



HAL
open science

Les territoires de montagne face aux changements globaux : une étude rétrospective autour de la station de ski des Deux Alpes

Laurent Fouinat

► To cite this version:

Laurent Fouinat. Les territoires de montagne face aux changements globaux : une étude rétrospective autour de la station de ski des Deux Alpes. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes, 2016. Français. NNT : 2016GREAA026 . tel-01524364

HAL Id: tel-01524364

<https://theses.hal.science/tel-01524364>

Submitted on 18 May 2017

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE LA COMMUNAUTÉ UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Science de la Terre, de l'Univers, et de
l'Environnement**

Arrêté ministériel : 25 mai 2016

Présentée par

Laurent FOUINAT

Thèse dirigée par **Fabien ARNAUD, Jérôme POULENARD**
et co-encadrée par **Pierre SABATIER**

préparée au sein du **Laboratoire EDYTEM**
dans **l'École Doctorale Science et Ingénierie des Systèmes de
l'Environnement et des Organisations**

Les territoires de montagne face aux changements globaux : une étude rétrospective autour de la station de ski des Deux Alpes

Thèse soutenue publiquement le **5 décembre 2016**
devant le jury composé de :

M. Vincent JOMELLI

Directeur de recherches CNRS, Université Paris 1 (Rapporteur)

M. Emmanuel CHAPRON

Professeur des universités, Université de Toulouse
(Rapporteur/Président)

Mme Brigitte TALON

Maître de conférences, Université Aix-Marseille (Membre)

M. Bruno WILHELM

Maître de conférences, Université de Grenoble (Membre)

M. Maxime DEBRET

Maître de conférences, Université de Rouen (Membre)

M. Richard BONET

Responsable du service scientifique, Parc National des Ecrins (Invité)



Résumé

Ce travail de thèse vise à reconstituer les conditions paléo-environnementales ayant eu lieu dans la vallée de l'Oisans à partir des archives naturelles représentées par les sédiments lacustres. Par une approche multi-marqueurs, nous visons à reconstituer tout à la fois : i) les fluctuations glaciaires en Oisans; ii) les modifications des activités humaines en montagne et leurs influence sur les flux de matière lors d'événements extrêmes ; iii) comprendre la relation entre changements climatiques, changements d'usage et évolution des aléas en haute montagne. Cette étude a permis de mettre en évidence les changements globaux, regroupant la variabilité climatique et les pratiques humaines, ayant influencé l'érosion autour des lacs de La Muzelle et du lac du Lauvitel durant les derniers millénaires.

Les résultats principaux ont montré que l'érosion du lac de la Muzelle a été largement dominée par l'activité glaciaire notamment avec la présence à certaines époques de fines particules détritiques liées à l'abrasion sous glaciaire. Ces dernières ont révélé une relation aux pluies torrentielles encore jamais observée auparavant, leur présence en période d'extension glaciaire étant synonyme d'une augmentation du nombre de dépôts lacustres de crues. Les activités humaines, en majeure partie représentées par l'utilisation agro-pastorale de l'espace avoisinant les lacs, ne sont clairement identifiables que lors des 300 dernières années au lac de la Muzelle. Le lac de Lauvitel est situé à une altitude moindre. La majorité de son bassin versant est maintenant une réserve intégrale dont la présence de l'Homme est strictement contrôlée. Les études palynologiques ont mis en évidence certaines périodes d'activités humaines plus marquées. Les événements extrêmes enregistrés dans les sédiments du lac regroupent d'une part les crues, dont l'enregistrement permet une comparaison régionale de l'occurrence de ces événements ainsi que de mettre en évidence les changements de circulations atmosphériques à l'échelle des Alpes. D'autre part, l'enregistrement d'occurrence des avalanches de neige lourde, dont peu d'enregistrements sont disponibles dans la bibliographie. Nous les avons identifiées grâce à l'utilisation du CT scan et à l'élaboration d'une nouvelle méthodologie basée sur la différence de densité relative des sédiments. Le comptage et la quantification des apports de matériel déritique grossier au sein d'une matrice de sédiment lacustre fin, a permis d'identifier les apports liés à cet aléa au cours du temps. Nous avons ensuite reconstitué les événements d'avalanche de neige lourde déposés dans le lac de Lauvitel sur les derniers 3500 ans, dont l'occurrence intervient préférentiellement lors des périodes de retraits glaciaires.

Abstract

This doctoral thesis aims at a paleo-environmental reconstitution of the Oisans valley based on the natural archive of lake sediments. From a multi-proxy approach, we aim at reconstructing: i) Glacial fluctuation in Oisans valley; ii) human activities evolution in mountain areas and their influences on sediment fluxes especially during extreme events; iii) understanding the relationship between climate change, use of mountain lands and natural hazards. Through this study, we identified processes of global change, comprising natural climate variability and human practices, which affected erosion patterns around Lakes Muzelle and Lauvitel during the last millennia.

Main results have shown that erosion in the lake Muzelle watershed was dominated in the past by glacial activity, in particular with the presence of fine detrital particles related to sub-glacial abrasion. They were identified to have a relationship never observed before; during glacial extension their presence is triggering a higher number of flood deposits. At this location, human activities were identified through agro-pastoral activities and more precisely by the coprophilous fungi spore counting, revealing cattle presence since 300 years. Lake Lauvitel is located at lower altitude, at which most of the watershed is now situated in an Integral Reserve. Palynological investigations lead to identification of periods of higher human activities in the valley. Extreme events recorded in Lake Lauvitel sediment are on the one hand torrential floods, which allowed a comparison with other reconstructions highlighting changes in the climatic settings in the Alps. On the other hand, wet avalanches deposits were identified with the use of a CT scan and the development of a new methodology based on relative density differences in the sediment. The counting and the quantification of coarse detrital matter within the lacustrine fine sediment matrix allowed the identification of this hazard through time. We then reconstructed wet avalanches events deposited in Lake Lauvitel during the last 3500 years, the occurrence of which is preferentially during glacial retreats.

Remerciements

Me voilà maintenant à l'étape des remerciements, ultime moment que j'aborde avec le sourire au coin des lèvres en pensant aux souvenirs des rencontres que j'ai faites au cours de ce travail. C'est aussi le moment de clôturer cette superbe aventure qu'est la thèse, faite de hauts et de bas. Avec le recul, il est certain que les nombreux échanges lors de ces trois années et quelques, m'ont permis de grandir, et pour cela je tiens à remercier les personnes qui ont contribué de très près ou d'un peu plus loin à mes travaux de thèse et qui je l'espère, contribueront également dans les projets futurs.

Tout d'abord, je tiens à remercier les membres de mon jury qui ont accepté d'évaluer ce travail. Mes deux rapporteurs Vincent Jomelli et Emmanuel Chapron pour leur lecture attentive et leurs remarques avisées, qui vont sans nul doute contribuer à améliorer mon travail dans le futur. Je voudrais aussi remercier mes examinateurs. Bruno, qui m'a suivi depuis mes débuts à Chambéry et, merci pour toutes les discussions que l'on a eu ensemble et qui ont grandement contribué à ce travail. Maxime, pour son expérience sur les indicateurs spectrocolorimétriques. Je remercie également Brigitte Talon pour son sens de l'écologie de montagne et à Richard pour son soutien, sa confiance et sans qui ce travail n'aurait sans doute pas été possible.

Cette aventure a commencé avec mes deux directeurs de thèse, qui ont su me guider afin d'arriver au bout de cette étape. Un très grand merci à Fabien d'avoir réussi à mettre en place le projet, de m'avoir mis dans les meilleures dispositions pour travailler et d'avoir cru en moi depuis le début. Tes conseils toujours pertinents et tes nombreux encouragements ont été grandement appréciés ! Un grand merci à Jérôme ! Tu m'as appris beaucoup de choses aux cours des discussions scientifiques (ou non !) et des missions de terrain notamment au Lauvitel. La bonne humeur que tu communique m'a largement aidé à rester positif dans le travail. Je n'oublie pas Pierre. Tu as fait partie activement de l'encadrement et pour cela je te remercie chaleureusement. Ta disponibilité, tes nombreuses relectures et ton sens aigu de la publication m'ont grandement aidé à améliorer mes compétences.

Je voudrais particulièrement remercier les financeurs de ce projet de thèse qui ont rendu ce travail possible. En premier lieu le Parc National des Ecrins qui nous a aussi mis dans les meilleurs auspices pour le travail de terrain. Je tiens à remercier particulièrement Clotilde, une oreille attentive, hautement efficace en toutes circonstances et toutes les personnes du domaine de Charance. Le secteur de l'Oisans avec Agnès, Denis, Eric, Jérôme pour leur accueil toujours parfait à Bourg d'Oisans ainsi qu'au chalet du Lauvitel ! Je suis heureux d'avoir appris à connaître cette très belle région des Alpes en grande partie grâce à vous ! La communauté de

communes de l'Oisans, plus particulièrement Florent Malterre et Pierre Balme, ainsi que les Deux Alpes Loisirs en la personne de Jean-Yves Salles pour avoir accepté de faire partie du projet.

Un bon nombre d'échantillons ont eu la chance de passer entre les mains expertes de certains, tandis que d'autres ont contribué à des « manips » de terrain ; sans eux il n'aurait pas été possible d'obtenir de résultats. Je voudrais remercier Eric C. d'avoir fait le déplacement de la Rochelle pour effectuer une campagne de sismique sur le Lauvitel. Puis, de m'avoir accueilli à La Rochelle afin de faire du pointage sismique, et ainsi me replonger dans mes souvenirs de master. Merci à Christian et François pour m'avoir éclairé sur les possibilités du paléomagnétisme lors d'un séjour au très sympathique chalet du CEREGE. Merci à David et Elise, qui ont patiemment comptés pollens et spores piégés dans les sédiments très détritiques (!) de la Muzelle. Un grand merci à Arnaud G. pour avoir « préparé le terrain » pour les carottages sur la station des Deux Alpes.

Lors de ces dernières années, le temps passé au laboratoire a toujours été très agréable et c'est grâce à un certain nombre de personnes que j'ai côtoyé. Je tiens à remercier Anne-Lise pour ses conseils XRF, pour ses histoires toujours un peu folles qui me font à chaque fois rire et pour tous les bons moments passés en ta compagnie (même avec une brouette pleine de béton sous la pluie !). Un grand merci à Cécile, plaque tournante du labo sédimento, pour les discussions données, pour ton aide lors de manip et surtout pour ta bienveillance tout au long de ces années. Autre personnalité du labo sédimento, Fayçal, les moments passés en ta compagnie sur la paillasse à parler de tout et surtout de rien, à chanter à tue-tête ensemble ou encore à t'observer réaliser tes lames minces ont été un véritable bonheur. Lorsqu'on va sur le terrain, les choses ne se passent pas toujours comme on l'a prévu... Mais si Manu fait partie de la mission, les problèmes se transforment toujours en solution ! Un grand merci pour ça, et pour le reste. Je tiens aussi à remercier Yves, Erwan, Georges-Marie, Christine, Carole et tous les autres membres du laboratoire pour leur aide, leurs blagues ou leurs sourires.

Je tiens remercier le groupe lac et tout particulièrement les anciens/actuels doctorants qui ont rendu les discussions « vaseuses » des plus enthousiasmantes, que ce soit lors de leurs brefs passages, au détour d'un couloir ou encore pendant les « Friday Beer ». Un très grand merci à Manon, Charline, Bruno et JP pour leurs conseils, leurs coups de mains, et leur bonne humeur ! Je voudrais faire un clin d'œil tout particulier aux doctorants toujours présents quand il fallait et qui ont grandement contribué à me faire décompresser, au sein et en dehors du labo. Merci à Marine pour toutes les anecdotes d'aventures diverses (largement accompagnées d'anicroches rigolotes). Un très grand merci à Gégé, ma voisine de bureau, toujours prête à faire une relecture ou écouter mes petits tracas, pour mieux me remotiver ensuite. Merci à Camille pour toutes ses

petites attentions et ses conseils « plantes vertes ». Merci à Florence pour son sens particulier de la trajectoire sur les skis et pour avoir toujours été partante pour un concert ! Anouk, pour son sourire et son côté pile électrique. Merci à Eve et Tim pour les soirées grenobloises toujours exceptionnelles. Merci à Lise, dite « la Suricate », pour les pauses clope-ragot toujours distrayantes. Je tiens tout particulièrement à remercier Johan pour toutes les petites compétitions (sportives ou non) que l'on a eu, qui m'ont souvent permis de gagner une bière. Mél, on s'est suivi du stage de master à la thèse avec un timing des plus synchrones, j'espère t'accompagner encore pour d'autres escapades sportives ! Et bien sûr je n'oublie pas tous les autres Haixing, Camille, Charlotte, Béragère, Veronica qui ont grandement contribué à la superbe ambiance de la salle des doctorants !

Et enfin, je voudrais remercier ma famille qui m'a apporté un soutien sans faille depuis mes années d'université jusqu'aux plus sombres heures de la période de rédaction. Un très grand merci à mon père pour les relectures et les encouragements, à ma mère pour ses petits plats (maintenant légendaires et hautement enviés parmi les habitués du déjeuner en « salle thé ») et pour son amour.

Sommaire

| | |
|--|------------|
| INTRODUCTION GENERALE..... | 1 |
| PARTIE 1 : LES LACS, TRACEURS DES CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX..... | 13 |
| CHAPITRE 1 : POTENTIEL DES LACS POUR UNE RECONSTITUTION PALEO-ENVIRONNEMENTALE..... | 15 |
| CHAPITRE 2 : SITE D'ETUDE ET METHODOLOGIE..... | 39 |
| PARTIE 2 : LA RECONSTITUTION PALEO-ENVIRONNEMENTALE DE L'OISANS..... | 81 |
| CHAPITRE 3 : LE REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DU LAC DE LA MUZELLE..... | 83 |
| CHAPITRE 4 : LE REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DU LAC DE LAUVITEL | 113 |
| PARTIE 3 : LES RELATIONS ENTRE CHANGEMENTS CLIMATIQUES, D'USAGES ET D'ALEAS..... | 157 |
| CHAPITRE 5 : LES CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX ET D'USAGES DANS LA VALLEE DE L'OISANS | 159 |
| CHAPITRE 6 : OCCURRENCE D'EVENEMENTS EXTREMES DANS LA VALLEE DE L'OISANS..... | 164 |
| CONCLUSION GENERALE :..... | 189 |

Introduction générale

Les territoires de montagne sont des lieux privilégiés concernant l'abondance des ressources et des services socio-économiques bénéficiant à la fois aux communautés locales et aux habitants des plaines (Beniston, 2003). Par ailleurs, la complexité de la topographie de ces zones montagneuses engendre l'un des plus forts gradients en régions continentales en termes de diversité environnementale (Bello et al., 2013). Cette diversité s'est développée en réponse aux forts gradients d'altitude, à la présence de fortes pentes et aux variations extrêmes de température et de conditions climatologiques. Ainsi, des communautés végétales spécifiques et variées se retrouvent-elles étagées des plus basses vallées aux hautes altitudes (Bello et al., 2013) en réponse principalement à de fortes différences de climat (Hansen et al., 2001). L'économie des sociétés alpines s'est depuis développée, via les activités agro-sylvo-pastorales dans un premier temps (Mouthon and Carrier, 2010), puis plus récemment, au travers de l'industrie en lien avec la production d'hydroélectricité (Billet, 1987; Dalmasso, 2008) et enfin avec le tourisme, notamment hivernal, en tirant partie des ressources proposées par la montagne. A cette fin, les populations ont su s'adapter aux rudes conditions environnementales qu'offraient les territoires de montagne pour développer une activité économique, parfois en les modifiant.

Les changements globaux peuvent se définir comme la transformation ou la perturbation naturelle des écosystèmes à l'échelle de la planète (Blondel, 2008). Ils regroupent les changements naturels liés au climat et les changements liés à l'activité humaine. La diversité des environnements de montagne rend complexe l'appréciation des effets du réchauffement climatique actuel (IPCC, 2013). Dans le cadre des augmentations de température, nous pouvons nous attendre à un changement du cycle (Beniston, 2003). Plus particulièrement en haute altitude, où la cryosphère est très sensible aux changements de température et de précipitation (Steiner et al., 2008; Solomina et al., 2016), comme en atteste le recul des glaciers au cours du 20^e siècle (Oerlemans, 2005) constituant ainsi l'une des manifestations les plus visibles du réchauffement climatique. La réduction des réserves d'eau sous forme de neige et de glace est un élément clé des changements du cycle hydrologique de montagne ayant potentiellement des répercussions sur le long terme. Les modèles climatiques prédisent des changements dans les cycles hydrologiques qui, de manière globale, vont augmenter les cycles d'évaporation et par conséquent les précipitations (Oki and Kanae, 2006). Cependant à l'échelle de l'Europe, les modèles climatiques prévoient une augmentation des moyennes estivales de précipitation au nord et une diminution au sud (Rajczak et al., 2013). La région alpine, située non loin de la limite nord-sud, est ainsi censée connaître une augmentation des précipitations extrêmes principalement aux altitudes

élevées en raison de phénomènes convectifs favorisés par l'augmentation des températures (Giorgi et al., 2016). De plus, les zones montagneuses sont susceptibles de connaître une élévation altitudinale de l'isotherme 0°C en hiver, réduisant la fréquence des précipitations neigeuses. La conséquence pourrait donc être une diminution des débits de rivière au printemps (Dettinger and Cayan, 1995; García-Ruiz et al., 2011). L'influence des précipitations extrêmes sur ces derniers en serait donc accrue, engendrant des changements des conditions d'évapotranspiration (Green et al., 2011) et du stockage des eaux dans les sols.

Dans l'objectif de mieux comprendre les phénomènes actuels dans le contexte du réchauffement global, il est nécessaire d'explorer les variations qu'a connues un territoire dans le passé. Par cette approche, nous visons à remettre en contexte les changements actuels observés sur quelques années en les comparant aux évolutions ayant eu lieu au cours des précédents millénaires. Les archives naturelles enregistrant ces changements au cours du temps sont les objets les plus adaptés pour approcher les changements passés. En montagne, la circulation de l'eau se fait par les torrents qui font la transition entre les hauts sommets et le bas des vallées. Un lac est une zone piège qui va accumuler les produits de l'érosion transportés par les torrents, et ainsi former une archive naturelle caractéristique de l'environnement à proximité (Arnaud et al., 2005; Gilli et al., 2013).

Cette thèse présente l'étude de plusieurs lacs situés sur un territoire restreint en vue de mieux distinguer les changements qu'il a connus aux cours des derniers millénaires. Par une approche multi-marqueurs, nous visons à reconstituer tout à la fois :

- les fluctuations glaciaires en Oisans ;
- les modifications des activités humaines en montagne et leur influence sur les flux de matière.

In fine, nous tâcherons, en nous appuyant sur ces reconstitutions, de comprendre les relations entre changements climatiques, d'usages et l'évolution des aléas.

Pour mener à bien cette recherche doctorale, nous avons sélectionné plusieurs lacs présentant les caractéristiques les plus susceptibles de répondre aux questions posées en vue de comparer ensuite les résultats pour pouvoir définir au mieux les changements globaux sur le territoire de l'Oisans.

1. La reconstitution des fluctuations glaciaires

Les glaciers érodent, transportent et déposent des quantités importantes de sédiment (Alley et al., 2003). Ils ont contribué à la forme actuelle des vallées de montagne par le biais de lents

mouvements abrasifs sur le substrat rocheux (Nicoud et al., 2002; Coutterand, 2010). Les formes et traces laissées par ces mouvements dans le paysage de montagne sont multiples, et sont la preuve de leur présence passée à différentes altitudes. Nous prenons l'exemple des moraines (amas de débris rocheux transportés par le glacier) présentes sur les flancs et/ou le front d'un glacier. Lorsque celui-ci se retire, la moraine reste en place, ce qui permet *a posteriori* de déterminer la position de l'extension maximale d'un glacier (Schaefer et al., 2006; Ivy-Ochs et al., 2008). Les datations par isotopes cosmogéniques (^{10}Be) et par dendrochronologie (Holzhauser et al., 2005; Leroy, 2012; Nicolussi and Patzelt, 2000; Solomina et al., 2016) ont permis de dater les roches issues des moraines pour mieux comprendre les modalités d'extension glaciaire passées (Ivy-Ochs et al., 2006; Solomina et al., 2016). En outre, la masse importante des glaciers génère une capacité de transport très élevée, allant des plus fines particules issues de l'abrasion des roches prises dans la glace sur le substrat géologique (Bogen, 1996; Hallet et al., 1996), aux gros blocs erratiques pluri-métriques présents dans les fond de vallées (Boulton, 1978).

Les masses glaciaires possèdent une dynamique essentiellement contrôlée par deux zones clés. Située plus en altitude, la première est la zone d'accumulation de glace tandis que la seconde, située dans la partie basse du glacier correspond à la zone d'ablation, toutes deux séparées par la ligne d'équilibre glaciaire (Dahl et al., 2003). Une avancée (recul) glaciaire va se traduire par une augmentation (baisse) du volume de la zone d'accumulation, engendrant une diminution (élévation) de la ligne d'équilibre. Le bilan de glace entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation va donc permettre de déterminer si le glacier est en phase d'avancée ou de recul pour une période donnée (Six et al., 2001; Dahl et al., 2003; Vincent et al., 2004). Dans les Alpes, les causes les plus largement citées concernant ces changements résident dans les quantités de précipitations hivernales et les températures estivales influençant respectivement l'accumulation et l'ablation (Vincent, 2005; Steiner et al., 2008). Ces facteurs sont donc contrôlés par les conditions climatiques, bien que certaines masses glaciaires ne réagissent pas de façon linéaire à ces forçages comme les glaciers de calotte et les glaciers vélant (Paterson, 1998). Idéalement les glaciers les plus réactifs au climat sont situés sur des pentes de vallées dont la langue terminale se trouve sur le substratum rocheux (Oerlemans, 1994, 2001). Par ailleurs, les conditions atmosphériques favorisant ou non l'extension glaciaire peuvent aussi être modifiées par des forçages de types orbitaux, solaire ou encore volcaniques susceptibles d'influer sur le bilan de masse glaciaire (Steiner et al., 2008; Solomina et al., 2016).

Les glaciers tempérés des Alpes ont des taux d'érosion effectifs de l'ordre de 1.0 mm.an^{-1} sur le substrat rocheux (Hallet et al., 1996), ce qui constitue une grande quantité de sédiments érodés sous forme de fines particules jusqu'aux gros blocs rocheux, ensuite mobilisés par le mouvement du glacier ou par le torrent sous-glaciaire (Hodder et al., 2007). Suite au retrait des glaciers lors de

la période Holocène, des lacs proglaciaires se sont formés à l'aval de ces derniers, permettant le stockage d'une partie des produits d'érosion (Gilbert and Shaw, 1981; Riihimaki, 2005a; Crookshanks and Gilbert, 2008). Toutefois, la quantité de sédiments retrouvée dans les lacs ne correspond pas toujours aux quantités érodées par le glacier (Hicks et al., 1990; Harbor and Warburton, 1993). Les raisons sont liées aux caractéristiques environnementales du bassin versant pouvant influencer sur le transport des produits d'érosion comme par exemple la présence de pièges sédimentaires intermédiaires, la lithologie du substrat ou encore la végétation (Leonard, 1997). A l'inverse, dans le cas des varves clastiques, une augmentation de la quantité de sédiment déposée dans un lac peut être interprétée comme une augmentation de l'épaisseur des varves (Desloges, 1994) et donc traduire une extension glaciaire (Leonard, 1997). Il est donc difficile de déterminer l'extension passée des glaciers avec seulement les quantités de sédiments exportées par le glacier.

La reconstitution du flux des produits de l'érosion glaciaire dans un bassin lacustre peut également être utilisée pour reconstituer la dynamique des glaciers (Dahl et al., 2003). A cette fin, il est nécessaire de déterminer la nature du sédiment en fonction de son origine. Les produits de l'érosion glaciaire étant essentiellement détritiques, leur présence dans des environnements lacustres dominés par la production primaire permet de quantifier les apports glaciaires (Karlén, 1976, 1981; Nesje et al., 1991a). La succession altitudinale d'une série de lacs proglaciaires et la datation de leur séquence sédimentaire respective ont permis de reconstituer les fluctuations passées des glaciers de Norvège (Dahl and Nesje, 1994; Shakesby et al., 2007). Cette même distinction est aussi possible sur une séquence sédimentaire unique avec l'aide de la réflectance spectrale, permettant d'identifier les produits de matière organique (Debret et al., 2011). Cette technique s'est révélée pertinente pour l'étude des sédiments des environnements proglaciaires des Alpes suisses (Trachsel et al., 2013) et des zones arctiques d'Alaska (Brandon R. Boldt et al., 2015) pour identifier la variabilité des dépôts de matière organique à haute résolution. Nous allons donc nous baser sur ces méthodes afin de distinguer la nature des sédiments d'un lac proglaciaire de l'Oisans afin de reconstituer les fluctuations passées du glacier associé.

2. Les changements d'usages des territoires de montagne

Les territoires de montagne sont actuellement tournés vers une économie de tourisme, dont les stations de ski sont les éléments les plus représentatifs. Maintenant bien développée, cette activité a été initiée au début du 20^e siècle lorsque le ski était encore réservé à quelques initiés. C'est seulement à partir de la décennie 1940-1950 que les premières remontées mécaniques voient le jour (Chardon, 1986). Etant accessible en toutes saisons à partir de Grenoble, l'Oisans offre des conditions de neige, de luminosité, de variétés de pentes qui ont permis un développement

rapide des deux grandes stations de ski l'Alpe d'Huez et les Deux-Alpes (Veyret-Verner, 1961; Janin et al., 1965). Les populations locales ont grandement contribué à l'essor de l'activité touristique par leur implication et leur investissement économique dès les prémices, aidés ensuite par la politique française des années 1970 voulant développer le tourisme sur le territoire méditerranéen et en zone de montagne (Amourous, 2000). Le développement de ces activités a entraîné une modification des paysages, notamment avec l'ajout de remontées mécaniques et du travail du sol permettant un meilleur aménagement pour les pistes de ski en hiver dans l'objectif d'accroître la sécurité ainsi que de profiter de ces activités par tous les temps (Chardon, 1986; Amourous, 2000). En parallèle, la création du Parc National des Ecrins en 1973 s'inscrit dans une dynamique de conservation de la montagne, de sa biodiversité et de ses paysages, tout en cherchant à développer le tourisme estival. Cette activité touristique fait suite à une période de transition de l'économie des territoires de montagne, et plus spécifiquement de l'Oisans, durant le 20^e siècle.

Les activités traditionnelles agro-pastorales dans l'Oisans étaient majoritaires à la fin du 19^e siècle, mais n'ont cessé de décroître au siècle suivant (Illaire, 1953). Ce déclin des activités traditionnelles s'est accompagné d'une baisse de la démographie des communes aux alentours de Bourg d'Oisans en partie du fait de l'exode rural et du vieillissement de la population, ainsi que de la mécanisation des travaux. La progressive perte des emplois dans le secteur primaire (agriculture, élevage, sylviculture et exploitation minière) après la seconde guerre mondiale fut en partie compensée par l'augmentation des activités industrielles et notamment par celles de l'hydroélectricité et des industries chimiques et électrométallurgiques de la fin du 19^e siècle (Janin et al., 1965). La vallée de la Romanche, entre Vizille et Livet-Gavet, offrait une abondance d'eau et des pentes fortes nécessaires à la production d'électricité pour faire fonctionner correctement ces industries (Randvoinet, 2012). L'emblématique barrage du Cambon a permis la production d'électricité à partir de 1935 mais aussi de canaliser le débit de la Romanche parfois capricieuse (Pardé, 1929). Cette activité perdue encore aujourd'hui avec la création d'un nouveau centre hydro-électrique à Gavet par EDF dont la construction se terminera en 2018. La transformation de l'économie au 20^e siècle s'est donc faite progressivement avec quelques conflits d'usage entre citadins en vacances et agriculteurs au travail (Charre, 1982).

Ces changements ont donc été précédés par une période d'activité plus traditionnelle qui a perduré pendant plusieurs millénaires. En effet, les stations de ski se sont implantées sur les anciens alpages de la vallée de l'Oisans, dont les noms Alpe d'Huez et Deux Alpes sont des témoins rémanents. Ces territoires d'altitude ont été utilisés pour l'élevage des troupeaux principalement d'ovins, bovins et caprins au cours de la période historique (Girel et al., 2010; Mouthon and Carrier, 2010) et antique (Leveau, 2007). Ces environnements d'altitude ont été travaillés au cours du temps pour favoriser la prairie permettant le pâturage. Traditionnellement

les bas de vallées concentraient les activités agricoles, dont la production de fourrages et de céréales étaient nécessaires à l'alimentation des populations (Charre, 1982). Ce système agropastoral était largement utilisé dans les Alpes au cours du Moyen Age dont l'économie était basée sur la production de laine, cuirs, fromages et viande que pouvait fournir l'élevage (Mouthon and Carrier, 2010; Artru, 2013). Les échanges avec les grandes villes et les plaines étaient essentiels au fonctionnement économique des territoires de montagne. Un premier maximum de population a été atteint au 14^e siècle dans l'Oisans, qui à l'époque apparaît comme une montagne très habitée, voire surpeuplée par rapport à ses maigres ressources (Fierro, 1971). Après cet optimum démographique médiéval, s'en suit de grandes épidémies (peste Noire) et un climat plus rude (Le Roy Ladurie, 2004) qui vont faire baisser le nombre d'habitants. A la fin du 19^e siècle, on retrouve une démographie proche de celle du maximum médiéval, dénotant un retour de l'attractivité des territoires de montagne. Ces activités ont aussi façonné les paysages de montagne, qui nécessitaient des surfaces importantes pour permettre la culture et l'élevage souvent gagnées sur les forêts (Girel et al., 2010). Ces changements environnementaux se traduisent dans les séquences polliniques retrouvées dans les tourbes et lacs des régions montagneuses. Les proportions de pollen d'arbres qui traduisent la présence de forêts sont bien souvent remplacées par des taxons de prairies à ces époques (Chardon, 1991; Tessier et al., 1993; Court-Picon et al., 2005; David, 2010).

Les territoires de montagne ont aussi connu d'autres activités susceptibles de près ou de loin d'avoir modifié l'environnement. Les activités minières ont été très développées surtout à l'époque médiévale, qui avec le pastoralisme, formaient les activités économiques principales. Pendant le Moyen Age, les mines étaient nombreuses en Oisans : Brandes, St-Christophe, Ornon pour l'exploitation de l'argent ; Villard d'Arène, Venosc et Bourg d'Oisans pour l'exploitation du plomb ; Mont-de-Lans et l'Alpette pour le cuivre (Legros and Legros, 1979). Ces exploitations minières sont susceptibles de laisser des traces de pollution en raison des techniques utilisées tel l'abattage par le feu (Py and Ancel, 2007; Ancel, 2010) pouvant répandre de fines poussières de minerai par voie atmosphérique. A Brandes, les phases de traitement du minerai d'argent consistaient en un concassage, broyage puis lavage, pouvant ainsi répandre des résidus de ce minerai par écoulement dans l'environnement (Bailly-Maître, 2010). Des traces de ces activités minières ont pu être retrouvées sur le site du lac Blanc Huez tout proche de la mine de Brandes (Garçon et al., 2012).

L'Oisans, situé dans les Alpes centrales, est un lieu de passage historique entre l'Italie et la France par le col du Mont Genève (1800 m) apprécié pour son accès en toutes saisons, dont les premières mentions dans les textes datent du 1^{er} siècle ap. J.-C. (Artru, 2013). Cette voie commerciale reliait le nord de l'Italie à Grenoble, Lyon et Valence. Un embranchement passait

par la voie de Briançon à Grenoble par le col du Lautaret, dont le Bourg d'Oisans était une étape. Le passage de la voie Romaine à Rochetaillée en est le meilleur exemple (Blanchard et al., 1913).

Les premières traces d'activités humaines sont retrouvées au sud des Ecrins, dans le Champsaur, sous la forme de vestiges d'abris construits en roche servant de camps pour des populations de chasseurs et datés du Mésolithique (environ 6000 ans av. J.-C.) (Walsh et al., 2003; Mocci et al., 2005). Ces abris ont connu plusieurs périodes d'occupation au cours de la préhistoire, notamment au néolithique et à l'Age de Bronze (Walsh et al., 2014). La végétation semble avoir été affectée par des feux à la limite supérieure des arbres comme l'atteste la présence de micro-charbons dans les sols (Talon, 2010; Touflan et al., 2010). Les feux permettaient d'ouvrir l'environnement afin de chasser plus facilement. Près de 3500 ans plus tard, les premières traces d'ouverture de la limite supérieure de la forêt ont aussi été retrouvées plus au nord dans le massif du Taillefer (Tessier et al., 1993) et dans les Alpes du nord (David, 2010; Schwörer et al., 2015). Depuis, l'emprise des populations humaines sur les territoires n'a pas été continue, et on note des périodes de plus forte utilisation des territoires telles que la période romaine (Tessier et al., 1993; Nakagawa et al., 2000; Arnaud et al., in press; Giguet-Covex et al., 2014) et la période du Moyen Age (Chardon, 1991). Cette étude a donc pour objectif de reconstituer les variations de l'emprise de l'Homme sur l'Oisans au cours des derniers siècles, pour ainsi mettre en relation avec les changements environnementaux actuels et passés, dans le but de mieux appréhender les évolutions des aléas de montagne.

3. L'évolution des aléas de montagne

Certains aléas de montagne résultent d'événements climatiques extrêmes engendrant des impacts sur l'environnement. L'aléa torrentiel se caractérise par des pluies exceptionnelles amplifiées par de fortes pentes générant de gros débits. Ces derniers sont particulièrement dangereux car les torrents transportent alors de grandes quantités de matériaux potentiellement dangereux pour les populations de montagne et les constructions. L'aléa avalancheux relève des précipitations neigeuses associées à une déstabilisation du manteau neigeux pouvant produire aussi des dégâts importants. Nous allons dans cet objectif tenter de comprendre l'occurrence de ces aléas dans la région de l'Oisans, et comprendre les relations climatiques et environnementales qui ont favorisé l'occurrence de ces événements au cours des derniers siècles.

Les territoires de montagne sont vulnérables aux événements de crues. Leur sensibilité accrue par la topographie complexe, ainsi que par les différents gradients de température et de précipitations en font un des lieux privilégiés pour l'étude des impacts des changements globaux

sur le cycle hydrologique (Beniston, 2003). Les exemples de tels impacts dans les Alpes sont nombreux. Le 28 septembre 1928 une précipitation de méso-échelle s'est déversée sur les alpes centrales françaises engendrant entre autres, l'inondation de la plaine de Bourg d'Oisans où 141 mm d'eau ont été enregistrés en quatre jours (Pardé, 1929). Plus au nord, le 14 juillet 1987, une forte pluie (93 mm en 3h) a engendré une crue au Grand Bornand provoquant le décès de 23 personnes (Bravard, 1988; Meunier, 1990). Le 15 juin 2010 dans le Var, des pluies cumulant plus de 200 mm d'eau ont provoqué une crue torrentielle faisant au total 25 victimes (Vinet et al., 2011). Ainsi, de manière générale, la présence du relief alpin favorise les précipitations (Grebner, 1996; Henne et al., 2005), mais les précipitations extrêmes dépendent de phénomènes de méso-échelle ou convectifs (Frei et al., 2000; Schmocker-Fackel and Naef, 2010). Les pluviomètres sont majoritairement situés dans les fonds de vallée rendent complexe la détermination spatiale des précipitations extrêmes dans les Alpes (Weisse and Bois, 2001; Schmocker-Fackel and Naef, 2010). Dans un contexte de réchauffement climatique les conditions atmosphériques dans les alpes et l'occurrence des événements de crues sont susceptibles d'évoluer. Les projections à l'échelle des Alpes estiment que les précipitations extrêmes vont s'intensifier dans la région des Alpes du Nord et diminuer dans les Alpes du Sud (Sodemann and Zubler, 2009; Rajczak et al., 2013). La région des Alpes centrales françaises est située à la limite entre ces deux zones. Elle est donc critique pour estimer l'ampleur des changements qu'il est susceptible de se produire. Il existe donc une nécessité d'explorer des occurrences d'événements de précipitations extrêmes passés à travers les archives naturelles pour permettre de mieux comprendre et anticiper les changements futurs.

L'occurrence des avalanches est un autre aléa caractéristique des zones montagneuses dont les fortes pentes sont nécessaires pour la mise en mouvement du manteau neigeux (Ancey and Bain, 2015). L'exemple de certaines avalanches montre les dégâts matériels et humains qu'elles peuvent provoquer. Le 10 février 1970, de fortes chutes de neige sur la station de Val d'Isère et des conditions climatiques changeantes ont causé une avalanche qui s'est propagée jusque dans le village, ensevelissant un bâtiment de l'UCPA où 39 personnes décèdent. Le 9 février 1999, une avalanche s'est déclenchée au-dessus du hameau de Montroc dans la vallée de Chamonix, entraînant le décès de 12 personnes suite à des précipitations neigeuses exceptionnelles (Villocrose, 2001). La vallée de l'Oisans est aussi soumise à ce type d'aléa : en 1923 des températures hivernales changeantes associées à des précipitations importantes ont provoqué de nombreuses avalanches de poudreuse durant l'hiver et des avalanches de fond au printemps, entraînant la destruction de bâtiments et la coupure de routes (Allix, 1923). Ainsi, les avalanches sont favorisées par les précipitations, l'orientation des pentes, la taille et l'altitude qui selon les conditions locales et les massifs peuvent varier (Eckert et al., 2013a). Dans le contexte de réchauffement l'occurrence de ces événements dans les alpes françaises est susceptible

d'augmenter sensiblement en hiver et plus significativement au printemps entraînant des avalanches de fond (Martin et al., 2001; Castebrunet et al., 2014).

De nombreuses mentions de ces aléas de montagne existent dans les archives historiques. L'étude des documents écrits a permis d'obtenir des dates et lieux précis d'événements de crues torrentielles aux cours des derniers siècles, et occasionnellement, un contexte météorologique associé (Fanthou and Kaiser, 1990; Blanchemanche, 2009; Berger et al., 2010). Les descriptions précises des textes permettent parfois d'estimer une intensité des crues, à partir des dommages constatés et leur évolution aux cours du temps. Actuellement, des bases de données, consultables librement, répertorient les événements de crues dans les Alpes françaises (BD-RTM). Ces bases de données ont pour objectif une meilleure prévention des risques liés aux aléas de crues. En France, le suivi des avalanches se fait depuis le 20^e siècle à l'échelle des Alpes et sur des sites sélectionnés pour leurs niveaux de risques plus élevés. Actuellement, une autre base de données est gérée par l'IRSTEA dans le programme des Enquêtes Permanentes sur les Avalanches (EPA). Ces informations sont basées sur les observations directes des événements et permettent d'avoir des détails notamment sur les conditions environnementales. Des études basées sur ces informations ont ainsi permis de mieux comprendre les relations entre déclenchements d'avalanches et conditions climatiques au cours des dernières décennies (Eckert et al., 2010; Castebrunet et al., 2012; Eckert et al., 2013a; Giraud et al., 2013). Toutefois, ces informations historiques relèvent d'une appréciation humaine sur les risques et les dégâts qui sont susceptibles de changer au cours du temps, rendant les comparaisons délicates. Par exemple, une modification de l'aménagement d'un torrent, la construction de résidences dans une zone autrefois non bâtie ou encore le reboisement d'une zone avalancheuse peuvent donc entraîner une différence de perception au cours des années.

Les archives naturelles sont susceptibles d'enregistrer ces événements extrêmes sur des périodes de temps excédant les archives historiques (Schindler, 2009). Au cours d'une crue, l'augmentation du débit torrentiel entraîne le matériel détritique présent sur les pentes. Dans le cas où le torrent se jette dans un lac ce matériel va se répandre et former un dépôt caractéristique (Arnaud et al., 2002; Gilbert et al., 2006; Gilli et al., 2013). Dans certains cas, il a même été possible de déterminer l'intensité des crues déposées dans les lacs à l'aide d'analyses granulométriques (Giguet-Covex et al., 2012; Wilhelm et al., 2012b) ou à partir de quantité de matériel détritique déposé (Wilhelm et al., 2012a). Dans le cas d'une avalanche, le transport de matériel détritique se fait essentiellement lors des avalanches de fond qui impliquent la totalité du manteau neigeux qui érodent les sols et substrats géologiques (Ancey and Bain, 2015). Les avalanches de fond nécessitent une température positive et sont plus susceptibles de se produire au printemps (Luckman, 1977). Elles forment des dépôts caractéristiques d'une accumulation de blocs rocheux

sous forme de cône sur les versants à fort dénivelé (Jomelli and Bertran, 2001) et dans les sédiments lacustres qui sont cependant très rarement décrit (Luckman, 1975; Vasskog et al., 2011). La datation des sédiments lacustres à partir des mesures de radioéléments (Plomb 210, Césium 137 et Américium 241) concernant le dernier siècle, combinée avec la méthode de datation par Carbone 14 pour les derniers millénaires, permet de dater chacun des dépôts de crues ou d'avalanches avec une certaine précision liée aux incertitudes de mesure. Ainsi, nous pouvons établir les fréquences de chacun des dépôts et leur évolution au cours du temps.

