de disjonction (en jaune).

(extrait de Lowe et al., 2008 modifié et complété)

Sur la Figure 5.22, concernant le stade de transfluence fonctionnelle et afin de dater ce paléoenglacement, nous avons choisi de « mettre de côté » trois des âges obtenus au niveau de Petches. Ces âges sont écartés non pas car ils sont jugés comme faux mais dans le but de dater de manière plus précise ce paléoenglacement.

Ainsi, la durée d'exposition minimale de 20.8 ± 1.6 ka a été délaissée car, comme indiqué précédemment, le front morainique du glacier de l'Ariège était alors bien localisé 20 kilomètres plus en aval, au niveau de Tarascon-sur-Ariège. Il ne peut donc pas, pour la même période, être responsable des constructions morainiques de Petches. L'hypothèse la plus probable pour expliquer la présence d'une telle durée d'exposition minimale pour ce bloc erratique serait qu'il y a eu un remaniement. Ce bloc erratique devait ainsi correspondre à un bloc qui était par exemple présent dans la construction morainique d'une ancienne extension glaciaire, laquelle aurait par la suite été remobilisée par l'emprise glaciaire responsable des constructions morainiques de Petches. Ce bloc aurait donc déjà été exposé au rayonnement cosmique, à la suite de la déglaciation de cette précédente phase. L'extension glaciaire du stade de Petches n'aurait cependant pas permis la remise à zéro du compteur ¹⁰Be. Ce bloc aurait ainsi enregistré un héritage d'exposition, venant alors vieillir son âge.

Les échantillons datés à 15.5 ± 1.3 ka et 15.0 ± 1.1 ka ont quant à eux été délaissés car en comparaison des autres durées d'exposition obtenues, il semble assez peu probable qu'à cette période le front morainique du glacier de l'Ariège arrivait si bas dans la vallée. Un déchaussement tardif pourrait justifier de tels âges pour ces blocs, tout comme un important recouvrement. En effet, en cas de déchaussement tardif d'un bloc de la matrice morainique, le temps d'exposition ne date pas le retrait de la glace en arrière de la construction morainique, mais la mise à jour de ce bloc par des processus d'érosion postglaciaire, pouvant ainsi expliquer des durées d'exposition moins importantes.

Ainsi, pour le paléoenglacement considéré comme un stade de transfluence fonctionnelle, nous obtenons un âge compris entre 17 et 18.5 ka (en prenant uniquement en compte les âges centraux, c'est-à-dire sans leur marge d'erreur). En conséquence, nous pouvons dire que le retrait de la glace date d'environ 17.5-18 ka, soit de la fin du GS-2b, à savoir le début du Dryas ancien. Ce paléoenglacement correspondant à une phase de transfluence encore active, qui peut dès lors être attribué au début du Dryas ancien, soit au tout début du Tardiglaciaire.

Concernant le stade de disjonction, un seul échantillon a été écarté. Il correspond à celui de Mérens que nous avons précédemment évoqué. En effet, cet échantillon daté à 20.6 \pm 1.2 ka a potentiellement subi un héritage car comme pour l'échantillon de Petches, le front morainique pour cette période (le Global LGM) a été localisé bien plus en aval. En suivant la même hypothèse que précédemment pour l'échantillon daté à 20.8 \pm 1.6 ka, la présence d'un tel âge (qui d'ailleurs est très proche de celui obtenu à Petches) peut être justifiée. Il semble donc plus probable de considérer que cet échantillon a subi de l'héritage et donc de le délaisser pour la datation de ce paléoenglacement. En procédant de même que pour le stade de transfluence fonctionnelle, et en retenant l'âge central (sans l'incertitude) minimal et maximal, nous obtenons une datation comprise entre 15 et 16.5 ka.

Ainsi, nous pouvons en déduire que le retrait de la glace date de 15.5-16 ka, soit du stade GS-2a et donc du milieu du Dryas ancien. Ce paléoenglacement correspond donc à une phase de diffluence attribuée au milieu du Dryas ancien.

Deux des trois paléoenglacements tardiglaciaires que nous avons identifiés ont pu être datés de manière relativement précise en ayant recours au béryllium-10 produit *in situ*. Ces deux paléoenglacements ont été attribués au Dryas ancien, soit au début du Tardiglaciaire. La phase de transfluence fonctionnelle a été attribuée au stade isotopique GS-2b, tandis que la phase de disjonction a été attribuée au stade GS-2a. Après l'obtention de ces résultats, il convient donc de se pencher sur la discussion autour de ceux-ci.

Cette partie discussion s'organise autour de différents points, reprenant les principaux axes évoqués précédemment. Dans un premier temps sera abordée la discussion concernant la réalisation des différentes cartes (cartes des dépôts et formes construites dans la haute vallée de l'Ariège et carte des paléoenglacements). A la suite de cela, le calcul des âges sera évoqué, avant de terminer par la discussion concernant l'interprétation des paléoenglacements tardiglaciaires.

6.1. Discussion concernant la réalisation des cartes

Les cartes des dépôts et formes construites (Fig. 4.7 et 4.8) réalisées pour la haute vallée de l'Ariège sont essentiellement centrées sur la partie amont, aux alentours des cirques. Ce sont ensuite les zones de Mérens-les-Vals et Petches, plus en aval, qui ont été renseignées, car des dépôts de marge glaciaire y ont été identifiés. Sur ces cartes, ce sont les observations de terrain, mais aussi celles résultant des cartes et photographies aériennes, qui ont été répertoriées. Ainsi, ces cartes ne se prétendent aucunement exhaustives. A leur lecture, nous constatons que certaines zones sont « vides ». Ceci ne signifie pas qu'il n'y a aucun dépôt et aucune forme construite dans le secteur mais bien que les informations sont manquantes, car non visibles en dehors des prospections sur le terrain. C'est pourquoi nous pouvons dire que ces cartes pourraient être complétées par des observations de terrain dans des zones qui n'ont pas été étudiées. Il serait ainsi intéressant d'étudier les zones de cirques ainsi que les vallées situées plus en aval qui, à certaines périodes, ont abrité des glaciers venant alimenter la langue principale du glacier de l'Ariège.

Comme énoncé précédemment, les cartes élaborées ont servi à la réalisation d'une carte des paléoenglacements. En effet, ces derniers ont été reconstruits en partie en se basant sur la localisation des formes construites, mais également des dépôts identifiés. Trois stades d'englacements tardiglaciaires ont été représentés sur la Figure 4.11. Ces trois stades ont notamment été individualisés et représentés en fonction de la localisation des constructions morainiques identifiées sur le terrain et de leurs différentes altitudes. Il est donc important de souligner que ces paléoenglacements se sont basés sur les dépôts identifiés, lorsque ceux-ci sont présents. Cependant, en ce qui concerne les vallées affluentes, nous n'avions pas d'informations à notre disposition étant donné que nous ne sommes pas allés dans ces zones. Par conséquent, les paléoenglacements y sont davantage réalisés de manière spéculative et en s'appuyant sur les altitudes que devaient avoir le glacier de l'Ariège à cette même période. En effet, ne nous étant pas rendu dans ces vallées affluentes, nous ne pouvons pas savoir si des dépôts ou encore des formes construites y sont présentes. C'est donc pour cette raison que certains paléoenglacements ont été représentés par un point d'interrogation sur la Figure 4.11. Par conséquent, il apparaît que le travail de terrain réalisé pourrait être complété, essentiellement par des observations dans les vallées affluentes. En y retrouvant des dépôts ou encore des formes construites visibles dans le paysage et potentiellement datables, nous pourrions ainsi, dans un premier temps, compléter et surtout affiner cette carte des paléoenglacements. Ceci permettrait de retirer les points d'interrogation. Dans un second temps, d'éventuelles datations supplémentaires pourraient être effectuées, permettant ainsi de renforcer la chronologie des paléoenglacements tardiglaciaires dans la région.

En ce qui concerne ces paléoenglacements tardiglaciaires dans la haute vallée de l'Ariège, nous avons de plus fait le choix de représenter uniquement les trois principaux stades glaciaires identifiés. A savoir : un stade de transfluence fonctionnelle, puis un stade de disjonction et enfin un stade cantonné à la vallée. Nous avons donc choisi de regrouper les constructions identifiées sur le terrain en fonction de leur appartenance à ces trois différentes phases. Cependant, il faut garder en mémoire qu'au cours du Tardiglaciaire, il n'y a pas eu seulement trois stades d'englacements avec trois extensions spatiales différentes, bien que nous ayons uniquement représenté ces trois stades. Ceci peut se justifier par le fait que ces trois stades sont ceux pour lesquels le plus de constructions morainiques étaient présentes sur le terrain, ce qui signifie qu'ils correspondent à des stades d'englacement relativement importants, au cours desquels la glace a stagné durant une période assez longue pour avoir laissé ses marques dans le paysage et y avoir façonné des formes construites à la suite de son retrait.

Des dépôts morainiques correspondant à des glaciers de cirques ont également été identifiés mais ils n'ont pas été représentés sur la Figure 4.11 car nous ne nous intéressions pas aux glaciers de cirques lors de nos phases d'observations sur le terrain. Il aurait fallu se rendre dans ces cirques pour y observer les constructions laissées par ces glaciers et ainsi être sûr de ne pas les confondre avec les glaciers rocheux. Il est, de plus, probable que ces glaciers de cirque soient datés du Dryas récent (fin du Tardiglaciaire), voire peut-être de l'Holocène et non du Tardiglaciaire. C'est également pour cette raison qu'ils n'ont pas été représentés sur cette carte des paléoenglacements tardiglaciaires. Qui plus est, l'échelle choisie pour la réalisation de cette carte ne pouvait pas rendre visible ces glaciers de cirques, qui auraient nécessités d'être représentés à une échelle spatiale plus fine. C'est donc également pour des critères de représentation cartographique que nous nous sommes contentés de représenter seulement trois stades d'englacement tardiglaciaires. Toujours est-il que, en ce qui concerne les glaciers de cirques, qu'ils appartiennent à une phase d'avancée glaciaire Holocène ou encore à une phase d'avancée Tardiglaciaire, nous pouvons dire avec certitude qu'ils sont postérieurs au stade d'englacement au cours duquel le glacier de l'Ariège a été représenté comme étant cantonné à la vallée car, le cas échéant, ses dépôts auraient été remaniés.

Le but de la réalisation de ces différentes cartes était donc, dans un premier temps, de répertorier les dépôts ainsi que les formes construites ayant été identifiées afin, dans un second temps, de les exploiter en reconnaissant différentes phases d'englacement tardiglaciaires. La stratégie d'échantillonnage a également pu être réalisée grâce à une rapide identification de ces différentes phases. Par conséquent, il convient à présent de s'intéresser à la discussion portant sur le calcul des âges.

6.2. Discussion concernant le calcul des âges

Concernant le calcul des durées d'exposition minimales, plusieurs remarques peuvent être avancées.

Nous avons effectué les calculs pour un taux de dénudation nul et les résultats obtenus sont considérés comme n'ayant pas d'héritage. Ainsi, nous avons supposé que le taux de dénudation enregistré par la surface échantillonnée depuis son exposition initiale, à la suite de la déglaciation, était nul.

Nous avons également supposé que les surfaces rocheuses échantillonnées ont été suffisamment érodées pour que le compteur ¹⁰Be ait été remis à zéro et que la concentration de ¹⁰Be produit *in situ* mesurée ne soit pas héritée de l'interstade précédent. La probabilité de l'existence dans l'échantillon prélevé d'une concentration en nucléides cosmogéniques produits *in situ* héritée, c'est-à-dire accumulée antérieurement à l'événement étudié, dépend des mécanismes de mise en place et d'évolution des surfaces étudiées (Siame et al., 2000).

Ainsi, en supposant qu'il n'y avait pas d'héritage, nous estimons que les durées d'exposition obtenues correspondent à la période qui s'est écoulée depuis que le bloc est en place sur la construction morainique. Pour pouvoir faire la nécessaire hypothèse d'une exposition continue au rayonnement cosmique, avec un taux d'érosion négligeable, il faut que certaines conditions environnementales soient réunies. C'est notamment pour cette raison que les prélèvements ont été réalisés sur des blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques et plus précisément sur des mégablocs aux formes arrondies, émoussées et sans traces d'écaillages, afin de garantir une érosion nulle ou limitée depuis son exposition initiale. Dans notre cas, nous pouvons prétendre à une absence d'héritage car la roche est exposée uniquement après déglaciation. De plus, lors d'une phase d'englacement, le recouvrement de la surface rocheuse par la glace bloque l'accumulation de nucléides cosmogéniques, tandis que l'érosion glaciaire provoque un abaissement accéléré des surfaces rocheuses. Il faut que la superficie érodée soit supérieure à 2-3 mètres pour que le ¹⁰Be hérité soit totalement effacé et que le compteur ¹⁰Be puisse être remis à zéro.

Pour le calcul de ces âges, nous avons également pris en compte l'écrantage topographique que nous avons calculé. Nous avons procédé comme si aucun masque sédimentaire n'était venu entraver l'accumulation du ¹⁰Be depuis l'exposition initiale. Ainsi, le fait de ne pas prendre en compte de manière toujours très satisfaisante le risque de rajeunissement des temps d'exposition qu'un recouvrement sédimentaire est susceptible de générer peut être considéré comme un inconvénient. Qui plus est, les précautions prises lors du choix des blocs à échantillonner ne permettent pas toujours de certifier que le risque d'héritage est absent. Il faut donc garder en mémoire que pour ces durées d'exposition calculées, il existe des risques potentiels de vieillissements par héritage ou de rajeunissement par recouvrement.

Le recouvrement par la neige n'a pas été pris en compte dans les calculs de ces durées d'exposition. Cependant, dans notre cas, les échantillons prélevés se trouvent à des altitudes relativement élevées, comprises entre 917 et 2 280 m. La neige recouvre donc une superficie relativement importante de la zone, avec une épaisseur plus ou moins grande et sur une

période de temps plus ou moins longue en fonction des années, et ce essentiellement pour la partie la plus en amont de la haute vallée de l'Ariège. Par conséquent, la prise en compte d'un recouvrement par la neige, en fonction des différents échantillons prélevés, pourrait quelque peu modifier les durées d'exposition que nous avons obtenues. Cependant, nous avons fait le choix de calculer ces durées d'exposition minimales sans prendre en compte l'enneigement. Cette option se justifie par le fait que nous avons prélevé sur des mégablocs, dépassant généralement le mètre de hauteur et avec une forme bien arrondie, ce qui signifie que l'enneigement, même s'il est présent, peut être négligé sur ces surfaces. En revanche, si nous avons prélevé sur des polis glaciaires, nous n'aurions pas pu faire ce postulat. En effet, le recouvrement par la neige y est alors bien plus important car ces polis ne sont pas situés sur une sorte de promontoire comme c'est le cas pour la surface des blocs erratiques (surtout les mégablocs). Les durées d'exposition auraient alors variées de manière bien plus significative.

Après avoir discuté du calcul de ces durées d'exposition et donc de leur pertinence, la discussion des interprétations faites en ce qui concerne la chronologie de ces paléoenglacements tardiglaciaires dans la haute vallée de l'Ariège, va pouvoir être abordée.

6.3. Discussion concernant les interprétations des paléoenglacements tardiglaciaires dans la haute vallée de l'Ariège

Les datations réalisées au ¹⁰Be nous ont permis de donner des âges avec une assez grande précision de deux des trois stades correspondants à des paléoenglacements tardiglaciaires que nous avons identifiés. Nous avons ainsi pu attribuer de manière relativement précise ces paléoenglacements au début du Tardiglaciaire, à savoir au Dryas ancien. Ces résultats nous permettent donc d'avoir des renseignements sur la paléogéographie au cours de cette période dans la haute vallée de l'Ariège. Nous pouvons ainsi affirmer que durant le Tardiglaciaire, il y a eu des périodes assez froides pour que des glaciers atteignant jusqu'à 20 km de long soient encore présents dans le paysage ariégeois. Un tel paléoenglacement a été attribué à la période de transfluence encore fonctionnelle et a pu être daté à 17.5-18 ka. La phase de disjonction a quant à elle été datée à 15.5-16 ka et attribuée à une emprise glaciaire de 15 kilomètres de longueur. Tout ceci a été rendu possible par les choix retenus comme développé et justifié précédemment. Cependant, si nous avions pris en compte l'ensemble des âges obtenus, sans en mettre certains de côté, nous aurions au final des résultats légèrement différents et surtout avec une couverture temporelle beaucoup plus vaste, qui n'aurait alors pas permis de telles interprétations.

Les âges obtenus pour ces deux paléoenglacements et plus spécifiquement pour l'emprise spatiale passant par Petches, peuvent être comparés aux âges obtenus lors de précédentes études, où des datations au ¹⁰Be ont été réalisées sur des échantillons de roches prélevés au niveau du verrou d'Ax-les-Thermes (Delmas, 2009). Le verrou d'Ax-les-Thermes se situe légèrement en amont de la ville d'Ax-les-Thermes, au niveau de la confluence entre

l'Ariège et l'Oriège. Ce verrou était recouvert par la glace au moment où le glacier de l'Ariège construisait les moraines de Petches. Au niveau de ce verrou, ce sont trois échantillons qui ont été prélevés sur des surfaces polies. Les datations ¹⁰Be réalisées sur un site sur verrou permettent de renseigner le moment à partir duquel le glacier se retire en arrière de la bosse rocheuse. Les âges obtenus sont respectivement de 13.9 \pm 2.1 ka, 15.2 \pm 3.3 ka et 14.0 \pm 0.8 ka (Delmas et al., 2011) et indiquent ainsi une exposition correspondant au stade isotopique GI-1e, soit à partir du Bølling-Allerød. De tels résultats concordent donc bien avec les âges obtenus pour le complexe morainique de Petches. A savoir que les constructions morainiques de Petches se seraient mises en place au Dryas ancien et que la glace se serait retirée en amont du verrou d'Ax-les-Thermes lors de l'interstade suivant.

En ce qui concerne le glacier du Querol et les glaciers locaux l'ayant alimenté, la moraine de la Vignole, située dans la zone du Col de Puymorens, a fait l'objet de quatre datations au ¹⁰Be sur des blocs erratiques enchâssés dans cette construction (Rodès Bolumburu, 2008). Les âges obtenus sont de 14.9 ± 2.1 ka, 13.7 ± 2.2 ka, 14.9 ± 2.2 ka et 11.2 ± 1.2 ka et nous permettent d'affirmer qu'à cette période, la disjonction entre les glaces de l'Ariège et celle du Querol est bien effective. Ces âges concordent avec ceux obtenus pour le paléoenglacement décrit comme étant la phase de disjonction. En effet, nous avons daté ce paléoenglacement à 15.5-16 ka. Ce qui signifie que conjointement à cette phase de disjonction (voire légèrement après, mais toujours lors d'une disjonction effective), le glacier de l'Orri a construit cette moraine de marge latérale gauche, correspondant à un glacier s'avançant jusqu'à la ville de Porté (soit environ 4 km) qui venait s'engouffrer dans la vallée du Querol.

Dans cette zone de l'Orri, quatre autres datations ¹⁰Be ont été réalisées sur des blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques (représentées en jaune sur les Fig. 4.7 et 4.8), lesquelles étaient situées à proximité de la zone des cirques. Les durées d'exposition minimales obtenues sont de 12.5 ± 1.7 ka, 11.0 ± 0.9 ka, 12.1 ± 1.4 ka et 11.6 ± 1.3 ka et correspondent ainsi au stade isotopique GS-1, soit au Dryas récent (fin du Tardiglaciaire). Par conséquent, ces âges nous permettent de dire qu'il y a eu une avancée glaciaire, ou encore une phase de stagnation glaciaire, au cours du Dryas récent dans la vallée de l'Orri. Celle-ci peut alors nous laisser penser qu'il y en a également eu une dans la vallée de l'Ariège, ayant laissé des constructions morainiques à la suite de son retrait. Par conséquent, afin de compléter la chronologie des paléoenglacements tardiglaciaires dans la haute vallée de l'Ariège, de nouvelles datations ¹⁰Be pourraient être envisagées.

Ce travail de recherche portant sur la paléogéographie et la chronologie des paléoenglacements pyrénéens nous a permis d'obtenir de nombreuses informations concernant ces paléoemprises glaciaires, mais également d'ouvrir le champ à de nouvelles perspectives de recherches.

La première partie de ce travail a porté sur la compréhension générale du fonctionnement des glaciers. Comprendre comment se forme un glacier, comment il se développe, quels sont les mécanismes régissant son évolution ou encore de quelle manière il va façonner son environnement, sont autant de points indispensables à l'étude puis à la reconstitution des paléoenglacements. En effet, comprendre le fonctionnement des glaciers actuels permet de comprendre comment fonctionnaient ceux ayant aujourd'hui disparu.

Une fois ces notions de base en glaciologie développées, nous avons pu nous concentrer sur le phénomène glaciaire dans les Pyrénées de manière plus spécifique. Un état des lieux actuel des connaissances sur les paléo-emprises glaciaires pyrénéennes a ainsi pu être dressé. A l'échelle du Quaternaire, des oscillations climatiques plus ou moins cycliques ont pu être enregistrées, lesquelles sont essentiellement régies par des paramètres astronomiques. Des alternances entre périodes glaciaires marquées par l'avancée globale des glaciers mais aussi par une baisse du niveau marin, et des périodes interglaciaires marquées par le retrait de ces glaciers et une élévation du niveau marin, ont ainsi pu être enregistrées et retranscrites grâce à l'analyse des enregistrements polliniques ou encore des enregistrements isotopiques marins et ceux des carottes de glace groenlandaises.

Parler de ces fluctuations à l'échelle globale nous a permis par la suite de nous centrer sur le cas des Pyrénées et donc de pouvoir inscrire les paléoenglacements quaternaires de cette chaîne de montagne dans un contexte global. Un bilan de nos connaissances sur les emprises glaciaires quaternaires et plus précisément en ce qui concerne l'emprise würmienne maximale, le Global LGM mais également le post-LGM et le Tardiglaciaire a ainsi été dressé aussi bien à l'échelle globale des Pyrénées que pour la vallée de l'Ariège, dans laquelle s'inscrit notre zone témoin.

Après avoir présenté le cadre géographique, géologique et climatologique dans lequel s'inscrit notre domaine d'étude (la haute vallée de l'Ariège), le cœur de ce travail de recherche a pu véritablement débuter. L'emprise spatiale des paléoenglacements tardiglaciaires dans la haute vallée de l'Ariège a ainsi pu être retracée de manière relative, grâce aux différentes constructions ayant été répertoriées. Trois paléoemprises glaciaires, correspondant à des phases distinctes, ont été différenciées. La première et plus ancienne, attribuée au Tardiglaciaire, correspond à une période de transfluence fonctionnelle entre la glace de l'Ariège et celle du Querol. La seconde, survenue postérieurement, a une emprise spatiale moins importante et correspond à une phase de diffluence : les deux glaciers n'étaient alors plus coalescents. Enfin, le troisième paléoenglacement Tardiglaciaire identifié et représenté correspond à un stade au cours duquel la glace était cantonnée à la vallée et dont l'extension spatiale était encore plus réduite.