La synthèse bibliographique des travaux exposée dans le chapitre 1 a permis d'identifier les approches méthodologiques les mieux adaptées à la reconstitution des fluctuations glaciaires, et à l'identification des dépôts d'événements extrêmes à partir de sédiments lacustres. Une description des sites d'étude ainsi qu'un inventaire des méthodes utilisées dans ce travail font l'objet des deux premières parties du chapitre 2. Par ailleurs, dans le cadre de la reconstitution de dépôts avalancheux, nous avons développé une nouvelle méthode basée sur l'utilisation d'un outil encore peu utilisé dans le domaine des géosciences, le CT scan. Cette technique permet de mesurer les différences de densité à haute résolution, en trois dimensions. Son application sur les sédiments récents du lac du Lauvitel a fait l'objet de l'écriture d'un article (Chapitre 2§2.3). Le chapitre 3 décrit l'étude sédimentaire du lac proglaciaire de la Muzelle qui a permis d'une part d'explorer les périodes d'extension et de retrait glaciaires au cours des derniers millénaires et d'autre part de mettre en évidence l'influence que peuvent avoir les changements environnementaux sur l'occurrence d'événements extrêmes de crues. A cette occasion, nous avons établi les conditions climatiques nécessaires à une avancée ou un recul du glacier de la Muzelle, dont la taille modeste en fait un objet très réactif vis-à-vis des changements environnementaux. L'étude sédimentologique de la séquence du lac de Lauvitel, développée dans le chapitre 4, a permis de reconstituer l'occurrence des aléas de montagne, que sont les crues et les avalanches, en appliquant la méthodologie développée précédemment sur l'intégralité de la séquence. Nous avons ainsi exploré les conditions climatiques les plus favorables à l'occurrence de ces deux types d'aléas au cours du temps. Dans le chapitre 5, pour conclure ce travail, nous avons comparé nos travaux pour mieux comprendre les changements environnementaux se produisant à l'échelle du territoire de l'Oisans. En effet, chaque lac possède ses caractéristiques morphométriques propres les rendant plus sensibles à certains types de forçages. Enfin, nous avons également abordé les changements environnementaux liés à la fois aux variations climatiques et à l'occupation anthropique et leurs effets sur l'érosion des terrains de montagne et l'occurrence des événements extrêmes au cours du temps.

L'objectif général de notre travail de recherche est de reconstituer ces phénomènes extrêmes dans le contexte de changements globaux qu'a connus la région de l'Oisans au cours des

derniers millénaires. La prise en compte de ces facteurs nous semble essentielle afin de mieux comprendre l'occurrence de ces aléas et la part relative des changements climatiques et environnementaux sur un territoire de montagne. Cette thèse s'inscrit dans le cadre d'un projet CIFRE en partenariat avec les acteurs de la montagne de l'Oisans (Parc National des Ecrins, Communauté des Communes de Bourg d'Oisans, Deux Alpes Loisirs) ainsi qu'avec l'Association Nationale Recherches Technologies. Son objectif est de fournir à ces acteurs une étude paléoenvironnementale sur le temps long pour remettre en contexte l'occurrence des aléas de montagne ainsi que les changements de environnementaux passés sur plusieurs milliers d'années, en vue de mieux appréhender l'évolution future dans le cadre du réchauffement global.

Les lacs, traceurs de changements environnementaux

Chapitre 1 : Potentiel des lacs pour une reconstitution paléo-environnementale

En domaine continental, lorsque l'on s'intéresse aux changements environnementaux passés, seules quelques traces laissées dans l'environnement par les processus physiques et biologiques sont visibles actuellement. Un certain nombre de ces changements passés ont été retrouvés dans des accumulations de dépôts divers, piégeant des traces de leurs environnements à l'époque de l'enfouissement. L'exemple le plus connu est celui des forages de glaces prélevées au sein des glaciers de l'Antarctique (Jouzel et al., 1987; Petit et al., 1999) et du Groenland (Wunsch, 2003), qui ont permis, grâce aux particules fines déposées par le vent et les bulles d'air emprisonnées dans la glace, de reconstituer les changements environnementaux remontant jusqu'à 800 000 ans dans le passé. Les variations des concentrations des éléments chimiques mesurés ont montré les fluctuations, à la fois des apports de poussières éoliennes venant d'Amérique du Sud, ainsi que les variations des apports d'aérosols marins (Wolff et al., 2010).

Les variations du rapport isotopique O^{18}/O^{16} contenu dans les bulles d'air piégées dans la glace ont permis de reconstituer les températures globales de la Terre lors des derniers millénaires. Bender et al., (1994) ont mis en évidence les fluctuations de température en relation avec les périodes froides dites de glaciation et les périodes chaudes dites interglaciaires lors des 140 000 dernières années (Figure 1-1). Toutefois, ces mesures ne sont compréhensibles et comparables avec d'autres enregistrements que si, et seulement si, la relation âge-profondeur est fiable. Dans le cas des carottes de glace, les fines cendres des éruptions volcaniques éjectées dans l'atmosphère servent de base à la datation des différentes couches de glace (Ruth et al., 2007). Les changements enregistrés sont d'ordre global et à des échelles de temps très long, de l'ordre du millier d'années. Ce même principe peut être appliqué sur une zone plus restreinte en vue de retrouver les changements environnementaux à une échelle plus locale. En domaine continental, de nombreuses études se sont concentrées sur les sédiments lacustres qui représentent un potentiel d'enregistrement très important. Nous allons détailler dans ce chapitre, la raison pour laquelle les lacs forment un enregistrement intéressant afin de reconstituer les effets des changements globaux sur un territoire régional.

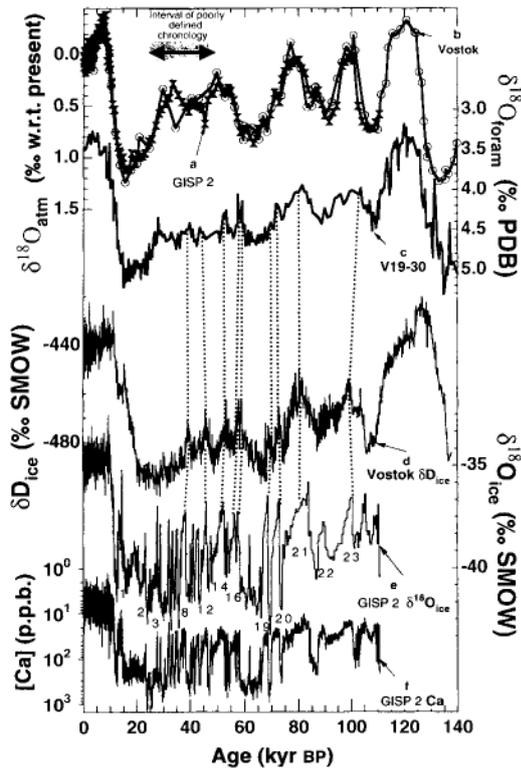


Figure 1-1 : Comparaison des enregistrements entre les carottes de glace de l'Antarctique et du Groenland sur les 140 000 dernières années d'après (Bender et al., 1994).

1. Formation des lacs de montagne

Les lacs naturels actuellement visibles dans les Alpes sont pour la grande majorité issus de la dernière grande déglaciation, il y a un peu plus de 20 000 ans au stade Würmien Final (Maystre and Vergain, 1992). A cette époque, le climat était plus froid qu'actuellement dans l'hémisphère nord (Bond et al., 1993). Les Alpes étaient recouvertes de nombreux glaciers qui, à leurs maximum d'extension, ont atteint la région lyonnaise (Coutterand, 2010) (Figure 1-2), la présence de blocs erratiques en étant la preuve (Falsan and Chantre, 1879). L'action très érosive de ces glaciers a façonné les vallées. Leur lent mouvement a creusé des dépressions dans le substrat rocheux qui, une fois le glacier retiré, ont permis de retenir l'eau coulant des montagnes et ainsi former des lacs. Ce retrait de glacier a engendré la formation de plusieurs types de lacs, temporaires ou pérennes depuis cette période, qui sont autant de zones de dépôts sédimentaires.

1.1 Les lacs d'origine tectonique

Très peu présents dans les Alpes, ils ont pour origine l'affaissement des terrains qui crée une dépression où de l'eau s'accumule, l'exemple le plus emblématique étant le lac Baïkal situé en Russie orientale, au sud de la Sibérie (Karabanov et al., 2000).

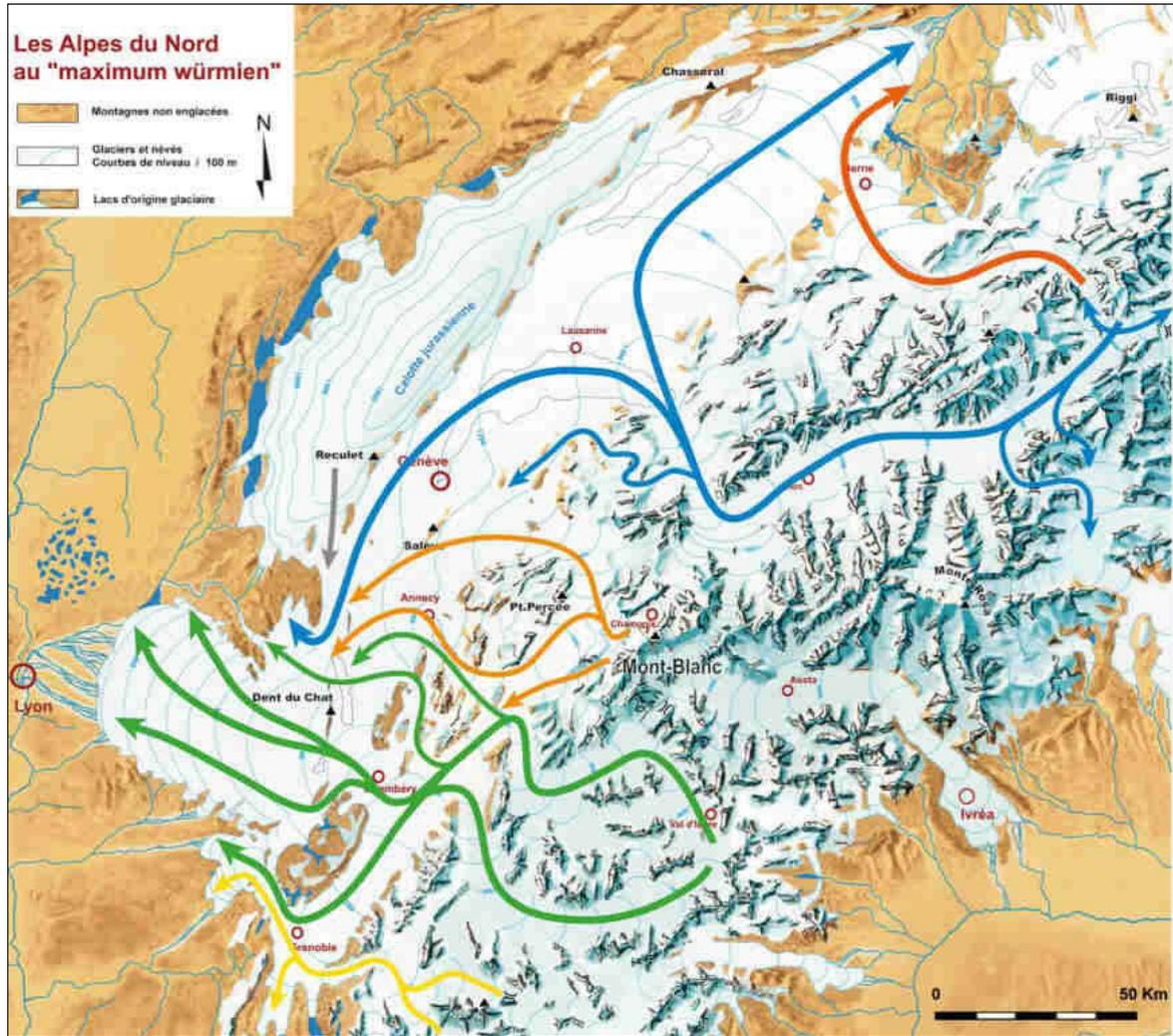


Figure 1-2 : Carte générale de reconstitution des flux des glaciers du Rhône, de l'Arve et de l'Isère au WGM d'après Couzterand, (2010).

1.2 Lacs d'origine glaciaire

Le retrait d'un glacier est un processus long, et plusieurs types de lacs peuvent se former suite à ce retrait. Lorsqu'un glacier atteint une longueur maximale et entame son retrait, la moraine frontale peut éventuellement faire barrage à l'eau s'écoulant de la langue glaciaire. De même, sur les flancs du glacier se retirant, un espace est formé entre la moraine latérale et le glacier, une retenue d'eau pouvant ainsi se former. Ce type de lacs est le plus souvent temporaire, car les moraines sont pour la plupart instables. Les barrages morainiques peuvent céder au cours d'une surcharge d'eau lors de fortes pluies en période estivale de fonte, ou même être recouverts lors d'une avancée glaciaire plus importante que la précédente.

Le mouvement d'un glacier peut aussi éroder le substrat rocheux en partie basale. Avec la présence d'une différence de lithologie ou encore la présence d'une faille, le passage du glacier va

préférentiellement éroder un type de roche. Une dépression va se former en amont d'un verrou glaciaire, et l'eau de fonte du glacier va ainsi être retenue dans la dépression et former un lac. Ce type de lac est plus pérenne, car il repose directement sur le surcreusement du substrat. Le remplissage sédimentaire est constitué dans un premier temps de couches d'argiles, de limons et de sables subhorizontales caractéristiques des dépôts lacustres puis, quelques milliers d'années plus tard la dépression se comble. Il se dépose ensuite des séries fluviales plus récentes, dont l'exemple alpin le plus connu est le lac de la glaciation Würmienne du Grésivaudan situé dans la vallée de l'Isère (Nicoud et al., 2002).

1.3 Lacs de barrages naturels

Le retrait des glaciers peut aussi engendrer des déstabilisations de paroi dans les vallées. Juste après le retrait du glacier, la moraine latérale peut s'effondrer par gravité dans le fond de vallée. Mais certaines roches fragilisées par le passage d'un glacier ou par des températures plus chaudes peuvent s'effondrer et former des éboulements plus ou moins importants. De la même manière, un séisme peut déclencher un éboulement suffisant pour créer un barrage naturel et bloquer un cours d'eau. Ainsi, un lac se forme en amont du barrage (Nicoud et al., 1999). Ce dernier est le plus souvent poreux, le niveau du lac pouvant alors varier en fonction de la quantité d'eau apportée par le tributaire et la quantité d'eau traversant le barrage. Le temps de formation de la masse d'eau lacustre peut être très rapide : suite à un éboulement daté du 4 janvier 2010 au Pakistan, le lac Hunza s'est formé puis stabilisé le 20 juillet de la même année (Evans et al., 2011). De nombreux cas sont répertoriés sur ce type de lacs dans toutes les régions du monde (Dunning et al., 2006; Ischuk, 2011). L'ampleur de l'éboulement et la quantité d'eau passant dans la vallée peut entraîner un risque pour les populations vivant à l'aval, avec par exemple une rupture du barrage déversant ainsi brutalement des quantités importantes d'eau (Blanchard, 1914; Evans, 1986).

Il existe d'autres types de lacs de diverses origines comme les lacs volcaniques, karstiques, fluviales ou de barrage lié à l'homme. Cependant, ils ne concernent pas la région d'étude ni la période temporelle étudiée (dans le cas des lacs de barrage).

La caractéristique commune à tous les lacs est la présence d'un cours d'eau qui va venir alimenter le lac, de la même manière un exutoire va faire s'évacuer les surplus d'eau. Le temps de résidence de l'eau dans un système lacustre est très variable, et est plutôt fonction de la taille du bassin versant. Les torrents qui peuvent parfois se montrer très énergétiques vont aussi apporter du matériel en suspension. Une fois que le torrent se jette dans le lac, l'énergie de transport diminue, et les particules en suspension dans l'eau turbulente du torrent vont donc se déposer

dans la zone lacustre. Ces particules vont ainsi s'accumuler et former la partie allochtone du sédiment lacustre.

2. Origine du matériel allochtone

2.1 Erosion chimique

Les particules sédimentaires sont transportées par l'eau dans les lacs. La molécule d'eau (H_2O) est composée d'un atome d'oxygène et de deux atomes d'hydrogène. Sa structure moléculaire est considérée comme un dipôle électrique, avec un pôle positif (H_2) et un pôle négatif (O). Ceci confère à la molécule des propriétés de dissolution extrêmement importante dans le processus d'érosion chimique des roches (Campy and Macaire, 2003). En effet, l'eau météorique, en traversant l'atmosphère, dissout les gaz et particules naturelles et anthropiques qui lui confèrent un caractère acide faible. Le meilleur exemple est le dioxyde de carbone (CO_2) qui associé au dioxygène (O_2) va former de l'acide carbonique (H_2CO_3). Cette eau acide va ensuite s'écouler sur les roches et dans les sols, et dissoudre les minéraux présents. Tous ces éléments sont affectés par cette réaction, qui est plus ou moins rapide selon le type de minéral et la nature de l'eau (température, pH, pCO_2 , conditions redox). Les silicates sont quant à eux affectés par l'hydrolyse, processus strictement inorganique consistant à un remplacement de cations plus solubles (K^+ , Na^+ , Ca^+ , Mg^+) par des ions H^+ dans la structure cristalline qui se diffusent dans les eaux interstitielles.

Les régions tempérées sont favorables à la dissolution des roches calcaires, pouvant donner naissance à des systèmes karstiques. L'érosion chimique des silicates est quant à elle plus importante dans les zones tropicales où l'hydrolyse est plus poussée. Les taux d'altération chimique sont estimés à partir des flux d'éléments dissous dans les eaux continentales transitant vers l'océan. Elles varient entre 0.001 à 0.032 mm.an⁻¹ selon les zones morphoclimatiques (Campy and Macaire, 2003). Ainsi, la présence d'un glacier ne semble pas influencer les taux d'érosion chimique d'un bassin versant de montagne, et ce quel que soit le type de substrat rocheux (Anderson et al., 1997; Lyons, 2005). Par ailleurs, le taux d'érosion chimique reste tout de même en dessous de celui de l'érosion mécanique (Figure 1-3).

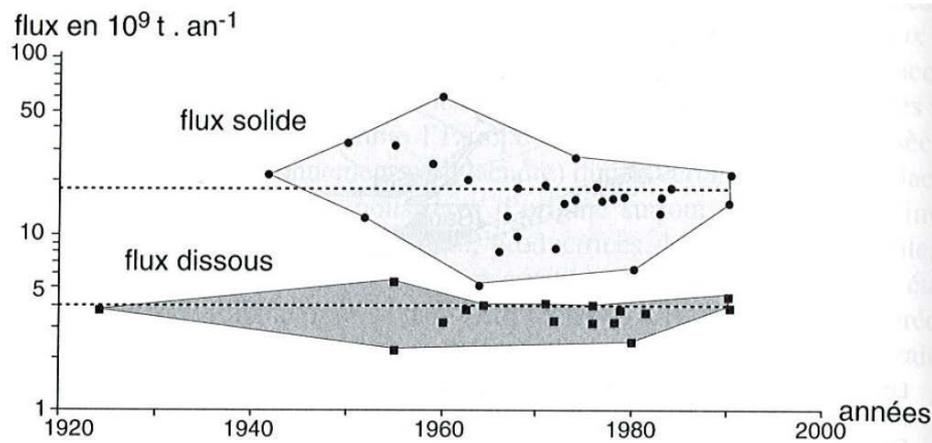


Figure 1-3 : Evolution des estimations globales des flux annuels solides et dissous des continents vers les océans d'après Probst, (1990).

2.2 Erosion mécanique

Les roches présentes dans les régions montagneuses ont subi de nombreuses contraintes de forces et de températures lors de leur formation (Campy and Macaire, 2003). Les roches présentent des fissures ou des pores de taille, variable allant du micromètre au mètre. Les roches endogènes possèdent des fissures d'origine thermiques apparues lors de leur refroidissement. De même, les roches sédimentaires stratifiées présentent des lits de cohésion différentes, et donc des zones préférentielles d'érosion mécanique. Ces discontinuités peuvent être amplifiées par plusieurs phénomènes :

- la cryoclastie : lorsque de l'eau liquide s'infiltre dans les interstices de la roche, à une certaine période de l'année elle peut geler et ainsi augmenter l'espace de la fissure ;
- la croissance des racines de la végétation lorsque ces dernières poussent dans les interstices de la roche. Elles prennent du volume et aident à la fracturation de la roche ;
- La formation de minéraux secondaires : qui peuvent former des microfissures, favorisant aussi la fragmentation de la roche.

Plus particulièrement dans les Alpes, la présence de glaciers engendre une érosion mécanique sur le substrat rocheux. Le glacier étant une masse en mouvement, il intègre des débris rocheux en son sein selon deux manières (Hallet et al., 1996) :

- de manière passive : lorsque des débris rocheux tombent sur la surface du glacier lors d'une avalanche ou encore par simple détachement de blocs par cryoclastie. Les matériaux meubles (sols ou alluvions de fond de vallée) préexistant aux glaciers peuvent aussi être intégrés.

- de manière active : le glacier de par son mouvement va prélever lui-même les débris rocheux sur le substrat qu'il recouvre et rabote.

Ce rabotage donne lieu à deux différents processus érodant le substrat. En premier lieu, l'abrasion glaciaire, qui est l'action de frottement de la masse englacée chargée de débris rocheux qui vient frotter contre les parois de la vallée (Vivian, 1970). Ce processus semblable au passage d'un papier de verre, va former des particules très fines appelées « farine glaciaire » qui sont à l'origine de la couleur laiteuse et de la turbidité des eaux de fontes. Ce processus est dominant en amont des reliefs sous-glaciaires rencontrés. Dans un deuxième lieu, le délogement qui se produit en aval de ces reliefs, est l'action d'arrachement de blocs grossiers du substrat non retenus par le vide engendré par le décollement de la glace du substrat (Bernard, 1979).

Le taux d'érosion d'un bassin versant englacé est dépendant du type de glacier et de la nature du substrat. Dans les régions alpines d'Europe, les glaciers sont de type « tempérés », caractérisés par un contact glace/substrat le plus souvent au-dessus de 0°C, ceci engendre un mouvement rapide du flux de glace. Ces glaciers ont une capacité érosive plus importante que les glaciers froids des régions polaires dont la température de la base du glacier est souvent en-dessous de 0°C (Alley et al., 2003). Les taux de dénudation glaciaires du substrat sont situés entre 0.01 et 10 mm.an⁻¹ ce qui est au final supérieur à la dénudation mondiale tous environnements confondus de l'ordre de 0.01 mm.an⁻¹.

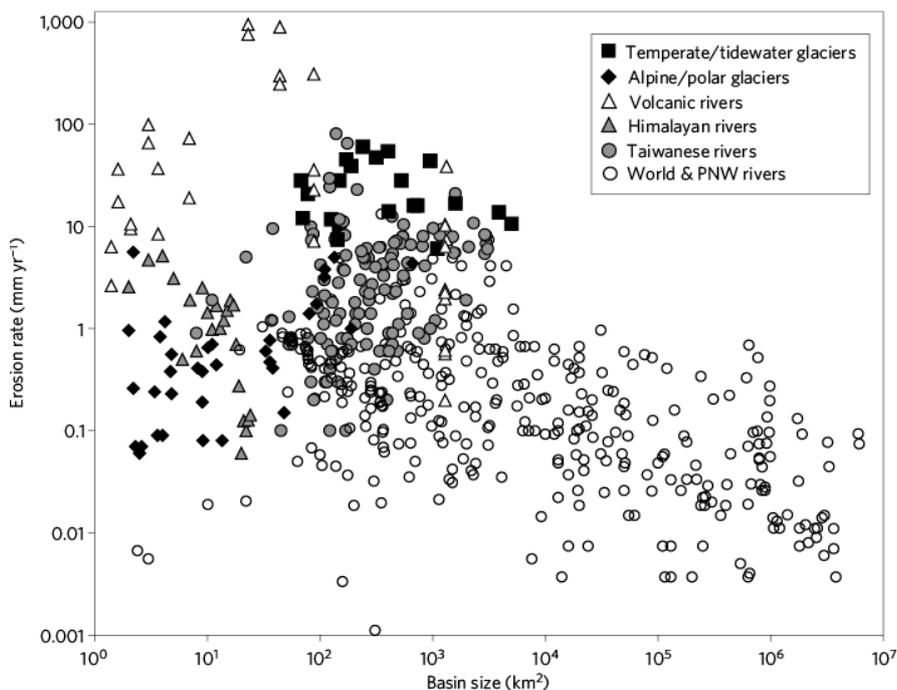


Figure 1-4 : Comparaison entre les taux d'érosion entre environnements glaciaires, fluviaux et composites mesurés par le rapport entre les charges sédimentaires collectés sur une période de 1-20 ans et la surface des bassins versants d'après Koppes and Montgomery, (2009).

La Figure 1-4 montre la comparaison du taux d'érosion entre différents types de bassins versants à travers le monde. La tendance générale de ces données instrumentales montre que le taux d'érosion glaciaire est supérieur à la majorité des taux d'érosion fluviale, à l'exception des rivières de bassins volcaniques qui, lors de grandes éruptions, transportent une quantité de sédiments plus importante (Koppes and Montgomery, 2009). De plus, la quantité de sédiments exportés des bassins versants englacés a varié au cours du Quaternaire, les cycles de glaciations ayant contribué à une érosion plus importante (Macaire et al., 1997). Les mesures exprimées sur la Figure 1-4 sont sans doute liées à une période de transition après le Petit Age Glaciaire et au retrait actuel qui est plus favorable à l'export sédimentaire. Une augmentation de la vitesse du glacier peut engendrer une augmentation de la charge sédimentaire du torrent sous glaciaire (Humphrey and Raymond, 1994). Le sédiment est ensuite transféré en aval du glacier et sera disponible pour être transporté par les cours d'eau.

3. Transport sédimentaire jusqu'au lac

3.1 Régime de précipitations

L'eau est le vecteur principal des transferts sur les masses continentales, sa capacité de transport varie selon son état liquide ou solide. Le long des pentes, la gravité entraîne l'eau qui en s'écoulant, va charrier des particules et les emporter en aval. Les territoires de montagne sont des zones privilégiées, du fait de la barrière formée par les reliefs, concernant les précipitations. Les précipitations annuelles y sont plus importantes que dans les régions de plaines (Figure 1-5). Durant la saison hivernale, une grande partie de ces précipitations tombe sous forme de neige, qui va ensuite fondre au printemps (Sevruk, 1997). Cette configuration donne un régime nival aux cours d'eau de montagne atteignant un pic de débit au début de l'été (juin-juillet). Les débits des rivières diminuent ensuite jusqu'à l'hiver. Les précipitations estivales ou automnales peuvent néanmoins faire augmenter les débits, mais sont particulièrement variables en intensité, durée et période d'une année à l'autre (Sodemann and Zubler, 2009).

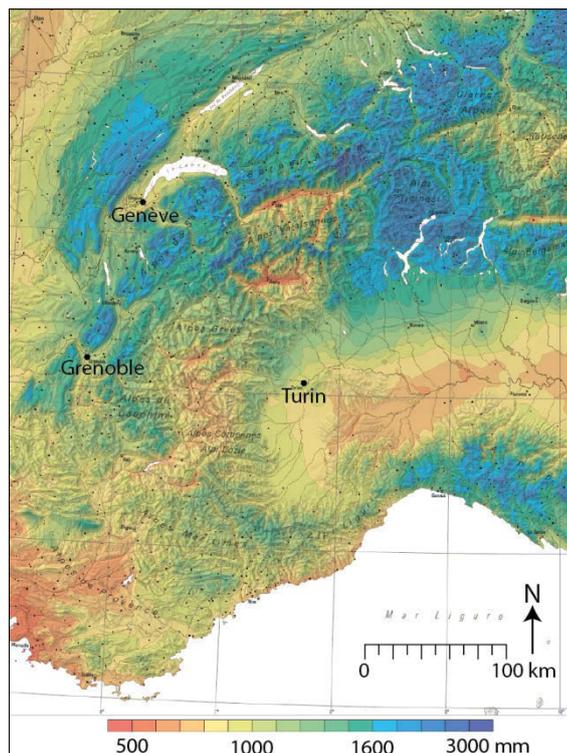


Figure 1-5 : Quantités de précipitations annuelles moyennes dans la zone alpine européenne 1971-1990 modifié d'après Atlas Hydrographique de Suisse (Haller et al., 2004).

Deux régimes de précipitations sont dominants dans la région alpine. Les larges dépressions océaniques comptent pour 35% des totaux pluviométriques annuels (Haller et al., 2004). La partie nord de l'arc alpin étant mieux fournie en précipitations océaniques que la partie sud des Alpes, principalement lors de la période hivernale. En période estivale, les précipitations de type convectives de plus petite échelle sont dominantes (Giorgi et al., 2016). Le flux d'humidité dans ce cas vient des régions méditerranéennes ou de l'humidité stockée sur le continent, engendrant ainsi des événements de précipitation plus localisés et notamment des orages parfois très intenses dans la partie sud des Alpes (Sodemann and Zubler, 2009).

3.2 Transport hydrologique

La relation entre les débits des rivières et les flux sédimentaires peut s'expliquer par le diagramme d'Hjulstrom (Figure 1-6). Le courant va avoir une capacité d'érosion, de transport ou de dépôt pour une taille de grain donnée. Les pentes des terrains de montagne sont parfois très importantes et peuvent engendrer le transport de blocs de taille très importante. En effet, (Lenzi et al., 2003; Navratil et al., 2012) ont montré que pour un torrent de montagne italien ou français, la grande majorité du transport sédimentaire se fait par suspension dans l'eau. De plus, la grande majorité de la charge sédimentaire transportée par le torrent se fait suite à de fortes précipitations

provoquant des crues majeures. Ce constat s'observe aussi dans les Alpes bavaroises (Schmidt and Morche, 2006).

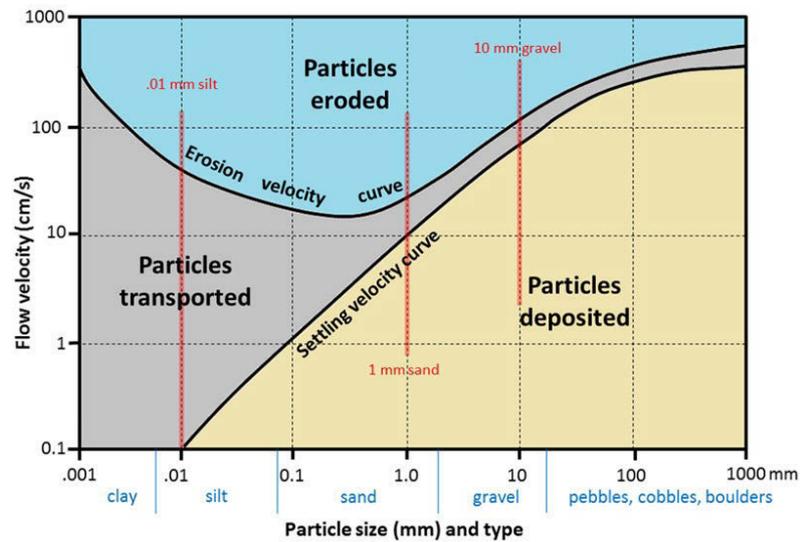


Figure 1-6 : Diagramme d'Hjulstrom modifié d'après Hjulstrom, (1939).

La grande majorité des crues enregistrées dans la zone alpine française se produit pendant les périodes estivales et automnales (Météo France). Au printemps, lorsque les débits des rivières sont déjà importants, dus aux eaux de fonte et au fait que les sols de montagne sont gorgés d'eau, des précipitations moins intenses peuvent tout de même engendrer des crues. Lorsque les torrents de montagne se jettent dans une rivière ou un fleuve, les sédiments sont exportés jusqu'aux fleuves puis aux océans. Au contraire, lorsque le torrent se jette dans un lac, le débit ralentit ainsi que sa capacité de transport. Ainsi, les sédiments charriés par le torrent se retrouvent déposés dans les bassins lacustres qui en font des pièges à sédiments.

La relation entre le courant et le transport de particules a été exploré par (Hjulstrom, 1939) a montré que pour un courant donné seules les particules les plus fines présentes dans le cours d'eau vont être transportées. Pour les particules plus grossières, la vitesse du courant donc l'énergie du cours d'eau, ne va pas être suffisante pour déplacer les grains. Par exemple, un courant de 1 cm/s va avoir l'énergie nécessaire de transporter une particule de 0.01 mm de diamètre mais pas une particule de 1 mm de diamètre (Figure 1-6). De la même manière, quand le courant devient trop fort les particules vont être transportées et des phénomènes d'érosion vont prévaloir. La taille des particules qui se retrouvent dans les dépôts de crues est donc en relation directe avec l'intensité du courant. De manière théorique, l'intensité de la crue peut donc être associée à la taille des grains les plus grossiers qu'elle transporte (Rubin et al., 1998; Lenzi and Marchi, 2000). Pour établir cette relation dans le cas des dépôts de crues lacustres, elle nécessite

d'être démontrée, les mécanismes de la déposition étant différents pour chaque lac (Wilhelm et al., 2012b).

4. Dépôts sédimentaires lacustres

4.1 Sédimentation continue

4.1.1 Fraction autochtone

La fraction sédimentaire autochtone correspond à ce qui est produit dans la colonne d'eau lacustre. La plus grande partie des éléments composant cette fraction est la matière organique, associée ou non à la précipitation de carbonates bio-induits. La quantité de matière organique déposée est fonction de l'état trophique du lac qui reflète l'équilibre physique, chimique et biologique de son écosystème (Lerman et al., 1995). Deux états trophiques extrêmes sont à distinguer : les lacs oligotrophes sont caractérisés par une quantité de nutriments faible qui limite la production phytoplanctonique. Dans ce cas, l'eau du lac est généralement claire voire transparente, la colonne d'eau est d'une profondeur supérieure à 15-20 m et l'oxygénation de l'eau souvent très bonne. Les flux annuels de matière organique sont donc faibles dans le sédiment lacustre. Les lacs eutrophes sont quant à eux caractérisés par un apport de nutriments plus important, engendrant une plus grande production primaire. La grande quantité de matière organique permet aussi d'avoir une activité biologique importante à l'interface eau-sédiment consommant l'O₂ présent au fond du lac pouvant, dans les cas extrêmes engendrer une hypoxie localisée. Cette hypoxie peut aussi être causée par les apports de nutriments liés aux activités humaines, comme le cas du lac du Bourget (Jenny et al., 2013).

Dans le cas du lac du Bourget, la sédimentation est en majorité contrôlée par les apports autochtones (Giguet-Covex et al., 2010). Depuis les années 1930, une augmentation des apports de phosphore lié aux pratiques humaines a entraîné une hypoxie. La bioturbation du sédiment ne peut plus avoir lieu car la partie profonde du lac est dépourvue d'O₂. Les cycles de déposition saisonniers sont alors conservés, et les dépôts ainsi formés sont appelés varves (De Geer, 1912; Zolitschka, 2003). Dans le cas du lac du Bourget (Figure 1-7), la couche printanière est caractérisée par un dépôt de frustules de diatomées. Ensuite, se dépose une couche estivale composée de cristaux de calcite bio-induits, formés suite à la précipitation de carbonates issus de l'érosion chimique du bassin versant. Toutefois, à l'automne, du sédiment allochtone apporté par les affluents se dépose. Il s'agit des particules minérales détritiques et de la matière organique issues du bassin versant (Giguet-Covex et al., 2010). Lors de grandes crues, des particules détritiques silicatées apportées par le Rhône, peuvent se déverser dans la partie nord du lac (Arnaud et al., 2012; Jenny et al., 2014).

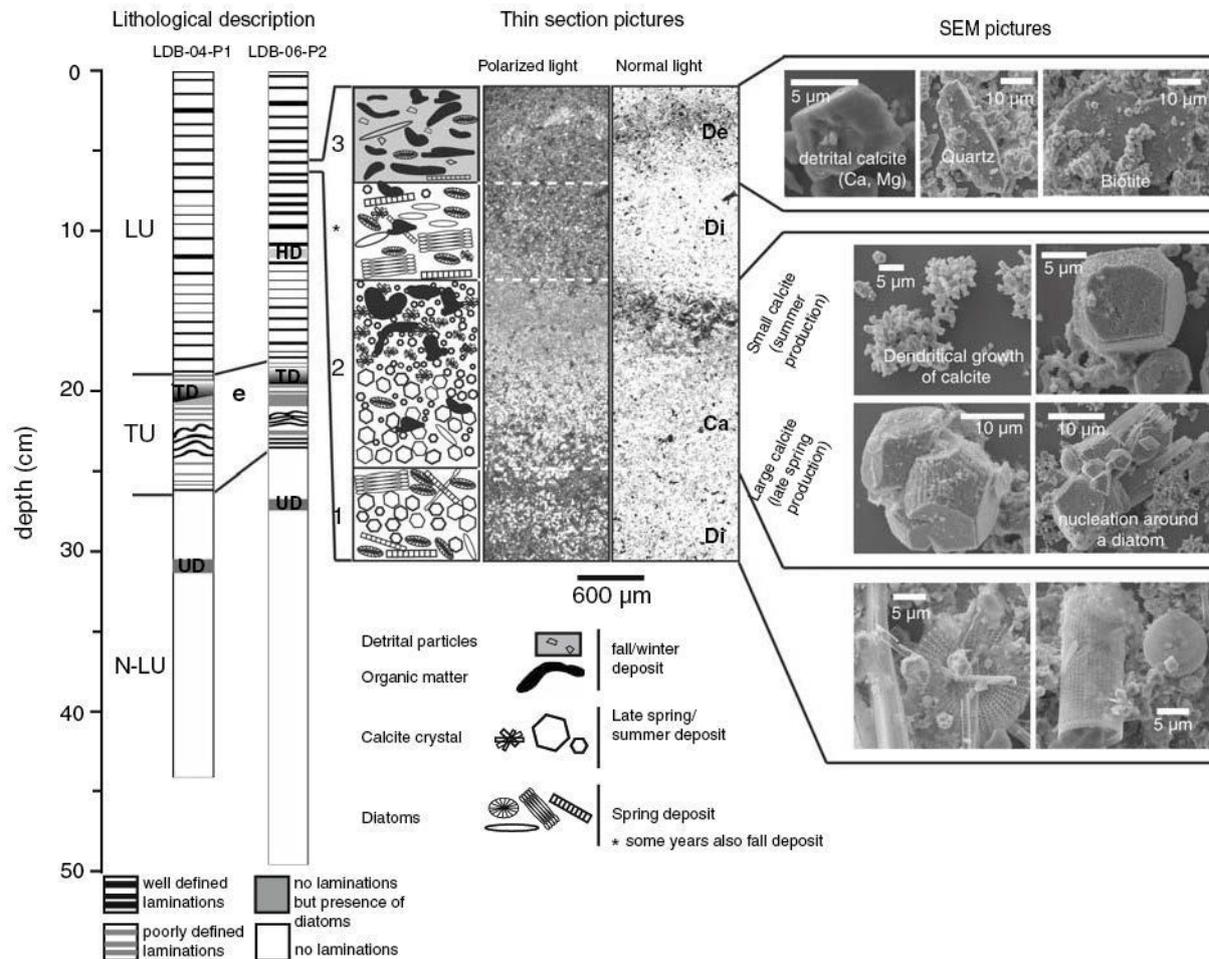


Figure 1-7 : Détail de la sédimentation de la partie la plus récente du lac du Bourget, et sa sédimentation saisonnière depuis 1930. Les conditions du lac ont permis la conservation de varves biogéniques au fond du lac d'après Giguet-Covex et al., (2010).

4.1.2 Fraction allochtone

La fraction allochtone correspond à la matière minérale et organique apportée par les torrents ou par ruissellement dans les lacs. Dans les lacs de montagne généralement oligotrophes, cette fraction représente souvent la majorité du sédiment déposé (Hodder et al., 2007; Wilhelm et al., 2012b; Simonneau et al., 2014). Cependant, le régime hydrologique n'est pas continu durant toute l'année. L'hiver, les précipitations solides s'accumulent dans le bassin versant, et les lacs de montagne sont alors gelés pendant une période de 5 à 7 mois selon l'altitude. Dans ce cas, aucun apport de matériel allochtone n'est alors possible. Lors de la fonte de la glace au printemps, le régime hydrologique se remet en place et les apports sont de nouveaux actifs. Le régime de fonte de la neige du bassin versant est diurne, les températures favorisant la fonte de la neige principalement pendant la journée (Mutzner et al., 2015). Le courant du torrent est alors faible, la

capacité de transport de matériaux est limitée aux fines particules et aux solutés issus de l'érosion chimique des roches du bassin versant (Lyons, 2005; von Eynatten et al., 2012).

Dans le cas des lacs proglaciaires, la fonte de la neige au printemps est accompagnée de l'eau de fonte glaciaire. La disponibilité du matériel détritique par l'érosion glaciaire a été démontrée comme un apport de sédiment non négligeable dans le lac (Riihimaki, 2005b; Crookshanks and Gilbert, 2008). Le lac Sunwapta dans les Rocheuses canadiennes s'est formé en l'espace de quelques dizaines d'années suite au retrait glaciaire. Le suivi instrumental de la charge sédimentaire de son torrent et de la sédimentation dans la colonne d'eau du lac a montré que l'eau de fonte du glacier est chargée en particules minérales, qui se déposent quotidiennement sous forme de couplet de lamines sub-millimétriques. Ces dernières étant composées à la base de particules de l'ordre de 50 μm pouvant se déposer quelques heures après leur entrée dans le lac. Puis, une couche de fines argiles venant se déposer sur la première lorsque les courants de surface s'estompent la nuit venue, permettant alors la sédimentation de ces particules fines (Gilbert and Shaw, 1981).

Une autre étude, portant sur trois autres lacs proglaciaires canadiens (Desloges, 1994), a montré la cyclicité annuelle de la sédimentation sous forme de couplet de lamines formant des varves (Zolitschka, 2003; Francus et al., 2008; Zolitschka et al., 2015). L'épaisseur entre deux couplets correspondant à la quantité de matière déposée sur une année, cette information pu être mise en relation avec la température moyenne des mois de mai, juin, juillet et août. (Desloges, 1994) a donc établi la relation entre la quantité de matériel déposé et la quantité d'eau de fonte provenant du glacier pendant l'été. La quantité de sédiment transporté par le torrent sous glaciaire en période normale a été calculée dans plusieurs études, et est de l'ordre de quelques dizaines de mg/L à quelques g/L (Østrem, 1975; Gilbert and Shaw, 1981; Crookshanks and Gilbert, 2008). Toutefois, la relation entre quantité d'eau du torrent sous glaciaire et transport sédimentaire semble non linéaire (Gurnell and Warburton, 1990). Le glacier Bench en Alaska, est un glacier tempéré dont le suivi du torrent sous glaciaire a montré des augmentations de la charge sédimentaire synchrones ou légèrement retardées par rapport aux mouvements de « glissement » du glacier (Riihimaki, 2005a). Les observations montrent que la relation avec le débit du torrent sous glaciaire n'est pas la cause de ces changements, car la charge sédimentaire connaît des augmentations même lorsque le débit reste stable. L'irrégularité du terrain sous glaciaire permet un stockage temporaire de sédiment dans les dépressions, entraînant des variations de la pression d'eau et ainsi exporter différentes quantités de sédiment selon les mouvements du glacier (Riihimaki, 2005b).