Les dix-neuf échantillons prélevés sur des blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques ont fait l'objet de datations au béryllium-10 et ont ainsi permis de dater de manière absolue deux de ces trois paléoenglacements tardiglaciaires. La période de transfluence fonctionnelle a été datée à 17.5-18 ka, à savoir au début du Dryas ancien, ou encore au stade isotopique GS-2b. Le paléoenglacement suivant, correspondant à la période de diffluence, a quant à lui été daté à 15.5-16 ka, soit à une phase survenue plus tardivement au cours du Dryas ancien et plus exactement au cours du stade isotopique GS-2a. Ces deux paléoenglacements ont donc pu être attribués à des stades isotopiques différents, lesquels correspondent à des phases glaciaires globales distinctes. La chronologie de ces extensions glaciaires demeure malgré tout relativement fine étant donné que de manière plus générale, ces deux stades appartiennent au début du Tardiglaciaire et plus exactement au Dryas ancien.

Ce travail de recherche a donc permis d'effectuer un travail de synthèse bibliographique portant sur la chronologie des paléoenglacements tardiglaciaires dans les Pyrénées, et d'apporter des éléments nouveaux en termes de paléogéographie mais aussi de chronologie des paléoenglacements tardiglaciaires.

Il permettra d'ouvrir de nouvelles perspectives de recherche, notamment concernant la position des paléo-lignes d'équilibre glaciaire. En effet, en reconstituant la position de ces paléo-lignes d'équilibre glaciaire pour les différents stades d'englacement identifiés, nous pourrions obtenir des informations concernant le climat passé ainsi que les réponses environnementales aux variations climatiques ayant eu lieu à l'échelle mondiale, et ce pour la haute vallée de l'Ariège. Ceci s'inscrit alors tout à fait dans les attentes du programme RGF, qui cherche à obtenir des connaissances nouvelles au niveau de l'information géographique et environnementale, afin d'apporter des réponses aux enjeux sociétaux, que ce soit en termes d'aménagement du territoire ou encore en termes d'environnemental.

Dans le but de renforcer la connaissance détaillée de cette haute vallée de l'Ariège, un travail de terrain concernant les vallées affluentes pourrait venir s'ajouter pour compléter la carte des dépôts et formes construites ainsi que pour renforcer la carte des paléoenglacements dont certaines zones ne sont pour l'heure qu'hypothétiques. De nouvelles datations au béryllium-10 pourraient alors être envisagées afin de compléter et renforcer cette chronologie absolue des paléoenglacements tardiglaciaires. Nous avons daté les deux emprises glaciaires ayant été considérées comme les plus étendues spatialement, l'intérêt pourrait alors être porté sur les paléoenglacements moins étendus, cantonnés à la vallée voire parfois aux cirques. Ce travail pourrait ainsi s'étendre sur l'étude des paléoemprises glaciaires holocènes. Une fois la paléogéographie et la chronologie des paléoenglacements tardiglaciaires de la haute vallée de l'Ariège totalement renseignée, cette zone témoin, conjointement à l'étude d'autres massifs témoins, pourra être utilisée afin d'être généralisée à l'ensemble de la chaîne pyrénéenne.

Un riche et important travail pourra donc venir s'inscrire dans la continuité de celui réalisé dans le cadre de la présente étude et permettra ainsi d'apporter toutes les informations nécessaires à la réalisation de ce programme RGF-Pyrénées.

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'Etude du Quaternaire*, 24/35, pp 55-67.

Beck P. (1926) - Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweiz. Mitt. Naturw. Ges. Thun.

Bennett M.R. & Glasser N.F. (2009) - *Glacial Geology : Ice sheets and landforms*, 2nd edition. Wiley & Sons, Chichester-New York, 385p.

Bourlès D., Braucher R. & Siame L. (2007) - Les nucléides cosmogéniques produits *in situ* : application en géomorphologie quantitative et évolution des paysages. In *Les formations superficielles, genèse, typologie, classification, paysages et environnements, ressources et risques* (Dewolf Y. & Bourrié G, coord.), Ellipses, pp 481-506.

Bourlès D. (2008) - Quantification en géosciences de la surface par les nucléides cosmogéniques. In *Géosciences de l'environnement : traceurs isotopiques, pédologiques, magnétiques* (Nahon D., Bottero J-Y., Bourlès D., Hamelin B. & Thouveny N.). Vuibert, pp 83-126.

Bourlès D. & Lebatard A-E. (in press) - Les nucléides cosmogéniques ¹⁰Be et ²⁶Al : datation des dépôts sédimentaires et des artefacts.

Braucher R., Brown E.T., Bourlès D.L. & Colin F. (2003) - In situ produced 10Be measurements at great depths : implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters*, 211, pp 251-258.

Braucher R., Merchel S., Borgomano J. & Bourlès D.L. (2011) - Production of cosmogenic radionuclides at great depth : A multi element approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 309, pp 1-9.

Calvet M., Delmas M., Gunnell Y., Braucher R. & Bourlès D. (2011) - Recent advances in research on Quaternary Glaciations in the Pyrenees. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology, A Closer Look* Part IV. Elsevier, Amsterdam, pp 127-139.

Campy M., Macaire J.J. & Grosbois C. (2013) - *Géologie de la surface : érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*, 3^e édition. Dunod, Paris, 442p.

Chmeleff J., Blanckenburg F., Kossert K. & Jakob D. (**2010**) - Determination of the ¹⁰Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 268, pp 192-199.

Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J.D., Carlson A.E., Clark J., Wohlfarth B., Mitrovica J.X., Hostetler S.W. & McCabe A.M. (2009) - The Last Glacial Maximum. *Science*, Vol. 325, pp 710-714.

Coutterand S. (2010) - Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nordoccidentales au Pléistocène récent. Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation. Geography, Université de Savoie, 468p.

Debelmas J., Mascle G. & Basile C. (2008) - *Les grandes structures géologiques* (5^e édition). Dunod, Paris, 322p.

Delmas M. (2005) - La déglaciation dans le massif du Carlit (Pyrénées Orientales) : approches géomorphologique et géochronologique nouvelles. *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. *Quaternary Research* 69, pp 231-241.

Delmas M. (2009) - Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées. (PhD thesis) Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, 529 p.

Delmas M., Calvet M., Gunnell Y., Braucher R. & Bourlès D. (2011) - Paleogeography and ¹⁰Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: implication for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 305, pp 109-122.

Delmas M., Calvet M., Gunnell Y., Braucher R. & Bourlès D. (2012) - Les glaciations Quaternaires dans les Pyrénées Ariégeoises : approche historiographique, données paléogéographiques et chronologies nouvelles. *Quaternaire* 23, pp 109-122.

Delmas M., Gunnell Y. & Calvet M. (2014) - Environmental controls on alpine cirque size. *Geomorphology*, 206, pp 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, pp 637-652.

Delmas M. (2015) - The last maximum ice extent and subsequent deglaciation of the Pyrenees : an overview of recent research. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, N° 41 (2), pp 109-137.

Delmas M. et al. (soumis) - Constraints on Pleistocene glaciofluvial terrace age and related soil chronosequences features from vertical ¹⁰Be profiles in the Ariège River Catchment (Pyrenees, France). *Global and planetary change*.

Denton G.H., Anderson R.F., Toggweiler J.R., Edwards R.L., Schaefer J.M. & Putnam A.E. (2010) - The Last Glacial Termination. *Science*, Vol. 328, pp 1652-1656.

Dunai T.J. (2010) - Cosmogenic Nuclides : Principles, Concepts, and Applications in the Earth Surface Sciences. Cambridge University Press, Cambridge, 187 p.

Feuillet T. (2010) - Les formes périglaciaires dans les Pyrénées centrales françaises : analyse spatiale, chronologique et valorisation. Geography. Université de Nantes, 400p.

Foucault A. (2009) - Climatologie et paléoclimatologie. Dunod, Paris, 308p.

Foucault A. & Raoult J-F. (2010) - Dictionnaire de géologie, 7^e édition. Dunod, Paris, 388p.

Francou B. & Vincent C. (2007) - Les glaciers à l'épreuve du climat. IRD, Paris, 274p.

Glen J.W. (1954) - The creep of polycrystalline ice. *Cavendish Laboratory, University of Cambridge*, pp 519-538.

Gosse J.C. & Phillips F.M., (2001) - Terrestrial *in situ* cosmogenic nuclides : theory and application. *Quaternary Science Review*, 20, pp 1475-1560.

Gross G., Kerschner H & Patzlet G. (1978) - Methodische Untersuschungen uber die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. Z. Gletschekd. Glazialgeol., 12/2, pp 223-251.

Hoek W.Z. (2008) - The Last Glacial-Interglacial Transition. *Episodes*, Vol. 31, n°2, pp 226-229.

Jalut G. (1973) - Evolution de la végétation et du climat de l'extrémité orientale des Pyrénées pendant le Tardiglaciaire et le Postglaciaire. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, Vol. 10, n°2, pp 55-68.

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 Freychinede (alt. 1350 m, Ariege, South France). *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 40, pp 321-359.

Jalut G., Monserrat Marti J., Fontugne M., Delibrias G., Vilaplana J.M. & Julia R. (1992) - Glacial to interglacial changes in the northern and southern Pyrenees : deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 11, pp 449-480.

Jegerlehner J. (1902) - Schneegrenze in den Gletschergebieten der Scweiz. *Gerland's Beiträge zur Geophysik* V/3, pp 485-567.

Jorda M. (1983) - Eboulis et glaciers rocheux. *Bulletin de l'Association de géographes français*, N°491, 60^e année, pp 15-24.

Keller O. (1988) - Altere spätwürmzeitliche Gletschervorsfösse und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). Institut de Géographie de l'Université de Zurich, Physische Géographie, Vol. 27.

Kerschner H. (1976) - Untersuschungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubunden (methodische uberlegungen). *Geographischer Jahresbericht aus Osterreich*, XXXVI, pp 26-49.

Korschinek G., Bergmaier A., Faestermann T., Gerstmann U.C., Knie K., Rugel G., Wallner A., Dillmann I., Dollinger G., Liese von Gostomski Ch., Kossert K., Maiti M., Poutivtsev M. & Remmert A. (2010) - A new value for the half-life of 10Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 268, pp 187-191. Laumonier B. (2008) - Les Pyrénées pré-hercyniennes et hercyniennes. In: Canerot J., Colin J.-P., Platel J.-P., Bilotte M. (Eds.), *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*. Atlantica, Biarritz, France, pp 23-35.

Lebatard A-E. & Bourlès D.L. (in press) - Quantification des processus superficiels et datation par les radionucléides cosmogéniques ¹⁰Be, ²⁶Al et ³⁶Cl.

Lichtenecker N. (1936) - Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. Verhdlg. Der III. Int. Quatar-Konferenz, Wien.

Lowe J.J., Rasmussen S.O., Björck S., Hoek W.Z., Steffensen J.P., Walker M.J.C., Yu Z.C., the INTIMATE group (2008) - Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination : a revised protocol recommended by the INTIMATE group. Quaternary Science Reviews, 106, pp 14-28.

Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B.E. & Donner J.J. (1974) - Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*, 3, pp 109-127.

MARGO Project Members (2009) - Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum. *Nature Geoscience*, pp 1-6.

Meierding T.C. (1982) - Late Pleistocene glacial equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range : a comparison of methods. *Quaternary Research*, 18, pp 289-310.

Mercier D. (2010) - La géomorphologie paraglaciaire. Analyse de crises érosives climatique dans les environnements englacés et sur leurs marges. Geomorphology. Université Blaise Pascal – Clermont-Ferrand II, 264p.