La quantité de matériel sédimentaire formée par raboutage et par délogement est donc continue du fait du lent mouvement du glacier. Le torrent sous glaciaire joue donc un double rôle : d'accélérateur de mouvement et de transporteur de matériel érodé (Crookshanks and Gilbert, 2008). Certaines études ont montré que lorsque un glacier se jette directement dans un lac, la quantité de sédiment déposée est plus importante que lorsque le glacier se trouve en amont de la position du lac (Bogen, 1996; Hallet et al., 1996; Koppes and Hallet, 2002). Ceci peut s'expliquer par la proportion de la surface englacée du bassin versant plus importante qui produit une érosion plus importante, mais aussi par des stockages temporaires de sédiments dans la surface récemment déglacée (Gilbert and Shaw, 1981; Weirich, 1985; Desloges, 1994; Navratil et al., 2012).

En période estivale, la quantité de sédiment en suspension exportée par les torrents sous glaciaires, s'avère être une contribution sédimentaire majoritaire du sédiment d'un lac proglaciaire, avec des proportions comprises entre 60 et 95 % (Østrem, 1975; Gilbert and Shaw, 1981; Weirich, 1985; Hicks et al., 1990). La présence de courant hypopycnaux peut dans certains cas empêcher le dépôt de ces particules en suspension, et cela se retrouve dans la charge de sédiment à l'exutoire du lac. La taille des particules sédimentaires est de l'ordre d'une dizaine de micromètres de diamètre. Elles sont plus facilement mobilisables par le courant relativement faible. Un tri sédimentaire a donc lieu, laissant le reste des particules plus grossières dans le bassin versant (Weirich, 1985). Les pays scandinaves possèdent de nombreux lacs étagés à plusieurs altitudes dont les sédiments autochtones sont intercalés avec des niveaux allochtones produits par l'érosion glaciaire. Ceci permet, dans un transect altitudinal de retrouver les fluctuations glaciaires passées, en datant les niveaux riches en matière organique permettant ainsi de contraindre l'âge des avancées ou reculs glaciaires (Karlén, 1976, 1981; Nesje et al., 1991a; Dahl and Nesje, 1994; Snowball and Sandgren, 1996; Nesje et al., 2000; Shakesby et al., 2007; Bakke et al., 2010). Cette méthodologie a aussi été appliquée dans les Alpes suisses (Leemann and Niessen, 1994; Blass et al., 2003) et dans les Rocheuses canadiennes (Leonard, 1986; Leonard and Reasoner, 1999). L'utilisation de lacs proglaciaires varvés a permis une meilleure compréhension de l'activité glaciaire et sa relation avec les quantités de sédiments déposés ou l'identification des forçages climatiques majeurs (Dahl and Nesje, 1994; Amann et al., 2015; Glur et al., 2014). Le suivi de la sédimentation d'un lac proglaciaire peut donc informer sur les fluctuations passées des glaciers.

Une proportion du sédiment allochtone provient des apports éoliens, le plus généralement des particules minérales de taille argileuses jusqu'aux silts fins. Souvent ces particules se forment dans des environnements dont les processus d'altération et de formation sont différents de leurs zone de dépôt, ce qui permet d'en déterminer la provenance (Stuut et al.,

2009). Les vents dominants apportent régulièrement en Europe des particules provenant de sources Nord-Africaines qui produisent entre autre des argiles fibreuses telle que la palygorskite et la kaolinite. Elles ont pu être identifiées dans certains lacs notamment en Corse (Robert et al., 1984). Les périodes de dépositions de ces particules éoliennes peuvent informer sur les conditions atmosphériques entre l'Europe et l'Afrique à des échelles de temps diverses (Niessen et al., 1992; Jiménez-Espejo et al., 2014). Elles restent toutefois très minoritaires dans la sédimentation, et il est donc parfois difficile de les identifier surtout dans un lac dont les apports allochtones détritiques sont importants.

De nombreuses études montrent l'importance de la sédimentation continue dans les lacs, qui peut informer sur l'état des bassins versants sur plusieurs milliers d'années. Ces études notent aussi la présence de dépôts ponctuels qui sont intercalés dans la sédimentation continue et qui sont liés à des processus variés.

4.2 Sédimentation événementielle

La sédimentation événementielle vient s'intercaler dans la sédimentation continue. Elle correspond à des apports de sédiments ponctuels, parfois très importants et contribuant de manière plus ou moins importante au remplissage sédimentaire. Il s'agit essentiellement de sédiment allochtone qui va donc informer sur l'état du bassin versant et les conditions climatologiques nécessaires au transport du matériel allochtone.

4.2.1 Crues torrentielles

La mise en place d'un dépôt de crue ne peut être dissociée d'un processus d'érosion dans le bassin versant. Les processus chimiques et mécaniques vont fractionner la roche présente dans le bassin versant. Le transport de ces particules nécessite un vecteur permettant le dépôt sédimentaire dans le lac. Ce transport est limité par deux facteurs, la disponibilité du matériel érodable et l'énergie du courant formé. D'après (Freeze, 1974) et références associées, l'eau qui se dépose sur un bassin versant va se déverser dans un torrent selon trois écoulements : de surface, de sub-surface et dans la nappe phréatique.

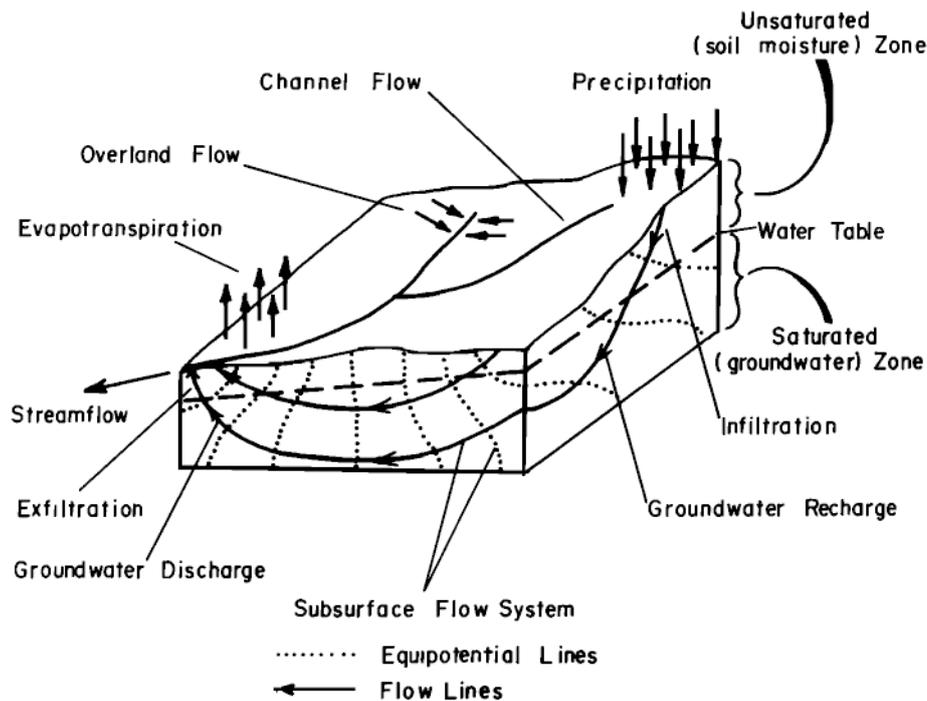


Figure 1-8 : Schéma des processus hydrologiques dans un bassin versant d'après Freeze, (1974)

L'écoulement de surface (Figure 1-8) est le plus intuitif, c'est celui que l'on voit lorsque la pluie coule sur les roches et autres sols où elle ne peut pénétrer facilement. Il est associé à un mouvement de type latéral en direction du cours d'eau. L'écoulement de sub-surface est composé d'une partie de l'eau tombée sur le bassin versant qui va s'infiltrer dans la zone non saturée des sols. Une certaine quantité d'eau va donc s'écouler en direction de la plus forte pente et se déverser dans le cours d'eau. Le troisième écoulement est constitué de l'eau pénétrant directement dans les sols jusqu'à la zone saturée. La vitesse de l'eau va donc varier selon le type d'écoulement, et cela entraîne un temps de latence entre la tombée de la pluie et l'augmentation du débit d'un cours d'eau.

Lorsqu'une goutte d'eau se dépose sur un bassin versant, elle va s'infiltrer dans les pores du sol. Ce dernier peut être très poreux et faciliter l'incorporation de l'eau, ou au contraire peu poreux et ainsi limiter la pénétration de l'eau dans les sols (Mosley, 1979). Ainsi, les sols secs ou argileux favorisent l'écoulement de surface, et donc l'érosion des couches supérieures des sols. Au contraire, dans des bassins versant bien végétalisés, les pores du sol sont généralement plus nombreux, la végétation et les racines constituent autant de points d'entrées dans les sols généralement plus épais (García-Ruiz et al., 2008). Cette meilleure capacité à retenir l'eau va influencer sur la vitesse du flux d'eau entrant dans le cours d'eau. Des disparités de végétation peuvent aussi être observées par exemple sur un bassin versant de montagne (Penna et al., 2011),

où la répartition de la végétation se fait selon l'altitude et peut également varier dans le temps selon les pratiques humaines.

Dans un bassin versant de montagne, les processus érosifs sont conditionnés par la présence de matériel érodable dans le bassin versant (dépôts glaciaires, colluvions, sols et substrat géologique altéré) et par l'énergie dispensée pendant la crue. La durée et l'intensité de la pluie sur un bassin de montagne vont influencer sur l'énergie du torrent. Les phénomènes de pluies convectifs ont plutôt tendance à apporter des précipitations intenses et les précipitations de méso-échelle plutôt apporter quantité d'eau sur une plus longue durée. Particulièrement en altitude, ces deux phénomènes de pluies extrêmes peuvent engendrer des crues (Merz and Blöschl, 2003). Les caractéristiques morphométriques du bassin versant comme le dénivelé et la surface, peuvent aussi favoriser l'occurrence des crues (Boulton, 1979). Ces caractéristiques prévalent pour le maintien du débit de crue, mais la présence d'un plan d'eau intermédiaire ou d'une zone de replat font baisser la capacité de transport pouvant même constituer une zone de dépôt. Par ailleurs, les environnements de montagne sont souvent constitués de plaquages morainiques et de pentes fortes pouvant perturber le transport de sédiment jusqu'au lac. Ceci peut expliquer partiellement l'absence de dépôts de crues à certaines périodes.

L'identification de ces dépôts particuliers est uniquement possible dans un milieu dominé par les apports détritiques allochtones. Ils sont associés à des dépôts de turbidites qui ont été identifiés en premier lieu sur les lobes deltaïques marins fossiles ou à partir de carottes sédimentaires (Bouma, 1963; A. Bouma, 1964). La particularité de ces dépôts fossiles est qu'ils présentent tous la même stratigraphie : une base gréseuse surmontée d'argiles, et ce malgré les différences de localisation, d'orientation et d'âge. Ces dépôts sont caractéristiques des canyons sous-marins qui canalisent le surplus sédimentaire accumulé sur les plateformes continentales vers les fonds marins. Il s'agit donc d'un courant dense, chargé de sédiment, qui se produit lorsque les fleuves sont en forte crues. Par la suite, le sédiment dévale les pentes pour enfin se déposer de façon organisée sur les fonds marins. La stratigraphie observée est identique dans tous les cas, et montre alors une constance dans le type de transport du sédiment. Il existe néanmoins des caractéristiques plus fines qui permettent de distinguer plusieurs groupes dans le grand ensemble des turbidites (Mulder and Alexander, 2001). La classification est basée sur la cohésion des particules, la distance parcourue par le dépôt, la concentration en sédiment et la matrice.

Quand l'eau du torrent en crue entre dans la zone lacustre, la différence de densité des eaux entrantes et de l'eau du lac peut causer plusieurs types de courants différents. Les sédiments transportés par le torrent arrivent avec une certaine vitesse fonction du débit. Lorsque le torrent

arrive dans le lac, l'eau perd une grande partie de sa vitesse, et donc de sa capacité de transport. Les particules les plus grossières se déposent alors et vont contribuer à former le delta. Plus on s'éloigne de la position de l'entrée de l'affluent plus la taille des particules décroît.

Si l'eau du torrent est moins dense que l'eau du lac, un courant hypopycnal (Smith, 1978; Sturm and Matter, 1978) va se former et se répandre en surface du lac (Figure 1-9). Ce type de courant a été documenté pour de nombreux lacs proglaciaires (Weirich, 1985; Brodzikowski and Van Loon, 1991). La charge sédimentaire peut ainsi se répandre sur une grande surface, et lorsque les deux masses d'eau vont venir s'équilibrer, les particules en suspension vont pouvoir décanter dans la colonne d'eau selon la loi de Stokes. Les particules les plus grossières vont se déposer en premier et les plus fines en dernier. Il en résulte des dépôts bien triés granodécroissants pouvant être identifiés dans l'ensemble du bassin lacustre, aussi bien dans la zone de dépointe que sur les pentes latérales ou bassins isolés.

S'il existe une thermocline au moment où le torrent en crue entre dans le lac, une partie du sédiment fin va être piégé à ce niveau et former un courant homopycnal (Figure 1-9). La différence de densité des eaux au niveau de la thermocline empêche les particules piégées de la traverser. Il faut donc un rééquilibrage des masses d'eau, comme par exemple lors du brassage hivernal, pour que ces particules puissent enfin se déposer. De la même manière, elles vont se répandre au niveau de cette surface et vont sédimenter lors de l'homogénéisation des masses d'eau. La loi de Stokes s'applique aussi sur ces particules et il en résulte un dépôt similaire aux courants hypopycnaux. La mise en place de ce courant nécessite une différence de densité assez faible entre l'eau du torrent et celle du lac, ou alors une charge sédimentaire très faible. Ce type de dépôt n'est donc pas majoritaire dans des systèmes dominés par les apports détritiques.

Lorsque le torrent possède une eau plus dense que celle du lac, avec une charge sédimentaire importante, un courant hyperpycnal (Figure 1-9) turbulent va se former. Sa densité fait faire que son écoulement va suivre le delta submergé, et atteindre la zone de dépôt. En domaine marin, ces courants présentent classiquement un granoclassement inverse correspondant à la montée en charge de la crue, surmontée d'un granoclassement normal correspondant à la décrue. En domaine lacustre, le dépôt est confiné dans la zone la plus profonde du lac, sa forme n'étant pas homogène selon la zone du bassin (Sturm and Matter, 1978; Lamoureux, 1999; Jenny et al., 2014). Ces études ont montré que l'extension des dépôts est donc variable au cours du temps. Cela signifie qu'un carottage en position trop distale ne va pas permettre d'identifier la totalité des dépôts de crues dans un bassin, aussi bien qu'un carottage trop proche du delta va être influencé par les processus d'érosion lors de ces dépôts. Toutefois une approche multi-carottes peut informer de façon bien plus précise sur l'évolution au cours du

temps de ces dépôts de crues (Jenny et al., 2014; Bruno Wilhelm et al., 2015). La meilleure connaissance de la spatialisation des dépôts de crues peut mener à une meilleure compréhension des données hydro-climatiques que certaines études paléolimnologiques peuvent apporter et nous semblent essentielles pour l'estimation de la quantité de sédiment déposée dans le lac lors de ces événements.

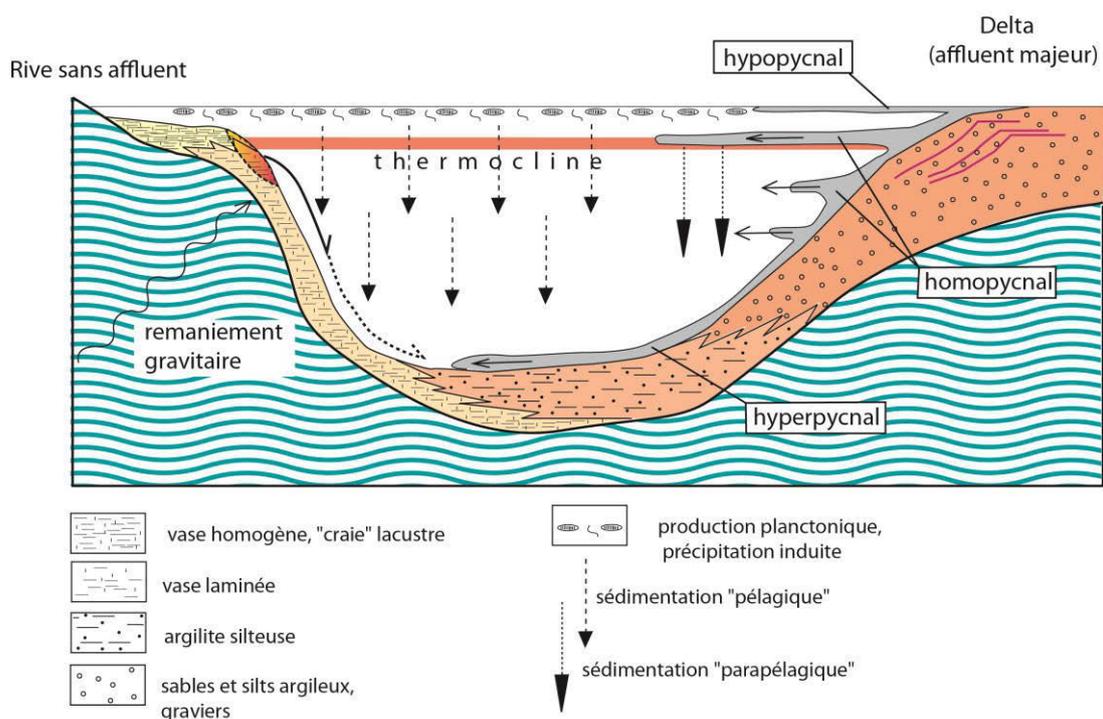


Figure 1-9 : Modèle de distribution des flux détritiques dans un lac stratifié et environnements de dépôts (modifié par C. Beck, d'après Sturm et Matter, 1978)

La majorité des dépôts identifiés en domaine lacustre sont des hyperpycnites tronquées, la partie basale est difficilement conservée dans les dépôts lacustres. Néanmoins, la partie granodécroissante est très souvent présente et cette caractéristique en fait un élément d'identification particulier. De nombreuses études ont tenté d'extraire une information d'intensité de l'événement à partir des caractéristiques du dépôt de crue. En général, la granularité de la fraction détritique est assimilée à la vitesse de courant du cours d'eau (Hjulstrom, 1939; Campbell, 1998). Dans le cas des hyperpyctinities générées par le crues du Var (Mulder et al., 2001), les grains les plus grossiers conservés dans le dépôt sont associés au débit maximal de crue. Cette méthode d'évaluation de la paléo-intensité de la crue possède l'avantage d'être peu dépendante de l'évolution des processus érosifs dans le bassin versant. Toutefois, la méthode de mesure est limitée au pas de mesure des analyses granulométriques en continu avec une résolution minimale de l'ordre de 5 mm. Dans un second temps, la paléo-intensité peut être renseignée à partir de la quantité de matériel apporté par les crues (Wilhelm et al., 2012b). Si l'on

considère une quantité de matériel importante, on peut imaginer que le débit est d'autant plus important et inversement. Cette relation a pu se vérifier (Mulder and Syvitski, 1995; Bruno Wilhelm et al., 2015), mais la mise en perspective des épaisseurs de dépôts avec les mesures de charges sédimentaires en suspension et les débits des fleuves ont montré que cette relation pouvait évoluer de manière plus ou moins complexe au cours d'une même année (Mulder et al., 1997; Susperregui, 2008). La charge sédimentaire transportée par les fleuves est fonction des processus érosifs et de la disponibilité du matériel dans le bassin versant au cours de l'année. L'hypothèse d'une augmentation de l'épaisseur des dépôts en fonction du débit peut donc être valable dans un contexte de processus érosifs constants dans un bassin versant.

L'identification de ces dépôts de turbidites a été largement étudiée dans les lacs ces dernières années. La fréquence de ces événements et l'intensité correspondante va renseigner sur les conditions hydrologiques au moment du dépôt (Gilli et al., 2013). Une occurrence plus importante de ces événements de crues dénote une hydrologie plus importante et donc des conditions climatiques favorisant les pluies extrêmes. Toutefois, l'humidité moyenne n'est pas fonction d'une occurrence de crues plus importante, ainsi que des conditions générales plus sèches ne correspondent pas forcément à des faibles occurrences. La fréquence de crues dans la région alpine a montré que la période froide du Petit Age Glaciaire a été plus sujette à l'occurrence des précipitations extrêmes (Arnaud et al., 2012; Wilhelm et al., 2012a; Giguet-Covex et al., 2012; Glur et al., 2013; Wilhelm et al., 2013; Wirth et al., 2013a). Les différences de régimes de précipitations peuvent supposer un découplage entre l'activité hydrologique des Alpes du Nord et des Alpes du Sud (Wilhelm et al., 2012b, 2013; Wirth et al., 2013a). Une partie de ce travail de thèse va consister à explorer les conditions hydrologiques extrêmes dans les Alpes centrales françaises en vue de mieux comprendre les modalités de l'occurrence des crues au cours du temps.

4.2.2 Remaniement gravitaire

Les remaniements gravitaires sont des déstabilisations de la charge sédimentaire située sur les pentes les plus raides ou aux endroits de l'accumulation sédimentaire la plus importante d'un bassin. Les causes généralement reconnues sont les séismes, les surcharges sédimentaires, les avalanches, les écroulements ou le changement du niveau lacustre (Monecke et al., 2004; Petersen et al., 2014; Wilhelm et al., 2016). Il en résulte des dépôts en partie profonde des lacs, à la structure très variée. Les processus reconnus sont la présence de sédiments sur les pentes qui est plus ou moins en équilibre. Lorsqu'une déstabilisation intervient, il en résulte une mise en mouvement de

la masse sédimentaire qui peut se faire par plusieurs mécanismes, dépendant de la cohésion granulaire de la masse sédimentaire (Figure 1-10) :

- Coulées de débris ou « debris flow », qui gardent une structure cohésive importante. Les coulées sont caractérisées par une proportion plus importante de silt/argiles que de sables et éléments très grossiers. Elles peuvent aussi parcourir de grandes distances, du fait de la cohésion entre les grains qui est tellement forte qu'une lame d'eau peut se retrouver sous l'écoulement et ainsi limiter le frottement et l'érosion lié au déplacement (Iverson, 1997). Ces dépôts montrent un mauvais classement et une homogénéisation de la structure ;
- Les écoulements non cohésifs ou « density flow », caractérisés par une proportion moindre de grains cohésifs (argiles et silts). Il en résulte une liquéfaction de la masse sédimentaire basale, la partie supérieure du courant moins poreuse étant supportée par le mouvement. Les grains transportés peuvent être parfois massifs, mais sont généralement plus petits que ceux transportés par les coulées de débris du fait de la cohésion moindre des grains. Il en résulte un dépôt avec une organisation granodécroissante faible et parfois coiffé d'un dépôt d'argile ;
- Les courants de turbidité ou « turbidity flows » ont lieu quand la concentration en solide devient inférieure à 9%. Les grains présents sont alors supportés par les turbulences du fluide. Ce changement induit une diminution de la capacité à transporter de grosses particules. La vitesse de déplacement est alors moins importante mais peut transporter une quantité très grande de sédiment. La partie basale du dépôt engendré est formée en majorité par la fraction grossière, qui lors de son déplacement peut éroder le sédiment des pentes. Cette partie basale montre une granodécroissance du type Bouma et est coiffée d'une couche de sédiment plus fin qui correspond à la décantation du nuage de turbidité.

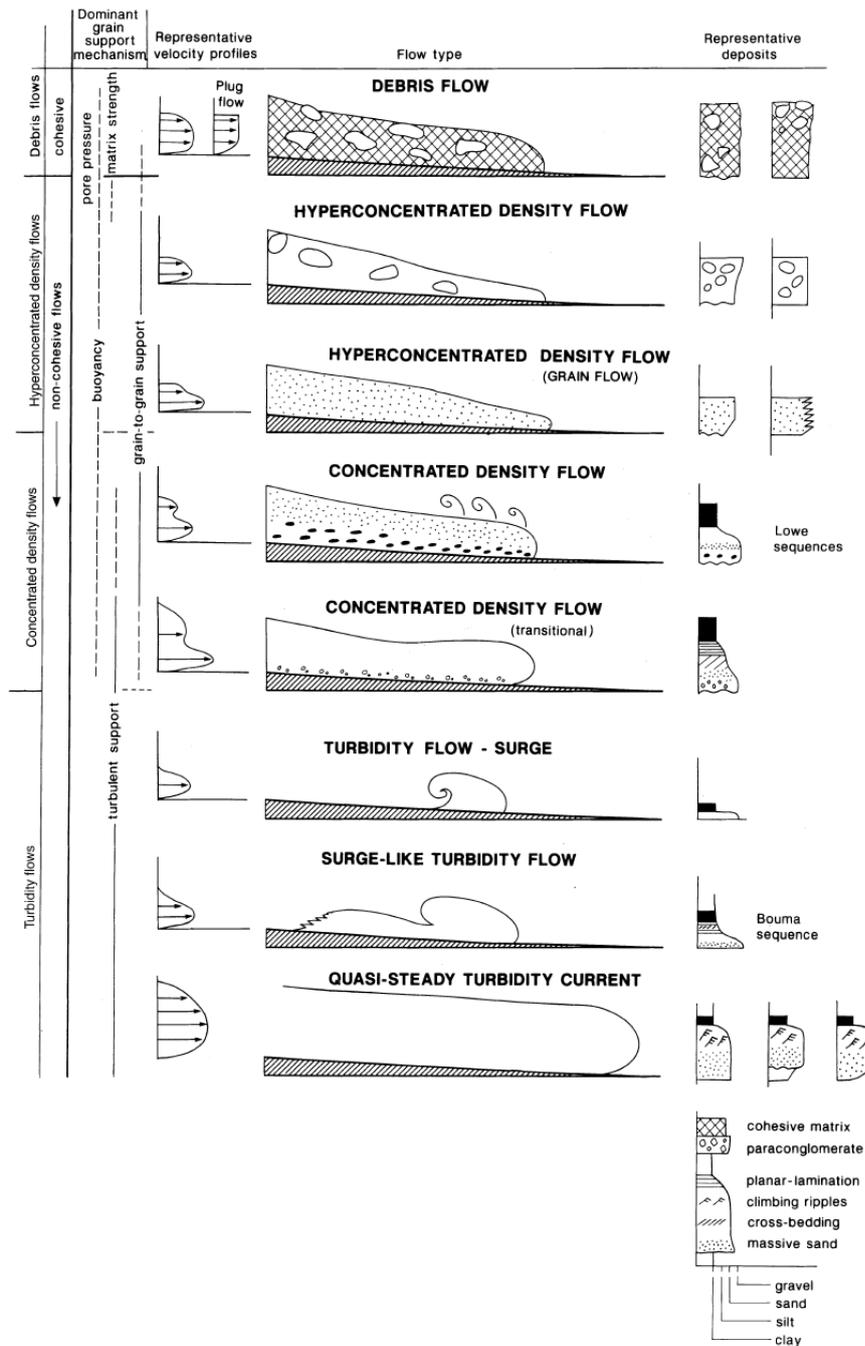


Figure 1-10 : Représentation schématique des différents type d'écoulements gravitaires et dépôts associés (Mulder and Alexander, 2001).

Dans certains cas, en domaine lacustre, ces coulées peuvent évoluer d'une coulée de débris au début vers un courant de turbidité (Mulder and Alexander, 2001; Monecke et al., 2004; Chapron et al., 2007). Les dépôts turbiditiques identifiés par ces études sont généralement coiffés d'une couche d'argiles dans la partie distale du dépôt en masse, qui peut s'étendre jusque dans la zone profonde où elle s'intercale dans la séquence sédimentaire continue. Les caractéristiques principales de ces dépôts sont qu'ils possèdent une base nette, une granodécroissance normale et une limite sommitale graduelle.

4.2.3 Avalanches

Les avalanches sont un aléa commun en zone de montagne, qui est d'une relative importance dans le transfert de matériel érodé au sein d'un bassin versant vers l'aval (Luckman, 1977; Blikra and Nemec, 1998; Jomelli and Bertran, 2001; Sæmundsson et al., 2008).

Cependant, seul un certain type d'avalanche est reconnu comme transportant une quantité significative de matériel sédimentaire. Il s'agit des avalanches lourdes de printemps qui implique la totalité de la couche neigeuse, jusqu'à la partie en contact avec le substrat ou le sol (Reardon et al., 2006; Ancey and Bain, 2015). Généralement, les avalanches au-dessus de la limite de végétation sont un des processus majeurs du transfert de matériel. En dessous de cette limite, leur rôle se cantonne souvent aux processus hydrologiques en tant que modélisateur du couvert végétal (Luckman, 1977; Blikra and Nemec, 1998). Les capacités de transport de ces avalanches de neige lourde sont très importantes allant des plus petites particules éoliennes déposées sur la neige à de gros blocs erratiques (van Steijn et al., 1995a; Van Steijn, 2011; Jomelli and Bertran, 2001). Les avalanches des Alpes françaises cristallines sont caractérisées par une zone de départ de forte pente, souvent rocheuse, puis d'une zone de transition et d'un lobe terminal où s'accumule les débris. Cette dernière zone est le plus souvent comprise entre 600 et 2400 mètres d'altitude, avec un isotherme annuel proche de 0°C et des pentes entre 15-27° (Jomelli et al., 2011). Les dépôts d'avalanches en bas de pente ont souvent une stratigraphie très proche des « debris flow ». La différence réside dans la matrice neigeuse qui fond peu de temps après le dépôt. Le dépôts avalancheux a été décrit comme très mal classé, possédant des patches de graviers entremêlés avec du sable plus ou moins grossier (Blikra and Nemec, 1998). Dépendant du terrain sous-jacent, les avalanches peuvent aussi transporter de grandes quantités de matières organiques arrachées de la végétation ou des sols qu'elles rencontrent (Korup and Rixen, 2014).

Les facteurs de contrôle du déclenchement d'une avalanche sont principalement la topographie et les facteurs climatiques. Les avalanches peuvent avoir trois causes de déclenchement : 1) une accumulation rapide, comme lors de fortes précipitations neigeuses ; 2) une faiblesse dans la structure interne des couches de neige ; et 3) une perte de cohésion entre les couches, la plupart du temps engendrée par la fonte du manteau neigeux (Allix, 1923; Luckman, 1977).

Ces dépôts ont largement été étudiés sur les versants montagneux où ils ont lieu, et dont les accumulations sont bien identifiables (Luckman, 1977; van Steijn et al., 1995b; Jomelli and Bertran, 2001; Jomelli et al., 2007; Sæmundsson et al., 2008; Moore et al., 2013; Korup and Rixen, 2014; Ancey and Bain, 2015). Toutefois, les observations actuelles montrent le résultat de

plusieurs centaines voire de milliers d'années d'accumulation. Des études dendrochronologiques qui ont été menées en vue de retrouver les perturbations de la croissance des arbres non loin des couloirs d'avalanches (Casteller et al., 2007; Corona et al., 2010, 2013) ont pu montrer l'évolution de l'activité avalancheuse dans le temps. Ces études sont rares et caractéristiques du/des couloir(s) d'avalanche concernés. Dans le cas où ces dépôts d'avalanche tombent directement dans un lac, ils vont s'intégrer directement dans la sédimentation. Il est alors plus facile de pouvoir dater ces dépôts au sein des sédiments lacustres. Seuls quelques lacs norvégiens ont été étudiés dans le but de reconstituer l'évolution des dépôts d'avalanches passées (Seierstad et al., 2002; Nesje et al., 2007; Vasskog et al., 2011). La méthodologie consiste à identifier les niveaux de présence de grains grossiers d'un diamètre de plus d'un millimètre au sein des sédiments lacustres qui sont généralement plus fins. Cependant, l'incorporation de ces graviers peut se faire selon trois processus différents, d'après leurs auteurs :

- 1) Au cours de leur transport par le torrent lors de crues de forte énergie, mais qui explique mal la quantité importante de gravier retrouvé ;
- 2) Lors de la période hivernale, des graviers se trouvant sur les bords du lac vont être piégés par la glace du lac. Au printemps cette dernière se détache et les morceaux de glace vont fondre sur la surface du lac et ainsi libérer les graviers qui se déposent aléatoirement ;
- 3) Lorsque des avalanches transportant du matériel détritique de taille diverse et des fragments de matière organique se déposent sur la surface du lac. Quand la glace fond, les particules sont déposées au fond du lac à la manière de drop-stones.

Pour identifier ces niveaux de graviers dans les carottes sédimentaires, la méthodologie appliquée au cours de ces études montre un tamisage régulier du sédiment avec un pas de mesure de l'ordre du centimètre. Ces prélèvements ont pour particularité de détruire la structure sédimentaire et d'être très chronophages. Ces enregistrements ont toutefois apporté des informations importantes sur l'occurrence de ces événements au cours des derniers milliers d'années. Les périodes froides telles que le Petit Age Glaciaire présentent une occurrence de dépôts d'avalanche plus importante que lors des périodes plus chaudes comme l'Optimum Climatique Médiéval dans le nord de l'Europe.

Chapitre 2 : Site d'étude et méthodologie

1. Site d'étude : La vallée de l'Oisans

La vallée de l'Oisans est localisée à environ 25 km au sud-est de la ville de Grenoble. Elle couvre le bassin versant de la Romanche et de ses affluents, en partant du col du Lautaret à son extrémité orientale jusqu'à Vizille où la rivière se jette dans le Drac. Dans un territoire de quelques dizaines de kilomètres carrés, la vallée regroupe une variété de sites d'activités anthropiques, de zones protégées dans le Parc Naturel des Ecrins (PNE) ainsi que de nombreux cours d'eau. Actuellement, les activités humaines sont principalement liées au tourisme. Les grandes stations de ski des Deux-Alpes et de l'Alpe d'Huez regroupent à elles deux près de 60 000 lits disponibles. Le barrage du lac du Chambon créé en 1935 et la future centrale de Gavet (mise prévue en service en 2018) exploités par EDF, sont les symboles d'un intérêt certain pour l'exploitation de l'énergie hydro-électrique. La présence de cours d'eau alimentés par de nombreuses zones glaciaires aux alentours et les fortes pentes contribuent à en faire une zone propice. Les plus grands glaciers se trouvent sous la forme de calottes; le glacier de Mont-de-Lans et le glacier de la Girose (Figure 2-1) situés respectivement sur la commune des Deux-Alpes et celle de La Grave. Les glaciers de cirques sont les plus représentés, principalement dans la partie nord de la vallée sur le massif des Grandes Rousses (e.g. Sarenne et St-Sorlin) et dans la partie sud (e.g. Glacier de la Selle et de La Muzelle). Le point culminant est le Pic de la Meije (3983 m), et la seule ville présente sur un territoire essentiellement rural est Bourg d'Oisans (Figure 2-1). L'extrémité nord du PNE recouvre la partie sud de la vallée et la majorité des sommets de la rive gauche du Vénéon. La réglementation de la zone cœur du PNE protège la faune et la flore tout en autorisant les activités traditionnelles comme la fauche des prairies et le pâturage.

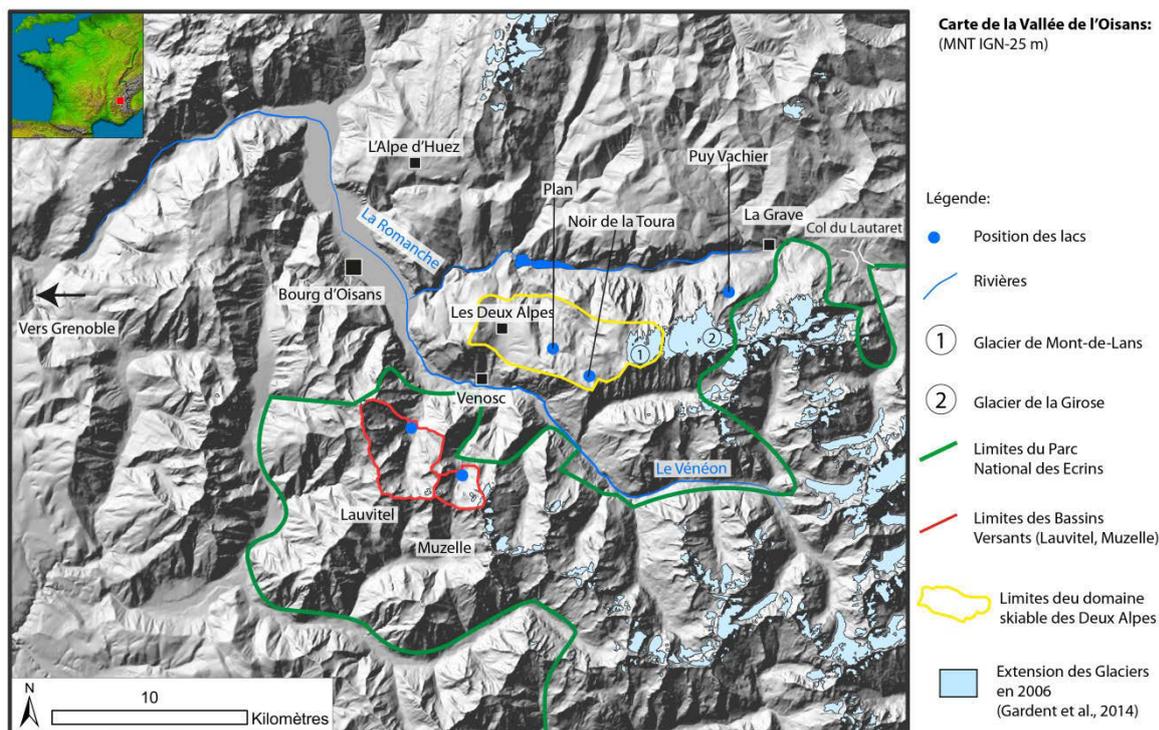


Figure 2-1 : Localisation des sites lacustres principaux dans la vallée de l'Oisans (points bleus). La limite nord-est du Parc National des Ecrins est indiquée en vert et les extensions glaciaires ont été reportées en bleu clair.

1.1 Sites proglaciaires

1.1.1 Le lac de Puy Vachier

Le lac de Puy Vachier est situé dans la vallée de la Romanche sur la commune de La Grave à une altitude de 2380 m (Figure 2-2). Son bassin versant est relativement restreint, possédant une surface de 1.2 km² pour une surface lacustre de 0.051 km². Ce lac formé par surcreusement glaciaire possède une profondeur maximale de 37 m, ce qui confère au bassin lacustre des pentes relativement importantes (31° maximum dans la partie sud) (Edouard, 1994). Nous nous sommes particulièrement intéressés à ce lac à cause de sa position proximale au glacier de la Girose, qui s'étend jusque sur les hauts du domaine skiable des Deux Alpes. Nous n'observons actuellement aucune connexion hydrologique directe avec le glacier, mais une relation hydrologique antérieure est très probable car le glacier était présent dans le haut du bassin versant lors de l'extension maximum du Petit Age Glaciaire (PAG) (Gardent et al., 2014). La limite supérieure de la forêt est actuellement autour de 2100-2200 m dans cette zone, il n'y a donc aucun arbre présent sur le bassin versant. La seule végétation visible est constituée d'herbacées qui recouvrent principalement la zone proximale du lac. Une majeure partie du bassin versant est donc minérale, dont le substrat est identifié comme du granite et du gneiss.

Actuellement, aucun torrent n'est présent dans le bassin versant, ce qui indique que les apports détritiques allochtones sont probablement faibles. La forme du bassin lacustre ne montre pas d'aspects spécifiques d'accumulation sédimentaire de type delta, indiquant une quantité limitée d'apports détritiques dans le passé (Figure 2-2). A cette altitude, le manteau neigeux est souvent très épais, l'apport d'eau du lac est donc probablement lié à la fonte nivale et au ruissellement de l'eau de pluie sur le bassin versant. L'exutoire du lac se fait par le rif de Puy Vachier dans sa partie nord (Figure 2-2). Ce lac possède la propriété d'avoir peu d'apports sédimentaires et de se situer dans une zone éloignée des activités humaines dont les changements environnementaux sont supposés essentiellement dus aux fluctuations d'apports sédimentaires par le glacier de la Girose. Il s'agit donc d'un site apparemment intéressant en vue de reconstituer les fluctuations glaciaires de l'Oisans.

Nous avons réalisé une mission de terrain le 3 Avril 2013 pour effectuer un prélèvement sédimentaire. Sur la surface du lac gelé, nous avons à quatre reprises effectué une ouverture dans la glace afin de carotter. Malheureusement, chacune de nos tentatives a échoué et nous avons été dans l'impossibilité de remonter une quantité satisfaisante de sédiment dans les tubes de carottage. La faible quantité de sédiment qui parvenait jusqu'à la surface était constituée en grande partie de graviers et en plus petite proportion de sédiment fin. Le remplissage sédimentaire de ce lac semble donc être dominé par des apports de graviers probablement déposés en tant que drop-stones (Bennett et al., 1996). La faible proportion de sédiment fin, minéral ou organique, a rendu impossible le carottage de ce lac.

1.1.2 Le lac de la Muzelle

Le site du lac de la Muzelle est situé dans la zone cœur du Parc de Ecrins, à une altitude de 2100 m (Figure 2-3). Son bassin versant est plus important que celui de Puy Vachier, avec une surface totale de 5 km². Le lac possède une profondeur maximale de 19 m. Sa formation est aussi liée au surcreusement glaciaire, dont le verrou est situé dans la partie nord du bassin versant. La surface englacée de ce dernier représente actuellement 5%, mais elle fut de 27% au PAG (Gardent et al., 2014). De nos jours, nous pouvons observer la présence de « Till » dans la partie supérieure du bassin versant servant probablement de source sédimentaire détritique. Malgré la présence d'une importante masse glaciaire dans le passé, il est à noter l'absence de cordon morainique ayant pu servir de piège sédimentaire. La langue principale du glacier de la Muzelle est située majoritairement dans un vallon adjacent à celui du lac, dont seule la partie supérieure est hydrologiquement connectée. Cette configuration permet la formation d'une langue secondaire dans le bassin versant du lac de la Muzelle.