Mercier D. sous la direction de (2013) - Géomorphologie de la France. Dunod, Paris, 272p.

Mix A.C., Bard E. & Schneider R. (2001) - Environmental processes of the ice age : land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, 20, pp 627-657.

Monnier S. (2006) - Les glaciers-rocheux, objets géographiques. Analyse spatiale multiscalaire et investigations environnementales. Application aux Alpes de Vanoise. Thèse de doctorat, Université de Paris XII - Val de Marne, 330p.

Pallas A., Rodés A., 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, pp 891-894.

Penck A. & Brückner E. (1909) - *Die alpen im eiszeitalter*. Chr. Herm Tauchnitz, Leipzig, 1199p.

Porter S.C. (2001) - Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 20, pp 1067-1091.

Rasmussen S.O., Bigler M, Blockley S.P., Blunier T, Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic Dorthe I, Dahl-Jensen, 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. *Quaternary Science Reviews* 106, pp 14-28.

Rémy F. & Testut L. (2006) - *Mais comment s'écoule donc un glacier ? Aperçu historique.* C. R. Geoscience 338, pp 368-385.

Riser J. (sous la direction de) (1999) - *Le Quaternaire : géologie et milieu naturels.* Dunod, 320p.

Rodés Bolumburu A. (2008) - La Última deglaciación en los Pirineos : Datación de superficies de exposición mediante ¹⁰Be, y modelado numérico de paleoglaciares. Thèse de Doctorat, Université de Barcelone, 238p.

Sartégou A., (2014) - *Cinématique à long terme de l'anticlinal de Quilitage-est (sud Tian Shan).* (Mémoire M2) Ecole Nationale Supérieure de Géologie, 99p.

Siame L.L., Braucher R. & Bourlès D. (2000) - Les nucléides cosmogéniques produits insitu : de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171, pp 383-396.

Stone J.O. (2000) - Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*, 105, pp 23753-23759.

Van Vliet-Lanoë B. (2014) - *Les environnements froids : glaciaire et périglaciaire*. Vuilbert, Paris, 408p.

Viers G. (1971) - L'englacement Quaternaire des Pyrénées orientales et ses problèmes climatiques. In : *colloque interdisciplinaire sur les milieux naturels supra-forestiers des montagnes du bassin occidental de la Méditerranée*, Perpignan, centre universitaire, pp 57-64.

Wohlfarth B. (1996) - The Chronology of the Last Termination : a review of radiocarbondated, high-resolution terrestrial stratigraphies. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 15, pp 267-284.

Ressources en ligne :

Carcaillet J. (2013) - PDF [en ligne] *Nucléides cosmogéniques : Principe, Applications, Limites.* ISTerre Grenoble. (Consulté le 19/02/15) Lien : http://www.get.obsmip.fr/en/content/download/10808/75876/file/Julien%20Carcaillet_Nucl%C3%A9ides%20co smog%C3%A9niques.pdf

Table des matières

Remerciements				
Sommaire				
Introduction				
1. Généralités sur les glaciers : comprendre leur formation et leur évolution				
glaciers				
1.1.1. La transformation de la neige en glace : vers la genèse d'un glacier				
1.1.2. Typologie des glaciers10				
• La morphologie des glaciers : un critère de différenciation et de classification 10				
• Le régime thermique des glaciers : un second critère à considérer11				
1.2. Le fonctionnement d'un glacier				
1.2.1. Le volume d'un glacier : zone d'accumulation, zone d'ablation et ligne d'équilibre glaciaire				
1.2.2. Les modalités de l'écoulement glaciaire : fluage plastique et glissement basal 14				
• Le fluage plastique				
• Le glissement basal				
1.3. Le rôle géomorphologique des glaciers				
1.3.1. Les processus sous-glaciaires : abrasion et quarrying				
• Le processus d'abrasion				
• Le processus de quarrying				
1.3.2. Les processus périglaciaires				
1.3.3. Les processus fonctionnels en contexte paraglaciaire				
1.4. Les différents types de dépôts laissés par les glaciers				
1.4.1. Les constructions morainiques de marge glaciaire				
1.4.2. Les dépôts sous-glaciaires				
 Le phénomène glaciaire dans les Pyrénées				
2.1.1. La théorie astronomique du climat de Milankovitch				
2.1.2. La chronologie alpine : première chronologie relative détaillée du Quaternaire28				
2.1.3. La chronologie isotopique marine				
2.1.4. Les modalités du Tardiglaciaire : des enregistrements palynologiques aux enregistrements isotopiques des carottes de glace				

2.2	2. Les	glaciations quaternaires dans les Pyrénées	4
	2.2.1.	L'avancée des travaux réalisés sur les paléoenglacements pyrénéens 3	4
	2.2.2.	L'emprise würmienne maximale	5
	2.2.3.	Le Global LGM	7
	2.2.4.	Le post-LGM et Tardiglaciaire	8
2.2	3. Les	glaciations dans la vallée de l'Ariège	9
	2.3.1.	L'emprise würmienne maximale dans la vallée de l'Ariège	9
	2.3.2.	Le Global LGM dans la vallée de l'Ariège 4	1
	2.3.3.	Le Post-LGM et Tardiglaciaire dans la vallée de l'Ariège4	2
3. 3.	Présenta 1. Le	ation du domaine d'étude : la haute vallée de l'Ariège4 cadre topographique4	.4 .4
3.2	2. Le	cadre géologie4	7
3.	3. Les	marqueurs climatiques et paléoclimatiques5	1
	3.3.1.	Le gradient climatique	1
	3.3.2.	Les marqueurs paléoclimatiques : la paléoligne d'équilibre glaciaire5	3
4.	Reconst	tituer l'emprise spatiale des paléoenglacements dans la haute vallée de l'Ariège	::
méth 4	iodes et 1 Mé	résultats	5
	4.1.1.	Les archives sédimentaires disponibles pour reconstituer l'emprise spatiale des	5
	paléoen	glacements	5
	• L	es dépôts de marges glaciaires5	6
	• L	es formes périglaciaires5	7
	4.1.2.	De la cartographie des dépôts de marge glaciaire à la définition des différents	0
	stades d	renglacement	8
	• N	1éthodologie de l'inventaire cartographique5	8
	• \	Vers la définition de différents stades d'englacements	2
	4.1.3. l'étude	L'importance de la reconstitution de la ligne d'équilibre glaciaire (LEG) dans des paléoenglacements	3
4.2	2. Pré	sentation des résultats : réalisations cartographiques et interprétations	5
	4.2.1. et des fo	Présentation et interprétation des cartes morphologiques des dépôts morainique ormes construites	s 5
	• L	a zone amont de la haute vallée de l'Ariège6	8
	• L	a zone aval de la haute vallée de l'Ariège7	2
	4.2.2.	Construction des paléoenglacements7	3
5.	Dater le	es stades d'englacement par le ¹⁰ Be produit <i>in situ</i> : méthodes et résultats7	8

5.1. Le principe de la méthode de datation par le ¹⁰ Be produit <i>in situ</i>
5.1.1. Origine et formation des nucléides cosmogéniques produits <i>in situ</i> 78
5.1.2. La notion de taux de production <i>in situ</i> d'un nucléide cosmogénique
• Variations du taux de production en fonction de la profondeur et de la densité des
roches
• Variations du taux de production au cours du temps
• Variations du taux de production en fonction du lieu étudié
• L'influence de l'écrantage topographique sur le taux de production
• L'influence de l'écrantage par recouvrement sur le taux de production
5.1.3. Principe d'application du ¹⁰ Be produit <i>in situ</i> en géomorphologie et protocole d'échantillonnage
• Intérêt géomorphologique du ¹⁰ Be produit in situ
Critères de sélection des surfaces rocheuses en vue d'échantillonnages
5.2. Préparation des échantillons en vue de la mesure du ¹⁰ Be par Spectrométrie de masse par accélérateur (AMS)
5.3. Calcul des durées d'exposition minimales : méthode et présentation des résultats 95
5.3.1. Des données brutes fournies par l'AMS au calcul des durées d'exposition minimales
• Les résultats bruts, tels que donnés par l'AMS ASTER du CEREGE
• Le traitement des données brutes en vue de l'obtention de durées d'exposition97
5.3.2. Ages obtenus et présentations cartographiques de ces résultats
5.4. Interprétations après obtention des durées d'exposition minimales des blocs échantillonnés
 6. Discussion autour des résultats
6.2. Discussion concernant le calcul des âges
6.3. Discussion concernant les interprétations des paléoenglacements tardiglaciaires dans la haute vallée de l'Ariège
Conclusion
Bibliographie
Table des matières 122
Liste des figures
Annexes
Résumé
AUSUZCI [49]

Liste des figures

Figure 1.1 : Transformation de la neige en glace	9
Figure 1.2 : Fonctionnement d'une calotte glaciaire et d'un glacier de vallée	13
Figure 1.3 : Dynamique de fluage des glaciers selon leur régime thermique et la nature du substrat	15
Figure 1.4 : Un système glaciaire de montagne	. 15
Figure 2.1 : Paramètres pris en compte dans la théorie astronomique du climat de	23
Milankovitch	27
Figure 2.2 : Corrélations entre les glaciations les stades isotoniques et les âges	21
naléomagnétiques en Europe et en Amérique du Nord	28
Figure 2.3 : Comparaison des enregistrements δ^{18} O pour les enregistrements de carottes de	20
vlaces NGRIP et GRIP au cours des 30.000 dernières années à une résolution de 50 ans pr	rès
	31
Figures 2.4 : Ages d'apparition des différents évènements dans la stratigraphie des	
évènements INTIMATE	33
Figure 2.5 : L'emprise würmienne maximale dans les Pyrénées	36
Figure 2.6 : L'extension glaciaire Pléistocène dans le bassin glaciaire ariégeois	40
Figure 3.1 : Le relief dans la partie orientale des Pyrénées	45
Figure 3.2 : Le relief dans la haute vallée de l'Ariège	46
Figure 3.3 : Schéma structural et coupe des Pyrénées	47
Figure 3.4 : Les principales unités structurales en Ariège	49
Figure 3.5 : Lithologie de la haute vallée de l'Ariège avec le relief en fond	50
Figure 3.6 : Précipitations moyennes et nombre de jours de pluie par an dans les Pyrénées	
orientales	51
Figure 3.7 : Contraste d'ensoleillement entre les deux façades de la chaîne pyrénéenne	53
Figure 4.1 : Moraine latérale	56
Figure 4.2 : Dépôt d'obturation	57
Figure 4.3 : Glacier rocheux	58
Figure 4.4 : Glacier rocheux identifié sur carte topographique et sur photographie aérienne	. 59
Figure 4.5 : Glacier rocheux identifié sur le terrain	60
Figure 4.6 : Glacier rocheux représenté sur carte	62
Figure 4.7 : Dépôts et formes construites dans la haute vallée de l'Ariège	67
Figure 4.8 : Dépôts et formes construites au niveau de l'amont de la haute vallée de l'Ariès	ge :
entre le Pas de la Case et le Col de Puymorens	68
Figure 4.9 : Dépôts illustrant une période de transfluence fonctionnelle et une période de	
diffluence	70
Figure 4.10 : Dépôts illustrant une période de diffluence entre le Carol et l'Ariège	71
Figure 4.11 : Paléoenglacements tardiglaciaires dans la haute vallée de l'Ariège	76
Figure 5.1 : La cascade de rayons cosmiques dans l'atmosphère.	79
Figure 5.2 : Taux de production du ¹⁰ Be en fonction de la profondeur	81