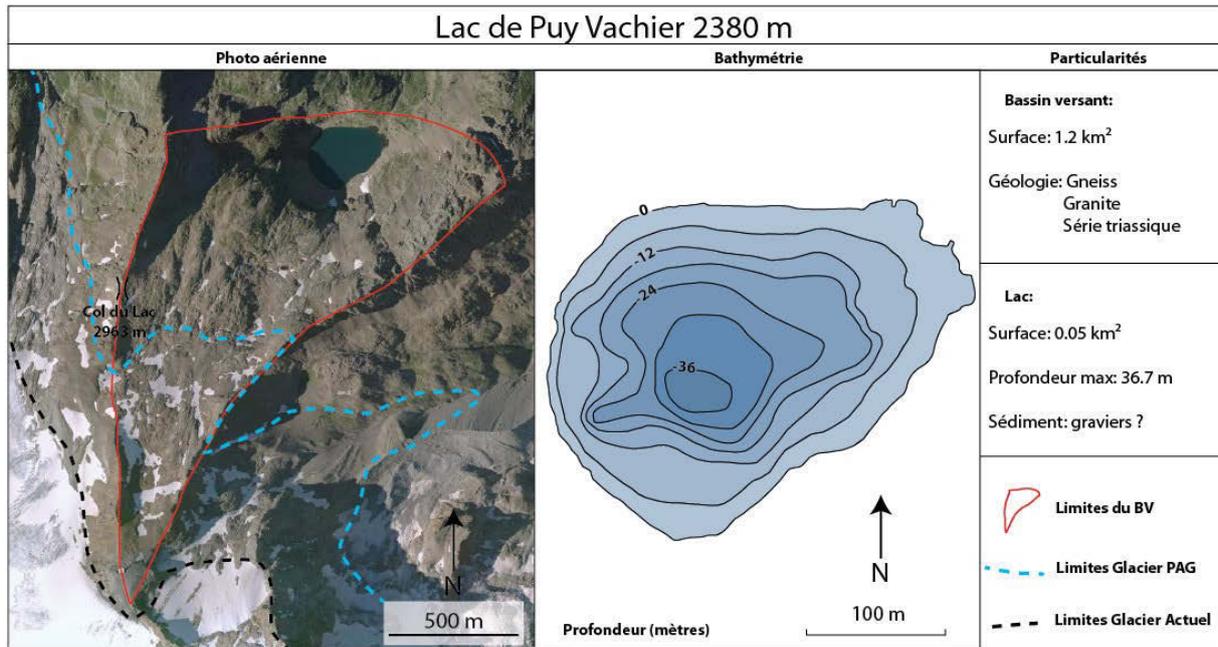


Figure 2-2 : Bassin versant du lac de Puy Vachier situé proche du glacier de la Girose. La carte bathymétrique indique la forme du bassin lacustre (Edouard, 1994). Les particularités du bassin versant et du lac sont indiquées sur la droite.

La présence d'un torrent accompagné d'un delta dans la partie sud du lac démontre un apport sédimentaire important et toujours actif actuellement (Smith and Jol, 1997). Nous pouvons donc envisager que ce lac puisse enregistrer des événements de pluies extrêmes par le biais de dépôts de crues. L'exutoire du lac se fait dans la partie est par le biais du Ruisseau des Cabanes pour rejoindre le Vénéon au niveau de la commune de Venosc. La végétation actuellement autour du lac est constituée essentiellement d'herbacées. Sur les abords du lac, il est à noter la présence d'un refuge gardé en été, accueillant les marcheurs et la présence d'un troupeau de moutons en pâturage. Les activités humaines sont donc présentes actuellement dans le bassin versant, restant dans le cadre des restrictions de la zone cœur du Parc des Ecrins.

Le lac de la Muzelle est donc un site proglaciaire dont les dernières extensions sont connues. De plus, la présence d'un torrent peut permettre l'enregistrement de l'aléa de crues au cours du temps. Les activités humaines sont également présentes dans le bassin versant. Ce site semble donc regrouper les trois thématiques de ce travail doctoral démontrant son intérêt.

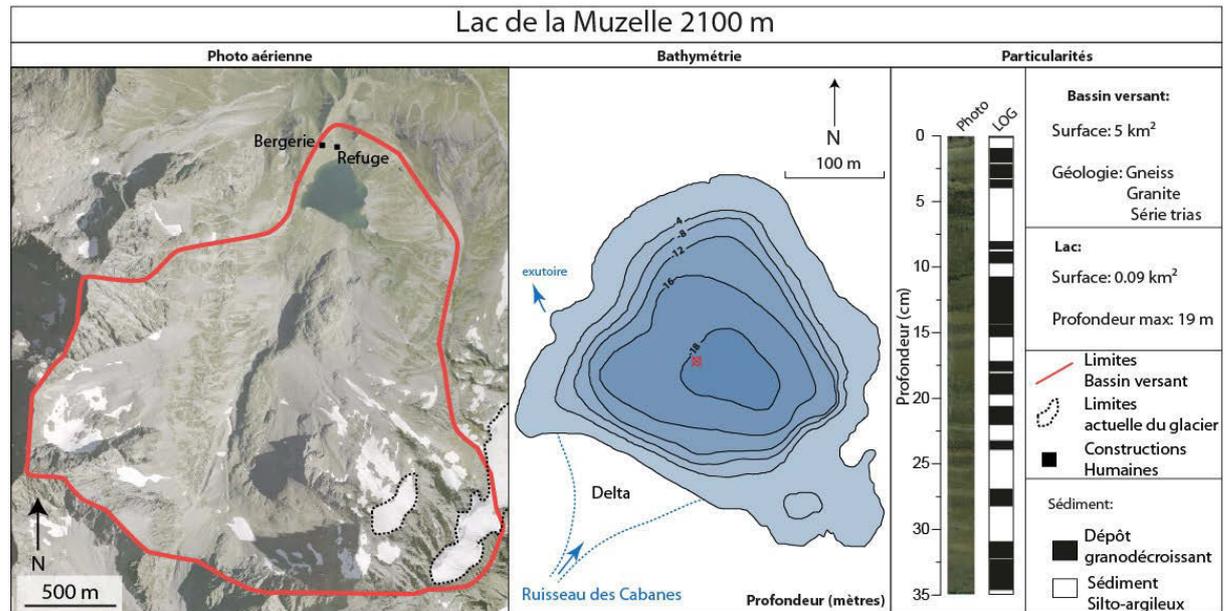


Figure 2-3 : Bassin versant du lac de la Muzelle situé proche du glacier de la Muzelle. La carte bathymétrique indique la forme du bassin lacustre et le lieu de carottage en rouge. Les particularités du remplissage sédimentaire, du bassin versant et du lac sont indiqués sur la droite

1.2 Sites au cœur des zones d'activités humaines

1.2.1 Le lac Noir de la Toura

Le lac Noir de la Toura est situé à 2780 m d'altitude sur le domaine skiable de la station de ski des Deux Alpes (Figure 2-4). La surface totale du bassin versant est d'approximativement 0.2 km² pour une surface lacustre de 0.011 km². La bathymétrie indique une profondeur maximum de 8 mètres (Edouard, 1994). Le substrat rocheux est composé de gneiss et de conglomérat triasique. Aucun torrent n'est présent dans le bassin versant limitant les apports allochtones. Les apports atmosphériques sont donc susceptibles d'être présents en plus grande proportion que dans les lacs précédents. Cette caractéristique en fait un site intéressant pour une étude pollinique en vue de reconstituer les changements de couvert végétal. Jusqu'au milieu du 20^e siècle les Deux Alpes servait de zone d'alpage à la fois pour la commune de Venosc et la commune de Mont-de-Lans. L'étude pollinique du couvert végétal peut ainsi permettre de reconstituer dans le temps les évolutions paysagères d'un alpage de l'Oisans.

Pour ce faire, nous avons effectué une mission de carottage le 31 Janvier 2014. Sur le lac gelé, nous avons effectué des ouvertures dans la glace pour procéder aux prélèvements. Cependant, nous nous sommes aperçus que la tranche d'eau était à ce moment-là, inférieure à 1 m d'épaisseur. De plus, le sédiment que nous avons découvert était principalement constitué de matériel détritique grossier. Il nous a été impossible de prélever le sédiment par carottage au vu

de la taille grossière des particules. Le système hydrologique du lac connaît des fluctuations de niveau entre l'été, où une profondeur de 8 mètres a été constatée, et l'hiver où il n'y a plus que quelques dizaines de centimètres d'eau. Une perte d'eau s'effectue donc pendant la période hivernale probablement par infiltration dans le substrat rocheux. La présence d'une faille séparant le gneiss et le conglomérat dans la partie sud du bassin versant pouvant laisser l'eau s'infiltrer. La sédimentation du lac est donc inconstante et ne permet pas un enregistrement continu des facteurs environnementaux.

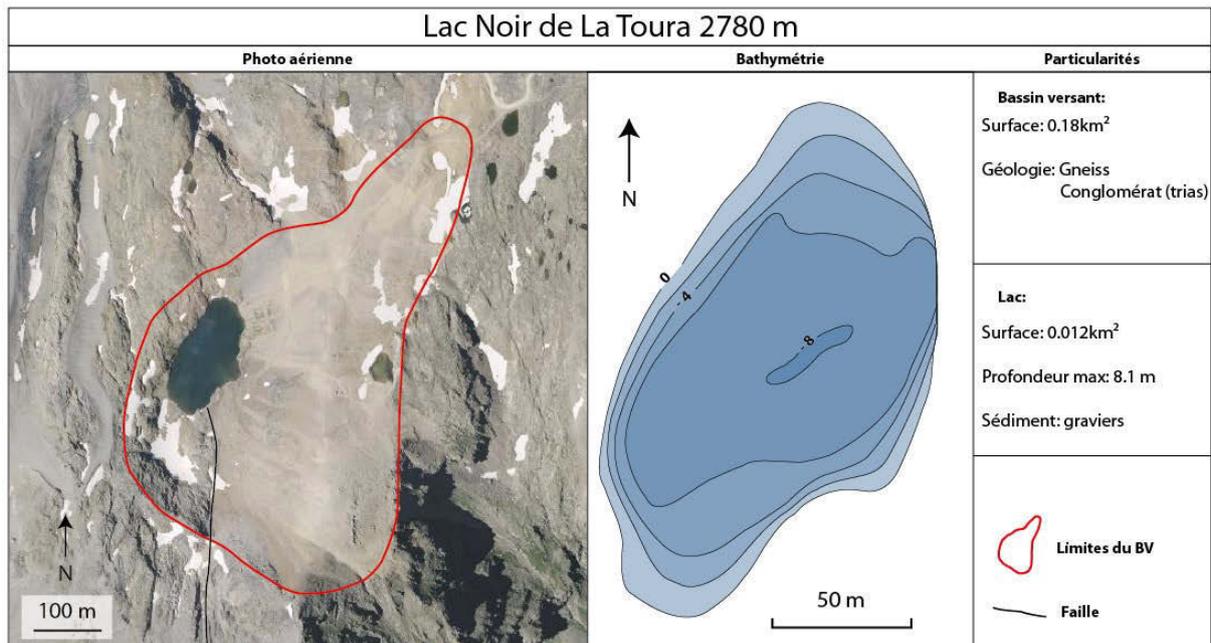


Figure 2-4 : Bassin versant du lac Noir de la Toura situé sur la station de ski des Deux Alpes. La carte bathymétrique indique la forme du bassin lacustre (Edouard, 1994). Les particularités du bassin versant et du lac sont indiquées sur la droite.

1.2.2 Le lac du Plan

Le lac du Plan est également situé sur la station de ski des Deux Alpes à une altitude de 2280 m (Figure 2-5). Sa situation géographique fait qu'il est au centre des activités humaines actuelles et passées. Il est situé sur un verrou rocheux moutonné composé de gneiss caractéristique du passage d'un glacier, la surface du lac est d'environ 0.014 km² et son bassin versant est très restreint représentant environ le double (0.028 km²). Ce lac est donc à sédimentation à dominante autochtone ce qui en fait aussi un meilleur enregistreur d'apports atmosphériques que les lacs proglaciaires. Les lacs à sédimentation organique permettent d'explorer l'évolution des facteurs biotiques au cours du temps, souvent synonymes de changements environnementaux (Birks and Birks, 2006; Brisset et al., 2013). Un changement récent dans le bassin versant du lac est à noter,

entre 1970 et 1986 le niveau du lac a été rehaussé d'environ deux mètres avec la mise en place du barrage, et une piste a été mise en place sur les abords du lac.

Ce lac a fait l'objet d'un carottage le 31 janvier 2014 où une première carotte courte a été prélevée et un autre carottage le 9 Août 2014 où une série de carottes ont été récupérées. Le sédiment est constitué dans sa partie supérieure d'accumulation détritique finement laminé, puis d'une accumulation de matière organique autochtone dans sa partie médiane et dans sa partie basale de sédiment minéral de couleur claire très finement laminé. Cette succession de sédiment contrasté laisse entrevoir un enregistrement sédimentaire remontant à l'époque où le glacier était situé à proximité du lac pouvant ainsi fournir du matériel détritique. Cette période remonte donc potentiellement au début de la période holocène. Cependant, les datations que nous avons effectuées à la fois par l'activité des radioéléments de courtes périodes et par carbone 14 n'ont pas été satisfaisantes dans l'objectif de construire un modèle d'âge (Annexe 1). L'impossibilité d'établir des datations indiquent que la sédimentation du lac n'est pas aussi simple que nous l'espérons et rend toute interprétation paléo-environnementale risquée.

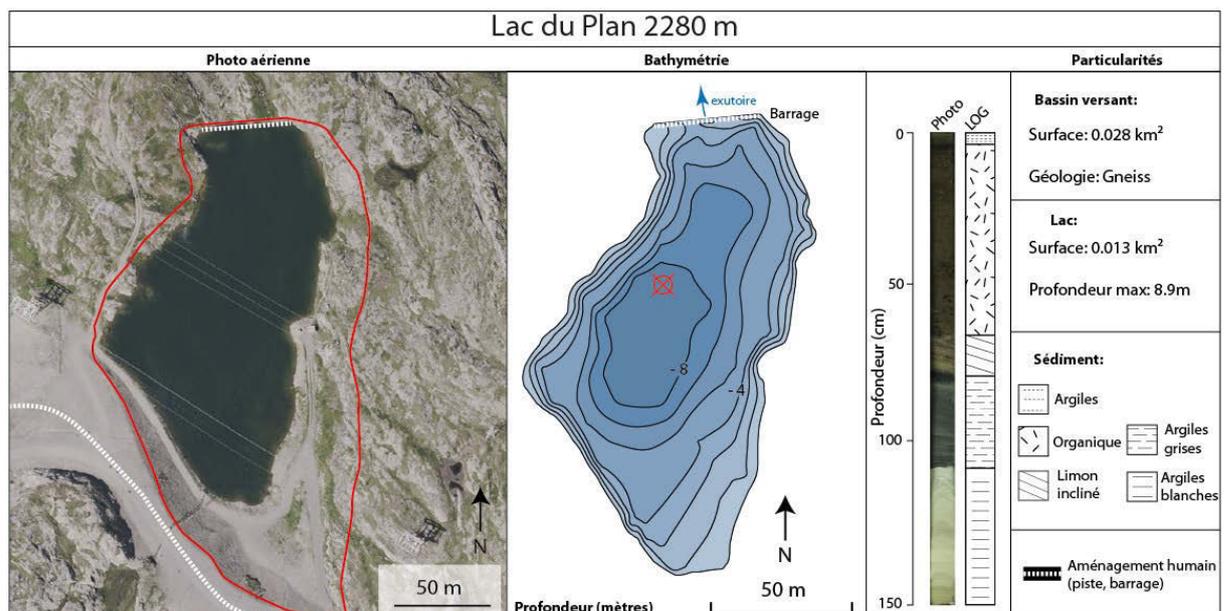


Figure 2-5 : Bassin versant du lac du Plan situé sur la station de ski des Deux Alpes. La carte bathymétrique indique la forme du bassin lacustre et le lieu de carottage en rouge. Les particularités du remplissage sédimentaire, du bassin versant et du lac sont indiquées sur la droite.

1.3 Site concernant les aléas de montagne : le lac de Lauvitel

Le lac de Lauvitel est situé dans la vallée du Vénéon à une altitude de 1500 m (Figure 2-6). Son bassin versant est le plus grand des lacs étudiés, avec une surface totale de 15.1 km². Il fait partie des lacs d'altitude les plus étendus en France avec une surface de 0.35 km² (800 mètres de long et 450 mètres de large). La formation de ce lac a fait suite à un gigantesque éboulement

daté à environ 4.7 ± 0.4 Kyr ^{10}Be par analyses cosmogoniques au Béryllium 10 (^{10}Be) créant ainsi un barrage naturel (Delunel et al., 2010). Le lac possède une variation du niveau d'eau saisonnière, la profondeur maximum de 61 m est atteinte au début du mois de juillet à la fonte du couvert nival. Puis, le niveau baisse régulièrement pour atteindre son minimum au début du printemps de l'année suivante. Cette variation du niveau lacustre est induite par l'infiltration de l'eau à travers le barrage naturel. La majorité du substrat rocheux du bassin versant est composé de roches ignées (granite et gneiss), et d'une zone restreinte de roches sédimentaires triasiques (Figure 2-6). Quatre ruisseaux drainent le bassin versant, ils peuvent être distingués selon l'accumulation sédimentaire au bas de chaque cours d'eau.

Ceux de l'Héritière et de Plan Vianney se trouvent dans la partie ouest ils possèdent une faible accumulation sédimentaire. Cette zone est très fortement inclinée présentant des pentes proches de 40° où nous pouvons distinguer trois couloirs à avalanches. La partie sud du bassin versant est drainée par les ruisseaux du Petit Embernard et la partie est par celui de l'Embernard. Les deux ruisseaux se jettent dans le lac par le sud où on trouve un delta attestant d'une accumulation sédimentaire caractéristique de l'apport détritique régulier (Smith and Jol, 1997). La végétation actuellement présente sur le bassin versant est constitué d'une forêt de pins mixte proche du delta et d'un espace ouvert avec la présence de quelques pins disséminés sur le bassin versant et une forte proportion d'herbacées. Le lac est situé dans la zone cœur du Parc National des Ecrins depuis 1973 et le site est fréquenté par de nombreux marcheurs pendant la période estivale. Des chalets privés sont présents sur le barrage naturel attestant d'une présence de l'Homme, et le vallon du Petit Embernard a été classé en tant que Réserve Intégrale en 1995.

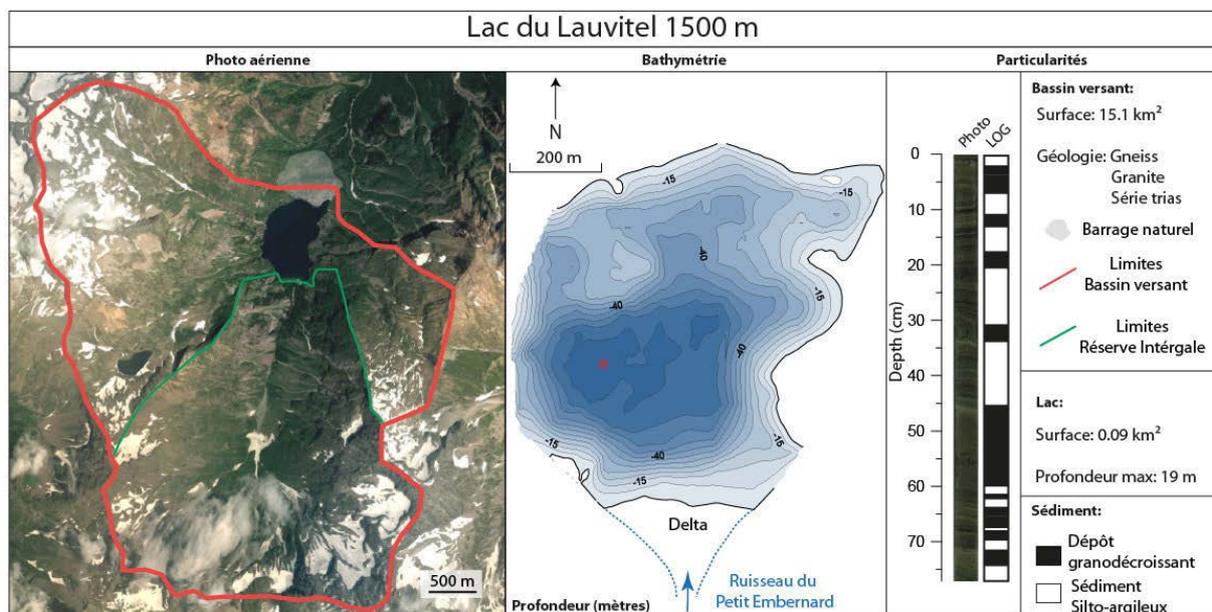


Figure 2-6 : Bassin versant du lac du Lauvitel situé dans le Parc national des Ecrins. La carte bathymétrique indique la forme du bassin lacustre et le lieu de carottage en rouge. Les particularités du remplissage sédimentaire, du bassin versant et du lac sont indiquées sur la droite.

Le sédiment que nous avons récolté a permis de mettre en évidence que l'accumulation sédimentaire est laminée avec une dominante détritique. La présence de dépôts granodécroissants identifiée par les analyses granulométriques représente une proportion majoritaire des sédiments déposés dans le lac. Cette première information suggère une sédimentation événementielle liée à l'activité du torrent. De plus, nous avons observé des graviers anguleux dans certaines carottes prélevées dans la zone de dépointe. La présence de ce matériel détritique grossier contraste avec la majorité de sédiment fin ($< 800\mu\text{m}$) à cet endroit du lac.

La vallée de l'Oisans a donc été choisie pour mener à bien ce travail doctoral pour plusieurs raisons. La présence de nombreux lacs aux caractéristiques spécifiques nous permet d'étudier la zone et d'explorer différents aspects de la région. Le seul lac situé à proximité du glacier de la Girose : Puy Vachier, ne possède pas de sédiment assez fin autorisant un prélèvement efficace, tout du moins à sa surface. Cependant, le lac de la Muzelle est lui situé à proximité du Glacier du même nom et s'avère intéressant en vue de reconstituer à la fois la variabilité hydrologique passée du ruisseau des Cabanes mais aussi à reconstituer les fluctuations glaciaires. Le lac du Plan, situé sur la station de ski des Deux Alpes offrait une possibilité très intéressante pour nous de pouvoir reconstituer les variations environnementales passées, mais malheureusement sa sédimentation compliquée ne nous a pas permis d'exploiter les informations enregistrées dans le lac. Le lac de Lauvitel, qui possède le bassin versant le plus étendu, s'est formé suite à un éboulement gigantesque. Les caractéristiques de son bassin versant : des pentes fortes, une surface importante et une hydrographie développée semblent adaptées à l'étude des aléas de montagne que sont les crues torrentielles et les avalanches.

Au final, seuls deux lacs sur les cinq prospectés vont nous permettre de pouvoir explorer les questions de recherche de ce manuscrit. Cependant, ils regroupent chacun différents aspects de notre recherche. Le lac de Muzelle est à la fois enregistreur de crues torrentielles, de fluctuations glaciaires et aussi le lieu d'une activité traditionnelle de pâturage. Le lac du Lauvitel semble lui enregistrer les crues torrentielles et des avalanches, qui sont des événements très énergétiques dont l'enregistrement semble possible dans le sédiment lacustre. Toutefois, une grande majorité de son bassin versant est actuellement situé dans l'une des deux seules réserves intégrales de parc national, ce qui exclut les activités de l'Homme au moins depuis sa création en 1995.

2. Approches méthodologiques et outils utilisés

Après l'exploration de différents sites dans l'Oisans, nous avons identifié un lac proglaciaire pertinent pour l'étude des fluctuations glaciaires passées et un site plus bas en altitude possédant un grand bassin versant lui aussi adapté pour l'étude des aléas de montagne (Chap 2). La reconnaissance préliminaire de dépôts granodécroissants dans les deux lacs, nous permet d'envisager une comparaison des événements hydrologiques extrêmes passés sur deux configurations différentes de bassin versants. Le nombre important de graviers dans le sédiment du lac de Lauvitel a nécessité le développement d'une nouvelle méthodologie ayant fait l'objet d'un article présenté à la fin de ce chapitre. Nous présentons ici notre approche méthodologique qui se focalise sur l'identification de sédiment produit par les glaciers et l'identification de la sédimentation événementielle issus des aléas de montagne. Cette méthodologie s'inspire des éléments de littérature (Chap 1) afin de développer plusieurs aspects : i) identification des produits de l'érosion glaciaire dans un lac, ii) identification des dépôts de crues et d'avalanches dans les séquences dominées par les apports détritiques, iii) diminuer les incertitudes sur la datation notamment lors de la réalisation des modèles âge-profondeur.

2.1 Méthodes de terrain

2.1.1 Relevés bathymétriques

Le relevé bathymétrique a permis d'obtenir une carte des profondeurs des bassins lacustres. Cette étape est indispensable afin d'identifier les principales morphologies telles que des bassins déconnectés, la présence et l'extension des corps deltaïques au débouché du(es) affluents(s), ou encore la localisation du dépôt-centre. Cette dernière correspond à la zone d'accumulation maximum de sédiment dans le lac. La bathymétrie s'est avérée très utile pour mettre en évidence l'inclinaison des pentes du bassin et ainsi identifier les talus d'accumulation en bas de pentes.

Les relevés bathymétriques ont été réalisés avec un écho sondeur de type Fishfinder de Garmin, associé à un GPS permettant le géo-référencement des mesures de profondeur d'eau. L'intervalle de temps a été paramétré à 2 secondes, ce qui correspond à une distance de l'ordre de 1 à 3 m entre les mesures, pour une navigation entre 3 et 6 km/h. Le quadrillage resserré permet de réduire les interpolations entre les points lors de la réalisation des cartes bathymétriques avec le logiciel Surfer 9 de Golden Software.

2.1.2 Sismique réflexion

La sismique réflexion est une méthode de prospection géophysique basée sur l'émission d'une onde sonore depuis un radeau situé à la surface du lac puis sur sa réception par un géophone. Cette onde envoyée vers le fond du lac va être reflétée par les différentes densités de la couche sédimentaire en direction de la surface. Le géophone enregistre alors l'arrivée de l'onde à un temps donné après émission. Selon le temps de retour de l'onde et l'intensité de la réflexion, cette méthode permet de réaliser un profil de la couche sédimentaire étudiée en identifiant les réflecteurs principaux relatifs aux contrastes de densité. L'objectif de cette méthode est de cartographier la répartition et la continuité spatiale du remplissage sédimentaire. Elle permet également d'identifier des glissements en masse.

La sismique réflexion a été mise en œuvre avec la collaboration d'Eric Chaumillon (LIENs, La Rochelle) en septembre 2012 sur le site du lac du Lauvitel. Le profileur sismique utilisé est une IKB Seistec constitué d'un « boomer plate » associée à une ligne en cône. Ce type de matériel est dédié aux eaux peu profondes entre 1 et 100 m (Simpkin and Davis, 1993; Chaumillon et al., 2013), donc adapté à des lacs de montagne. La source sismique a été paramétrée à une fréquence de bande passante de 1 à 10 kHz et une source d'alimentation de 50 J. Elles permettent une résolution verticale de l'ordre de 20 cm. Le temps d'émission a été paramétré à 250 ms, ce qui correspond à l'acquisition d'une mesure tous les 0,2 à 0,4 mètres pour une vitesse de navigation de 3 à 6 km/h. Les données ont été acquises en couplage avec un GPS différentiel, situé sur la source, pour le géo-référencement précis des mesures. Les résultats ont été traités sur le logiciel Delph Seismic Software et interprétés lors d'un séjour au laboratoire LIENs en 2013.

2.1.3 Suivi instrumental

Le suivi instrumental a pour but de comprendre le fonctionnement sédimentaire d'un système lacustre. Chaque site possède des particularités intrinsèques qui vont influencer le dépôt sédimentaire des particules dans le bassin. Dans le cas des transferts sédimentaires du bassin versant jusqu'au lac, le suivi nécessite de coupler un enregistreur des conditions météorologiques avec des enregistreurs situés dans la colonne d'eau permettant ainsi de suivre le processus de transfert jusqu'au dépôt dans le lac.

2.1.3.1 Station météo

Une station météo est composée au minimum d'un thermomètre et d'un pluviomètre afin de connaître la température ainsi que la date et l'intensité des précipitations au cours du temps.

L'ajout d'un appareil photo peut s'avérer très utile pour identifier les moments clés du suivi d'un lac de montagne, comme par exemple sa date de gel/dégel, le niveau du lac ou encore les changements de morphologie du delta lors d'événements ponctuels tels que l'occurrence d'une crue ou le déclenchement d'une avalanche. Le type de matériel utilisé est une centrale d'acquisition Campbell Scientific CR300 avec un pas de temps d'enregistrement d'1h, dont les données sont relevées au moins une fois par an.

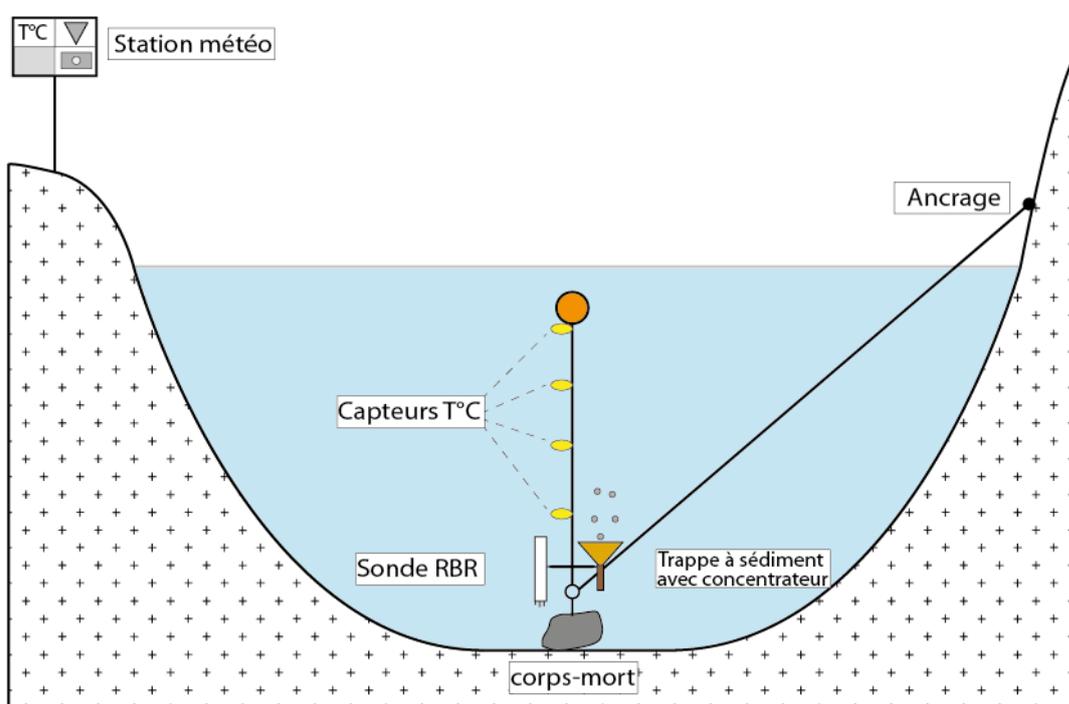


Figure 2-7: Schéma du mouillage pour le suivi instrumental effectué sur le lac du Lauvitel

2.1.3.2 La colonne d'eau

L'état de la colonne d'eau est essentiel pour comprendre le fonctionnement physique du lac. En vue de suivre instrumentalement cette colonne d'eau, il est nécessaire d'immerger un mouillage (Figure 2-7). Ce dernier se compose d'un ancrage situé sur le bord du lac d'où est accroché une corde reliée à un corps mort situé au fond du lac. Au niveau de ce dernier, la corde passe par une poulie dont l'autre extrémité est maintenue à la verticale par une bouée. Les lacs étant situés dans un parc national, il a été nécessaire, dans un souci visuel, de ne pas faire dépasser la bouée à la surface. Cette contrainte permet toutefois, lorsque le lac gèle en hiver, que la bouée ne soit pas prise dans la glace et soit abîmée, mettant en péril les différentes mesures et

la récupération des données. Les instruments de mesure sont accrochés sur la corde entre la poulie et le flotteur. Du bas vers le haut, le mouillage se compose d'un support situé au plus près du fond du lac, sur lequel est fixée une sonde multi-paramètres Ruskin RBR et une trappe à sédiment. La sonde possède des capteurs de turbidité, de température, de conductivité et de pression qui enregistrent une mesure avec un pas de temps de 30 minutes. La trappe à sédiment est composée d'un concentrateur de forme conique et d'un tube en plexiglass. Sur le reste de la ligne, des capteurs de température sont positionnés à intervalles réguliers permettant de relever la température de l'eau selon la profondeur en vue d'identifier les différentes masses d'eau. On notera que le site du Lac de la Muzelle possède en plus une sonde de mesure de la chlorophylle sous la surface du lac.

2.1.4 Prélèvements sédimentaires (carottages)

2.1.4.1 Carottage court

Chacun des sites a fait l'objet de carottages gravitaires courts, ceci dans le but de comprendre le fonctionnement hydro sédimentaire du système lacustre d'un point de vue spatio-temporel (Sturm and Matter, 1978). Ces carottages ont été effectués dans la zone de dépôt-centre, qui est la moins affectée par les glissements en masse, afin d'obtenir une succession la moins perturbée possible. D'autres parties du bassin lacustre ont fait l'objet de carottages courts, comme les zones proches des corps deltaïques parallèle à l'axe du delta pour comprendre l'extension latérale de chaque couche sédimentaire.

Les carottages courts ont été réalisés avec un carottier gravitaire UWITEC de diamètre 90 mm et 63 mm selon la quantité de matériel voulu. Cette méthode permet d'obtenir une séquence sédimentaire avec la meilleure conservation des structures, en vue par exemple d'avoir l'interface eau-sédiment la moins perturbée possible. Le lac de la Muzelle a en plus fait l'objet d'un carottage court avec martelage dans le but d'obtenir une séquence plus longue. Cette opération s'est effectuée sur les deux lacs depuis une embarcation et sur la surface du lac encore gelé de la Muzelle au printemps 2012 permettant une meilleure stabilité lors du carottage.

2.1.4.2 Carottage long

Le carottage long nécessite une quantité de matériel technique plus importante consistant en une plateforme de carottage de type UWITEC avec piston stationnaire. Le carottage se fait depuis une barge munie d'un tripode permettant de remonter les carottes sur la plateforme. Seul le lac de Lauvitel a été carotté avec cette méthode. Trois carottiers différents ont été utilisés (en 90 non chemisé, en 63 chemisé, et en 90 chemisé) pour prélever 16 sections de 3 mètres de long au total dans la zone de dépôt centre, qui ont été recoupées au laboratoire en vue de permettre une

meilleure manipulation lors des analyses. Lors de ce prélèvement, il a fallu six sites différents pour obtenir un recouvrement convenable. Ce recouvrement est nécessaire et consiste à décaler les carottes prélevées dans les différents trous d'environ 1 m de profondeur, afin d'obtenir la séquence sédimentaire en entier et combler ainsi l'interruption entre les différentes sections causée par la méthode de carottage. Ce dernier a été perturbé par de nombreux niveaux à graviers, blocs voire même à bois qui ont empêché la bonne progression du carottier dans le sédiment du lac.

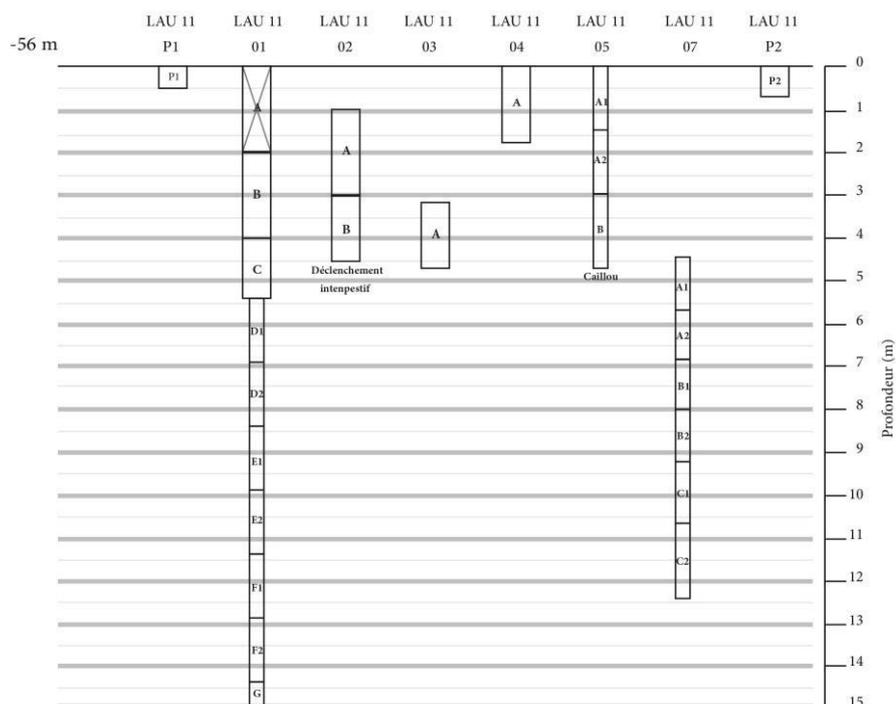


Figure 2-8 : Schéma de carottage long du lac de Lauvitel, le zéro correspond à l'interface eau-sédiment.

2.1.5 Prélèvement sur le bassin versant

Dans le cadre de cette étude nous avons prélevé des échantillons provenant du bassin versant en vue de comparer la composition géochimique et la granulométrie avec les sédiments déposés dans le lac. Cette opération a pour but de déterminer les sources potentielles de sédiment et leur composition chimique. Dans un premier temps, les sédiments accumulés sur les zones d'entrée des ruisseaux dans le lac ont été prélevés sans distinction granulométrique. Dans un second temps, nous avons effectué dans le bassin versant du Lauvitel des tranchées pédologiques afin de caractériser les différences spatiales que l'on peut retrouver. Les sols peuvent être des contributeurs non négligeables du sédiment se déposant dans le lac. Le type de sol rencontré est lié à la présence de végétation et au type de substrat. Pour déterminer ces paramètres, nous avons effectué une description de la végétation environnante des tranchées et par ailleurs des mesures

de géochimie sur le terrain ont été effectuées à l'aide d'un pistolet à fluorescence X (S1 Titan, Bruker) sur les roches retrouvées sur place.

2.2 Méthodes de laboratoire

2.2.1 Mesures non destructives

2.2.1.1 Photographie

Le but de cette mesure est d'archiver une image nette de la carotte lorsqu'elle est encore intacte. Ceci permet aussi d'aider à l'identification à haute résolution des faciès sédimentaires. Pour cela, immédiatement après l'ouverture des carottes lorsque le sédiment n'est pas encore oxydé, la surface du sédiment est nettoyée et la carotte est installée sur le banc photo. Les photos sont prises à haute résolution (20 pixels/mm) et à pas constants de 5 cm à l'aide d'un appareil NIKON D80 muni d'un objectif de 35 mm, commandé depuis un ordinateur sur lequel est installé le logiciel Camera Control I Pro de NIKON. L'éclairage est assuré par deux lampes type néon qui viennent éclairer le dessus du sédiment de manière uniforme. Les réglages du banc photo et de l'appareil photo sont gardés identiques, ce qui permet de prendre des photos avec des conditions de lumière et de balance des blancs identiques pour toutes les photos. Dans un second temps, les photos d'une même carotte sont assemblées pour reconstituer la totalité de la carotte avec le logiciel ADOBE PHOTOSHOP CS5. Seul le centre des clichés est utilisé pour éviter de trop grandes distorsions par effet de lentille de l'appareil.

2.2.1.2 Spectrocolorimétrie

La couleur est une caractéristique capitale de la composition des sédiments. Etant un facteur subjectif pour un observateur, la charte de couleurs de Munsell a permis une interprétation plus objective. Depuis des études spécifiques concernant ce paramètre sur des sédiments (Balsam et al., 1998; Balsam and Deaton, 1996; Debret et al., 2006), la technique a été améliorée en utilisant des appareillages spécifiques. La spectrocolorimétrie a ainsi été mise en œuvre afin de déterminer la couleur des sédiments observés. Cette technique a pour principe d'éclairer un objet et d'analyser les caractéristiques de la lumière réfléchie.

La mesure se fait à l'aide d'un spectrocolorimètre MINOLTA CM 2300d décomposant le spectre lumineux de 360 à 740 nm, avec un pas de 10 nm. L'illuminant utilisé est le D65 qui correspond à la lumière du jour moyenne, UV compris. Le paramétrage de l'appareil se fait avec une ouverture de diamètre 5 mm, avec un pas de mesure de 5 mm aussi. L'angle de l'observateur est positionné sur 10°. Le système colorimétrique utilisé est le système L*a*b*, qui permet de

décrire une couleur dans un espace orthonormé : L^* représente la clarté, a^* l'évolution de la teinte du vert au rouge, et b^* l'évolution de la teinte de bleu au jaune.

2.2.1.3 Géochimie haute résolution (XRF Core Scanner)

Les mesures de géochimie minérale à haute résolution ont été réalisées à l'aide d'un scanner de carottes qui fonctionne selon le principe physique de la fluorescence des rayons X (XRF). Elles permettent une analyse non destructive, rapide et à une résolution pouvant aller jusqu'à 100 μm . Quand une matrice est soumise à un rayon de faible longueur d'onde et de forte intensité comme les rayons X, les atomes peuvent subir une ionisation. Lorsque ce phénomène se produit, un ou deux électrons peuvent être éjectés des orbitales atomiques de chacun des différents atomes. Bien que ces atomes soient dans un état d'excitation, la perte d'un ou plusieurs électrons a rendu instable leur structure électronique. La dé-excitation se fait par le transfert d'un électron venant de l'orbite supérieure à une orbite d'ordre inférieure pour combler la perte et ainsi rétablir la stabilité de la structure électronique. Cette transition provoque l'émission d'un photon X, on parle du phénomène de fluorescence X. Une mesure de fluorescence permet d'obtenir un spectre caractéristique des espèces chimiques composant le matériau étudié. Le nombre d'impulsions générées s'exprime en nombre de coups par seconde (cps) : c'est le taux de comptage.

Les spectres obtenus sont comparés à des spectres de référence. Le paramétrage de la mesure se fait selon deux paramètres principaux : le voltage, permettant de régler le seuil de comptage à un niveau significatif et le temps de comptage, qui lorsqu'il est rallongé, améliore le rapport signal/bruit. Les carottes ont été passées dans un appareil core scanner de la marque AVAATECH, au laboratoire EDYTEM (Université de Savoie-Mont Blanc), à deux tensions d'excitation (10 et 30 kV). Le pas de mesure choisi a été de 1 mm pour les carottes du lac de la Muzelle et 5 mm pour le lac de Lauvitel.

Ces mesures ont été effectuées pour supporter les corrélations stratigraphiques haute résolution des carottes d'un même site. L'apport de cette mesure est aussi d'aider à l'identification et la détection des dépôts événementiels par l'utilisation d'éléments ou rapports d'éléments comme marqueurs granulométriques haute résolution (Giguet-Covex et al., 2012; Wilhelm et al., 2012b).

Les limites de la méthode sont l'obtention de variations relatives en coups par seconde et non une mesure quantitative. En effet, les matrices sédimentaires présentent des différences de densité ou de porosité qui peuvent biaiser l'analyse (Tjallingii et al., 2007; Hennekam and de

Lange, 2012). Pour s'assurer que les variations géochimiques de la carotte n'en soient pas affectées, il est nécessaire de les comparer à des données quantitatives sur des échantillons discrets pour ainsi calibrer cette méthode.

2.2.1.4 Géochimie par fluorescence X portable (pXRF)

Des analyses de géochimie XRF ont aussi été effectuées à l'aide d'un pistolet à fluorescence X (S1 Titan, BRUKER) sur le terrain et en laboratoire. La configuration mise en place a permis d'identifier les éléments majeurs et les éléments traces des sources sédimentaires préalablement tamisées en différentes classes granulométriques. Ces mesures ont été effectuées sur des échantillons discrets en mode « Traces ». La mesure s'effectue en deux phases de 30 secondes sur la fenêtre du détecteur (0,5 x 0,5 cm), une première excitation de fluorescence X est réalisée à 15 keV afin d'identifier les éléments dits légers, suivie d'une seconde excitation qui a lieu à 45 keV, pour déterminer les éléments dits lourds.

2.2.1.5 Computerized Tomography scan (CT scan)

Les rayons X ont été utilisés depuis de très nombreuses années dans le domaine médical, et depuis plus de 50 ans dans l'étude de carottes sédimentaires (A. H. Bouma, 1964; Baker and Friedman, 1969). Les radiographies permettent d'obtenir une image en 2D relative à la densité des éléments présents. Cette méthode a surtout été utilisée pour imager la structure interne des dépôts sédimentaires lorsque la carotte est toujours intacte. Le problème principal était la perte d'informations liée à la profondeur. Depuis quelques années, la technologie a évolué pour arriver à une imagerie par CT scan qui sur le même principe des rayons X, permet de reconstituer des objets en 3D et ainsi proposer des nouvelles possibilités pour les géosciences (Cnudde and Boone, 2013).

L'instrument utilisé est un multidetector CT scanner GENERAL ELECTRIC Healthcare Discovery 750 HD des hôpitaux Universitaires de Genève (HUG) avec la collaboration de Xavier Montet (HUG). Le principe est qu'un objet est posé sur un banc mobile, qui lors de la mesure va passer au centre d'un anneau tournant, sur lequel sont attachés une série d'émetteurs et de récepteurs intercalés. Une partie des rayons X est donc arrêté par l'objet que l'on mesure, les rayons restant sont eux utilisés pour recomposer une série d'images 2D qui représentent des tranches de l'objet. Ces images sont obtenues en format DICOM à une résolution de 512x512 pixels. Un traitement informatique permet ensuite d'associer toutes ces images pour former un objet en 3D. La séquence sédimentaire de Lauvitel a fait l'objet de cette mesure avec un pas de mesure d'1 mm effectués sur les demi-carottes uniquement.



Figure 2-9: Photographie de l'analyse d'une demi-carotte sédimentaire du lac de Lauvitel dans le CT-scan des Hôpitaux Universitaires de Genève

2.2.2 Mesures destructives

Les échantillons discrets sont prélevés à une profondeur connue dans les séquences sédimentaires de Lauvitel et Muzelle, pour réaliser les mesures de géochimie et les Pertes Au Feu. Ces échantillons sont ensuite pesés, séchés dans une étuve à 60°C pendant 3 à 4 jours pour retirer l'eau présente entre les grains, puis à nouveau pesés. Ils sont ensuite broyés et homogénéisés avant d'être envoyés aux différents laboratoires de mesures. L'échantillonnage granulométrique s'effectue directement sur le sédiment humide à l'aide d'une spatule de 0.5 cm de large.

2.2.2.1 Granulométrie

La granulométrie est la mesure de la taille des grains constituant le sédiment. Ce paramètre est essentiel dans la compréhension des mécanismes de transport et de dépôt d'un sédiment. Le microgranulomètre laser utilisé au laboratoire EDYTEM est le MALVERN Mastersizer S pouvant mesurer des particules de la taille 0.06-800 μm . Le principe d'utilisation est de placer un échantillon dans un bain auquel est associé un agitateur mécanique et des ultrasons. L'échantillon est ainsi dilué de manière homogène. La solution est ensuite pompée et envoyée dans une cellule de mesure traversée par un laser. Le pourcentage des tailles de particules opaques à la lumière du laser est calculé suivant le principe de diffraction de la lumière de Fraunhofer qui assimile les particules à des disques plats et opaques à la lumière. La mesure est répétée 10 000 fois pour avoir une meilleure représentativité statistique. Les résultats sont ensuite

disponibles sous forme de nombreux paramètres et classes granulométriques. Pour l'essentiel, nous avons utilisé la médiane, le classement, le Q90 et le Q99. La médiane et les percentiles grossiers ont été utilisés dans des diagrammes de type (Passega, 1964). La relation entre épaisseur de dépôt, le classement et les percentiles grossiers ont également été explorés pour discuter du processus de transport et dépôt.

2.2.2.2 Géochimie minérale (ICP-MS)

Les mesures de géochimie minérales ont été faites dans l'objectif de comparaison des échantillons avec les données haute résolutions de fluorescence X acquises par scanner de carottes. Elles permettent la quantification précise de la composition élémentaire de chaque échantillon discret. Les échantillons sélectionnés proviennent essentiellement du lac du Lauvitel. Nous avons prélevé dans le sédiment un panel représentatif des évolutions relatives maximales et minimales. De plus, nous avons envoyé des échantillons de sédiments originaires de chaque affluent arrivant dans le lac en vue de comparer les signatures géochimiques avec le sédiment déposé au fond du lac. Ainsi, nous avons prélevé 11 échantillons issus du lac du Lauvitel ainsi que 11 autres issus des accumulations sédimentaires aux pieds des affluents. Nous les avons envoyés à ACTIVATION LABORATORIES LTD. (Ancaster, Ontario, Canada) pour être analysés par ICP-MS. Les éléments majeurs sont exprimés en % et les éléments traces sont eux exprimé en ppm.

La mise en solution des échantillons (0.25g) se fait dans un premier temps par acide hydrofluorique, puis par un mélange d'acide nitrique et perchlorique chauffé progressivement pour obtenir des échantillons sec. Une autre mise en solution est effectuée avec de l'acide hydrochlorique pour être ensuite analysés avec un Varian Vista 735 ICP.

2.2.2.3 Perte au feu (PAF)

La technique de la Perte au Feu (PAF ou Loss On Ignition : LOI) est utilisée pour estimer la proportion de la matière organique et les carbonates présents dans un échantillon de sédiment. Une fois les échantillons séchés ($DW_{60^{\circ}\text{C}}$), ils sont passés dans un four, dans un premier temps, à une température de 550°C pendant 4h ($DW_{550^{\circ}\text{C}}$). Lors de ce passage, la matière organique va subir une combustion complète la transformant en monoxyde (CO) et dioxyde de carbone (CO_2). Les échantillons sont ensuite refroidis et pesés, la différence de poids correspondant à la quantité de Matière Organique (MO) perdue. Dans un second temps, le même échantillon est passé une deuxième fois dans le four mais cette fois à une température de 950°C pendant 2h ($DW_{950^{\circ}\text{C}}$). Durant cette période, les carbonates vont aussi subir une combustion totale, libérant ainsi du

monoxyde et dioxyde de carbone une nouvelle fois. Un nouveau passage sur la balance permet d'obtenir la quantité de matière correspondant aux carbonates et ainsi caractériser le sédiment.

$$\% \text{ MO} \Leftrightarrow \text{LOI}_{550^{\circ}\text{C}} = (\text{DW}_{60^{\circ}\text{C}} - \text{DW}_{550^{\circ}\text{C}}) / \text{DW}_{60^{\circ}\text{C}} \times 100$$

$$\% \text{ CaCO}_3 \Leftrightarrow \text{LOI}_{950^{\circ}\text{C}} = (\text{DW}_{550^{\circ}\text{C}} - \text{DW}_{950^{\circ}\text{C}}) / \text{DW}_{550^{\circ}\text{C}} \times 100$$

Le résidu NCIR (Non Carbonate Ignition Residue) obtenu à la fin de la mesure correspond à la quantité initiale de sédiment dont on soustrait le poids de la MO et des carbonates. L'avantage de cette méthode est qu'elle peut s'effectuer rapidement et nécessite peu de matériel sédimentaire (Heiri et al., 2001). Bien que cette méthode révèle la teneur en Matière Organique et en carbonates elle ne permet pas d'obtenir directement la teneur en Carbone Organique Totale (COT) et de Carbone Inorganique Totale (CIT) car lors de la combustion nous ne connaissons pas les proportions respectives des gaz CO et CO₂ émis. Il n'est donc pas possible de calculer précisément les poids moléculaire du COT et CIT.

2.2.2.4 Pyrolyse Rock Eval

Utilisé sur la séquence sédimentaire du lac de Lauvitel, cette méthode a été développée pour caractériser le stade de maturation de la matière organique piégée dans les sédiments meubles ou les roches, appelée kérogène (Krevelen, 1961). La pyrolyse Rock Eval consiste à analyser les produits de la combustion des kérogènes soumis à des températures croissantes (de 200 à 650°C). Ces produits sont essentiellement des gaz dégagés lors de la combustion. Pour déterminer précisément les concentrations de ces gaz, cette mesure est effectuée sous atmosphère inerte (N₂) et la quantification est faite en continu par un détecteur à ionisation de flamme. Deux cellules infrarouges (IR) analysent le CO et le CO₂ produits lors de la phase de pyrolyse. Une fois cette phase terminée, l'échantillon résiduel est mis sous air pour être oxydé. L'échantillon va ensuite subir une deuxième phase de pyrolyse (de 400 à 850°C), dont la détection du CO et CO₂ se fait toujours par les cellules IR. Cette analyse permet d'obtenir des résultats tels que le Carbone Organique Total (COT %), mais aussi les indices Hydrogène (IH) et d'Oxygène (OH) (Lafargue et al., 1998). Ces dernières informations reportées sur un digramme type Van Krevelen (Krevelen, 1961) permet d'avoir une information sur la composition élémentaire du kérogène, caractéristique selon son origine terrestre, lacustre ou marine.

Cette analyse a été effectuée sur 32 échantillons de la séquence sédimentaire du lac de Lauvitel dans la sédimentation hors événements. L'appareillage utilisé est un Pyrolyseur Rock Eval 6, modèle « Turbo » (Technologies Vinci) du laboratoire ISTO (Orléans, collaboration Jérémy Jacob).

2.2.3 Datation du sédiment

Une chronologie précise est essentielle lorsque l'on s'intéresse à des sédiments déposés lors des derniers millénaires. Plusieurs méthodes sont possibles et chacune est significative à différents pas de temps, il est donc nécessaire de les combiner pour avoir la plus grande précision possible. Une fois cette précision atteinte, il est alors possible de comparer les reconstitutions obtenues avec des données instrumentales et/ou historiques et ainsi pouvoir espérer obtenir des relations étroites entre sédimentation et paramètres climatiques ou autres.

2.2.3.1 Radioéléments de courte période

Les radioéléments (^{210}Pb , ^{137}Cs et ^{241}Am) ont été mesurés par spectrométrie gamma de type puits à très bas bruit de fond au laboratoire souterrain de Modane (LSM) avec la collaboration de Jean-Louis Reyss (LSCE). La particularité de ce laboratoire est qu'il se situe à 1700 mètres sous la roche, lui conférant une protection contre les rayons cosmiques, ce qui permet un niveau de bruit de fond très bas. Les incertitudes de mesure et le temps de comptage s'en trouvent ainsi améliorés (Reyss et al., 1995).

2.2.3.1.1 Radioéléments naturel : Plomb 210

Le plomb 210 est couramment utilisé en paléolimnologie (Goldberg, 1963; Krishnaswamy et al., 1971; Appleby and Oldfield, 1978). Cette méthode de datation est basée sur le principe de la chaîne de désintégration de l'uranium 238 (^{238}U) qui est un élément radiogénique présent naturellement dans la croûte terrestre. Il subit une série de désintégrations jusqu'au radon 222 (^{222}Rn) qui est un gaz inerte (Figure 2-10A). Lorsque ce dernier est produit proche de la surface de la croûte terrestre, il s'échappe du sol et se diffuse dans l'atmosphère où sa courte période (3.82 jours) lui permet de se transformer en plusieurs radionucléides jusqu'au plomb 210 (^{210}Pb). Ce dernier étant très réactif vis-à-vis des particules, il va rapidement regagner la surface terrestre par l'intermédiaire de retombées sèche ou humide. Une partie de ces retombées naturelles est adsorbé par des particules sédimentaires qui s'accumulent dans les rivières, lacs et océans. Ce ^{210}Pb est dit « plomb excès » car non à l'équilibre avec son isotope père. Toutefois, une autre source de ^{210}Pb dit « plomb supporté » provient de l'érosion du bassin versant. Lorsqu'il n'y a pas de fuite de radon dans le système sédimentaire, le ^{210}Pb supporté (période = 22.3 ans) et le radium 226 (^{226}Ra) (période = 1600 ans) sont à l'équilibre séculaire, ils présentent donc la même activité dépendante de la quantité initiale d' ^{238}U dans le bassin versant. Le « plomb total » mesuré dans le sédiment est donc l'addition du « plomb supporté » et du « plomb en excès » (Figure 2-10B). Il suffit de soustraire l'activité du radium 226 ($^{226}\text{Ra}_{\text{mes}}$) au plomb total pour obtenir le plomb en excès. Cette dernière décroît avec le temps selon la loi de décroissance radioactive permettant de

dater jusqu'à 100-150 ans, temps pour lequel l'équilibre séculaire est rétabli. La chronologie est donc établie à l'aide des équations suivantes :

$$({}^{210}\text{Pb}^z_{\text{ex}}) = ({}^{210}\text{Pb}^0_{\text{ex}})x e^{-\lambda t} \text{ avec } ({}^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}) = ({}^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}) - ({}^{226}\text{Ra}_{\text{mes}})$$

Où λ représente la constante de désintégration du (${}^{210}\text{Pb}$) ($\lambda = \ln(2)/22.3 \text{ an}^{-1}$), (${}^{210}\text{Pb}^z_{\text{ex}}$) l'activité en mBq.g^{-1} à la profondeur z et (${}^{210}\text{Pb}^0_{\text{ex}}$) l'activité en surface et t , le temps.

Trois modèles sont généralement utilisés pour obtenir une chronologie à partir de la décroissance de ${}^{210}\text{Pb}$ et ainsi donner un âge à différents niveaux de la colonne sédimentaire pour estimer un taux de sédimentation. Les modèles couramment utilisés sont le CFCS, CIC et CRS (Appleby and Oldfield, 1992). Nous nous sommes limités à l'utilisation du modèle CFCS (Constant Flux Constant Sedimentation). Il permet de calculer le taux de sédimentation moyen à partir de la pente du profil représentant l'activité de ${}^{210}\text{Pb}$ en excès (échelle log) en fonction de la profondeur. La linéarisation de l'équation précédente permet de calculer le taux de sédimentation à partir de la pente de la droite tracée dans un diagramme $\ln({}^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}) = f(z)$. L'équation de la courbe exponentielle ajustée permet alors de déduire le taux de sédimentation :

$$\ln({}^{210}\text{Pb}^z_{\text{ex}}) = \ln({}^{210}\text{Pb}^0_{\text{ex}}) - \left(\frac{\lambda_{210}}{V}\right) * z \quad \text{Avec} \quad V = \frac{z}{t}$$

Où V correspond au taux de sédimentation, z à la profondeur du sédiment et t au temps.

Le modèle est simple à mettre en œuvre et permet de déterminer la vitesse de sédimentation moyenne du système étudié. Cependant, il suppose un flux initial constant de ${}^{210}\text{Pb}$ en excès et ne tient pas compte des changements de taux de sédimentation. Dans les lacs de montagne, une fraction non négligeable de ${}^{210}\text{Pb}$ en excès est apportée du bassin versant par les particules détritiques sur lesquelles il est adsorbé. Le flux dépend donc du flux sédimentaire et n'est en réalité pas constant. De même, les particules apportées sont de taille différente tout comme leurs capacités d'adsorption et par conséquent leur concentration en ${}^{210}\text{Pb}$, n'est pas constante non plus. Pour tester la fiabilité des taux de sédimentation estimés par le modèle CFCS, il est nécessaire de les comparer à des marqueurs chronologiques indépendants.

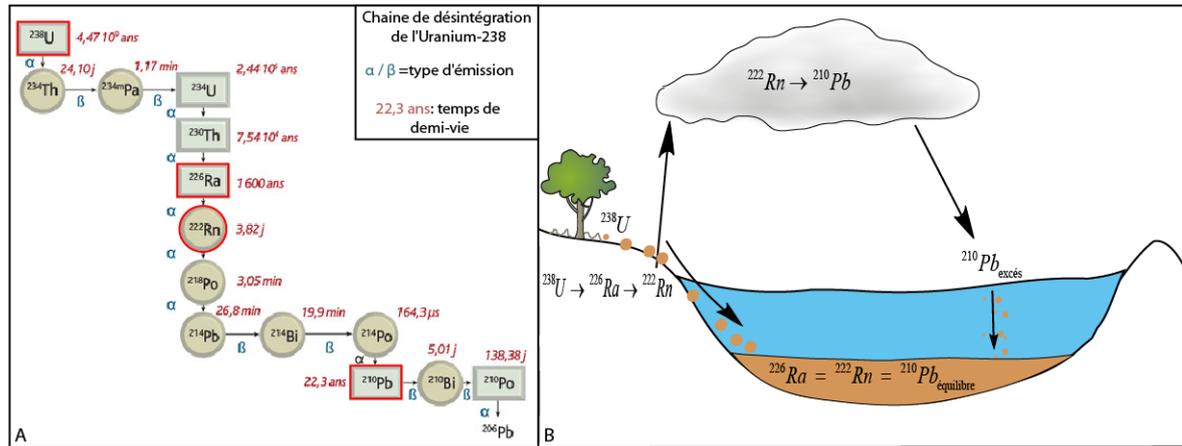


Figure 2-10: (A) Chaîne complète de la désintégration de l'uranium 238. Les encadrés rouge correspondent aux éléments cités dans le texte. (B) Transferts du ^{210}Pb des continents aux sédiments lacustres par voie atmosphérique et hydrologique (d'après P. Sabatier).

Le modèle d'âge est calculé en fonction de l'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{excès}}$, mais les apports sédimentaires lors d'événements de crues sont considérés comme instantanés et présentent donc une faible activité (Arnaud et al., 2002). Dans les lacs à fort détritisme, il est nécessaire d'exclure les échantillons situés dans ces événements en vue de n'utiliser que l'accumulation sédimentaire annuelle qui présente une activité en $^{210}\text{Pb}_{\text{excès}}$ relative au bassin versant et ainsi l'utiliser pour établir précisément un taux de sédimentation moyen sur la période échantillonnée.

2.2.3.1.2 Les radioéléments artificiel : le césium 137 et américium 241

Les activités humaines ont émis une certaine quantité de ^{137}Cs et ^{241}Am dans l'atmosphère pouvant servir de marqueurs chronostratigraphiques. Ces radio-isotopes sont produits et libérés par les activités nucléaires humaines, dont trois sources sont possibles : l'activité des centrales nucléaires (en très faibles quantités), les essais atmosphériques d'armes nucléaires et les accidents survenant sur des installations techniques nucléaires. Ces radioéléments, après retombées, se retrouvent sur la surface terrestre et puis dans les sédiments. Deux pics de fortes concentrations dans les sédiments sont considérés comme marqueurs chronostratigraphiques :

- Les essais nucléaires atmosphériques qui ont commencé en 1945 et perceptibles dans l'environnement à partir de 1955, atteignant un maximum en 1963 dans l'hémisphère nord (Appleby and Oldfield, 1978). Après cette date, les essais se sont faits en très grande majorité en souterrain.
- L'accident de la centrale atomique de Tchernobyl en 1986 (Radakovitch et al., 1999; Ritchie and McHenry, 1990).

Toutefois l' ^{241}Am , issu de la désintégration du plutonium 241 (^{241}Pu) (demi-vie 14 ans), est présent dans les réactions nucléaires et possède une masse atomique plus importante que le ^{137}Cs .

Cette particularité fait qu'il a été répandu de manière globale lors des essais atomiques atmosphériques, mais que lors de l'accident de Tchernobyl, il s'est déposé aux alentours de la centrale (Appleby et al., 1991; Michel et al., 2002). La présence conjointe d'une activité de l' ^{241}Am et du ^{137}Cs est donc caractéristique du pic de 1963, contrairement au pic de 1986 qui présente uniquement une activité du ^{137}Cs . Les Alpes, situés à une distance assez éloignée, n'ont pas subi de retombés d' ^{241}Am .

2.2.3.1.3 Les marqueurs stratigraphiques historiques

Les événements historiques peuvent aussi faire partie des marqueurs stratigraphiques pour permettre d'affiner la relation âge-profondeur d'une séquence sédimentaire. Dans notre cas d'étude, nous avons utilisé les archives historiques de crues qui ont eu lieu dans les villages situés à proximité des lacs étudiés et répertoriés sur la base de données de l'ONF-RTM (<http://rtm-onf.ifn.fr/>). Ces événements de crues ont été uniquement utilisés dans un but de validation du modèle d'âge obtenu par les radioéléments, afin d'éviter tout raisonnement circulaire.

2.2.3.2 Datation radiocarbone : principe du Carbone 14

L'isotope du ^{14}C est produit dans la haute atmosphère, issu du bombardement des rayons cosmiques sur l'isotope 14 de l'azote. Une fois créé, le ^{14}C est assimilé par les végétaux au même titre que les autres isotopes du carbone. Ces échanges cessent lors de la mort de la plante et la quantité de ^{14}C commence à décroître selon le principe de la loi de décroissance radioactive, de la même manière que pour le ^{210}Pb . La période du ^{14}C est par contre plus longue (5568 +/- 30 ans), permettant de dater des échantillons jusqu'à près de 50 000 ans. Le principe de datation est de comparer le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ de l'échantillon avec celui de l'atmosphère actuelle, en supposant que ce rapport reste constant au cours du temps.

En réalité, plusieurs mécanismes rentrent en compte et cette approximation n'est donc pas valable, tels que le fractionnement isotopique de l'organisme, les variations du taux de production du ^{14}C atmosphériques et l'effet réservoir dans le cas des organismes aquatiques pompant du carbone dissous pouvant provenir des roches carbonatées. Le fractionnement isotopique se produit lors de l'assimilation des plantes, notamment lors de la photosynthèse qui privilégie les atomes de carbone plus légers. La mesure du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ permet toutefois de corriger l'effet du fractionnement, car l'enrichissement en ^{14}C est deux fois plus important que celui du ^{13}C (isotope stable). En vue de s'affranchir de l'effet réservoir, les débris de végétaux terrestres ont été privilégiés pour les analyses. Les datations réalisées lors de cette étude reposent toutes sur ce principe. Concernant les variations passées du taux de production du ^{14}C , des « courbes de calibrations » ont été établies à partir de mesures sur des échantillons d'âges connus

comme les cernes d'arbres, les sédiments laminés annuellement et les coraux (Stuiver et al., 1998; Reimer et al., 2009, 2013). Elles permettent donc de recalculer les âges avec une plus grande précision, et pour cela nous avons utilisé la courbe IntCal13 (Reimer et al., 2013). Les dates calibrées sont exprimées en « Calibrated years Before Present » (Cal. BP) dont le 0 correspond par convention à l'année 1950.

Les échantillons mesurés dans ce travail ont été préparés et mesurés dans deux laboratoires différents: le Poznan Radiocarbon Laboratory (PRL) en Pologne et au LCM14 (Gif-sur-Yvette) sur spectromètre de masse avec accélérateur (AMS) dans le cadre d'appel à projets ARTEMIS de l'INSU,.

2.2.3.3 Variations séculaires du champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre existe grâce à la convection du noyau liquide de la Terre remontant vers l'extérieur de l'astre par un mouvement hélicoïdal qui est généré suite à la rotation de la Terre (force de Coriolis). Une action dynamo auto-entretenu se produit, dans laquelle les énergies mécaniques et thermiques liées à la convection sont transformées en énergie magnétique. Cette action continue du noyau a pour conséquence de faire varier la position du Pôle Nord magnétique, qui est le point pour lequel le champ magnétique est vertical et qui est indiqué par l'aiguille de la boussole (Figure 2-11A). Actuellement, il se trouve dans le grand nord Canadien, et se déplace de 55km/an vers la Sibérie. La position rigoureuse du dipôle magnétique imaginaire est le pôle géomagnétique, dont les axes sont strictement aux antipodes l'un de l'autre. De la même manière le Pôle Nord géographique correspond à l'axe de rotation de la Terre et qui reste stable.

Pour un point donné sur terre, la différence entre la direction du Pôle Nord magnétique et du Pôle Nord géographique forme un angle D. Cet angle varie au cours des siècles, ce qui entraîne les variations séculaires du champ magnétique terrestre. Ces variations ont été mesurées instrumentalement depuis plus de 4 siècles notamment dans des observatoires situés à Paris et Viterbo (Figure 2-11B) (Alexandrescu et al., 1996; Jackson et al., 2000). Elles servent de références permettant de calibrer les reconstitutions obtenues à partir de mesure en archéomagnétisme (Tarling, 1975; Lanos et al., 1999), qui consistent à mesurer la direction des matériaux ferromagnétiques ou ferrimagnétiques contenus dans l'argile des objets archéologiques lors de leur cuisson. Ces derniers se figent tous selon le Pôle Nord magnétique lors de leur refroidissement. Pour un lieu et un âge donné, il est donc possible de retrouver la position du champ magnétique. Cette technique est applicable dans les lacs qui possèdent des sédiments du même type, les matériaux sédimentant selon une certaine orientation au cours des années, et la

variation du champ magnétique est donc enregistrée (Turner et al., 1981; Constable and Tauxe, 1987; Eighmy and Howard, 1991; Bajard et al., 2016). Il s'agit du phénomène d'aimantation rémanente détritique (ARD). Une aimantation rémanente post-détritique (ARpD) peut également être acquise après le dépôt et avant la compaction. Cela correspond à une réorientation des particules, si elles sont suffisamment libres, causé par la variation du champ magnétique ; ou à des rotations physiques des particules sous l'effet de la compaction ou de la bioturbation.

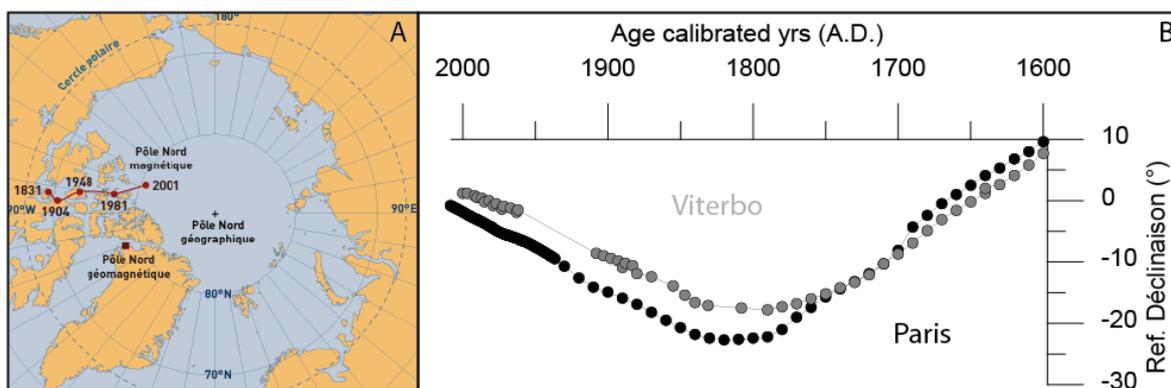


Figure 2-11 : (A) Migration du Pôle Nord Magnétique depuis 1831. (B) Données instrumentales de la déclinaison du Pôle Nord magnétique depuis 1600 AD mesurées à Paris et Viterbo.

Les mesures d'aimantation rémanente ont été réalisées à partir de U-Channels prélevés essentiellement sur la carotte du lac de Muzelle. Un passage dans le magnétomètre cryogénique 3-axes 2G ENTREPRISE 760R du CEREGE (Aix-en-Provence) a permis la désaimantation progressive (à 10, 20, 30, 40 et 60mT) de l'aimantation naturelle rémanente. En utilisant une Analyse en Composantes Principales (ACP) avec les résultats obtenus (Lurcock and Wilson, 2012), les caractéristiques de magnétisation rémanentes (déclinaison, inclinaison) ont été calculées et comparées avec les données instrumentales pour datation. Ces données ont été acquises avec la collaboration de François Touveny (CEREGE).

3. Article 1 : développement d'une nouvelle méthode d'identification de roches dans les carottes sédimentaires

L'article qui suit présente une nouvelle méthodologie pour retrouver les dépôts d'avalanches dans le sédiment lacustre. Le tout est parti du constat d'un événement météorologique survenu le 1^{er} mai 2015 dans l'Oisans. En effet, entre le 30 avril 23:00 GMT et 2 mai 2:00 GMT 2015, la station météo a enregistré un cumul total de pluies de 118.7 mm. Ceci a

engendré une augmentation du débit du torrent qui a créé une incision de plusieurs mètres sur le delta du lac. De plus, les enregistrements photographiques ont mis en évidence un phénomène rarement observé : une coulée avalancheuse venant directement plonger dans le lac. La neige étant moins dense que l'eau, une auréole de neige s'est ensuite répandue sur la surface du lac. La cause de cette avalanche de neige lourde était l'addition d'une pluviométrie exceptionnelle (pour comparaison, la pluviométrie depuis la fonte de neige au niveau du lac du 30 mars au 30 avril est de 67.6 mm), et d'une couche neigeuse encore importante en altitude (80 cm à 2600m et 210 cm à 3200m sur les pistes à la fermeture de la station de ski des Deux Alpes, bulletin du 25/04/2015 Deux Alpes) et enfin une température moyenne enregistrée lors de cet événement de 5.6 °C. La pluie exceptionnelle ayant gorgée le manteau neigeux déjà fragilisé par des températures au-dessus de 0°C, a déstabilisé le manteau neigeux créant ainsi la coulée de neige lourde. Le même phénomène a été constaté au fond du vallon du Lauvitel à quelques minutes d'intervalle.

Cette observation flagrante ajoutée à i) un carottage difficile qui est tombé sur de nombreux niveaux de graviers , ii) au témoignage de gardes du parc national des Ecrins ayant constaté des dépôts occasionnels de neige sur la glace de la rive gauche du lac depuis de nombreuses années, et iii) la présence de gros graviers dans les carottes sédimentaires lors de l'ouverture de ces dernières, nous a amené à nous intéresser plus précisément à ces accumulations. Cette étude se base sur le principe de différence de densité entre le sédiment composé en majorité d'argiles et de silts contrastant avec la présence de ces graviers de granite parfois de taille pluri-centimétrique. Les techniques de granulométrie classiques ne permettent pas de prendre en compte ces éléments, et au vu de leur nombre, il était exclu de tous les identifier à la main. C'est pourquoi nous avons demandé à Xavier Montet, responsable de la radiologie des Hôpitaux Universitaires de Genève (HUG), de scanner (CT-scan) les carottes du lac de Lauvitel en vue d'identifier ces niveaux riches en graviers. Par la suite, ces scans ont été traités informatiquement en vue d'isoler les graviers du reste de la sédimentation, pour en faire un comptage informatique. Le détail de cette méthodologie et de sa validation a donné lieu à un article actuellement soumis à la revue *Earth Surface Dynamics* et présenté ci-après.

A new CT scan methodology to characterize small aggregation gravel clast contained in soft sediment matrix

Laurent Fouinat¹, Pierre Sabatier¹, Jérôme Poulenard¹, Jean-Louis Reyss², Xavier Montet³, Fabien Arnaud¹.

¹EDYTEM, Université Savoie Mont Blanc, CNRS 73376 Le Bourget du Lac Cedex, France

²LSCE, Université de Versailles Saint-Quentin CEA-CNRS, avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette cedex, France

³University of Geneva Department of Radiology and Medical Informatics Genève, Rue Gabrielle-Perret-Gentil 4, CH-1211, Switzerland

Received Mai 2016,

Accepté dans Earth Surface Dynamics

Abstract. Over the past decades, X-ray computed tomography (CT) has been increasingly applied in the geosciences community. CT scanning is a rapid, non-destructive method allowing the assessment of relative density of clasts in natural archives samples. This study focuses on the use of this method to explore instantaneous deposits as major contributors to sedimentation of high elevation lakes in the Alps, such as Lake Lauvitel system (western French Alps). This lake is located within a very steep valley prone to episodic flooding and features gullies ending in the lake. This variety of erosion processes lead to deposition of sedimentary layers with distinct clastic properties. We identified eighteen turbidites and fifteen layers of poorly sorted fine sediment associated to presence of gravels since 1880 AD. These deposits are respectively interpreted as flood and wet avalanches induced. This constitutes a valuable record from a region where few historical records exist. This CT scan approach is suitable for instantaneous deposit identification to reconstruct past evolution and may be applicable a wider variety of sedimentary archives alongside existing approaches.

3.1 Introduction

Over the last 50 years, X-ray radiographs were initially used to explore the internal structure of sediment cores (Bouma, 1964; Baker and Friedman, 1969) in order to optimize the opening process or even explore bioturbation structures in the sediment (Howard, 1968). One of the technical problems was the loss of information with respect to depth, as the radiographs are a plane representation of a 3D structure. A recent review of CT scans in the geosciences (Cnudde and Boone, 2013) demonstrates the growing application possibilities of X-ray technology as well as the limits of the technique. Improvements in CT scanning allowed exploration of complex sedimentary structures through 3D reconstructions, leading to improvement compared to classic 2D imaging (Pirlet et al., 2010; Bendle et al., 2015). The method is based on the relative density of each voxel (i.e. volumetric pixel) constituting the chosen sample. The position of each voxel is set on a x, y, z frame allowing association of adjacent identical density voxels to identify sediment constituents. Image analysis of the 3D numerical model can then be used to obtain a quantitative information about selected constituents as well as a volumetric information (Bolte and Cordeliers, 2006). This type of methodology was recently used to identify and quantify gypsum formation in marine sediments (Pirlet et al., 2010) as well as different sediment clast deposition in a glacio lacustrine varved context (Bendle et al., 2015).

High elevation lake situated in mountain areas are often characterized by elevated and highly variable sedimentation rates (Arnaud et al., 2016). The variety of erosion processes caused by chemical and mechanical weathering as well as rock breaking by frost action creates heterogeneous grain size elements. Extreme climatological events can trigger several high energy transport mechanisms which could induce deposition of these elements in lake sediments. Depending on the processes, extreme events may induce different sedimentary structures containing coarse grains (Arnaud et al., 2002; Sletten et al., 2003; Nielsen et al., 2016). Fluvial events such as floods are able to transport very large quantities of sediment in a short period of time (Sturm and Matter, 1978; Jenny et al., 2014). In recent years, they were also largely identified as major sedimentary income in high elevation lakes (Giguët-Covex et al., 2012; Glur et al., 2013; Wilhelm et al., 2013a; Wirth et al., 2013; Wilhelm et al., 2015). As floods are formed by heavy precipitations, the torrential stream transporting sediment in suspension will enter into the lake and create a density current resulting in a characteristic deposit called turbidite (Gilli et al., 2013). The density difference between subaerial flow and lake water can create different underwater flow, but each type will result in a coarse grains base with a fining upward trend (Sturm and Matter, 1978). In certain cases, lake surroundings may include gullies orienting subaerial flow into the water. Two mass-wasting types of transport related to these gullies were identified in high elevation lakes sediments. First ones are debris flow triggered by water transport but with a

lower water content compared to floods (Postma, 1986; Dasgupta, 2003). Their transport capacity is thus increased and they will form specific deposits in underwater environments due to their higher density and sediment cohesion (Mulder and Alexander, 2001). Typical deposits are composed of a load cast layer containing a basal erosive surface, which is overlain by a fining upward layer comprising the finer sediment fractions (Sletten et al., 2003; Irmeler et al., 2006). The second main type of input can be attributed to wet-snow avalanches that occur mostly over spring time. Wet-snow avalanches are typically observed in steep alpine valleys where the slope exceeds 28°, but have been observed on slopes as low as 15° (Jomelli and Bertran, 2001; Ancy and Bain, 2015). They are capable of transporting sediments ranging in size from fine eolian particles up to cobbles or boulders (van Steijn et al., 1995; Blikra and Nemec, 1998; Jomelli et al., 2007; Sæmundsson et al., 2008; Van Steijn, 2011). Sediment is then carried downslope by rapidly flowing water-saturated snow and deposited directly into lake water or on frozen lake surface (Luckman, 1975, 1977). Wet avalanches in lacustrine deposits have been identified by Vasskog et al., (2011) using grain size analysis to identify layers of poorly sorted grains accumulation associated with gravels resulting in a multi modal grain size distribution. Such deposits on lake ice would result in drop stones at thaw season (Luckman, 1975), and may contain Such deposits on lake ice would result in drop stones at thaw season, and may contain terrestrial organic matter (OM) (Irmeler et al., 2006; Wilhelm et al., 2013b; Korup and Rixen, 2014).

All of these high energy processes induced the presence of coarse grained deposits, and methods used to identify and count the coarser elements have been based on wet sieving successive layers of sedimentary cores which is both time consuming and destructive method (Seierstad et al., 2002; Sletten et al., 2003; Nesje et al., 2007; Vasskog et al., 2011). In this study, we propose a complementary method to grain size analysis to better characterize these coarse grains in a simpler, faster and non-destructive way based on the use of CT scanning. This provides an ideal context in which to test our novel X-ray CT based technique and application on sediment cores from Lake Lauvitel located in the Oisans valley (western French Alps).

3.2 Materials and methods

3.2.1 Study site

Lake Lauvitel (44° 58' 11.4"N, 6° 03' 50.5" E) is located 1500 m above sea level (a.s.l.) in the Oisans valley of the western French Alps, 35 km southeast of Grenoble. The lake covers an area of 0.35 km² and is 61 m deep, and the total drainage area is approximately 15.1 km². The lake was created after a large rockslide dated to 4.7±0.4 kyr 10Be exposure age (Delunel et al., 2010). The natural permeable dam created after this event caused a change in lake level of approximately 20 m. Due to geomorphological settings, slopes around the lake are very steep and

three avalanche corridors (C1, C2, and C3) are present on the western side of the lake (Figure 2-12b). They are accompanied by the presence of snow accumulation at their bottom in spring (National Park ranger, Jérôme Forêt, pers. comm.), and avalanches have been observed in C1 (Figure 2-12e). The watershed bedrock consists mainly of granite and gneiss, with minor outcrops of sedimentary rocks (Triassic limestone). The C1 track ends in an upper basin in the northern part of the lake, likely with no connection to the deeper part of the lake. C2 and C3 are located just above the coring location; there is no clear evidence of an obstacle preventing the sediment input from reaching the coring location. From the end of December to the beginning of May, the lake surface is frozen, and snow covers most of the watershed. The lake and its surroundings are situated in the Ecrins National Park restricted area.

2.3.2.2 Core description and methods

The core LAU11P2 (76 cm) was retrieved using a short UWITEC gravity corer to obtain a well-preserved interface, and LAU1104A (104.5 cm) was retrieved using a piston corer with a 90-mm sampling tube at the same location. The cores were split lengthwise and photographed at high resolution (20 pixels mm⁻¹). We examined in detail the visual macroscopic features of each core to define the different sedimentary facies to determine the stratigraphic correlation between the two cores.

CT scanning was performed at Hopitaux Universitaires de Genève (HUG) using a multidetector CT scanner (Discovery 750 HD, GE Healthcare, Milwaukee, Wis). The acquisition parameters were set as follows: 0.6-s gantry rotation time, 100 kVp, 0.984:1 beam pitch, 40-mm table feed per gantry rotation, and a z-axis tube current modulation with a noise index (NI) of 28 (min/max mA, 100/500) and a 64×0.625-mm detector configuration. All CT acquisitions were reconstructed with the soft tissue and bone kernel in order to enhance the density contrast (Tins, 2010). The images reconstructed with the bone kernel were used for subsequent analysis. The raw DICOM images were converted to an 8-bit .TIFF format using Weasis (v2.0.3) viewer. The radiograph resolution is 512×512 pixels, with up to 256 grey scale values. In this study, the sediment core was divided into 1,045 1-mm-thick frames, each pixel corresponding to a resolution of up to 500×500 µm and thus a voxel of 0.25 mm³. The images were then stacked using the Image J FIJI application, and image treatments were performed using the 3D Object Counter plugin (Bolte and Cordeliers, 2006). First, we set a threshold to isolate the selected grey values, and we then applied a despeckle filter to remove the noise due to measurement. Finally 3D Object counter was used to reconstruct the particles and characterize them in a 3D coordinate system.

Grain size measurements were carried out on the core using a Malvern Mastersizer 800 particle-sizer at a lithology dependent sampling interval. Ultrasonics were used to dissociate particles and to avoid flocculation. Several layers of gravel-sized mineralogic particles were identified (Figure 2-13a) in the LAU1104 sediment core. To obtain a quantitative estimate of these particles, we passed samples through a 1-mm mesh and wet-sieved the sediment at variable intervals from 1 to 3 cm depending on the gravel concentration. The number of particles >2 mm and macro-remains present in the sieve were counted for each interval in the core LAU1104A.