Figure 5.3 : Variation au cours du temps de l'intensité du rayonnement cosmique secondaire ;
écart-type des taux de production au cours des derniers 200 ka (A) et variations de l'intensité
du rayonnement cosmique secondaire au cours des derniers 200 ka (B)
Figure 5.4 : Production de nucléides cosmogéniques en fonction de la latitude et de l'altitude
Figure 5.5 : Taux de production et écran topographique
Figure 5.6 : Influence de l'écrantage nival sur le taux de production de ¹⁰ Be
Figure 5.7 : Evolution de la concentration en nucléides cosmogéniques en fonction du temps
et du taux d'érosion
Figure 5.8 : Echantillonnage d'un bloc erratique
Figure 5.9 : Photographie du séparateur magnétique Frantz
Figure 5.10 : Réalisation de 10 colonnes de résines échangeuses d'ions
Figure 5.11 : L'AMS ASTER du CEREGE
Figure 5.12 : Fonctionnement d'un spectromètre de masse
Figure 5.13 : Résultats à l'issue du passage des échantillons dans l'AMS ASTER
Figure 5.14 : Résultats des mesures par AMS pour l'échantillon PAS_1797
Figure 5.15 : Quantité de ⁹ Be, concentration en ¹⁰ Be et incertitude de la mesure, calculés pour
chacun des échantillons
Figure 5.16 : Concentration en nucléides de chacun des échantillons
Figure 5.17 : Durées d'exposition et incertitudes calculées pour chacun des échantillons 101
Figure 5.18 : Durées d'exposition minimales obtenues pour chacun des 19 échantillons 102
Figure 5.19 : Localisation et durées d'expositions minimales des échantillons prélevés dans la
haute vallée de l'Ariège
Figure 5.20 : Localisation et durées d'expositions minimales des échantillons prélevés dans la
partie amont de la haute vallée de l'Ariège104
Figure 5.21 : Localisation et durées d'expositions minimales des échantillons prélevés en
fonction des paléoenglacements identifiés
Figure 5.22 : Corrélation entre les durées d'exposition minimales obtenues, leur localisation et
la chronologie isotopique NGRIP et GRIP 108

128
129
144
R 145



Annexe 1 : Echelle des temps géologiques

Annexe 2 : Protocole de préparation des échantillons

Protocole de préparation de cibles en vue de la mesure du ¹⁰Be par Spectrométrie de masse par accélérateur.

Traitements physiques de l'échantillon :

1. Broyage et tamisage

SECURITE : porter un casque ou des bouchons d'oreilles et un masque au cours du broyage et du tamisage 4



➔ Broyage / tamisage :

- Avant de broyer l'échantillon s'assurer que le broyeur est propre. Retirer la mâchoire amovible (1) afin de vérifier qu'il n'y ait pas de poussières ; pour cela se mettre en position 1. Nettoyer à l'aide de l'aspirateur, de l'air comprimé et d'éthanol si nécessaire.
- Replacer la mâchoire. Mettre la sécurité en introduisant la vis dans l'encoche (2).
- Se mettre en position 5 (varier la position suivant la taille de la roche introduite dans le broyeur et la taille des grains souhaitée).

Ne pas introduire dans le broyeur des morceaux de roche supérieurs à environ 7 cm.

- Mettre le bac de récupération des grains à sa place (3).
- Rabattre la vitre en plastique (4).
- Mettre le broyeur en marche (5).
- Introduire la roche dans le broyeur et fermer.
- Attendre que tout soit broyé et éteindre le broyeur.

Si des morceaux de roche restent coincés dans le broyeur, <u>NE PAS INSISTER</u>, arrêter le broyeur, retirer la mâchoire (position 5) pour les faire tomber et les récupérer puis les casser à la massette.

- Récupérer l'échantillon.
- Tamiser les grains (entre 0,25 mm et 1 mm). Cette étape permet d'augmenter la surface spécifique des grains et donc la surface d'attaque des acides.
- Jeter les grains qui sont passés au travers des deux tamis (<0.25 mm) et garder seulement ceux de tailles comprises entre 0,25 mm et 1 mm.

Remarque : réaliser le tamisage au fur et à mesure : après chaque séquence de broyage. Si la quantité d'échantillon à tamiser est trop importante, fractionner l'échantillon en plusieurs fois pour ne pas récupérer la fraction fine.

- Recommencer le broyage autant de fois que nécessaire (le but est de récupérer environ 200 g de matière, ajustables en fonction de la proportion en quartz de la roche totale). Réduire l'écart entre les mâchoires en abaissant la position pour obtenir des grains plus fins.
- Nettoyer l'intérieur du broyeur à l'aide de l'air comprimé, de l'aspirateur et de l'éthanol. S'assurer qu'il ne reste plus de poussières dans les recoins afin d'éviter de contaminer l'échantillon suivant. Ne pas oublier de retirer la mâchoire amovible pour nettoyer l'intérieur du broyeur. Nettoyer les deux mâchoires à l'air comprimé et à l'éthanol.

Nettoyer <u>correctement</u> les tamis entre chaque échantillon.

Laisser la pièce dans un état de propreté acceptable pour l'utilisateur suivant une fois le travail terminé. Supprimer les résidus d'échantillon sous le meuble, le broyeur et la poubelle. En bref, soyez responsable de vos déchets et saletés.

2. Séparation magnétique au Frantz.

Faire une première séparation à 0,5 mA puis une autre à 1A.

Remarque : ces valeurs pourront être modifiées suivant la nature de l'échantillon.

Nettoyer le Frantz entre chaque échantillon au moyen de l'aspirateur, de l'air comprimé et de l'éthanol.

Aspirer les résidus d'échantillon tombés <u>sur le sol et sous le meuble</u> !

Extraction du quartz

SECURITE : cette étape doit être effectuée sous la hotte Filtrair[®] en fonctionnement.

DECARBONATATION

- Prendre une bouteille Nalgène® de 250 mL, y noter la référence de l'échantillon sur le bouchon et la bouteille.
- → Peser la bouteille vide. Noter la masse. 🔌
- → Verser environ 100 g d'échantillon dans la bouteille Nalgène® (la masse sera fonction de la proportion en quartz de l'échantillon).
- Rincer l'échantillon plusieurs fois à l'eau de ville pour supprimer la fraction fine et la matière organique (lichens...).
- Ajouter progressivement (environ 5 mL) d'acide chlorhydrique (HCl) à 37 % à l'aide d'une dispensette[®]. Si l'échantillon réagit, attendre que la réaction soit terminée. Agiter et jeter l'acide dans le bidon de déchets acides. Répéter les étapes précédentes jusqu'à ce que l'échantillon ne réagisse plus.

Si la proportion en carbonates est importante, introduire l'échantillon dans un bécher de 3 L et ajouter l'HCl à 37 %. Dans ce cas, la quantité d'acide ajoutée peut être plus importante <u>MAIS</u> attention au débordement (mousse) !

Remarque : La réaction de l'acide chlorhydrique avec la matière carbonatée est exothermique est peut être très violente. Il est donc nécessaire de connaître la lithologie des échantillons avant d'effectuer cette manipulation.

Il est recommandé d'ajouter lentement et par fraction de 5 mL l'acide chlorhydrique.

La température du mélange va augmenter et il est très fréquent que celui-ci se mette à mousser : c'est la réaction entre HCl et $CaCO_3$. Après chaque ajout attendre que la réaction soit terminée avant de continuer toute manipulation. Le réactif doit être consommé au fur et à mesure de son addition, afin d'éviter toute accumulation de réactif pouvant entraîner une libération brutale d'énergie accumulée. Il est ainsi recommandé de jeter la solution lorsque la totalité du réactif a été consommée avant de rajouter une nouvelle quantité de réactif afin d'éviter sa dilution.

Une réaction exothermique peut-être incontrôlable si cet ajout ne se fait pas progressivement il peut y avoir un risque de débordement, un brusque dégagement de vapeurs ou de gaz ou explosion du récipient. Ainsi entre chaque ajout d'acide le bouchon de la bouteille doit être simplement posé et <u>NON vissé</u>.

ATTENTION : lorsque le mélange se met à mousser des grains de matière sont entraînés avec la mousse et peuvent former une pellicule de matière entre le col de la bouteille et le bouchon. Le gaz généré par la réaction va donc s'accumuler dans la bouteille et va entraîner l'explosion brutale de la pellicule et des projections. Il est donc recommandé de surveiller les échantillons et de retirer avec précaution les bouchons si nécessaire le temps que la réaction se termine.

En cas de perte de contrôle de la réaction vider immédiatement une partie de la solution dans le bidon de déchets acides et introduire la bouteille dans un bac d'eau.

ELLIMINATION DES MINERAUX (SAUF LE QUARTZ) PAR ATTAQUES ACIDES

- → Ajouter 1/3 d'acide chlorhydrique (HCl) à 37 %.
- Ajouter 2/3 d'acide hexafluorosilicique (H₂SiF₆) à 34 %. Laisser 3-4 cm d'espace vide entre le niveau de la solution et l'encolure de la bouteille.
- → Agiter en continu pendant 48 h à 240 rpm.
- → Renouveler ces 3 étapes autant de fois que nécessaire jusqu'à ce que l'efficacité de l'attaque soit nulle (solution claire et absence de fraction fine).
- → Jeter dans le bidon de déchets acides la solution et rincer l'échantillon 4 fois à l'eau de ville. Vider les eaux de rinçage dans le bidon de déchets acides. Rincer ensuite l'échantillon à l'eau de ville jusqu'à pH = 7 et jeter les eaux de rinçage à l'évier tout en faisant couler un filet d'eau du robinet afin d'éviter les vapeurs acides.
- → Sécher l'échantillon au four à 90°C (ne pas oublier de <u>débouchonner la</u> <u>bouteille ! ! ! !).</u>
- → Laisser refroidir l'échantillon.
- → Peser ensuite la bouteille + échantillon. Noter la masse.

ELLIMINATION DES FELDSPATHS

SECURITE : cette étape doit être effectuée sous la hotte Filtrair® en fonctionnement.

Lire la brochure d'utilisation de l'acide Fluorhydrique (HF) en laboratoire, qui se trouve dans chaque laboratoire, avant toute utilisation.

Pour manipuler le HF, le port de gants en néoprène épais par-dessus des gants en nitrile (bleu ou violet), de manchettes de protection des avants bras et de lunettes de sécurité est <u>obligatoire</u>. Pour une protection optimale une blouse néoprène (violette) est mise à disposition.

Des boîtes de poudre de CaCl₂ et CaCO₃ sont présentes dans chaque laboratoire pour neutraliser le HF en cas de déversements accidentels ou pour <u>les déchets souillés par du</u> <u>HF avant de les jeter à la poubelle</u>.

Si des feldspaths (grains blancs laiteux de forme allongée) persistent, réaliser la séparation cidessous :

- → Ajouter 100 mL d'une solution de HNO₃/HF (5%/5%; m/m). Cette étape permet d'attaquer chimiquement la surface des feldspaths sur laquelle la magnétite va adhérer.
- → Laisser reposer les bouteilles sous la hotte environ 2 H.
- → Mettre les bouteilles dans un sac en plastique. Les placer dans une boîte en plastique, position allongée. Agiter pendant 48 H à 240 rpm.
- → Jeter dans le bidon de déchets acides la solution et rincer l'échantillon 4 fois à l'eau de ville. Vider les eaux de rinçage dans le bidon de déchets acides. Rincer ensuite l'échantillon à l'eau de ville jusqu'à pH = 7 et jeter les eaux de rinçage à l'évier tout en faisant couler un filet d'eau du robinet afin d'éviter les vapeurs acides.
- → Sécher l'échantillon au four à 90°C.
- → Laisser refroidir l'échantillon.
- → Ajouter environ 0.15 g de poudre de magnétite dans la bouteille échantillon.
- → Séparer au Frantz à 0.5 et 1 A. Ajuster le courant si nécessaire.
- Recommencer les deux étapes précédentes si la pureté en quartz de l'échantillon n'est pas satisfaisante.
- → Introduire la fraction non magnétique dans la bouteille Nalgène® de l'échantillon.
- → Ajouter quelques mL d'eau ultra-pure et 1/3 d'HCl (37 %). Agiter pendant 24 H à 240 rpm.
- → Vider la solution acide dans le bidon de déchets acides.
- → Ajouter 1/3 d'HCl (37 %). Agiter pendant 4 H à 240 rpm.

Si la solution est claire jeter la solution dans le bidon de déchets acides et rincer l'échantillon 4 fois à l'eau de ville. Vider les eaux de rinçage dans le bidon de déchets acides. Rincer ensuite l'échantillon à l'eau de ville jusqu'à pH = 7 et jeter les eaux de rinçage à l'évier tout en faisant couler un filet d'eau du robinet afin d'éviter les vapeurs acides.

Si la solution est encore jaune refaire un lavage avec HCl (37 %). Si les opérations précédentes ont été correctement effectuées cette étape ne sera pas nécessaire.

→ Sécher l'échantillon au four à 90°C.

Remarque : la masse de magnétite à ajouter est fonction de la proportion en feldspaths de l'échantillon. Par exemple s'il y a environ 10 % de feldspaths on débutera la séparation avec seulement 0.05 g de magnétite. Il est préférable de démarrer avec peu de magnétite et d'augmenter progressivement, si nécessaire, la quantité ajoutée pour optimiser la séparation. ATTENTION une quantité trop importante de magnétite peut réduire l'efficacité de la séparation car les grains mixtes (quartz + feldspath) vont être entraînés dans la fraction magnétique lors du passage au Frantz (le quartz ayant été altéré bien qu'à une moindre mesure que les feldspaths, par la succession d'attaques acides ($HCl + H_2SiF_6$)).

Elimination du ¹⁰Be atmosphérique

SECURITE : cette étape doit être effectuée sous la hotte Filtrair® en fonctionnement.

Lire la brochure d'utilisation de l'acide Fluorhydrique (HF) en laboratoire, qui se trouve dans chaque laboratoire, avant toute utilisation.

Pour manipuler le HF, le port de gants en néoprène épais par-dessus des gants en nitrile (bleu ou violet), de manchettes de protection des avants bras et de lunettes de sécurité est <u>obligatoire</u>. Pour une protection optimale une blouse néoprène (violette) est mise à disposition.

Des boîtes de poudre de CaCl₂ et CaCO₃ sont présentes dans chaque laboratoire pour neutraliser le HF en cas de déversements accidentels ou pour <u>les déchets souillés par du HF avant de les jeter à la poubelle</u>.

Effectuer trois dissolutions séquentielles avec du HF à 48 % (il faut 3,5 mL de HF à 48 % par gramme de quartz à dissoudre). Ces étapes sont effectuées afin d'éliminer le ¹⁰Be d'origine atmosphérique qui aurait pu diffuser dans les imperfections du quartz à partir de la surface. Chaque lavage dissout 10 % environ de la masse restante.

- → Peser la bouteille + échantillon. Noter la masse d'échantillon à décontaminer. Calculer les volumes d'HF (48 %) à ajouter pour chaque dissolution partielle.
- → Introduire dans la bouteille Nalgène[®] de l'eau ultra-pure jusqu'à environ 0,5 mm 1 cm au-dessus du niveau des grains. Bien agiter de manière à ce que tous les grains soient mouillés.
- → Verser la quantité préalablement calculée de HF dans la bouteille Nalgène[®]. Pour des raisons de sécurité :

- Verser une quantité légèrement au-dessus de celle souhaitée dans un bécher gradué en plastique. FERMER IMMEDIATEMENT LA BOUTEILLE DE HF 48%.

- Puis mesurer à l'aide d'une éprouvette graduée en plastique le volume de HF à ajouter. Verser **peu à peu** le HF dans la bouteille Nalgène® en faisant très attention à toute **réaction violente** du HF avec l'échantillon.

L'acide fluorhydrique dissout le verre. Il est donc nécessaire de recouvrir la paillasse de papier absorbant doublé.

- → Agiter légèrement et dégazer (attention risque de réaction violente). En cas de réaction violente mettre la bouteille Nalgène® (même si tout le volume de HF n'a pas été ajouté) dans un bac d'eau froide sans visser le bouchon pour que la solution dégaze, puis une fois la solution revenue à température ambiante rajouter le reste de HF.
- → Mettre ensuite les bouteilles Nalgène® dans un bac d'eau froide pendant 1 H, ne pas fermer les bouteilles afin de laisser dégazer.
- Sortir les bouteilles de l'eau, fermer les bouteilles, agiter, déboucher (laisser le bouchon sur la bouteille sans visser) et laisser reposer encore 3 H (en dehors du bac d'eau).
- → Mettre les bouteilles dans un sac en plastique. Les placer dans une boîte en plastique, position allongée. Agiter en continu pendant 24 h à 220 rpm. Si le mélange est encore chaud laisser refroidir jusqu'à température ambiante avant de placer les échantillons sur l'agitateur. Demander l'avis de votre responsable.
- → Jeter la solution dans le bidon de déchets acides et renouveler les 5 étapes précédentes 2 fois. Si le mélange est blanc laiteux ajouter de l'eau ultra-pure avant de jeter la solution puis rincer 2 fois l'échantillon avec de l'eau ultra-pure avant de rajouter le deuxième volume d'HF.

- → Jeter dans le bidon de déchets acides la solution et rincer l'échantillon 5 fois à l'eau ultra-pure. Vider les eaux de rinçage dans le bidon de déchets acides. Rincer ensuite l'échantillon à l'eau ultra-pure jusqu'à un pH = 6. Jeter les eaux de rinçage à l'évier tout en faisant couler un filet d'eau du robinet afin d'éviter la formation de vapeurs acides.
- \rightarrow Sécher les échantillons au four à 90°C.
- → Laisser refroidir l'échantillon.
- → Garder environ 20 g de quartz pour la dissolution totale. Peser la bouteille + échantillon.
 Noter la masse.
- → Réserver la partie restante du quartz décontaminé dans un sac en plastique labellisé.

Ajout de l'entraîneur

Cet entraîneur permet de mesurer une quantité pondérale et de fixer le rapport ¹⁰Be/⁹Be que l'on mesure au spectromètre de masse.

→ Ajouter de l'eau ultra-pure dans la bouteille Nalgène[®] contenant l'échantillon afin de mouiller l'ensemble des grains.

Pour la pesée de l'entraîneur, utiliser la balance à 10⁻⁵ g, se trouvant dans le labo jaune.

Il est difficile, avec cette balance, d'obtenir une pesée stable en introduisant directement l'entraîneur dans les bouteilles Nalgène[®]. En effet, de nombreuses charges électrostatiques se produisent entre l'échantillon et la bouteille rendant la mesure instable et ce, même en utilisant la fonction « déionisation » présente sur la balance. Il est donc préférable de peser l'entraîneur dans un vial de 1,5 mL en plastique et à bout conique et de le transférer ensuite dans la bouteille Nalgène[®].

Le protocole de manipulation est le suivant :

- ➔ Demander à un des permanents : Laëtitia Léanni, Valéry Guillou, Régis Braucher, Frédéric Chauvet de vous fournir l'entraîneur.
- → Vérifier que la balance soit bien tarée.
- Prendre un vial de 1,5 mL le poser sur le plateau de la balance, déioniser (en appuyant sur la touche « I ») et attendre que la balance soit stable (apparition du « g »). Faire la tare.
- Prélever 100 μL d'entraîneur avec un embout de pipette propre et les introduire dans le vial.
- Récupérer les 100 μL d'entraîneur avec un embout de pipette propre de 1 mL et les introduire dans la bouteille.
- Rincer 3 fois à l'eau ultra-pure le vial. Prélever les eaux de rinçages avec la pipette de 1 mL ayant servir à récupérer l'entraîneur contenu dans le vial et les introduire dans la bouteille. Jeter le vial.

Il est important de conserver le même embout que celui qui a servi à récupérer l'entraîneur dans le vial car des gouttes ont pu restées fixées sur les parois de l'embout. Il est donc nécessaire de le rincer également.

Il est par contre important de changer d'embout de 1 mL <u>entre chaque échantillon</u>. Un seul embout de 100 μ L peut être utilisé pour la totalité des échantillons.

Prendre un vial par échantillon.

Dissolution totale du quartz

SECURITE : cette étape doit être effectuée sous la hotte Filtrair® en fonctionnement.

Lire la brochure d'utilisation de l'acide Fluorhydrique (HF) en laboratoire, qui se trouve dans chaque laboratoire, avant toute utilisation.

Pour manipuler le HF, le port de gants en néoprène épais par-dessus des gants en nitrile (bleu ou violet), de manchettes de protection des avants bras et de lunettes de sécurité est <u>obligatoire</u>. Pour une protection optimale une blouse néoprène (violette) est mise à disposition.

Des boîtes de poudre de CaCl₂ et CaCO₃ sont présentes dans chaque laboratoire pour neutraliser le HF en cas de déversements accidentels ou pour <u>les déchets souillés par du HF avant de les jeter à la poubelle</u>.

Ajouter une quantité de HF à 48% équivalente à 3.5 mL de HF (48%) par gramme de quartz à dissoudre plus un excès de 30 mL.

 $SiO_2 + 4HF \longrightarrow H_2SiF_6 + 2H_2O$

→ Mettre les bouteilles dans un sac en plastique. Les placer dans une boîte en plastique, position allongée. Agiter en continu pendant 24 h à 220 rpm.

Evaporation du HF et récupération du Be

SECURITE : cette étape doit être effectuée sous la hotte Filtrair® en fonctionnement.

Lire la brochure d'utilisation de l'acide Fluorhydrique (HF) en laboratoire, qui se trouve dans chaque laboratoire, avant toute utilisation.

Pour manipuler le HF, le port de gants en néoprène épais par-dessus des gants en nitrile (bleu ou violet), de manchettes de protection des avants bras et de lunettes de sécurité est <u>obligatoire</u>. Pour une protection optimale une blouse néoprène (violette) est mise à disposition.

Des boîtes de poudre de CaCl₂ et CaCO₃ sont présentes dans chaque laboratoire pour neutraliser le HF en cas de déversements accidentels ou pour <u>les déchets souillés par du</u> <u>HF avant de les jeter à la poubelle</u>.

→ Introduire l'échantillon dissous dans un bécher en téflon préalablement nettoyé à l'eau ultra-pure. Rincer 3 fois la bouteille avec 10 mL d'HNO₃ à 65 %. Ajouter les rinçages dans le bécher. Laisser évaporer à sec à 200°C sur plaque chauffante et sous les lampes infra-rouges.

→ S'il reste dans les bouteilles Nalgène® des résidus, ne pas les introduire dans le bécher en téflon. Les rincer 4 fois à l'eau de ville, jeter les eaux de rinçage dans le bidon de déchets acides. Rincer 4 fois à l'évier. Sécher les résidus à 90°C au four.

Attention de ne pas perdre de résidus car leur masse va permettre de corriger la masse d'échantillon réellement dissous.

- ➔ Peser la bouteille + résidus. Noter la masse.
- Jeter les résidus et supprimer les grains collés aux parois de la bouteille à l'aide de l'air comprimé.
- → Peser la masse de la bouteille vide. Noter la masse. 🖎

La bouteille perd de la masse au fil des diverses étapes (abrasion du matériau lors des étapes d'agitation) il est donc important de la peser à nouveau afin de déterminer la masse exacte des résidus.