The chronology of the Lake Lauvitel sediment sequence is based on short-lived radionuclide measurements. The short-lived radionuclides in the upper 75 cm of core LAU11P2 were measured using high-efficiency, very low-background, well-type Ge detectors at the Modane Underground Laboratory (LSM) (Reyss et al., 1995). The sampling intervals followed facies boundaries, resulting in a non-regular sampling of approximately 1 cm. Twelve thick beds (at depths of 10.4-12.7, 17.3-19, 22.9-24.8, 29.7-30.9, 38-39, 40.6-42.4, 43.1-44.2, 45.7-50, 54.5-56.9, 60.4-62.5, 64.1-66 and 67.2-68.3 cm) were not analyzed because they were considered to be instantaneous deposits or part of an instantaneous deposit (see Results). ^{210}Pb excess was calculated as the difference between total ^{210}Pb and ^{226}Ra activities.

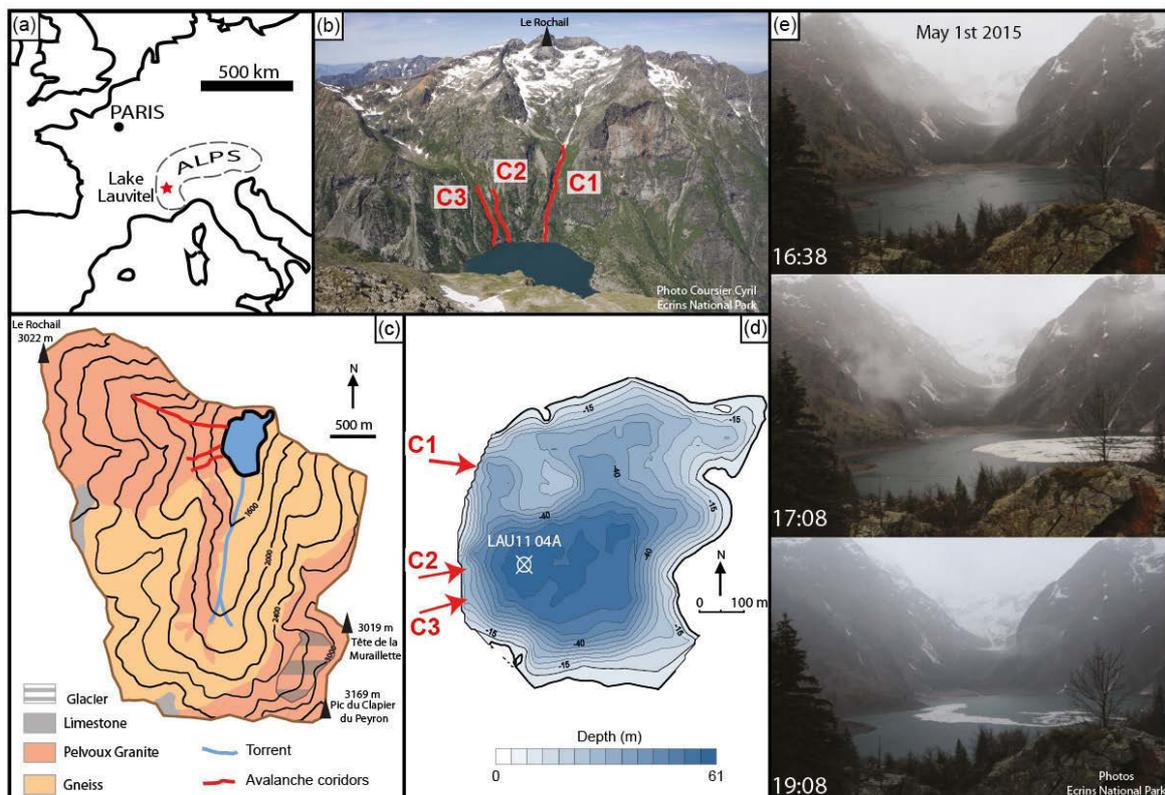


Figure 2-12: (a) Location of Lake Lauvitel, (b) Photo looking westward toward the location of the three avalanche corridors in the Lake Lauvitel watershed. (c) Simplified geologic map of the Lake Lauvitel watershed. (d) Lake Lauvitel bathymetric map and location of the three avalanche corridors and position of the LAU1104A coring point. (e) Photos of the lake looking to the south, with an avalanche entering the lake via the C1 corridor on May 1st 2015.

3.3 Results

3.3.1 Lithostratigraphy

The core lithology is composed of three facies (Figure 2-13a). Facies 1 (F1) is silty-clay, dark-brown, finely laminated layer. It is interbedded by two other facies that are almost always associated with each other: Facies 2 (F2) is a normally graded bed from coarse sand to silt, sometimes with an erosive base; this facies is always associated with a thin white clay-rich layer Facies 3 (F3) on the top. (Figure 2-13b) presents typical normally graded beds with grain size distribution (in red) characterized by a median grain size (Q50) of 44.1 μm and a mode of 81 μm . F1 (in green) exhibits a median grain size of 13.5 μm and a mode of 11.9 μm . Sometimes, F1 presence coincides with coarse gravel in the sediment, then the median grain size is similar 9.7 μm , but two modes are discernible at 7.2 and 258 μm . Sorting parameter reveals different values depending on the deposit type; 2.50 average in the normally graded beds, 2.65 for the annual sedimentation and 3.05 for annual sedimentation with gravel presence. The small Q50 difference between annual sedimentation with and without gravel supposes limited addition in the fine grains fractions. Meanwhile, fraction over 100 μm and bad sorting and Q90 reveal a significant addition of sand size grains in the gravel layers. The presence of terrestrial macro-remains is sometimes identifiable in F2. A total of 18 normally graded beds are present in the core LAU1104A, with thicknesses ranging from 0.7 to 13 cm. We also identified 15 layers with poorly sorted fine sediment associated to gravel presence, with thicknesses ranging from 0.3 to 5.9 cm.

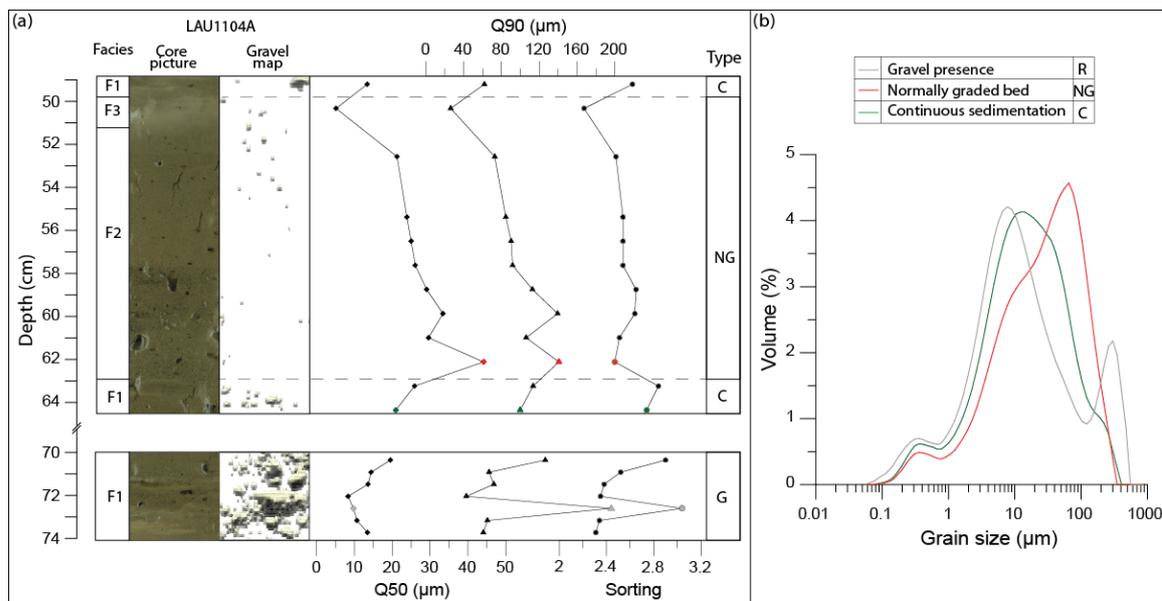


Figure 2-13: (a) Characterization of typical facies of LAU1104A sediment core, based on Median grain size (Q50), 10th percentile coarse grains (Q90) and sorting parameters. (b) Comparison between: NG-normally graded bed base sample (red line); A-annual sedimentation (green line) and G-gravel presence (blue line) grain size distributions.

The CT scan analysis is based on relative density expressed on the histogram (Figure 2-14a) representing the frequency of each of 1-255 levels of grey (0 is not shown on the graph due to overrepresentation corresponding to the background signal). Three modes representing the most frequent values are apparent in the histogram which would be associated with certain types of sediment. The first mode is centered on the 106 value. After selecting this mode, we isolated the numerical values in order to map them by using the plugin. The corresponding elements in the sediment core were small OM macroremains such as a pinus twig found at 58 cm of depth (Figure 2-14-e1). We thus selected the 95-125 range to identify OM. The second mode, centered on the 174 value, is relatively denser than OM. Its larger spectrum and high count values correspond to the most common element in the sediment core, which would be the silty clay sedimentation matrix (Figure 2-14b). The last mode is essentially the 255 level of grey. It is the densest value possible, thus corresponding to denser elements present in the silty-clay matrix. We selected the 250-255 value range and isolated them, and searched for corresponding particles in the sediment core. Wet sieving allowed identification of gravel-sized granite elements in the sediment core (Figure 2-14-e3-e4).

To compare objects counted numerically and objects counted manually, we need to know the size limit in units of volume (voxels), which is equivalent to 2-mm-diameter holes in a sieve. In 2D, a particle is retained in the sieve only if at least two sides are 2 mm in length, meaning at least two sides are 4 pixels long. Therefore, a particle of 16 (4x4) pixels with four sides that are 2 mm long will be retained in the sieve. However, if the same particle is missing 1 corner (minus three pixels, corresponding to a particle of 13 pixels), the particle would still be large enough to be retained in the sieve. This angular shape is more likely to be encountered in avalanche deposits. Consequently, we set the size limit of the 3D Object Counter plugin to 13 pixels, which corresponds to 13 voxels. The organic macroremains are composed of herbs, twigs or even roots, and their shapes were very complicated. Therefore, we did not choose any volume limit in their identification process.

In the LAU1104A sediment core, a total of 456 gravel clasts equal to or larger than 13 voxels were identified for a total of 112 683 mm³. The largest high-density object recovered from the core LAU1104A was an angular piece of granite of over six centimeters on its longest side and weighing 206.03 g. Considering the weight of the water displaced while the sample is totally immersed, its volume can be calculated at 79 310 mm³. In comparison, the numerical volume is estimated to be 376,187 voxels, corresponding to 89,690 mm³. A difference of +11.6% in the volume for the CT counting is observed probably due to pixel resolution. The volume is slightly overestimated, but still close to the actual rock volume.

We then compared the 3D Object Counter results and the coarse grains recovered from the sediment cores in slices of variable thickness ranging from 1 to 3 cm. The depth 97-98 cm had no gravel > 2 mm in either the manual or numerical counting (Figure 2-14b, d). When considering a large amount of gravel, the manual and numerical counting methods showed differences. For depths 15-18, 42-44, 44-46, 51-52, and 72-73 cm, the number of gravel clasts was always underestimated by the numerical counting. As the 3D Object Counter plugin is identifying objects from one pixel and its 8 neighbours in 2D and its 26 neighbours in 3D (Bolte and Cordelieres, 2006), the identification of objects could vary especially because of the noise treatment and when the object size is close to the image resolution. The numerical counting result is slightly underestimated compared to the manual counting result (30% on average). On the contrary, depths 5-7 and 46-48 cm showed an overestimation by the numerical counting (77% on average). Considering the resolution, it is possible that a certain number of aggregated sand grains could have been considered gravel by the numerical counting method, leading to an overestimation. This could be explained by the presence of flood deposits in these two depths (Figure 2-14b). Aggregated sand-sized elements would be considered by numerical counting as larger elements. In addition, the sand-sized elements are rounder and would go through the sieve, as opposed to an angular particle of similar volume which would be retained in the sieve. Overall, from this comparison between the numerical and the manual counting and accounting for the previously mentioned CT scan bias, we obtained a relatively well-constrained positive correlation ($r=0.81$, $n=8$; $p\text{-value}=0.0154$) (Figure 2-14d). This correlation remains still satisfactory without the outlier point corresponding to 72-73 cm of depth ($r=0.78$, $n=7$; $p\text{-value}=0.0038$).

The OM counting identified 7,413 objects, spread throughout almost every part of the sediment core. The largest OM element found in the core was 6,949 voxels in size, corresponding to 1,732 mm³. This OM element was situated at a depth of 58 cm in the middle of a flood deposit (Figure 2-14b) and was identified as a pinus tree twig (Figure 2-14e-1). In total, 89.2% of the numerically counted OM elements are under 3.25 mm³ (13 voxels), and almost every element recovered in the sieve corresponded to small leaves, roots, twigs or herb macroremains (Figure 2-14e-2).

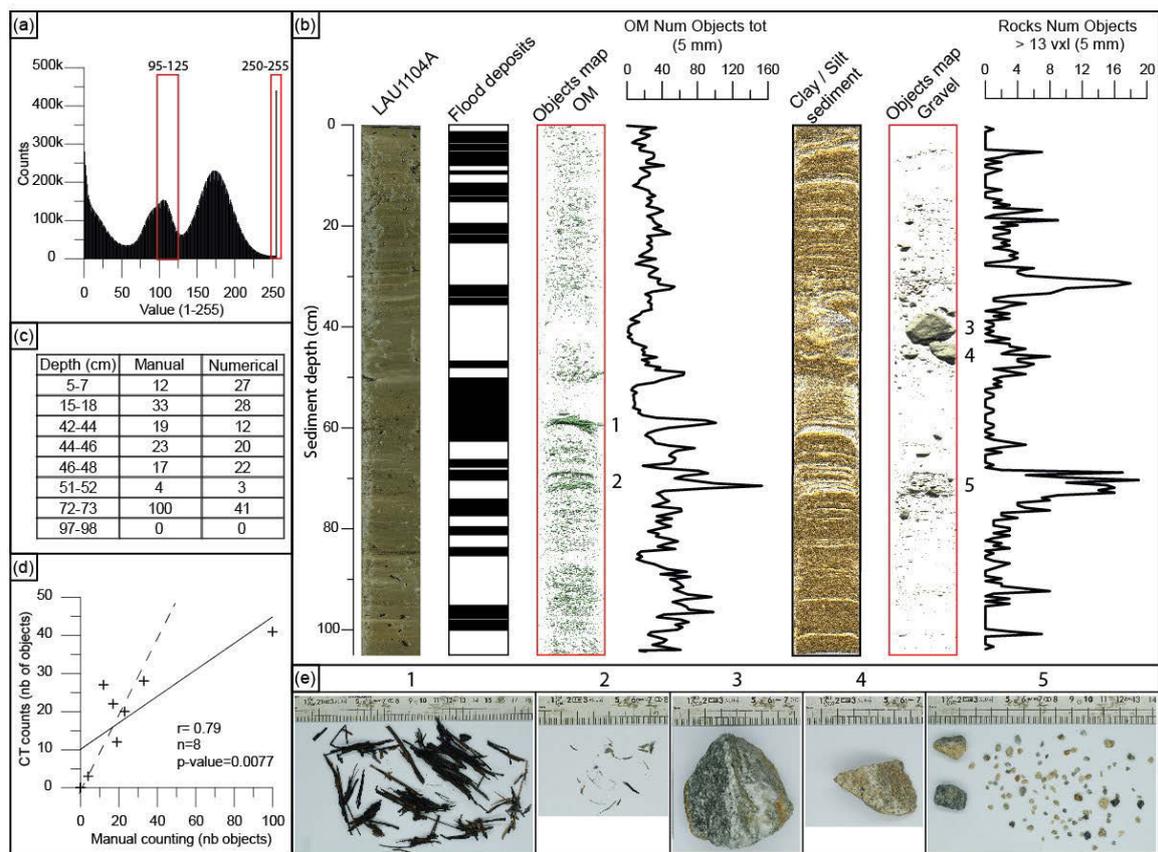


Figure 2-14: (a) Number of counts histogram for 1 to 255 levels of grey; selected range for OM (95-125) and for gravels (240-255) shown in red. (b) From left to right: core LAU1104A photography, position of flood deposits, CT image stacks of both rocks and OM and corresponding totals summed at 5 mm intervals. (c) Selected depth for comparison between manual and numerical counts in core LAU1104A. (d) Correlation between manual and numerical rock counts (solid line), CT counts = manual counts (dashed line) (e) Photographs of organic matter (e1, e2) and gravel-sized elements (e3, e4, e5) recovered from the LAU1104 sediment core.

2.3.3.2 Chronology

The ^{210}Pb excess profile (Figure 2-15) showed a regular decrease punctuated by drops in $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activities. Following (Arnaud et al., 2002), these low values of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ were excluded to construct a synthetic sedimentary record, because these values are related to F2/F3 facies association, which is considered to be instantaneous turbidite deposits. Plotting on a logarithmic scale, the $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activities revealed a linear trend (Wilhelm et al., 2012b). Applying the CFCS model (Goldberg, 1963), we obtain a mean accumulation rate of $3.7 \pm 0.3 \text{ mm yr}^{-1}$. The uncertainty in the sedimentation rate was derived from the standard error of the CFCS model linear regression. Ages were then calculated using the CFCS model applied to the original sediment sequence to provide a continuous age-depth relationship. In addition, ^{137}Cs and ^{241}Am activity profiles present two peaks and one peak, respectively. The older peak in ^{137}Cs activity at 28.1 cm is contemporary with the peak in ^{241}Am activity, allowing us to associate it to

the peak of nuclear weapons testing in the northern hemisphere in 1963 AD. The younger peak in ^{137}Cs activity at 17.3 cm can be attributed to fallout from the Chernobyl accident in 1986 AD (Appleby et al., 1991). These two artificial peaks are in good agreement with the CFCS model (Figure 2-15). In addition, we compared the historical flood calendar from the Vénéon river valley from the RTM-ONF data base (<http://rtm-onf.ifn.fr/>) to the instantaneous deposits recovered from the lake sediment for the last 100 years. In local archives, eight major flood events occurred in 2008, 2003, 1987, 1962, 1955, 1938, 1922 and 1914 AD, could be correlated to the most important and recent graded deposits at depths of 0.4-2.9, 9.9-11.4, 18.7-20.1, 28.5-32.9, 38.2-39.6, 46-61, 64.9-66.7, and 67.7-69.1 cm, respectively. The good agreement between these independent chronological markers and the $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ages strongly supports our age-depth model for the last century and validates our interpretation that the F2/F3 facies correspond to instantaneous flood deposits.

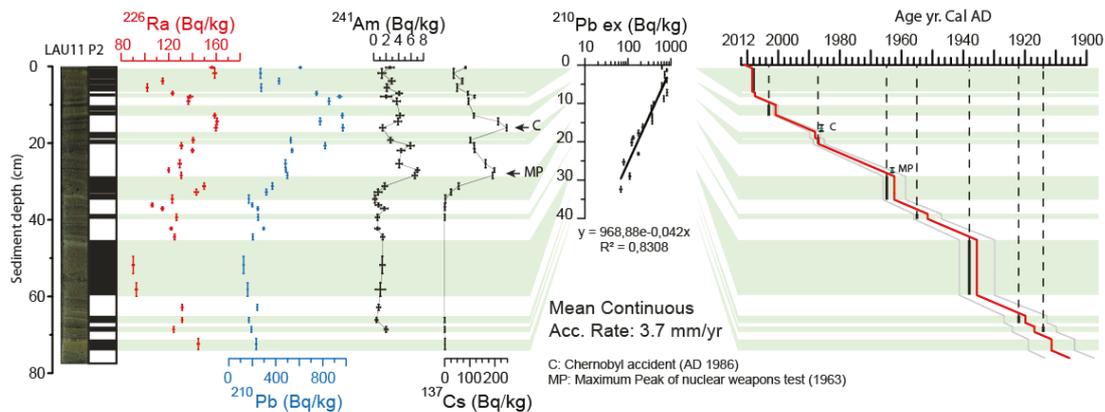


Figure 2-15 : ^{226}Ra , ^{210}Pb , ^{241}Am , and ^{137}Cs activity profiles for core LAU11P2. Application of the CFCS model to the synthetic sedimentary profile of excess ^{210}Pb (without normally graded beds, which are considered to be instantaneous deposits). Resulting age-depth relationship with 1σ uncertainties and indications of historic flood dates associated with normally graded beds and the two artificial radionuclide markers.

3.4 Discussion

A number of distinct layers, including normally graded beds, are identified in the Lake Lauvitel sedimentary record. Analysis of median grain size (Q50) and the coarser 10th percentile (Q90) parameters from within graded beds leads us to consider these to be turbidites caused by heavy rainfall in the watershed (Støren et al., 2010; Giguet-Covex et al., 2012; Wilhelm et al., 2012b, 2012bb, 2013a; Gilli et al., 2013; Wilhelm et al., 2015). Gravels were found in the upper part of the flood deposit that are associated with receding torrential activity (Gilli et al., 2013). These gravels are unlikely to have originated from the torrential activity due to the distance from the delta. The presence of gravel in the turbidites could possibly be attributed to debris flow activity resulting in an dense cohesive underflow transforming in a tubidite layer (Weirich, 1988).

However, we do not observe a load clast at the base of the deposit as is typical of a debris flow would exhibit, but instead our results show sparse gravel presence in the upper part of the deposits (Figure 2-13). Gravels within flood deposits could be linked to temporary tributaries only active during heavy precipitation, for example flows transmitted through avalanches corridors over summer. A similar pattern of gravel distribution is also observed in the homogeneous fine annual sedimentation (Figure 2-13). In these layers, the sorting is similar to that of the annual sedimentation without gravel. This could be explained by the gravel elements either falling directly into the lake or on the frozen lake surface and subsequently producing drop stones as it melts away.

Fifteen layers are identified exhibiting a high proportion of gravel elements accompanied by poorly sorted fine grains of multi modal grain size distribution (Figure 2-13). Similar features have also been observed in Norway where they are attributed to avalanche induced depositions (Blikra and Nemeč, 1998; Seierstad et al., 2002; Nesje et al., 2007; Vasskog et al., 2011). Wet avalanches occur in spring when warmer temperatures lead to a loss of cohesion and instability in the snow pack. Given that the lake ice does not thaw until late spring, avalanches could either be deposited on ice or enter directly in the water as observed during the May 1st 2015 avalanche (Figure 2-12e). During this event, the snow flow originated from the C1 corridor in the northern part of the lake containing the upper basin and was thus unlikely to have any sedimentary connection to the coring site in the deeper basin. Snow avalanche detrital material can be integrated into lacustrine sediments in two ways. In the case of a frozen lake, surface avalanche deposits are spread across the ice and subsequently drop to the lake sediment from drifting ice. If an avalanche occurs while the lake is ice-free, the avalanches directly enter into the water where particles are concentrated in a more restricted area closer to the avalanche corridor. The presence of fine sediment in between gravels could thus be originating from previously deposited particles or/and from the avalanche consequently, we consider them as annual sedimentation in our age model. Given that avalanche deposit can be a very local phenomenon, the coring point must be directly beneath the avalanche corridor, and thus capture both drop stones and direct avalanche deposits in order to record the maximum number of events. In our record, we identify an avalanche deposit as multiple gravel elements at the same sediment depth, as opposed to a single element that could be related to a single rock falling from steep slopes. In order to better understand this deposition processes, multiple cores spatially dispersed in the deeper lake basin would give a better overall estimation.

After establishing the age model to the LAU1104A sediment core, we are able to express the gravel abundance per 5-mm slice, for the interval from 1880 AD to present (Figure 2-16). The gravel abundance goes from zero to almost twenty gravels elements per 5 mm deposited in the lake floor. A total of 456 gravel elements were identified in the sediment core, 217 of which were

identified outside flood layers. Despite this, they represent a total of 106 922 mm³, constituting 94.9% of the total measured volume. Gravels found in flood layers are thus characterized by a small size, probably related to lower competence transport mechanism, such as temporary tributaries on the steep slopes only active during a heavy precipitation event. We compared the evolution of gravel number in the annual sedimentation with historic records of winters with higher avalanche activity in the Oisans valley. The winter of 1922-1923 was an exceptional year in terms of winter precipitation in the Oisans valley, and avalanches destroyed numerous buildings and covered roads with thick snow deposits (Allix, 1923). The winter of 1969-1970 was also exceptional in terms of heavy snowfall, and no less than 800 avalanches were reported. On February 10th, 1970, an avalanche killed 39 people, making it the most catastrophic avalanche in the last 200 years (Jail, 1970). In 1978, the Ecrins National Park rangers reported numerous avalanches in the Oisans valley, especially in spring with wet snow avalanches temporarily blocking roads (Ecrins national park internal report, 1978). The avalanche activity in the French Alps has also been explored based on the "Enquête Permanente sur les Avalanches" (EPA) since 1950 which provides historical records of avalanche activity. Based on this record, four periods correspond to higher snow avalanche frequency in the northern French Alps: 1950-1955, 1968-1970, 1978-1988, and 1993-1998 (Eckert et al., 2013a) (Figure 2-16).

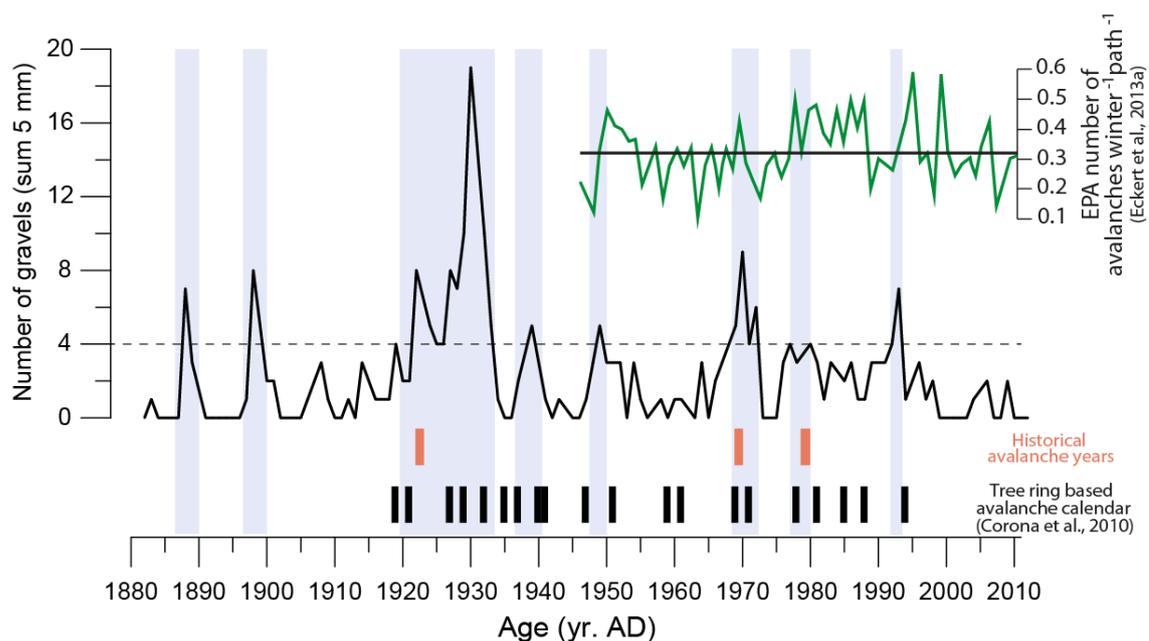


Figure 2-16 : Sum of gravels >13 voxels at 5 mm intervals identified in the LAU1104A sediment core since 1880 yr. AD without the normally graded beds. The dashed line represents the threshold number from which avalanche periods are identified (highlighted in blue). Exceptional winters found in the bibliography are represented in red (Allix, 1923; Jail, 1970; Ecrins National Park internal report, 1978). EPA number of avalanches per path since 1950 AD in green, interannual mean value in black (Eckert et al., 2013a). Avalanche record for the past century from tree rings in the nearby Romanche river valley (Corona et al., 2010).

The most locally representative record of avalanche activity is based on tree rings growth disturbance and identifies 20 events since 1919 AD in the Romanche valley located 10 km north from Lake Lauvitel (Corona et al., 2010) (Figure 2-16). In Lake Lauvitel sediment sequence, the periods of increased abundance of rocks are 1888, 1898, 1920-1931, 1939, 1949, 1970-1972, 1977-1980 and 1990-1993 AD (highlighted in blue). Considering our age model uncertainties (Figure 2-16), these periods are in rather good agreement with higher avalanche activity from tree ring based calendar probably due to their proximity. Avalanches occur at a local scale (McCollister et al., 2003), but similarity between records was reported as far as 50 km distance (Butler and Malanson, 1985). In the meantime, the comparison with the EPA record seems more ambiguous. A recent study on tree ring based avalanches record tested the representativity of the natural archive to the meteorological conditions during the last fifty years based on the EPA data base (Schlappy et al., 2016). It revealed a underestimation compared to natural variability estimated to roughly 60% (Corona et al., 2012; Schlappy et al., 2014), and may be transferable to lacustrine avalanche deposits. Based on the data comparisons, we propose that intervals of significant avalanche activity in the Oisans valley are represented by sedimentary layers containing a minimum of four clast of a >2 mm size present in a 5 mm thickness layer. While this figure remains somewhat speculative and probably non-exhaustive, it may reflect part of avalanche activity deposited in Lake Lauvitel. We thus need to develop both longer-term and multiple site reconstructions of snow avalanche deposits to discuss its variability in terms of forcing mechanism. In these perspectives, the CT scanning method appears to be a very promising tool.

Our X-ray CT based counting method is well suited for this type of lacustrine sediment because density difference between fine silty and coarse gravel elements is quite significant. The resolution of the CT scan allowed identification of the centimeter-sized gravels found in sediment cores. However, in this study the resolution of the CT scan was limited to a pixel resolution of only 500x500 μm due to practical constrains. We highlight manual and numerical counting were in accordance in the absence of gravel-sized element in the sediment. Additionally, quantitative 3D imaging revealed useful in characterizing gravel size elements that were related to instantaneous deposits. However, smaller clasts were more difficult to discriminate as they were too close to the pixel resolution used. Some discrepancies between the manual and numerical gravel counting have to be noted in our study, which are likely to be an artefact of the image resolution used. This constitutes a limitation of our CT-based technique, but one which could potentially be overcome by using a higher imaging resolution. Similar issues were identified for OM macroremains within the sediment core, which mainly consist of small roots or leaves characterized by an elongated and thin shape. This made them difficult to clearly identify with the CT-scanning resolution applied in this study. However, we could clearly identify the largest OM elements that were located at the base of the thickest flood deposit (Figure 2-14b-1). This

suggests that with further refinements this technique may be used for identifying a suitable depth for sampling of macro OM constituents for ^{14}C dating. As the analysis is based on relative density, some calibrations of known clastic or organic elements would be necessary in order to enhance qualitative information. Overall, we find that the CT scan is a powerful non-destructive tool for investigating clastic elements in a sedimentary core as well as OM rich levels. It is clear that there is the potential to develop this method, alongside existing techniques, for further applications to a wide range of quaternary sediment studies.

3.5 Conclusions

CT scans is a well-established technique in medical diagnosis and has been used for several geoscience-related studies in recent times. The principle of the analysis is based on differences in the relative densities of an object. This study explores the possibility of using a novel X-ray CT-based approach to analyse distinct deposits in lake sediments. The analysis highlighted the presence of denser >2-mm mineralogical particles in the silty sedimentary matrix, as well as the abundant organic matter which could be a useful tool for sampling macroremains for ^{14}C analysis. Conventional sedimentary analysis coupled with CT scanning of Lake Lauvitel sediment core, facilitated the identification of flood deposits, as well as the presence of poorly sorted layers accompanied with gravel size elements that are thought to be associated with wet snow avalanches. However, the correspondence between historical and natural archives data presents some discrepancies. Exploration on both longer timescales and multiple site record would allow to better understand wet snow avalanche past variability. The use of the CT scan methodology opens up new possibilities in reconstructing past environmental changes from lacustrine sediments.

3.6 Acknowledgments

L. Fouinat's PhD fellowship was supported by a grant from Ecrins National Park, Communauté des Communes de l'Oisans, Deux Alpes Loisirs and the Association Nationale de la Recherche et de la Technologie (ANRT). The authors wish to thank Ecrins National Park for their authorization for sampling and assistance during the field work. The authors thank the Laboratoire Souterrain de Modane (LSM) facilities for the gamma spectrometry measurements and Hopitaux Universitaires de Genève (HUG) for the CT scan analysis, and Timothy Pollard for correcting the English of this manuscript.

Partie 2

La reconstitution paleo- environnementale de l'Oisans

Chapitre 3 : Le remplissage sédimentaire du lac de la Muzelle

1. Etude multi-paramètres des apports du lac de la Muzelle

1.1 Caractérisation du bassin versant et de son affluent

Le bassin versant du lac de la Muzelle est ponctué de plusieurs sommets d'une hauteur supérieure à 3000 m, dont la Roche de la Muzelle (3466 m). Il possède la particularité d'avoir un glacier situé dans la partie sud-est, mais dont la langue terminale principale, est située dans le vallon adjacent (Figure 3-1). La surface englacée était de 27% du bassin versant au Petit Age Glaciaire, puis a connu une diminution pour représenter en 2009 une surface de 4.8% du bassin versant. La majeure partie du substrat est composé de roches ignées (granite ou gneiss), associé à des roches sédimentaires triasiques dans la partie centrale et nord du bassin versant. La zone précédemment englacée est maintenant recouverte de produits de l'érosion glaciaire (Till). Ils constituent une quantité importante de matériel détritique pour le transport par le ruisseau des Cabanes, seul tributaire du lac de la Muzelle.

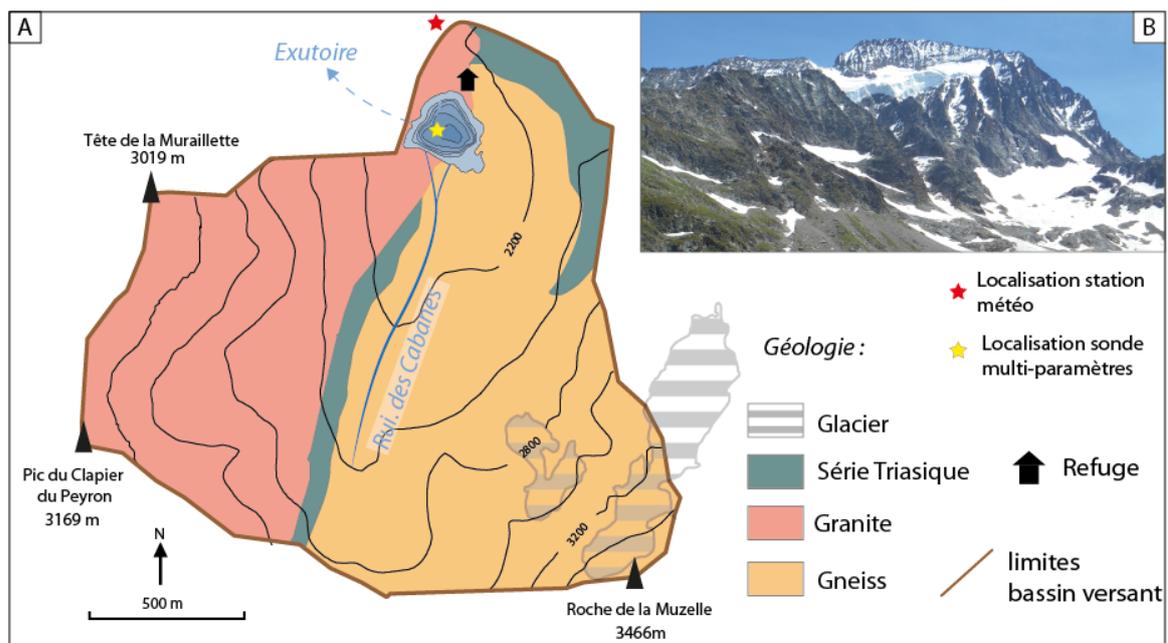


Figure 3-1 : A) Carte géologique et hydrologique simplifiée du bassin versant du lac de la Muzelle ; B) Photographie en direction du sud du glacier de la Muzelle le 22/06/2015.

1.2 Diagramme pollinique

Le diagramme simplifié des données polliniques du lac de la Muzelle est divisé en quatre groupes. Les Arbres de la zone subalpine représentent *Pinus cembra*, *Betula*, *Larix decidua*, *Acer*, *Abies*, *Picea*. Les arbustes de la zone subalpine sont représentés par *Alnus*, *Ericaceae*, *Juniperus*, *Salix*. Les arbres de vallée sont représentés par *Pinus sylvestris*, *Quercus*, *Tilia*, *Fagus*, *Castanea*, *juglans*. Les arbustes de vallée sont associés à *Corylus*, et les herbacées ne comprennent pas les plantes cultivées, ni les plantes aquatiques et les spores. Ces quatre groupes sont exprimés en pourcentages. Sur un total de 30 échantillons prélevés, 13 se sont révélés « stériles » c'est-à-dire dont la quantité de pollen était trop faible pour être statistiquement valables pour reconstituer la végétation passée.

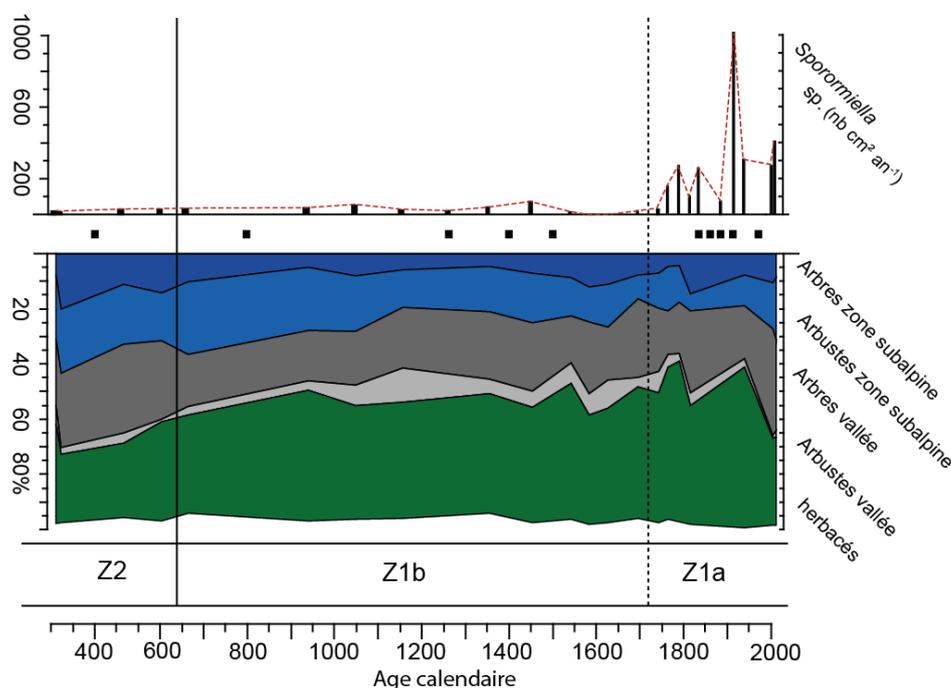


Figure 3-2 : Diagramme simplifié des données polliniques (%), ainsi que les données du comptage des spores de champignons coprophiles *Sporormiella* Sp. (exprimé en flux nb. cm² an⁻¹) du lac de la Muzelle. Les carrés noirs représentent les échantillons polliniques dont la quantité de pollen est trop faible pour être statistiquement valable.

Le diagramme est séparé en trois biomes différents (Figure 3-2). En Z2 (300 à 680 ans Cal. AD), la proportion d'arbres et arbustes de la zone subalpine (*Abies*, *Picea*, *Alnus*, *Ericaceae*, *Juniperus*) est de 35%. Les arbres de vallée (*Pinus*, *Fagus*) sont présent à une proportion de 25%, et les herbacées à 35%. La présence de *Sporormiella* est non négligeable mais correspond toutefois à des flux faibles. En Z2b (680 à 1725 AD), la proportion d'arbres et arbustes de la zone subalpine diminue à 25%, on note la diminution de *Pinus* et *Picea* et l'augmentation de *Betula* et *Salix*. La proportion d'arbres et arbustes de vallée est à 25%, dont l'augmentation des arbustes est à mettre

à profit de *Corylus*. La proportion d'herbacées augmente pour atteindre 45%, dont l'augmentation de *Plantago* et de *Rumex* sont à noter. En Z1a (1725-2000 ans Cal. AD), les arbres et arbustes de la zone subalpine baissent à 20%. Les arbres et arbustes de vallée représentent 35%. La proportion d'herbacé reste à 45%, il est à noter l'augmentation de pollens de *Plantago*, *Urticaceae*, *Saxifragaceae* et *Brassicaceae*. Les flux de sporormiella jusque-là assez faibles, connaissent une brusque augmentation durant cette période pour atteindre un maximum en 1900 ans Cal. AD. Il est à noter les flux encore important de nos jours.

Le diagramme pollinique nous indique donc une dynamique de la végétation relativement progressive sur la période d'étude. Entre 300-680 ans Cal. AD, la présence d'arbres et d'arbustes de la zone subalpine suggère l'existence d'une pessière probablement en dehors du bassin versant, dont la végétation doit être dominée par les herbacées. Entre 680-1725 ans Cal. AD, un changement progressif des pollens s'opère. Les arbres et arbustes diminuent progressivement, et la présence de *Plantago*, *Rumex* en plus grande proportion indique une activité pastorale probablement extérieure au bassin versant. Le changement le plus significatif est à partir de 1750 ans Cal. AD, lorsque les flux de spores de champignons coprophiles augmentent brusquement. La présence de ces spores est caractéristique d'une activité pastorale dans le bassin versant (David Etienne et al., 2013), et démontre probablement le début de l'utilisation du bassin versant en tant que pâturage. Cette activité traditionnelle est de nos jours encore pratiquée, et l'on observe des flux soutenus mais deux fois moindre qu'au maximum de 1900 ans Cal. AD. Les données polliniques indiquent essentiellement pour la période 1725-2000 ans Cal. AD, l'utilisation des alentours comme pâturages.