Masse de quartz dissous = (masse de quartz + bouteille avant dissolution totale) - masse de résidus – masse bouteille vide après dissolution totale

A chaque fin de journée éteindre les plaques chauffantes et les lampes infra-rouges. Laisser refroidir les béchers et les recouvrir avec du parafim[®].

- → Récupérer l'échantillon avec 3 mL d'HCl à 7 mol.L⁻¹ et le transférer dans le tube à centrifuger de 50 mL. Si la quantité de résidus au fond du bécher en téflon après évaporation à sec est importante cela signifie que l'échantillon a mal était purifié. Il y a formation de complexes fluorés insolubles. Dans ce dernier cas quelques millilitres supplémentaires d'HCl à 7 mol.L⁻¹ peuvent être rajoutés.
- → Rincer le bécher 3 fois avec 2 mL d'HCl à 7 mol.L⁻¹ à chaque rinçage. Ajuster la quantité en fonction de la quantité de résidus au fond du bécher.

S'il y a des résidus dans le tube à centrifuger.

- Centrifuger 5 min à 4000 tr/min et transférer la solution dans le nouveau tube afin de séparer les résidus de la solution.
- Rincer les résidus 3 fois avec **3 mL** d'HCl à 7 mol.L⁻¹ par rinçage. Après chaque ajout d'HCl : «vortexer » pour bien rincer les résidus, centrifuger 5 min à 4000 tr/min, ajouter les rinçages à la solution précédente.

Précipitation du Be

Cette étape permet de séparer le Béryllium des autres éléments traces et d'obtenir le Béryllium sous forme d'un précipité $(Be(OH)_2)$.

→ Ajouter goutte à goutte de l'ammoniaque à 32 % tout en agitant la solution jusqu'à ce que le pH soit de 8.

Le pH ne doit pas être en dessous de 7 et dépasser 12 car il y a remise en solution du Be S'il est trop bas ajouter quelques gouttes d'ammoniaque dans le cas contraire rajouter de l'acide chlorhydrique.

- → Centrifuger 5 min à 4000 tr/min.
- ➔ Vérifier de nouveau que le pH soit bien de 8.

- Jeter la solution et garder le précipité. Attention vérifier que le précipité soit bien collé au fond du tube. Dans le cas contraire centrifuger à nouveau ou récupérer la solution surnageante à l'aide d'une pipette pasteur en faisant attention de ne pas prélever une partie du précipité.
- → Laver le précipité avec 10 mL d'eau à pH 8 (pour se faire ajouter une goutte d'ammoniaque à 32 % dans environ 240 mL d'eau ultra-pure – agiter longuement et vérifier le pH – ajuster si nécessaire).
- → « Vortexer » afin de casser le précipité pour bien le rincer.
- → Centrifuger 5 min à 4000 tr/min.
- → Jeter la solution de rinçage.
- → Ajouter 1,5 mL de solution d'HCl à 10,2 mol.L⁻¹ avec une pipette pasteur jetable pour dissoudre le précipité.

Elimination des cations métalliques et anions : séparation sur résines échangeuses d'ions

Nettoyer les colonnes à l'eau ultra-pure avant chaque utilisation.

L'entonnoir ne doit pas être en contact avec l'échantillon.

Avant de commencer nettoyer les colonnes et les entonnoirs à l'eau ultra-pure.

SECURITE : cette manipulation doit s'effectuer sous la hotte «Gizzi» en fonctionnement.

Résine échangeuse d'anions : séparation Fe et du Mn

Préparation des colonnes :

- Vérifier que le fritté soir bien positionné. Le réajuster si nécessaire à l'aide d'une tige en plastique.
- → Poser la colonne sur son support.
- → Poser un « bécher poubelle » sous la colonne.
- Verser la résine DOWEX 1*8 (SERVA 100-200 mesh) dans un bécher, mélangée à de l'eau ultra-pure.
- → Introduire la résine dans la colonne jusqu'à 9 cm. ATTENTION la colonne doit être toujours remplie avec une même « concentration en résine » afin de maintenir une répartition homogène de la résine qui s'écoule par gravité dans la colonne d'eau. S'il y a formation de stratifications ou de bulles la colonne DOIT être recommencée.

<u>Nettoyage de la résine :</u>

- Dès que la résine est tassée, remplir la colonne d'eau ultra-pure sur environ 2 cm de hauteur au-dessus de la résine.
- Insérer l'entonnoir et ajouter environ 30 mL d'eau ultra-pure. Laisser éluer jusqu'à ce qu'il reste 1 cm de liquide au-dessus de la résine. La résine ne doit jamais être à sec.

Attention vérifier qu'il n'y ait pas de liquide qui se retrouve bloqué au-dessus de la partie de l'entonnoir insérée dans la colonne = risque de dilution de l'éluant lorsque l'entonnoir est retiré.

- → Vider l'eau contenue dans le bécher « poubelle ».
- → Retirer l'entonnoir et boucher la colonne. Ajouter d'abord le bouchon du haut puis boucher le bas de la colonne. Cette ordre est important car il est permet à la colonne de se vider de son air et d'éviter la remontée de bulles d'air par le bas.

Conditionnement :

- → Retirer les bouchons.
- \rightarrow Mesurer 20 mL d'HCl à 10,2 mol.L⁻¹ dans une éprouvette en plastique.
- → Eluer le liquide restant au-dessus de la résine. Lorsque la base du ménisque arrive au sommet de la résine, injecter dans la colonne 10 mL des 20 mL d'HCL à 10.2 mol.L⁻¹, à l'aide d'une pipette pasteur jetable, goutte à goutte et le long des parois de la colonne afin de ne pas soulever la résine. Verser ensuite les 10 mL restants. Laisser s'éluer jusqu'à ce que la base du ménisque soit au niveau de la résine. La résine ne doit jamais être à sec.

La résine va se tasser c'est normal !

Injection de l'échantillon :

- → Mettre un bécher propre en verre, labellisé, sous la colonne et le recouvrir de parafilm® (afin d'éviter les éclaboussures et les risques de contamination).
- Dès que la base du ménisque est au niveau de la résine, utiliser une pipette pasteur jetable propre pour injecter l'échantillon. La résine ne doit jamais être à sec. L'injection de l'échantillon doit se faire immédiatement après le passage de la dernière goutte d'acide (base du ménisque au niveau de la résine).
- Laisser l'échantillon s'éluer jusqu'à ce que la base du ménisque soit au niveau de la résine. La résine ne doit jamais être à sec.
- Rincer le tube (et la pipette) qui contenait l'échantillon avec 0,5 mL de solution d'HCl à 10,2 mol.L⁻¹, introduire cette solution de rinçage au-dessus de la résine et laisser s'éluer la solution de rinçage. La résine ne doit jamais être à sec.

Elution de l'échantillon :

- \rightarrow Mesurer 18 mL d'HCl à 10,2 mol.L⁻¹ à l'aide d'une éprouvette en plastique.
- ➔ Insérer l'entonnoir.
- Dès que la base du ménisque est au niveau de la résine injecter immédiatement 10 mL de ces 18 mL au-dessus de la résine (goutte à goutte et le long de la paroi de l'entonnoir pour ne pas soulever la résine) à l'aide d'<u>une pipette pasteur jetable propre</u>.
- → Verser les 8 mL restants.

RECOMMANDATIONS:

- Ne jamais laisser la résine à sec.

- Ne jamais conditionner la résine à l'avance. Ne pas la laisser dans HCl pendant la nuit.
- Après avoir fini l'élution :
 - * Jeter la résine dans les déchets résine.

*Rincer la colonne avec de l'eau ultra-pure et réajuster le fritté si nécessaire à l'aide d'une tige en plastique.

* Rincer les entonnoirs à l'eau ultra-pure.

Utiliser la même colonne, le même fritté et le même entonnoir par échantillon pour les deux séparations sur résines. ATTENTION de ne pas mélanger le matériel ! Par précaution nettoyer entièrement les consommables (colonnes, entonnoirs) à l'eau ultrapure avant de démarrer la deuxième séparation sur colonne.

Evaporation de la fraction éluée :

- → Evaporer la fraction éluée jusqu'à environ 2 mL à 200 °C.
- → Transférer la solution dans un tube à centrifuger et rincer le bécher 3 fois avec 1.5 mL de solution d'HCl à 7,1 mol.L⁻¹.
- → Parafilmer <u>immédiatement</u> les béchers (*ils vont servir pour la deuxième séparation*).

Précipitation :

→ Ajouter goutte à goutte de l'ammoniaque à 32 % tout en agitant la solution jusqu'à ce que le pH soit de 8.

Le pH ne doit pas être en dessous de 7 et dépasser 12 car il y a remise en solution du Be

S'il est trop bas ajouter quelques gouttes d'ammoniaque dans le cas contraire rajouter de l'acide chlorhydrique.

- → Centrifuger 5 min à 4000 tr/min.
- → Vérifier de nouveau que le pH soit bien de 8.
- → Jeter la solution et garder le précipité.
- → Laver le précipité avec 10 mL d'eau à pH 8 (pour se faire ajouter une goutte d'ammoniaque à 32 % dans environ 240 mL d'eau ultra-pure agiter longuement et vérifier le pH ajuster si nécessaire).
- → « Vortexer » afin de casser le précipité pour bien le rincer.
- → Centrifuger 5 min à 4000 tr/min.
- → Jeter la solution de rinçage. Attention vérifier que le précipité soit bien collé au fond du tube. Dans le cas contraire centrifuger à nouveau ou récupérer la solution surnageante à l'aide d'une pipette pasteur en faisant attention de ne pas prélever une partie du précipité.
- → Ajouter 1,5 mL de solution d'HCl à 1 mol.L⁻¹ avec une pipette jetable pour dissoudre le précipité.

Résine échangeuse de cations : Séparation du Be et du B

<u>Préparation des colonnes :</u>

- Vérifier que le fritté soir bien positionné. Le réajuster si nécessaire à l'aide d'une tige en plastique.
- → Poser la colonne sur son support.
- → Poser un « bécher poubelle » sous la colonne.
- → Verser la résine DOWEX 50W*8 (100-200 mesh) dans un bécher, mélangée avec de l'eau ultra-pure.
- → Introduire la résine dans la colonne jusqu'à 9 cm. ATTENTION la colonne doit être toujours remplie avec une même « concentration en résine » afin de maintenir une répartition homogène de la résine qui s'écoule par gravité dans la colonne d'eau. <u>S'il y a formation de stratifications ou de bulles la colonne DOIT être recommencée.</u>

Nettoyage de la résine :

- Dès que la résine est tassée, remplir la colonne d'eau ultra-pure sur environ 2 cm de hauteur au-dessus de la résine.
- → Insérer l'entonnoir et ajouter environ 30 mL d'eau ultra-pure. Laisser éluer jusqu'à ce qu'il reste 1 cm de liquide au-dessus de la résine. La résine ne doit jamais être à sec. Attention vérifier qu'il n'y ait pas de liquide qui se retrouve bloqué au-dessus de la partie de l'entonnoir insérée dans la colonne = risque de dilution de l'éluant lorsque l'entonnoir est retiré.
- → Vider l'eau contenue dans le bécher « poubelle ».
- Retirer l'entonnoir et boucher la colonne. Ajouter d'abord le bouchon du haut puis boucher le bas de la colonne. Cette ordre est important car il est permet à la colonne de se vider de son air et d'éviter la remontée de bulles d'air par le bas.

Conditionnement :

- → Retirer les bouchons.
- \rightarrow Mesurer 30 mL d'HCl à 1 mol.L⁻¹ dans une éprouvette en plastique.
- ➔ Insérer l'entonnoir.
- → Eluer le liquide restant au-dessus de la résine. Lorsque la base du ménisque arrive au sommet de la résine, injecter dans la colonne 10 mL des 30 mL d'HCL à 1 mol.L⁻¹, à l'aide d'une pipette pasteur jetable, goutte à goutte et le long des parois de l'entonnoir afin de ne pas soulever la résine. Verser ensuite les 20 mL restants. Laisser s'éluer jusqu'à ce que la base du ménisque soit au niveau de la résine. La résine ne doit jamais être à sec.

La résine va se tasser c'est normal !

Injection de l'échantillon :

- → Laisser le bécher « poubelle » sous la colonne.
- → Retirer l'entonnoir.
- Dès que la base du ménisque est au niveau de la résine, utiliser une pipette pasteur jetable propre pour injecter l'échantillon. La résine ne doit jamais être à sec. L'injection de l'échantillon doit se faire immédiatement après le passage de la dernière goutte d'acide (base du ménisque au niveau de la résine).

- → Laisser l'échantillon s'éluer jusqu'à ce que la base du ménisque soit au niveau de la résine. La résine ne doit jamais être à sec.
- Rincer le tube (et la pipette) qui contenait l'échantillon avec 0,5 mL de solution d'HCl à mol.L⁻¹, introduire cette solution de rinçage au-dessus de la résine et laisser s'éluer la solution de rinçage. La résine ne doit jamais être à sec.

Elution du bore :

- → Mesurer 40 mL d'HCl à 1 mol.L⁻¹ à l'aide d'une éprouvette en plastique. Cette étape permet de récupérer le bore qui sort avant le béryllium.
- → Insérer l'entonnoir.
- Dès que la base du ménisque est au niveau de la résine, injecter environ 10 mL de ces 40 mL au-dessus de la résine (goutte à goutte et le long de la paroi de l'entonnoir pour ne pas soulever la résine) à l'aide d'<u>une pipette pasteur jetable propre</u>.
- → Verser les 30 mL restants et laisser éluer jusqu'à ce que la base du ménisque soit au niveau de la résine. La résine ne doit jamais être à sec.

Elution du béryllium :

- → Mesurer 115 mL de solution d'acide chlorhydrique à 1 moL.L⁻¹ dans une éprouvette en plastique pour éluer le Be.
- Dès que la base du ménisque est au niveau de la résine mettre le bécher échantillon ayant servi pour la colonne anionique sous la colonne. Recouvrir le bécher de parafilm® afin d'éviter les éclaboussures et les risques de contamination.
- Injecter environ 10 mL de ces 115 mL au-dessus de la résine (goutte à goutte et le long des parois de l'entonnoir pour ne pas soulever la résine).
- → Verser les 105 mL restants et laisser éluer jusqu'à ce que la base du ménisque soit au niveau de la résine. La résine ne doit jamais être à sec.

RECOMMANDATIONS:

- Jeter la résine dans les déchets résine.
- Retirer les frittés et les laver dans un mélange 2/3 d'eau ultra-pure et 1/3 d'HCl (37 %) à 200 °C pendant une journée.
- Tremper les bouchons dans un mélange 2/3 d'eau ultra-pure et 1/3 d'HCl (37 %). NE PAS CHAUFFER !
- Rincer les colonnes et les entonnoirs à l'eau de ville.

Evaporation de l'échantillon :

- \rightarrow Evaporer les solutions contenant le Be jusqu'à environ 2 mL à 200 °C.
- → Transférer chacune des solutions dans deux tubes à centrifuger respectifs et rincer les béchers 3 fois avec 1,5 mL de solution d'HCl à 7,1 mol.L⁻¹.

Précipitation :

→ Ajouter goutte à goutte de l'ammoniaque à 32 % tout en agitant la solution jusqu'à ce que le pH soit de 8.

Le pH ne doit pas être en dessous de 7 et dépasser 12 car il y a remise en solution du Be

S'il est trop bas ajouter quelques gouttes d'ammoniaque dans le cas contraire rajouter de l'acide chlorhydrique.

- → Centrifuger 5 min à 4000 tr/min.
- → Vérifier de nouveau que le pH soit bien de 8.
- Jeter la solution et garder le précipité. Attention vérifier que le précipité soit bien collé au fond du tube. Dans le cas contraire centrifuger à nouveau ou récupérer la solution surnageante à l'aide d'une pipette pasteur en faisant attention de ne pas prélever une partie du précipité.
- → Laver le précipité avec 10 mL d'eau à pH 8 (pour se faire ajouter une goutte d'ammoniaque à 32 % dans environ 240 mL d'eau ultra-pure – agiter longuement et vérifier le pH – ajuster si nécessaire).
- → « Vortexer » afin de casser le précipité pour bien le rincer.
- → Centrifuger 5 min à 4000 tr/min.
- → Jeter la solution de rinçage.
- ➔ Répéter les 4 étapes précédentes 2 fois.
- → Dissoudre les précipités avec 4 gouttes d'HNO₃ à 65 % à l'aide d'un flacon compte gouttes.
- → Centrifuger 1 min à 4000 tr/min. Pour récupérer les gouttes collées aux parois du tube.
- → Ajouter la solution dans un creuset en porcelaine (préalablement nettoyé à l'eau ultrapure) à l'aide d'une pipette pasteur de 1 mL.
- Rincer le tube 3 fois avec 6 gouttes d'eau ultra-pure à l'aide d'un flacon compte gouttes et ajouter les eaux de rinçage dans le creuset.
- → Evaporer la solution à sec à 200 °C puis chauffer à 400 °C pendant 10 minutes.

Oxydation

SECURITE : porter un masque pour placer les échantillons dans le four.

Ne <u>JAMAIS</u> transporter les creusets contenant la poudre de BeO <u>sans les avoir</u> <u>préalablement recouverts de parafilm</u> sous la hotte. Même pour de courts trajets, par exemple pour les placer dans le four.

→ Oxyder 1 heures à 700 degrés.

Attention à 700 °C les noms des échantillons inscrits sur les creusets d'effacent. Penser à noter sur le cahier de laboratoire la position dans le four de chaque échantillon

→ Laisser refroidir et parafilmer.
Annexe 3 : Informations sur la localisation des blocs échantillonnés

Nom échantillon	Latitude	Longitude	Altitude
PUY_01	N 42°33'07.5"	E 1°46'56.6"	2144 m
PUY_02	N 42°33'09.4"	E 1°.46'58.7"	2131 m
PUY_03	N 42°33'39.3"	E 1°47'28.9"	2001 m
PUY_04	N 42°33'38.6"	E 1°47'31.3"	2000 m
PUY_05	N 42°34'15.5"	E 1°47'58.8"	1922 m
PUY_06	N 42°34'13.7"	E 1°47'56.1"	1917 m
PUY_07	N 42°33'54.2"	E 1°47'52.8"	1894 m
PUY_08	N 42°33'55.2"	E 1°47'54.1"	1888 m
PET_09	N 42°42'01.1"	E 1°50'19.5"	930 m
PET_10	N 42°41'58.4"	E 1°50'20.0"	930 m
PET_11	N 42°42'00.5"	E 1°50'17.0"	917 m
PET_12	N 42°42'25.9"	E 1°50'26.4"	928 m
PET_13	N 42°42'25.7"	E 1°50'26.7"	918 m
PAS_14	N 42°32'43.8"	E 1°44'52.3"	2280 m
PAS_15	N 42°32'44.5"	E 1°44'53.5"	2280 m
PAS_16	N 42°33'16.3"	E 1°45'11.5"	2040 m
PAS_17	N 42°33'15.8"	E 1°45'12.0"	2040 m
MER_18	N 42°39'04.6"	E 1°49'57.4"	1116 m
MER_19	N 42°39'05.3"	E 1°49'56.5"	1114 m

Annexe 4 : Résultats graphiques des mesures obtenues après passage dans l'AMS ASTER







Les Pyrénées ont fait l'objet de nombreux travaux concernant l'emprise spatiale et la chronologie des paléoenglacements pléistocène. L'emprise würmienne maximale a ainsi été très bien renseignée, notamment par la présence de fronts bien identifiés et datés. Cependant, peu de travaux ont été réalisés sur les dépôts glaciaires et paraglaciaires couvrant les versants des vallées intramontagnardes et des cirques. L'emprise spatiale des étendues glaciaires postérieures au maximum würmien demeure donc peu étudiée. C'est pourquoi ce travail de recherche vise à renseigner la paléogéographie et la chronologie des paléoenglacements tardiglaciaires dans les Pyrénées.

Afin d'y parvenir, la haute vallée de l'Ariège a été choisie comme zone témoin, en raison de sa position stratégique, dominée par les influences atlantiques (pour l'Ariège) et méditerranéennes (pour le Querol). Elle a en outre, par le passé, fonctionné en tant que zone de transfluence entre ces deux glaciers. Marquée par un important contraste de façade caractérisant la partie centrale et orientale de la chaîne pyrénéenne en termes d'emprise spatiale des paléoenglacements mais aussi en termes d'empreinte glaciaire, elle constitue une zone de choix pour l'étude des paléoenglacements pyrénéens.

Via la recherche d'archives sédimentaires bien spécifiques et l'analyse de cartes topographiques, géologiques et photographies aériennes, couplée à des relevés de terrain, une carte des dépôts et des formes glaciaires a été réalisée. Celle-ci a pour but de retracer les paléoenvironnements tardiglaciaires de la région, permettant de finaliser une première synthèse cartographique des paléoenglacements tardiglaciaires. La chronologie relative ainsi établie a été complétée par une chronologie absolue, laquelle a été effectuée grâce à la datation au béryllium-10 de dix-neuf échantillons prélevés sur le terrain. Après mesures par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS), puis exploitation des résultats dans le but de calculer les durées d'exposition minimales de ces surfaces échantillonnées, des représentations cartographiques en conséquence ont été faites. C'est donc une chronologie relativement précise des emprises glaciaires tardiglaciaires dans la haute vallée de l'Ariège qui a été établie.

The Pyrenees have been the subject of numerous studies about spatial extent and chronology of Pleistocene ice sheet. The würmian maximum ice extent has been very well informed, especially by the presence of well identified and dated fronts. However, few research works have been done regarding the glacial and paraglacial deposits which covered the slopes of the intermountain valleys and glacial cirques. So, the spatial extent of posterior würmian maximum ice extent is still poorly studied. That is why this research work aims to have more details about paleogeography and chronology of the Last Glacial-Interglacial Terminaison (LGIT) ice extent in the Pyrenees.

To achieve this, the Ariege high valley has been selected as control area, because of its strategic position, that is to say dominated by Atlantic (in the Ariege) and Mediterranean (in the Querol) influences. Furthermore, in the past, it functioned as a transfluence zone between these two glaciers. Marked by a sharp facade contrast, which characterizes the central and eastern part of the Pyrenees in terms of spatial extent former ice sheet but also in terms of glacial imprint, it constitutes a prominent area for the study of the Pyrenean former ice extent.

By looking for very specific sedimentary archives, by the analysis of topographic and geological maps, aerial photos, and coupled with field surveys; a map of the deposits and glacial forms was drawn up. This map aims to trace the LGIT ice sheet of the region and to finalize a first cartographic synthesis of the LGIT ice extent. The relative chronology thus developed has been carried through the beryllium-10 dating of nineteen samples collected in the field. After measurements values by accelerator mass spectrometry (AMS), followed by the exploitation of results for the purpose of calculating the minimum exposure times of the sampled surfaces; cartographic representations have been accordingly made. So, it is a relatively precise chronology of LGIT ice influences in the Ariege high valley which has been created.