1.3 Le suivi instrumental du lac de la Muzelle

La colonne d'eau du lac de la Muzelle a fait l'objet d'un suivi instrumental grâce à une sonde multi-paramètres (RBR Ruskin) entre le 5 octobre 2011 et 22 septembre 2014, disposée à une profondeur de 18 m dans la partie centrale du lac (Figure 3-1). Suite à une panne de la sonde, le suivi ultérieur n'a pas été possible. Cette sonde enregistre la température (°C), la pression de l'eau (mBar), la fluorométrie ($\mu\text{g/L}$), la turbidité (NTU) et l'oxygène dissous. Nous nous intéressons particulièrement à la turbidité et la température comme indicateurs principaux de l'entrée d'apports torrentiels dans le système lacustre (Figure 3-3). En comparaison, les données météorologiques que nous avons récoltées entre le 25 juin 2012 et le 22 juin 2015, via la station météo indiquent l'évolution de la température de l'air horaire (°C) et de la pluviométrie (mm/h). Sur la période de suivi, la température de l'eau du fond (18 m) semble influencée par la température extérieure. Cette dernière passe dans des valeurs positives, en moyenne autour de fin avril. En comparaison, la température de l'eau de fond reste constante autour de 4°C pendant

l'hiver et commence à augmenter seulement au mois de juin. Pendant l'été, la température de l'eau de fond augmente progressivement jusqu'à atteindre des valeurs proches de 7°C au mois d'octobre. Puis la température chute et revient à 4°C pendant la période hivernale. Cette chute des températures de fond se stabilise en une dizaine de jours en moyenne, et intervient lorsque les températures extérieures commencent à être négatives. La baisse des températures de fond en octobre ont mis en évidence le brassage annuel de la colonne d'eau dans le lac de la Muzelle (Rodriguez, 2014).

Sur la période de suivi, nous observons lors du 7 août 2013 (Figure 3-3), une augmentation brusque de la température du fond passant de 7°C à 8.6°C accompagnée d'une augmentation des valeurs de turbidité à 22:00 GMT. La station météo nous indique que le 7 août, un épisode de pluie a commencé à 4:00 GMT pour atteindre une intensité maximum à 21:00 GMT. Au total, l'épisode de pluie a duré 42 heures pour une pluie de 99.4 mm.

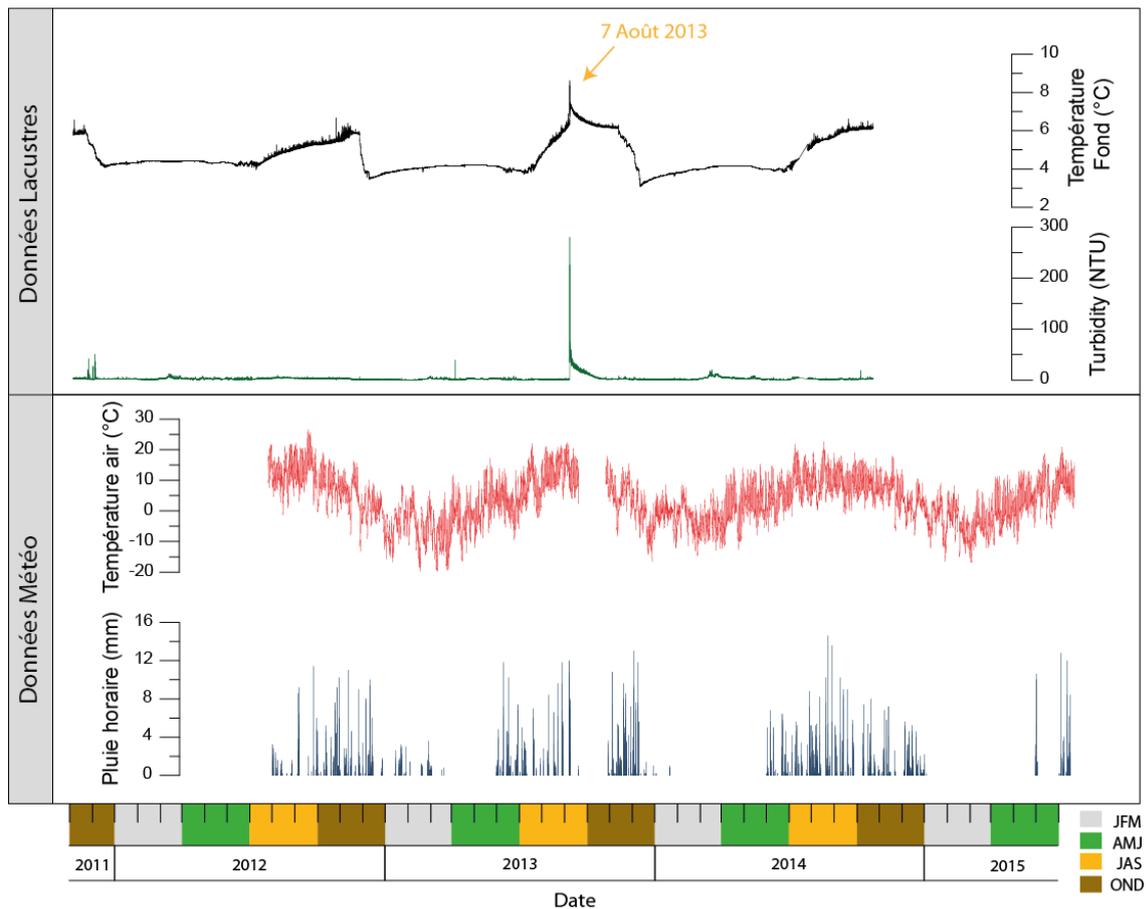


Figure 3-3 : Comparaisons entre les données enregistrées par la sonde multi paramètres dans le lac de la Muzelle (Turbidité et température du fond), et l'enregistrement de la station météo située à proximité du lac (Pluie horaire et température de l'air).

1.4 Trappe à sédiments dans le lac de la Muzelle.

Le suivi instrumental comprend une trappe à sédiment avec réceptacle en cône (Chapitre 2§2.1) et un tube de réception. Le facteur de concentration entre le sédiment capté et le sédiment accumulé dans le tube est de l'ordre de 6. Un réceptacle a été mis en place entre le 10 juillet 2012 et le 26 septembre 2013 (Figure 3-4). L'épaisseur totale de sédiment dans le tube a été de 11.5 cm dont nous pouvons distinguer deux sections. La première, de 0 à 3 cm est homogène avec un Q50 moyen de 29 μm et un Q90 moyen de 111 μm . Sans le facteur de concentration, cette accumulation sédimentaire représente 5 mm. Nous savons par ailleurs, que le taux de sédimentation moyen sur le dernier siècle est d'environ 1.5 mm/an. L'accumulation sédimentaire serait donc dans l'ordre de grandeur de la sédimentation annuelle des périodes estivales 2012 et 2013. Le deuxième dépôt correspond à un niveau granodécroissant, dont la base sableuse est caractérisée par des valeurs de Q90 aux alentours de 125 μm et un dépôt d'argiles dans la partie supérieure. D'après l'enregistrement de la sonde multi-paramètres, le niveau décroissant est attribuée à un dépôt sédimentaire associé à une crue torrentielle ayant eu lieu le 7 août 2013. Cette épaisseur sédimentaire sans le facteur de concentration représente un dépôt au fond du lac de 1.4 cm.

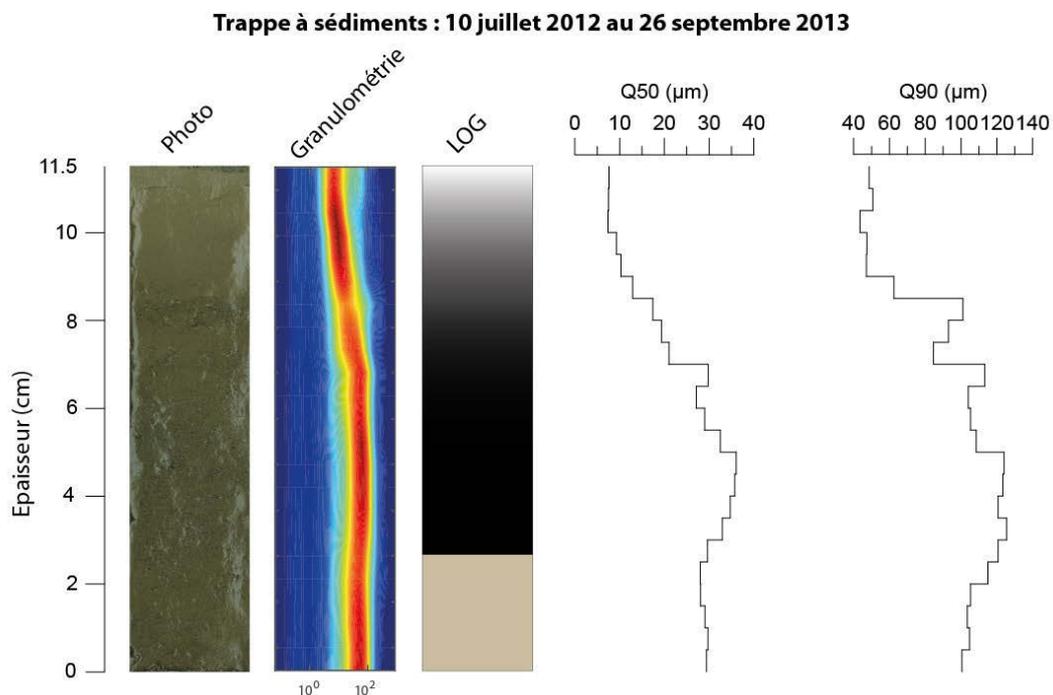


Figure 3-4 : Sédiment récolté dans la trappe à sédiments du lac de la Muzelle entre le 10 juillet 2012 et le 26 septembre 2013. De gauche à droite, la photo du tube récepteur, les données granulométriques et un LOG du remplissage. En comparaison les données granulométriques de Q50 et de Q90 (μm).

2. Article 2 : Reconstitution des fluctuations glaciaires et relations entre disponibilité sédimentaire et occurrence de crues

1700 years of interaction between glacial activity and flood frequency in proglacial Lake Muzelle (western French Alps)

Laurent Fouinat(1), Pierre Sabatier(1), Jérôme Poulénard(1), David Etienne(2), Christian Crouzet(3), Anne-Lise Develle(1), Elise Doyen(4), Emmanuel Malet(1), Jean-Louis Reyss(5), Clotilde Sagot(6), Richard Bonet(6), Fabien Arnaud(1).

EDYTEM, Université Savoie Mont Blanc-CNRS, 73376 Le Bourget du Lac Cedex, France

CARTEL, Université Savoie Mont Blanc, 73376 Le Bourget du Lac, France

ISTERRE, Université Savoie Mont Blanc - CNRS, 73376 Le Bourget-du-Lac, France

INRAP, 51520 Saint-Martin sur-le-Pré, France

LSCE, Université de Versailles Saint-Quentin CEA-CNRS, avenue de la terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette cedex, France

Parc national des Ecrins, Domaine de Charance 05000 Gap, France

Correspondence author:

Laurent Fouinat

Laurent.fouinat@univ-smb.fr

Telephone: +33 4 79 75 87 84

Article accepté dans *Quaternary Research*

2.1 Abstract

Local glacial fluctuations and flood occurrences were investigated in the sediment sequence of proglacial Lake Muzelle. Based on geochemical analysis and organic matter content established using LOI and reflectance spectroscopy, we identified six periods of increased glacial activity over the last 1700 years. Each is in accordance with records from reference glaciers in the Alps. A total of 255 graded layers were identified and interpreted as flood deposits. Most of these occurred during glacial advances such as the LIA period, and exhibit thicker deposits characterized by an increase in the fine grain size fraction. Fine sediment produced by glacial activity is transported to the proglacial lake during heavy rainfall events. The excess of glacial flour during these periods seems to increase the watershed's tendency to produce flood deposits in the lake sediment, suggesting a strong influence of the glacier on flood reconstruction records. Thus, both flood frequency and intensity, which is estimated based on layer thickness as a proxy, cannot be used in reconstruction of past extreme events due to their variability. There is a need to take into account changes in sediment supply in proglacial areas that could preclude satisfactory interpretation of floods in terms of past climate variability.

Key words:

Glacier fluctuations, Paleohydrology, Proglacial lake, Flood reconstruction, French A

2.1 Introduction

Remote areas, such as high altitude glacial environments, represent unique areas for detecting climatic changes and natural hazards following rapid changes (Gobiet et al., 2014). Two major concerns are related to glacier mass loss and precipitation regimes, which could influence modern ecosystems and civilization (Beniston, 2007a). The recent behavior of Alpine glaciers presents clear evidence of atmospheric warming, which has resulted in a general decrease in glacier length in recent decades (Dyurgerov and Meier, 2000; Oerlemans, 2005; Diolaiuti et al., 2011). Glaciers are also known as very effective erosion agents, and the resulting sediment found in periglacial environments can be considered as a sensitive recorder of glaciological and climatic changes, given careful consideration of the glacial sedimentary system (Alley et al., 2003). A tendency for sediment yield to increase in larger glaciated basins was reported in Alaska by Hallet et al., (1996), as well as in the varved sediment of proglacial lake Silvaplana in Switzerland (Leemann and Niessen, 1994). However, this is not always the case because the sediment export from glaciers also depends on subglacial shear and glaciofluvial processes operating near or directly beyond the glacial margin (Hodder et al., 2007). Glacial activity can transport supraglacial sediment, which is mostly composed of coarse sediment falling on the ice surface; on the other hand, sediment recovered from the subglacial area is composed of finer particles (Owen et al., 2003).

Detrital output from glaciers has, therefore, been extensively studied in proglacial lakes in order to reconstruct past glacier fluctuations over centennial to millennial time periods (Karlén, 1976; Nesje et al., 1991b; Dahl and Nesje, 1994; Bakke et al., 2010; van der Bilt et al., 2015). Increased detrital input, as well as reduced organic matter abundance in proglacial lakes, could be related to increased glacial activity, and these changes can be identified by reflectance spectroscopy (Rein and Sirocko, 2002; Rein et al., 2005; Debret et al., 2011; Trachsel et al., 2013). Fine sediments are then exported by subglacial streams to downslope areas, and sometimes correspond to a majority of the sediment transported (Weirich, 1985; Hicks et al., 1990). In the context of glacial retreat, the sediment can be trapped temporarily in the watershed (Gilbert and Shaw, 1981; Navratil et al., 2012), or hydrologically disconnected from the stream (Micheletti and Lane, 2016), thus creating a temporal lag between sediment production and export in the watershed (Hodder et al., 2007). A major sediment transport mechanism in high alpine watersheds is extreme rainfall events that trigger torrential floods, which are identified in high altitude Alpine lakes as high-energy depositional layers (Arnaud et al., 2002b; Giguet-Covex et al., 2012b; Wilhelm et al., 2012b, 2013b; Wirth et al., 2013d; Støren and Paasche, 2014; Bruno Wilhelm et al., 2015; Wilhelm et al., 2016). These extreme events essentially transport fine

sediment (clay to sand) downstream; coarser sediment can be mobilized but contributes only a small proportion of the total sediment exported (Rickenmann et al., 1998). During a flood event, the presence of a large glaciated surface can promote faster runoff compared to a non-glaciated watershed, partly because of glacial meltwater, firn cover or lower glacial snow thickness (Dahlke et al., 2012). Moreover, several studies on proglacial lakes have identified higher flood occurrence during periods favorable to glacier extension in the Alps (Glur et al., 2013b; Wirth et al., 2013d; Swierczynski et al., 2013; Amann et al., 2015). Those studies have highlighted the role of more frequent heavy rainfalls caused by changing atmospheric conditions, but there is a need for better understanding sediment availability linked to glacial variations on the reconstruction of the occurrence of flood events in high alpine watersheds.

Here, we explored this relationship in proglacial Lake Muzelle, which is situated in the French Alps. The sediment record was investigated to reconstruct past glacial fluctuations and flood occurrences during the last 1700 years. The record includes periods of warmer or drier climates, such as the Medieval Climate Anomaly (MCA) and the recent warming, and periods of colder or wetter climates, such as the Little Ice Age (LIA). The objective of this study was to reconstruct both the flood frequency and glacial fluctuations to explore the interaction between these two parameters based on sediment export through long term variations of hydrological cycle.

2.2 Study area

Lake Muzelle (44° 57.037 N 6° 5.845 E) is a proglacial lake located in the western Alps in France and lies at an altitude of 2100 meters above sea level (m.a.s.l.). The lake has an area of 0.09 km², is 18 meters deep and is ice covered for 6 months of the year, from December to May. It is located approximately 30 km southeast of the city of Grenoble and is situated in a north-facing cirque. The 4.2-km² catchment area reaches a maximum elevation of 3465 m.a.s.l. and includes a glacially covered area whose surface has drastically decreased over the last hundred years (Figure 3-5). The maximum glacier extent during the end of the LIA around AD 1850 (Gardent, 2014; Gardent et al., 2014). At its maximum LIA extent, the glacier occupied an area of ~1.1 km² (27% of the watershed). In the late 1960s, the glacier covered 0.5 km² (11% of the watershed), and in 2009, it covered approximately 0.2 km² (4.8% of the watershed). The Muzelle glacier is not entirely situated in the watershed of the lake, and only the upper part is now connected to the lake via a stream. The geological setting is mainly composed of granite and gneiss, except for a small corridor underneath the permanent glacial stream composed of marls. The sediment supply to the lake consists mainly of bedrock material and poorly developed soils, and the sediment flows from the south to the lake, forming a large delta. No glacial moraine is present in the

watershed. The site is currently used as a pasture area for sheep; it is an open environment mostly covered by alpine lawn close to the lake and bare rock in the upper watershed. This site is located in the restricted area of the Ecrins National Park, and a refuge was built next to the lake in AD 1968 to receive hikers during the summer season.

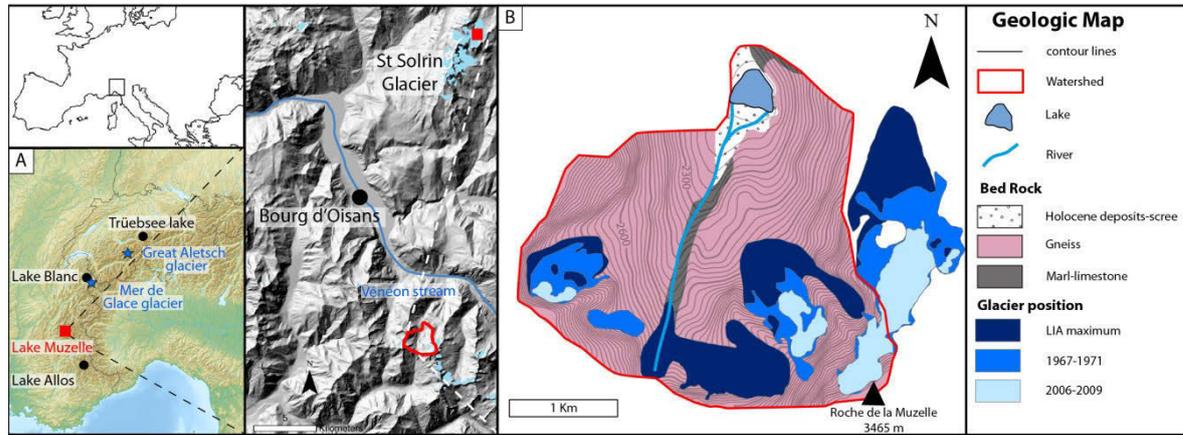


Figure 3-5: Geographical position of Lake Muzelle in the western Alps and locations of other records used in this study. Geologic map of the watershed with reported glacier positions from three different periods since the LIA (Gardent et al., 2014).

2.3 Materials and methods

In April 2012, cores were retrieved from the deepest part of Lake Muzelle (18 m depth; 44°57'02.0"N 6°05'48.0"E) using a UWITECH piston corer with hammer action. The master core sequence (MUZ12) is composed of two coring holes. MUZ1201 was retrieved from the lake bottom with a 90-mm diameter tube, and MUZ1202 was retrieved with a 63-mm tube. A short gravity core, MUZ12P5, was also taken to provide a well-preserved sample of the water-sediment interface. In June 2014, a set of nine short gravity cores (MUZ14P1 to MUZ14P9) distributed across the deep portion of the lake basin were retrieved using UWITECH piston corer, allowing us to better understand sediment partitioning throughout the entire lake system. This method was used to increase the reliability of the flood intensity reconstructions (Jenny et al., 2014). All cores were split in half lengthwise and photographed at high resolution (20 pixel mm⁻¹). A detailed macroscopic description allowed us to determine the different sedimentary facies and to establish the stratigraphic correlations between cores. A composite core was built using clearly identifiable layers in the overlapping sections of cores MUZ1201 and MUZ1202 to obtain a 283.5-cm-long sediment sequence.

2.3.1 Loss On Ignition (LOI)

The loss on ignition technique was used to estimate the fractions of organic matter and carbonate in the sediment following (Heiri et al., 2001). In total, 216 samples were analyzed, based on the lithostratigraphy, with thicknesses ranging from 0.3 to 1.5 cm. Samples were taken from the sediment cores and dried (at 60°C) in a stove for 48 hours. They were then crushed and placed in an oven at 550°C for 4 hours to oxidize the organic matter fraction:

$$\% \text{ OM} \Leftrightarrow \text{LOI}_{550^{\circ}\text{C}} = (\text{DW}_{60^{\circ}\text{C}} - \text{DW}_{550^{\circ}\text{C}}) / \text{DW}_{60^{\circ}\text{C}} \times 100$$

After determining the dry weight (DW) at 550°C, the samples were placed in a 950°C oven for 2 hours to oxidize the carbonate fraction:

$$\% \text{ CaCO}_3 \Leftrightarrow \text{LOI}_{950^{\circ}\text{C}} = (\text{DW}_{550^{\circ}\text{C}} - \text{DW}_{950^{\circ}\text{C}}) / \text{DW}_{550^{\circ}\text{C}} \times 100$$

The Non Carbonate Ignition Residue (NCIR) was obtained by subtracting the LOI_{550°C} and LOI_{950°C} from the initial weight DW_{60°C}.

2.3.2 Reflectance spectroscopy

Reflectance spectroscopy was performed using a continuous step of 0.5 cm and a Konica Minolta CM-2600d spectrophotometer. Measurements were taken at 10-nm increments over the range of 360 to 740 nm. The analysis was performed on the oxidized sediment surface using a polyethylene film. We used a transparent polyethylene film to avoid bias in the measurement (Debret et al., 2006b). We also used the Specular Component Excluded–CIE L*a*b* mode (Minolta CM-2002 handbook) to eliminate any bias due to specular reflection. Analyses were carried out using a D65 illuminant (Minolta CM-2002 handbook), which corresponds to average daylight and has a color temperature of 6504 K, and an aperture of 5 mm (Debret et al., 2006b). Calibration based on BaSO₄ from an international standard was performed before each section. L*, an indicator of brightness, was used to identify different lithostratigraphic units. The Relative Absorption Band Depth (RABD) was then calculated between 660 and 670 nm (Wolfe et al., 2006; Brandon R Boldt et al., 2015) to evaluate the total sedimentary chlorophyll and its diagenetic products, which have absorption maxima between 660 and 690 nm. We normalized the RABD by the mean reflectance; because water content is greater at the top of the core, its effect is to reduce the overall reflectance (Balsam et al., 1998) of sediment assessed using the RABD (I-band) (Rein and Sirocko, 2002).

$$\text{RABD}_{660;670} = \{[(6 * R_{590} + 7 * R_{730})]13 / R_{\min(660;670)}\}$$

$$\text{RABD (I-band)} = \text{RABD}_{660;670} / R_{\text{mean}}$$

where R_{590} = reflectance at 590 nm, R_{730} = reflectance at 730 nm, $R_{\min(660;670)}$ = minimum reflectance at 660 or 670 nm and R_{mean} is the mean reflectance of the sediment.

2.3.3 Grain size measurements

Grain size measurements were carried out on the composite core using a Malvern Mastersizer 800 particle-sizer at a lithology-dependent sampling interval. Ultrasonication was used to dissociate particles and to avoid flocculation. Interbedded deposits were characterized on the basis of their median (Q50) and coarse (Q90-Q99) fractions (Passega, 1964). We also documented the thickness and Q90 max of each interbedded deposit.

2.3.4 Geochemistry

Geochemical analysis was carried out using an Avaatech X-Ray fluorescence (XRF) Core Scanner (EDYTEM Laboratory, CNRS-University Savoie Mont Blanc) at a resolution of 1 mm. The X-Ray beam was generated with a rhodium anode and a 125- μm beryllium window, which allow a voltage range of 7 to 50 kV and a current range of 0 to 2 mA. We used thin ultralene film (4 μm) to avoid contamination of the measurement prism and desiccation of the sediment. The relative element intensities were expressed in counts per second (cps), and geochemical data were obtained with different settings according to the elements analyzed. Si, Al, K, Fe, Ti, and Ca were measured at 10 kV and 1 mA for 20 seconds, and Sr, Rb, Zr, Mn, Cu, Zn, Pb, and Br were measured at 30 kV and 0.75 mA for 30 seconds. A principal component analysis (PCA) was performed on the geochemical and LOI results using R software version 3.0.2 (R Development Core Team, 2011) to determine the statistical correlations between the results and the corresponding facies and to visualize the geochemical natures of the different units (Sabatier et al., 2010; Bajard et al., 2016).

2.3.5 Coprophilous fungal ascospores analysis

To examine the potential impact of animal grazing pressures on the reconstructed flood activity, *Sporormiella* accumulation rates were determined in sediment subsamples collected throughout core MUZ12. Erosion processes in high-elevation catchments may be modified by grazing activity through stamping soils (Giguet-Covex et al., 2012b). The variability in grazing pressure in a catchment area can be reconstructed from the variations in the accumulation rate of coprophilous fungal ascospores of *Sporormiella* (HdV-113) (David Etienne et al., 2013). During the sampling, event layers were avoided because they may correspond to high-turbidity conditions related to floods or mass-movement events that may have transported unusual quantities of *Sporormiella*

ascospores or induced the remobilization of older sediments. Subsamples were chemically prepared according to the procedure of (Faegri et al., 1989). *Lycopodium clavatum* tablets were added to each subsample (Stockmarr, 1971) to express the results in terms of accumulation rates (number $\text{cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$). Coprophilous fungal ascospores were identified based on several reference catalogues (van Geel et al., 2003; van Geel and Aptroot, 2006) and counted following the procedure established by (Etienne and Jouffroy-Bapicot, 2014).

2.3.6 Chronology

The chronology of the Lake Muzelle sediment sequence is based on 10 ^{14}C measurements on terrestrial macroremains, short-lived radionuclide measurements and paleomagnetic secular variations. The ^{14}C measurements were carried out using Accelerator Mass Spectrometer (AMS) methods at the Poznan Radiocarbon Laboratory and at the Laboratoire de Mesure ^{14}C (LMC14) ARTEMIS at the CEA (Atomic Energy Commission) institute at Saclay (table 1). The calibration curve IntCal13 (Reimer et al., 2013) was used for the ^{14}C age calibration. The short-lived radionuclides in the upper 30 cm of core MUZ12P5 were measured using high-efficiency, very low background, well-type Ge detectors at the Modane Underground Laboratory (LSM) (Reyss et al., 1995). The measurement intervals followed the facies boundaries, resulting in an irregular sampling of approximately 1 cm. Five thicker beds (at depths of 3.5-4.2, 12.1-14.5, 22.8-23.9, 25.7-26.9, and 30.1-33 cm) were not analyzed because they were considered to be instantaneous deposits. Cesium-137 (^{137}Cs) and americium-241 (^{241}Am) were introduced into the environment at the end of the 1950s by atmospheric nuclear weapons tests, which peaked in AD 1963. The Chernobyl accident in AD 1986 also dispersed ^{137}Cs into the atmosphere of the Northern Hemisphere. Excess ^{210}Pb was calculated as the difference between total ^{210}Pb and ^{226}Ra activities. We then used the Constant Flux/Constant Sedimentation (CFCS) model and the decrease in excess ^{210}Pb to calculate the sedimentation rate (Goldberg, 1963). The uncertainties of the sedimentation rates obtained by this method were derived from the standard error of the linear regression of the CFCS model.

Additional chronological markers were provided by paleomagnetic investigations. The magnetic measurements were carried out on U-channel subsampled cores using the 3-axis 2-G enterprise cryogenic magnetometer of the CEREGE laboratory (Aix-Marseille University). The Natural Remnant Magnetization (NRM) was progressively demagnetized using alternative field (AF) techniques with 10, 20, 30, 40 and 60 mT steps. Only one magnetic component is observed. PCA is performed using the PuffinPlot software package (Lurcock and Wilson, 2012) to calculate the characteristic remnant magnetization (ChRM). The ChRM direction (declination and inclination) versus depth was compared to known secular variations of the geomagnetic field to

provide additional chronological markers. The geomagnetic field's secular variations are variable in space and time and have been measured in different laboratories since the 17th century. As MUZ is located between Paris (France, Alexandrescu et al., 1997) and Viterbo (Italy, Lanza et al., 2005), the ChRM curve is compared to both records.

2.3. Results

2.3.1 Core description and lithology

The sediment recovered from the 283.5-cm-long MUZ12 core is composed of homogenous clay to silt-sized mud intercalated with dark sandy layers. The homogeneous mud is characterized by three facies: f1 is a silty clay-rich, dark-brown colored mud (2,5Y 4/2) with an average median grain size (Q50) of 24 μm ; f2 is a clay-rich, brownish-gray colored mud (2,5Y 5/2) with a slightly lower Q50 of 19 μm (Figure 3-6); f3 is an organic-rich (average of 5.3 wt%) mud layer that generally occurs in association with f1. These three facies are interbedded with layers of graded sand to silt corresponding to facies 4 (f4), which is almost always capped by a layer of clay-sized particles referred to as facies 5 (f5). Based on the identification of f1, f2 and f3, we separated the sediment cores into seven depositional units. Facies f1 and f3 are essentially present in Unit 1 (0-35 cm), Unit 3 (83.5-108 cm), Unit 5 (150-190 cm) and Unit 7 (216-283.5 cm), with mean LOI 550°C values of 4.4 wt% and high RABD (I-band) values related to their organic matter contents. In contrast, f2 is essentially present in Unit 2 (35-83.5 cm), Unit 4 (108-150 cm), and Unit 6 (190-216 cm), with average LOI 550°C values of 3.6 wt% and low RABD (I-Band) values. This sediment sequence leads to distinctive characterization of 1/ a muddy facies (f1, f2, f3) that corresponds to continuous sedimentation and 2/ normally graded layers (f4+f5) that are interpreted as instantaneous deposits (Figure 3-6).

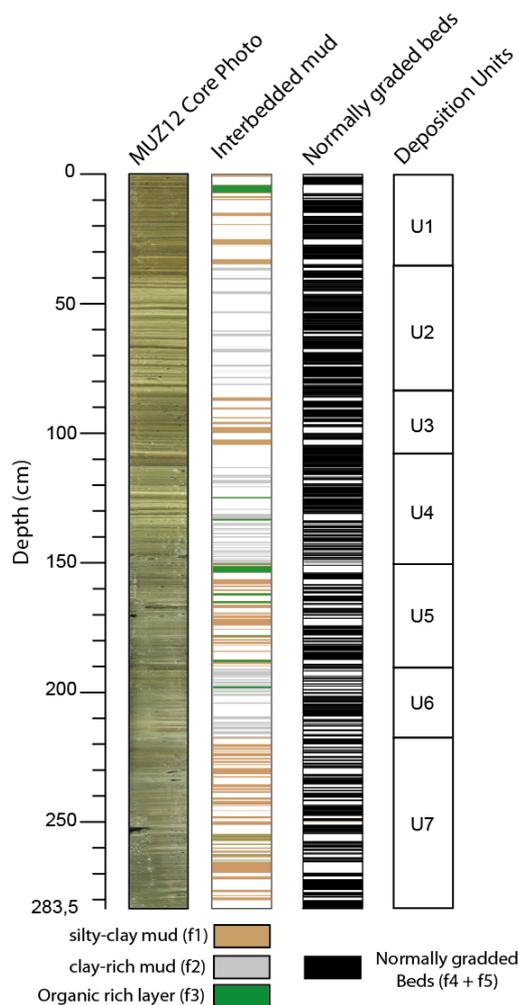


Figure 3-6 : Photograph of the core and lithological description of the MUZ12 sediment sequence identifying interbedded clay mud and graded beds. The clay mud repartition is used to establish the depositional units.

2.3.2 Continuous sedimentation

Once facies f1, f2 and f3 were identified, we obtained a free-graded-bed accumulation of the 80.1 cm of clay mud (Figure 3-7A). The correlation circle produced by PCA includes both geochemical and LOI results, highlighting the separation between the units (Figure 3-7B). Dimensions 1 and 2 (denoted as Dim1 and Dim2) represent almost 59% of the total variability. On the left side (negative loading for Dim1), a first end-member is characterized by RABD (I-band), LOI 550°C and Br content that represent the organic-rich sediment within the core and makes up the main contribution to U1, U3, U5 and U7. On the right side (positive loading for Dim2), another end-member could be defined based on the NICR, Si, Al, Fe, and K contents. This end-member represents the detrital part of the sediment and makes up the main contribution to U2, U4 and U6. The proportion of the mineralogic content of the sediment fluctuates from 89.8 wt% to 95.2 wt%, making it the dominant material in the sediment. The K and Ti contents are lower in f1; however, they are higher in f2, reaching the highest peaks in U2 and U4. Overall, organic matter varies in opposition to mineral content, demonstrating that units dominated by f2 (U2, U4, and

U6) are periods of increased mineral deposition, which proportionally decreases the organic matter content in the sediment.

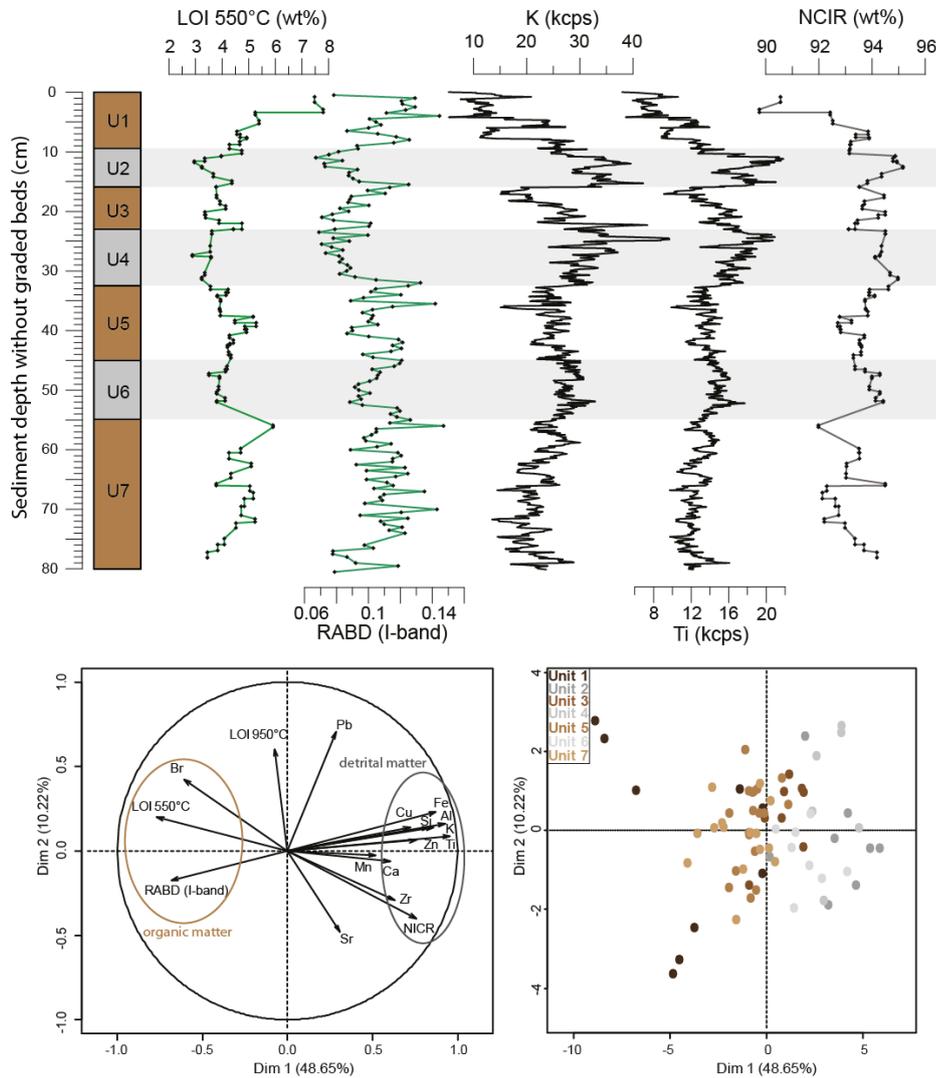


Figure 3-7 : A) Profiles of LOI, RABD (I-band) and geochemistry of the continuous sedimentation portion of MUZ12 core (that is, not including the graded beds). B) Results of the corresponding PCA based on the results of both geochemistry and LOI measurements and the associated population map.

2.3.3 Normally graded beds

We investigated the spatial extent of all the normally graded beds (f4+f5) (Figure 3-8) using the stratigraphic correlations between the nine cores taken in 2014 (Figure 3-8). Based on the thickness of the graded beds from MUZ14 P5 sediment core (center of the lake), we selected three clearly identified deposits (among the 15 correlated deposits) in all the cores. These deposits range in thickness from 2.7 (C) to 0.9 (B) cm. These deposits were located on the bathymetric map in order to identify their spatial extents. For B and C, the thicknesses of the deposits suggest that the sediment input originates from the eastern part of the delta (MUZ14P1) and then spreads to the central part, reaching a maximum sediment thickness in the central and northern parts of the

lake. The most recent graded bed deposit (A) suggests that sediment input originates from the western part of the delta (MUZ14P3) and then spreads into the deeper part. The glacial stream and the delta are situated at the southern end of the lake, and the sediment is deposited in flood-related high-energy currents.

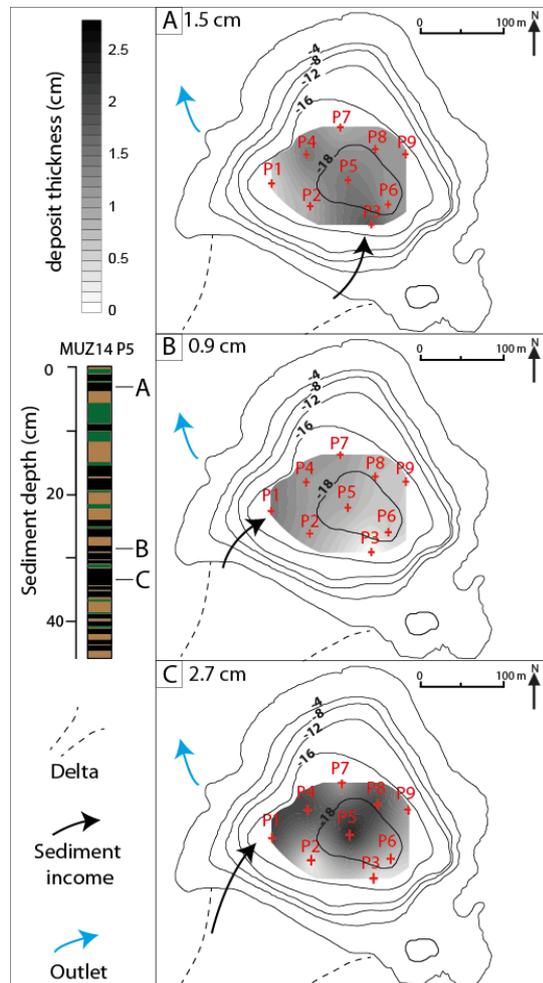


Figure 3-8 : Spatial extent of three selected graded beds in the lake basin, as identified using nine correlated short gravity cores.

The graded layers (f4+f5) are sometimes composed of terrestrial macroremains and present an erosive base related to high-density currents triggered by flooding in the watershed. These deposits feature an average thickness of 0.8 cm, with a minimum of 0.1 and a maximum of 4 cm. Grain size investigations allowed us to identify two types of normally graded beds (NGBs) with similar deposit thicknesses (Figure 3-9A). We selected all 38 NGBs with thicknesses greater than or equal to 1.1 cm and explored their mean grain size distribution (Figure 3-9B). This allowed us to determine that NGB1 (black line) has a Q50 value of 83 μm at its base and that the clay-sized cap has a Q50 of 24 μm . In contrast, NGB2 has lower Q50 values of 35 μm and 11 μm , respectively. Similarly, we investigated the Q90_{max} and the thickness of these 38 NGBs, and we identified two linear relationships (Figure 3-9C). The NGB1 (black diamonds) flood deposits have

Q90_{max} values ranging from 83 μm to 443 μm and thicknesses of 1.2 to 4 cm, with a well-constrained relationship between these two parameters (n=16, r=0.96, p<10⁻⁸). The NGB2 flood deposits (red dots) possess Q90_{max} values of 49 to 116 μm and thicknesses of 1.3 to 3 cm, with a significantly different relationship (n=22, r=0.84, p<10⁻⁶). The results show lower Q90_{max} values in NGB2; this could be related to proportionally fewer coarse grains or more fine sediment in this graded deposit type. To understand the differences between the NGB1 and NGB2 flood deposits, we plotted the f5 thickness (representing the finest fraction) against the total thickness of the deposit for the same 38 NGBs. In general, most of the NGB2 flood deposits possess thicker clay caps (f5) which leads to finer sediments than the NGB1 flood deposits. However, three of the NGB1 deposits feature thick clay caps, and two of the NGB2 deposits feature thin or absent f5 clay caps due to an overlying erosive deposit (indicated by the open red circle in Figure 3-9C).

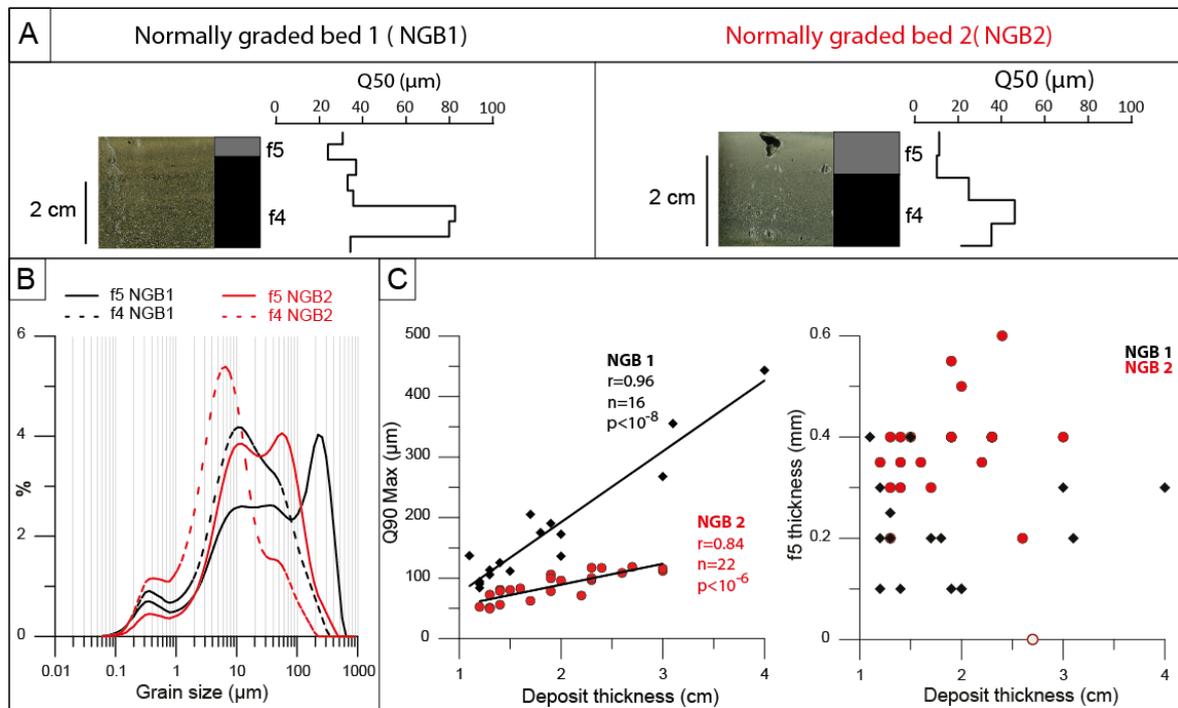


Figure 3-9: Grain size distinctions between Normally Graded Beds (NGB) identified in the MUZ12 sediment core. A) Photos and Q50 (μm) for both NGB 1 and NGB 2. B) Average grain size distribution for facies 1 and facies 2. C) Grain size and thickness parameters of NGB1 and NGB2, which define two different linear trends between thickness and Q90_{max}, and comparison of the thicknesses of the f5 facies and the main deposit from the same NGBs. The open red circle represents an NGB2 type flood without a clay cap.

2.3.4 Chronology

The excess ²¹⁰Pb (²¹⁰Pb_{ex}) profile (Figure 3-10) showed a regular decrease punctuated by drops in ²¹⁰Pb_{ex} on the profile. Following Arnaud et al., (2002), these low values of ²¹⁰Pb_{ex} correspond to NGBs and were excluded in order to construct a synthetic sedimentary record because they are considered to be instantaneous deposits. ²¹⁰Pb_{ex} activities plotted on a logarithmic scale revealed a linear trend (Wilhelm et al., 2012b) which provided a mean

accumulation rate of $1.57 \pm 0.4 \text{ mm yr}^{-1}$. Ages were then calculated using the CFCS model applied to the original sediment sequence to provide a continuous age-depth relationship. In addition, the profiles of ^{137}Cs and ^{241}Am present two (16.3 cm and 6.5 cm) and one (16.3 cm) peaks, respectively, corresponding to the high point of nuclear weapons testing in the Northern Hemisphere in 1963 for the lower peak and the Chernobyl accident in 1986 for the upper peak (Appleby et al., 1991). These two artificial peaks are in good agreement with the CFCS model (Figure 3-10). In addition, we compared the historical flood calendar from the Vénéon river valley (Figure 3-5) from the RTM-ONF data base (<http://rtm-onf.ifn.fr/>), to the instantaneous deposits recovered in the lake sediment for the last 100 years. Six flood events occurred in 2006, 1984, 1947, 1928, 1922 and 1914 could be associated with the most significant NGB deposits, which occur at depths of 1-4.2, 7.1-8.6, 19.2-20.7, 23-26.5, and 30.1-32.9 cm. The good agreement between all these independent chronological markers and the $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ages strongly support our age-depth model for the last century (Figure 3-10).

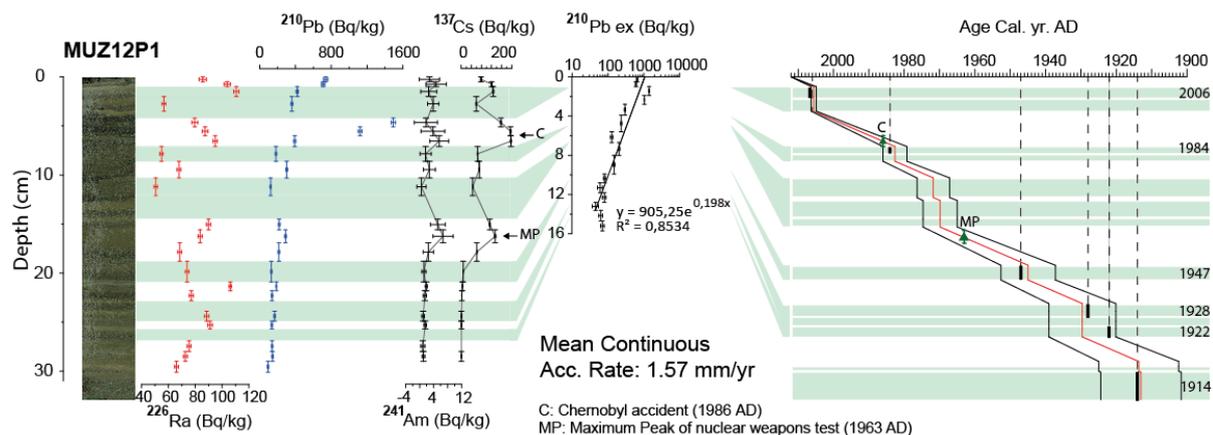


Figure 3-10: Profiles of ^{226}Ra , ^{210}Pb , ^{241}Am , and ^{137}Cs for core MUZ12P1 and application of a CFCS model to the synthetic sedimentary profile of excess ^{210}Pb (ignoring the NGBs, which are considered to be instantaneous deposits). The resulting age-depth relationship, including 1σ uncertainties and indicating historic flood dates associated with NGBs, is also shown.

2.3.5 Age depth model based on ^{14}C ages implemented by paleomagnetism

The ChRM declination profile of core MUZ1201B2 shows a change in the general trend at approximately 74 cm. Above this depth, the declination decreases; below this depth, it increases. This feature is clearly significant and is interpreted as corresponding to the D-1 change that occurred in AD 1820 \pm 20 in Paris and in AD 1790 \pm 20 in Viterbo (Figure 3-11B). It is then possible to propose a coupled age/depth for this feature: (AD 1810 \pm 20 for 69-79 cm of depth) with good accuracy compared to the ^{14}C calibration curves, which have substantial error bars at this period (Figure 3-11C). The ChRM inclination is noisy, which is likely due to the inhomogeneous grain size. Moreover, the Paris reference curve shows a change in the trend ca.

AD 1700, whereas the one from Viterbo shows no change at this time. Therefore, we prefer not to use inclination as a chronological marker. The well-defined coupled age/depth values deduced from paleomagnetic investigations are combined with the short-lived radionuclide results and the ¹⁴C ages to construct an age-depth model for the entire sediment core. Ten samples were dated to obtain ¹⁴C ages (table 1). Four were excluded because the ages were obviously too old, probably due to reworked material issuing from the watershed or contamination by macrophytes. To develop a well-constrained chronology, we removed the 255 graded beds interpreted as flood-induced deposits that represent 203 cm of instantaneous deposits. The remaining 80.5 cm (Figure 3-11A) are used to construct a synthetic sedimentary record (Bøe et al., 2006; Giguët-Covex et al., 2012b; Wilhelm et al., 2012b). We then calculated an age-depth relationship via a smooth spline interpolation generated using R software and the R code package “Clam,” version 2.2 (Blaauw, 2010a). The age model is used to build the chronology of the flood deposits in Lake Muzelle during the last 1700 years. Vertical bars represent the age of each flood thicker than 1 mm with the associated uncertainties (Figure 3-11C).

| Sample name | Lab. Code | Depth (mm) | Sample type | ¹⁴ C yr BP | AD Range Cal. yr. | Prob. |
|--------------------|-------------------|--------------|------------------------------|-----------------------|-------------------|-------------|
| MUZ12_01Aa | Poz-59230 | 84,5 | roots and twigs | 310 ± 35 | 1650-1483 | 95 |
| MUZ12-01A1b | SacA 32335 | 103 | plant macroremains | 210 ± 30 | 1810-1728 | 48.5 |
| MUZ12_01B1a | Poz-59232 | 106 | moss, herb remains | 150 ± 35 | 1783-1717 | 29.9 |
| MUZ12_01B1b | SacA38358 | 150 | plant macroremains | 370 ± 30 | 1526-1448 | 54.7 |
| MUZ12-02A2a | SacA32337 | 166 | moss and roots | 2545 ± 30 | -740/-799 | 49.2 |
| MUZ12_01B1c | Poz-59233 | 192,5 | wood remain | 635 ± 30 | 1397-1339 | 55.5 |
| MUZ12_01B2a | Poz-59235 | 206,5 | moss and herb remains | 1340 ± 30 | 714-645 | 83.6 |
| MUZ12_02A2b | Poz-59231 | 226,5 | roots and herb remains | 1050 ± 40 | 917-1033 | 78.7 |
| MUZ12-01B2a | SacA 32336 | 235 | plant macroremains | 1485 ± 30 | 645-536 | 94.3 |
| MUZ12_02A2c | SacA38359 | 247,5 | twig and herb remains | 1275 ± 30 | 776-662 | 94.4 |

Table 3-1 : Radiocarbon ages for the Lake Muzelle sedimentary sequence (Bold samples correspond to excluded dates from age-depth modeling)

2.4. Discussion

The PCA results showed an anti-correlation between organic matter and detrital input in the Lake Muzelle sediments. The detrital end-member (K and NCIR) corresponds to units U2, U4 and U6, which exhibited lighter sediment color (Figure 3-7B). The proportion of OM in the sediment is less than 8%wt but still allows differentiation of units U1, U3, U5 and U7 by their higher OM content and darker sediment color. Nesje et al., (1991) used this differentiation to interpret high detrital input as glacier meltwater transport to proglacial lakes, whereas OM-rich sediment was deposited when glaciers were contracted or had melted away. Glaciers in the Alps produce fine sediment such as rock flour due to glacial abrasion (Owen et al., 2003), which are then transported further by glacial streams (Dahl et al., 2003). Consequently, several studies have observed higher sedimentation rates in proglacial lakes along with increased glacial cover (Hallet et al., 1996; Leonard, 1997; Menounos and Clague, 2008), but complex interactions between sediment availability and streams prevent consideration of the previous relationship as standard (Leonard, 1997; Hodder et al., 2007). If more erosion were to occur, more sediment would be transported to the lake, inducing higher detrital input that would dilute the OM produced in the lake (Nesje et al., 2001; Nussbaumer et al., 2011a). In several proglacial environment studies, the OM variations were measured using reflectance spectroscopy analysis, allowing climate reconstructions (Debret et al., 2006b; Trachsel et al., 2013; Brandon R Boldt et al., 2015). Both of these parameters were investigated in Lake Muzelle and compared with other studies to test the representativeness of our sediment record.

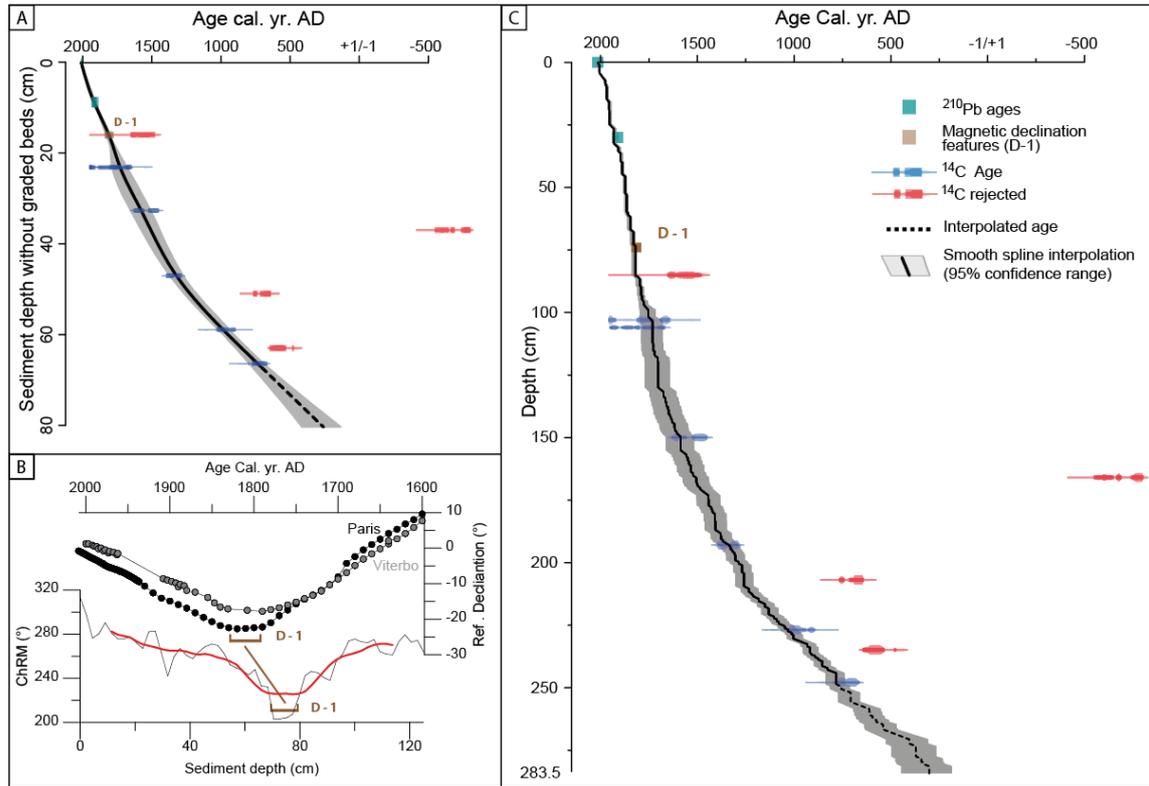


Figure 3-11: A) Age-depth model for MUZ12 sediment sequence without NGBs produced with the “clam” R code package that combines historical ¹³⁷Cs peaks, ²¹⁰Pb-based sedimentation rates, ¹⁴C ages and magnetic declination features. B) Correlative magnetic feature (D-1) between raw sediment ChRM (light gray), 20-cm running average (red curve), and variations in the geomagnetic declination in Paris and Viterbo (Alexandrescu et al., 1997; Lanza et al., 2005). C) Age-depth profile for the entire MUZ12 sediment sequence, including NGBs marked by vertical sections, based on the results shown in (A).

2.4.1 Past Glacier fluctuations

2.4.2.1 The past 250 years

Here, we provide a comparison between detrital input in the lake based on geochemical results (K) and organic matter content (inverted RABD (I-Band)) since 1760 yr AD. The two parameters were compared with glacial mass balance of St-Sorlin glacier (Figure 3-12), which is located 10 km north of the study site and features an orientation and altitude comparable to the Muzelle glacier (Vincent, 2005). The main trend reflects decreases in both detrital input and St-Sorlin glacial mass balance during the observational period. The linear relationship between glacial mass balance and K is significant and positively correlated ($r=0.77$, $n=65$, $p<10^{-13}$). The linear relationship between inverted RABD and glacial mass balance ($r=0.7$, $n=26$, $p<10^{-4}$) is statistically significant. We interpret the lower detrital input in the lake as reflecting reduced glacial extent that decreased the amount of subglacial erosion and thus the detrital input (Leemann and Niessen, 1994; Ohlendorf et al., 1997; Koppes and Hallet, 2002).

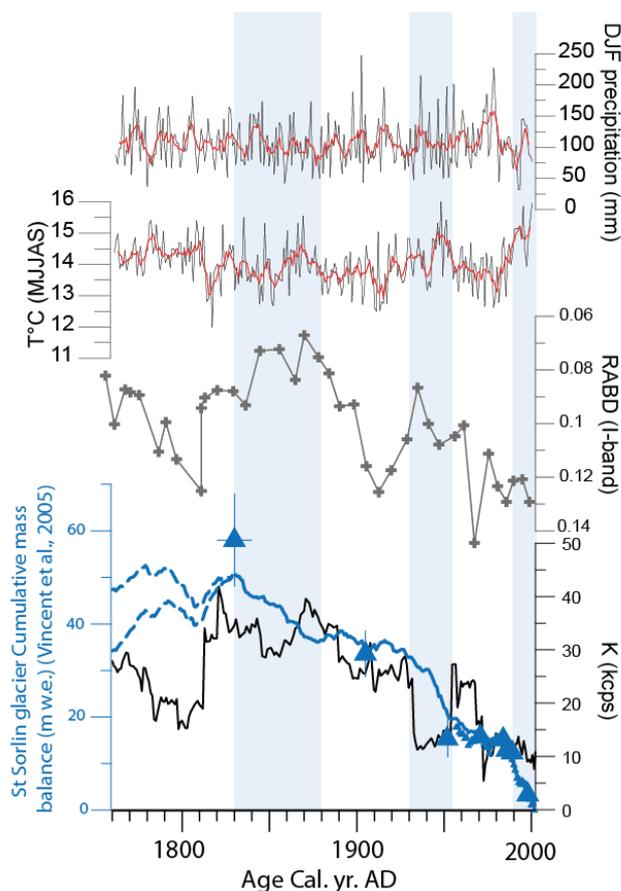


Figure 3-12 : Comparison of Muzelle sediment potassium values measured by XRF (black line) and inverted RABD (I-band) data with the cumulative mass balance of nearby St-Sorlin Glacier during the past 250 years (blue curve) based on direct measurements (small triangles), historic maps or photogrammetric measurements (large triangles), the reconstructed cumulative mass balance using a degree day model (plain blue line), and two models based on precipitation increases of 25% and 35% (dashed blue line) modified from (Vincent, 2005). Mean warm season temperature (°C) (MJJAS) and autumn precipitation using a 31-year running mean are also shown (Casty et al., 2005)

In detail, there are three periods of rapid mass balance decrease (1830-1880 yr AD; 1930-1955 yr AD; 1990-2000 yr AD) (blue bands in Figure 3-12). These periods are characterized by higher summer temperatures (Casty et al., 2005) that probably contributed to the increased ablation of the St-Sorlin glacier (Vincent, 2002). During these periods of strongly negative glacial mass balance, the inverted RABD values are higher, denoting lower organic matter content in the sediment. However, K is recorded with a higher resolution, allowing the observation of low values at the beginning of the periods that suggest low detrital input in the lake. Similar features have been observed in the context of glacial retreat (Bogen, 1996; Hallet et al., 1996; Koppes and Hallet, 2002). At the end of each period, we observe a sharp increase in the K content (1860-1880 yr AD; 1950-1970 yr AD). More detrital input is thus transported into the lake. Between 1860-1880 yr AD, higher K values occur at the same time as higher summer temperatures and relatively high autumnal precipitation values. The sharp increase in K content after 1950 yr AD occurs right after higher summer temperatures and during higher autumnal precipitations. The sediment input in the lake seems decoupled from the glacial extent at small scales. This temporal lag between sediment production by the glacier and glacio-fluvial transport to the lake may be related to temporary sediment storage in the watershed (Gilbert and Shaw, 1981; Weirich, 1985; Desloges, 1994; Navratil et al., 2012). In a rapid glacial retreat context, Micheletti and Lane (2016) observed meltwater runoff increase at the expense of sediment export because of poor stream

connectivity to recently deglaciated sediment storage zones. In this case, heavy rainfall could be favorable to sediment transport to the lake. As these sharp increases in K content occur after rapid glacial mass balance loss, the temporal lag at a seasonal scale can also be explained by pulses of sediment originating from glacial meltwater under constant runoff conditions and attributed to faster basal sliding (Riihimaki, 2005). Moreover, detrital inputs into the lake linked to glacial variations can be tracked by both K content and inverted RABD (I-band), but only for subcentennial variations. To better understand the complex detrital input variations at a decadal scale, further investigation into sediment transport to Lake Muzelle is necessary.

2.4.2.2 The past 1700 years

We present the detrital input of Lake Muzelle based on K content (Figure 3-13E) and inverted RABD (I-band) (Figure 3-13D) values in the sediment during the last 1700 years. Six periods of higher clastic sediment deposition were identified (370-500 yr AD; 1080-1100 yr AD; 1230-1325 yr AD; 1460-1500 yr AD; 1615-1790 yr AD; and 1820-1900 yr AD). The period of maximum detrital input occurred during the LIA, when the Muzelle glacier covered 27% of the watershed's area (Gardent et al., 2014). Comparison with records from both the Mer de Glace (Le Roy et al., 2015) and Great Aletsch (Holzhauser et al., 2005b) reference glaciers shows that they exhibit similar trends. The reference glacier records show four major advances during the 7th, 13th, 17th, and 19th centuries and one minor advance during the 12th century. Higher detrital input into Lake Muzelle occurred several decades before the Aletsch Glacier and the Mer de Glace increased in length, except during the LIA period, when they occurred at the same time. However, comparison with records reflecting fluctuations in smaller glaciers, such as proglacial lake Trübsee (Glur et al., 2014) in the central Alps, shows that the period of higher detrital input into Lake Muzelle corresponds well with the increased Mean Accumulation Rate (MAR) recorded in Lake Trübsee (Figure 3-13G).

The glacial advances during the 4th and 13th centuries, which were separated by several centuries of reduced glacier activity, are well recorded in both lakes. The detrital input of Lake Muzelle is also well correlated with the higher minerogenic content in Lake Blanc Huez, which is located 20 km to the north (Simonneau et al., 2014), highlighting the paleoclimatic response at the local scale. The three glacial advances recorded in Lake Trübsee during the LIA are also present in the Muzelle record, but the 15th century advance lasted longer in the northern Alps, and the 16th century glacial advance lasted longer in the western French Alps. The time lag between sediment production by glacier movement and the transport of sediment to the lake seems to be within ¹⁴C age uncertainties in Lake Muzelle, suggesting limited temporary sediment storage in the watershed. Overall, the Lake Muzelle detrital input record is in accordance with records from

Alpine reference glaciers. A better correspondence is obtained with small glaciers, probably due to their higher sensitivity to climatic parameters (Dyurgerov and Meier, 2000; Oerlemans and Reichert, 2000). Each of the periods of higher detrital input identified in Lake Muzelle occurred during a period of relatively low temperatures in central Europe (Büntgen et al., 2011). Thus, the Muzelle glacier seems to be sensitive to warm season temperatures, which is in accordance with several other Alpines glaciers (Vincent, 2005, 2002; Steiner et al., 2008).

2.4.2 Flood frequency

The flood record in Lake Muzelle, as reconstructed from the occurrence of graded beds, can be separated into two different phases. The first one, which lasted from 300 yr AD to 1300 yr AD, exhibits very low flood frequency, with a maximum of 5 events occurring in 31 years (Figure 3-13B). The second one, which lasted from 1300 yr AD to present, exhibits up to 20 events per 31 years. Peaks of higher frequency are present when the detrital input is also higher, corresponding to glacial advances, especially at the end of the LIA. The synchronicity between flood deposition and higher glacial activity is remarkable; the question of interconnectivity of these two records is of particular interest.

The usual climatic forcing for flood deposition in high-altitude lakes is heavy precipitation during summer or autumn periods (Gilli et al., 2013; Wilhelm et al., 2013b) when snow cover is minimal, whereas the classical climate forcings driving glacier changes are summer temperature (Glur et al., 2014; Le Roy et al., 2015) and winter precipitation (Holzhauser et al., 2005b; Vincent, 2005), especially during the LIA period. In Lake Muzelle, flood occurrence is higher during periods of glacial advances, and flood deposit thickness is higher in the LIA. Flood characterization reveals two types of graded beds recorded in Lake Muzelle: NGB1, characterized by coarser grain sizes, and NGB2, characterized by finer grain sizes and a thicker clay cap facies (f5) (Figure 3-13). Among the 38 NGB layers investigated using grain size parameters, 60.5% were deposited during glacial advance, 87.5% of which were NGB2 (Figure 3-13A). This feature has to be linked to a change in the watershed physical configuration that was either induced by human activities through pastoralism (Giguet-Covex et al., 2012b) or by climate-induced change. As a test of this hypothesis, the counting of *Sporormiella* ascospores (Figure 3-13C) in the continuously deposited sediment revealed a stronger influence of human practices no earlier than the 18th century and seems decoupled from the flood record in the Lake Muzelle watershed. The 20th century is the period of maximum *Sporormiella* counts, as well as a period of decreasing flood frequency. Thus, human activities in the watershed do not seem to have any influence on flood deposition.

However, increased glacier extent produces fine-grained sediment, such as rock flour, that is distributed in the terrigenous input as well as in the flood deposits. For the same thickness, the NGB2 flood deposits have a finer grain size compared to the NGB1 flood deposits, so there is an excess of fine sediment transported to the lake during periods of increased glacial extent. Thus, the thickness of flood deposits, which is used as an intensity proxy in other high altitude systems (Bussmann and Anselmetti, 2010; Schiefer et al., 2011; Bruno Wilhelm et al., 2015), cannot be used in Lake Muzelle. Rather, it represents sediment availability in the watershed, linked to glacial fine sediment production. Moreover, comparison of the Muzelle flood record with other flood records such as that from Lake Allos (Figure 3-13F), which is located in the French Alps, shows major discrepancies during the MCA and LIA periods. Several high frequency peaks were identified during the MCA (Giguet-Covex et al., 2012b; Wilhelm et al., 2012b, 2013b), which is the opposite of the Lake Muzelle record. During the LIA, the 17th century was a period of low flood frequency in both the northern and southern French Alps (Wilhelm et al., 2012b, 2013b) as well as in the central Swiss Alps (Glur et al., 2013). In contrast, the Lake Muzelle flood frequency record exhibits very high values at this period. The influence of large scale atmospheric circulation during cold periods (Glur et al., 2013b) does not seem to be the main driver of flood occurrence in the present study.

The presence of the Muzelle glacier may have maintained favorable hydrological conditions due to basal flow supplied by glacial meltwater, and the increased presence of fine sediment may have changed the sensitivity of the watershed to less intense rainfall events in summer or autumn at times of minimum snow cover. This mechanism could also perturb the flood frequency reconstruction in Lake Muzelle, and it is probably why the entire flood chronicle is not consistent with previous published studies from this area. The small glaciated watershed containing Lake Blanc (Wilhelm et al., 2013) does not appear to have the same influence on the flood frequency record as in Lake Muzelle. This may be due to the limited glacial surface extent or properties of the glacial geomorphology, e.g., moraines may interfere with sediment transport to the lake. Thus, glacial influence on flood chronicles seem to be site dependent and have to be checked in each studied system prior to interpreting flood reconstructions in term of past climate variability. In the end, we interpret the presence of increased sediment availability during periods of increased glacier extent in Lake Muzelle as a major factor influencing the flood intensity proxy, as well as flood occurrence, through a change in watershed sensitivity to initiate flood deposits in the lake. This mechanism could be coupled with increased runoff caused by larger firm cover or glacial meltwater (Dahlke et al., 2012).

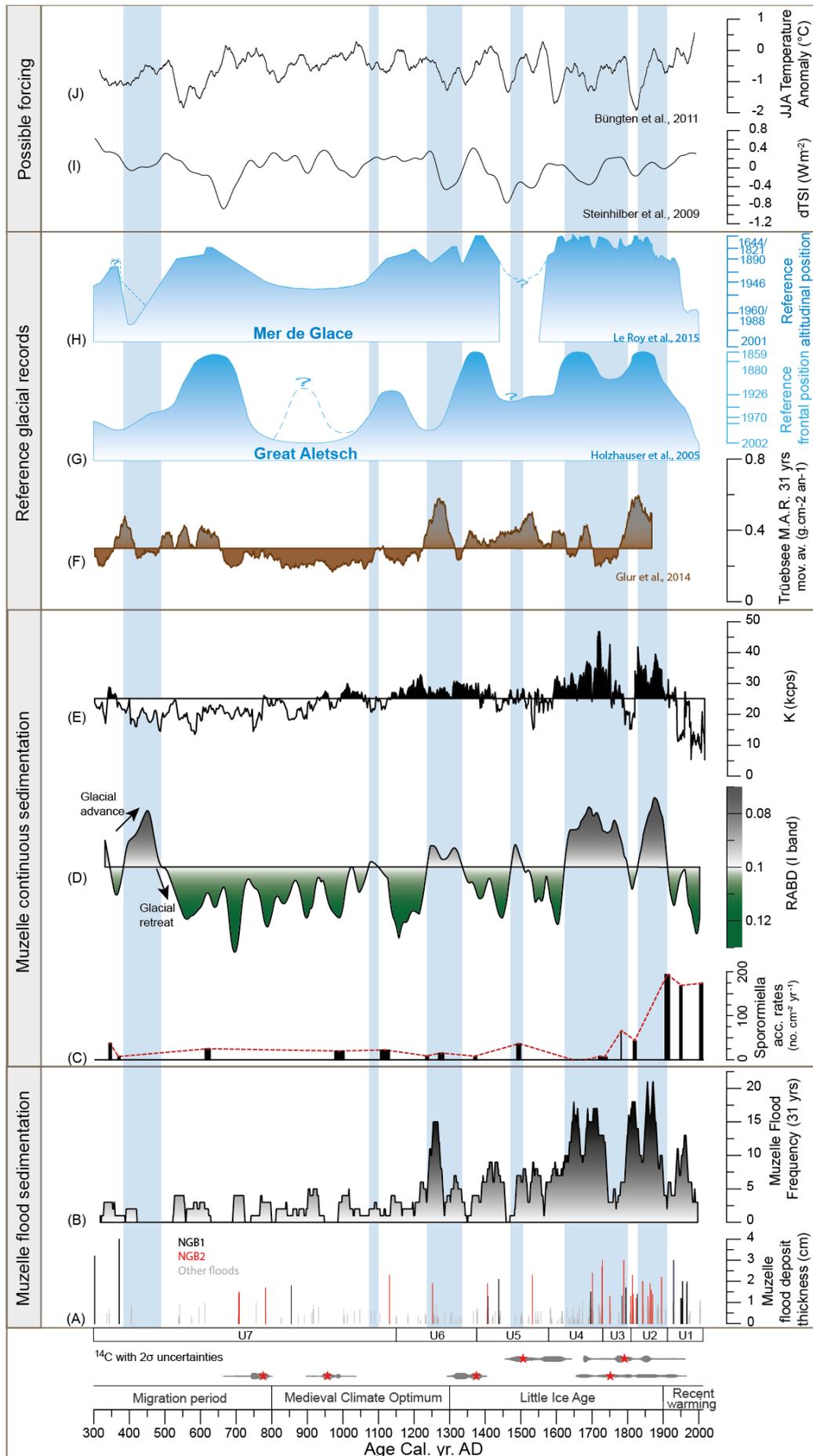


Figure 3-13 : The Muzelle sediment sequence record, which includes (A) flood deposit thicknesses with associated flood types; (B) the flood record, which is based on a 31-year running average; (C) *Sporormiella* accumulation rates ($\text{n}^\circ \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$) indicating grazing activity in the surroundings of Lake Muzelle; (D) inverted organic matter content in the sediment, which is used as a proxy of Muzelle glacial activity; and (E) terrigenous input from Muzelle glacier. This record is compared to (F) the Lake Allos flood calendar, which is shown using a 31-year running average, as well as records from reference glaciers, including (G) mean accumulation rates from Lake Trüebsee (Glur et al., 2014), as well as frontal positions from the literature of (H) the Great Aletsch Glacier and (I) Mer de Glace (Holzhauser et al., 2005; Le Roy et al., 2015). Central Europe summer tree ring-based temperature anomalies (JJA) (Büntgen et al., 2011) are also shown, using a 31-year running average. Blue bands indicate periods of greater glacial activity in Lake Muzelle.

2.5. Conclusions

A multiproxy investigation of the sediment sequence in proglacial Lake Muzelle allowed the reconstruction of past glacier fluctuations using both detrital input and organic matter content over the last 1700 years. Six periods of glacial extension were identified in the watershed, 370-500 yr AD; 1080-1100 yr AD; 1230-1325 yr AD; 1460-1500 yr AD; 1615-1790 yr AD; and 1820-1900 yr AD, which agree with records from reference glaciers in the Alps. In addition, analysis of the sediment revealed 255 interbedded layers characterized by coarse-grained bases and fining-upward trends. Their characteristics and occurrence suggest that they were formed by high-energy turbidity currents transporting sediment during extreme precipitation events, which is also supported by comparison with historical floods during the last century.

Despite differences in climate forcing between glacial activity, which is classically driven by winter precipitation and summer temperatures, and flood occurrence, which is driven by extreme rainfall events, we found similar trends. This relationship is explained by the presence of fine sediment produced by glacial abrasion in the watershed. During periods of increased glacial extent, an increased presence of fine sediment is observed both in the continuous sedimentation and the flood layers within the lake. The flood deposits exhibit increased thicknesses with finer grain sizes compared to periods when the glacier had retreated. We interpret this fine sediment as having been transported by the glacial stream and heavy rainfall to the proglacial lake. The presence of the Muzelle glacier may have maintained favorable hydrological conditions for flood deposits to occur. Moreover, the presence of fine sediment probably increased the watershed sensitivity to induce the production of flood deposits in the lake system. Comparison of the Muzelle flood record with other flood records from the French and Swiss Alps highlights the distinctive features of the reconstruction which indicate the importance of accounting for environmental shifts in the vicinity of the lake, especially in the proglacial context. There is a need to take environmental changes such as glacial variations into account in order to interpret flood records in terms of frequency and intensity.

2.6. Acknowledgements

L. Fouinat's PhD fellowship was supported by a grant from Ecrins National Park, Communauté des Communes de l'Oisans, Deux Alpes Loisirs and the Association Nationale de la Recherche et de la Technologie (ANRT). The authors wish to thank Ecrins National Park for their permission to sample and assistance during the field work. The authors are grateful to C. Vincent (LGGE laboratory UMR5183), who provided data on the St-Sorlin glacier, and L. Glur from the Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology (Eawag), who provided data on the Trübsee proglacial lake. All ^{14}C ages referred to as "SacA" were measured in the CEA Institute at Saclay (French Atomic Energy Commission). Thanks are extended to the CNRS-INSU ARTEMIS national radiocarbon AMS measurement program at Laboratoire de Mesure C14 (LMC14) and Poznan Radiocarbon Laboratory for their constant help in the management of the ^{14}C samples and results. The authors thank the Laboratoire Souterrain de Modane (LSM) for the gamma spectrometry measurements and Nicolas Thouveny for providing access to facilities at the CEREGE paleomagnetic laboratory (Aix-Marseille Université). Finally, we are grateful to Russell Drysdale for his comments and for correcting the English of this manuscript.

Chapitre 4: Le remplissage sédimentaire du lac du Lauvitel

1. Etude multi paramètres des apports détritiques du lac du Lauvitel

L'étude du lac de la Muzelle a permis d'établir les relations entre les fluctuations passées du glacier de la Muzelle et la sédimentation du lac de la Muzelle (Chapitre 3). Une part importante des sédiments qui se sont déposés lors des 1700 dernières années ont permis de reconstituer quatre avancées glaciaires et de comparer avec les occurrences de crues enregistrées dans le lac. Malgré le fait que les fluctuations glaciaires sont a priori contrôlées par les températures d'été ainsi que les précipitations hivernales et par ailleurs l'occurrence de crues est contrôlée par les précipitations extrêmes de la période estivale, nous avons trouvé une synchronicité des deux paramètres. Plus que les forçages climatiques, la relation s'est expliquée par l'augmentation de la production de matériel détritique très fin par le glacier et le transport par les pluies extrêmes jusqu'au lac. L'étude de l'occurrence des crues est donc très influencée par la présence du glacier au lac de la Muzelle encore plus pendant les périodes froides de ces derniers 1700 ans. Le lac de Lauvitel est lui situé à quelques centaines de mètres à vols d'oiseau de l'autre côté du col du Vallon mais à environ 600 mètres d'altitude en contrebas. Les pluies extrêmes sont donc considérées comme ayant un impact similaire sur le lac de Lauvitel. Quelques différences sont toutefois à noter, la présence d'un glacier actuellement représentant une faible surface du bassin versant du lac du Lauvitel ($56\,424\text{ m}^2 = 0.4\%$ du total), une altitude moindre et un plus grand bassin versant. Cette configuration géomorphologique est plus adaptée à l'étude des crues torrentielles, et va permettre de mieux comprendre l'occurrence de ces événements au cours des derniers millénaires et le rôle des changements climatiques actuel et passés sur les extrêmes hydrologiques que connaît la vallée de l'Oisans.

1.2 Caractérisation du bassin versant et de ses affluents

Le lac de Lauvitel a été créé suite à un gigantesque éboulement bloquant le vallon et formant ainsi barrage naturel associé à un lac en amont (Delunel et al., 2010). La cicatrice d'arrachement se trouve sur la rive gauche du lac et a fait l'objet d'une étude par datation cosmogénique dont l'âge estimé est de $4.2\text{ }^{10}\text{Be-Ka}$. Le volume total a été estimé à $50\text{-}70 \times 10^6\text{ m}^3$ de roches qui se sont effondrées dans le vallon, mais aussi dans la vallée du Vénéon au niveau du hameau de la Dranchère. Suite à cet éboulement, le barrage naturel perméable constitue l'exutoire du lac. L'eau s'écoule à environ 10 m sous la surface de ce dernier dans la partie est, puis à environ 50 m sous la surface dans la partie ouest du barrage (Delunel et al., 2010).

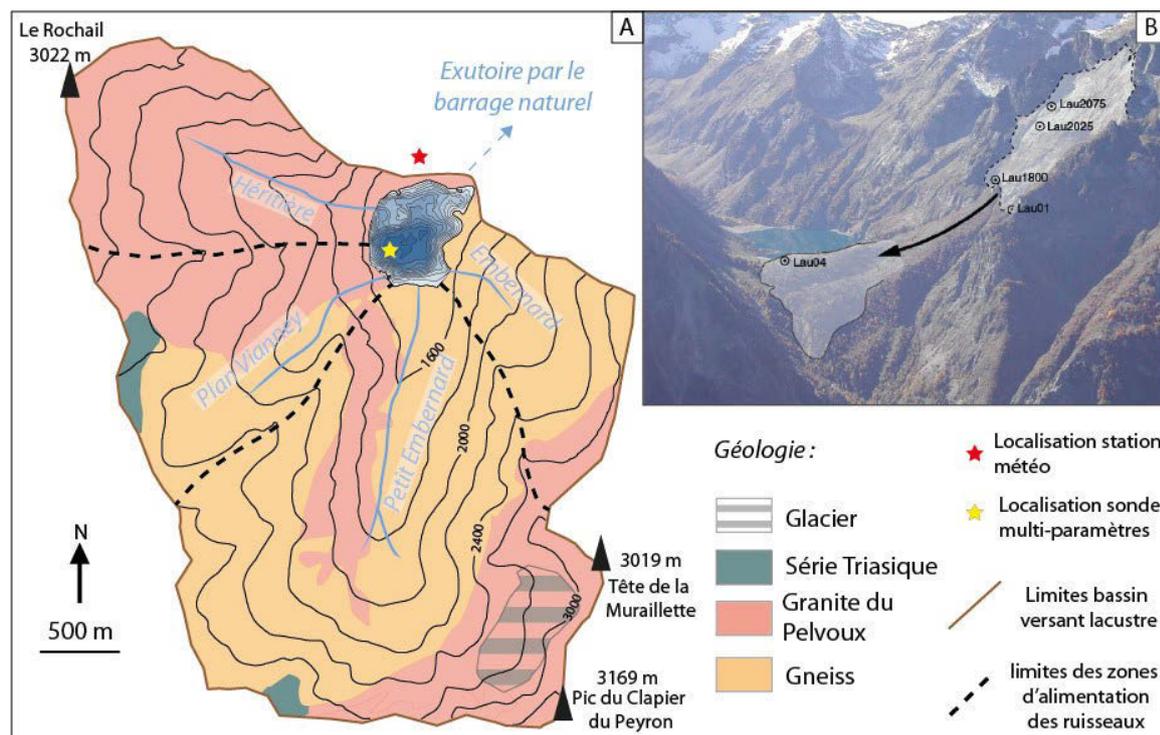


Figure 4-1 : A) Carte géologique et hydrologique simplifiée du bassin versant du lac de Lauvitel ; B) Photographie en direction du sud-ouest de la cicatrice d'arrachement de l'éboulement ayant formé le lac du Lauvitel. Les points correspondent aux échantillons prélevés pour estimer l'âge de l'éboulement, d'après (Delunel et al., 2010).

Le bassin versant est ponctué de plusieurs sommets d'une hauteur supérieure à 3000 m : dans sa partie est, le Rochail (3022 m), au sud le Pic du Clapier du Peyron (3169 m) et la Tête de la Muraillette (3008 m). Cette configuration du bassin versant confère un régime torrentiel nival au lac. Son niveau connaît une variation saisonnière de l'ordre de 20 m engendré par les apports de fonte de la neige et la perméabilité du barrage. Le niveau saisonnier le plus bas est atteint à la fin de l'hiver aux alentours des mois de mars ou avril. C'est à ce moment-là que la neige accumulée pendant tout l'hiver va fondre et alimenter les différents torrents du lac. Le niveau va ensuite augmenter très rapidement d'une vingtaine de mètres et atteindre son maximum au mois de juillet lorsque la majorité de la neige du bassin versant aura fondu. Lorsque le niveau maximal est atteint, il baisse alors doucement jusqu'en mars pour retrouver un cycle similaire l'année suivante (Dumas, 2010).

Quatre affluents contribuent à alimenter le lac de Lauvitel : le ruisseau de l'Embernard canalise l'eau provenant du col du Vallon dans la partie sud-est, le ruisseau du petit Embarnard concentre l'eau du vallon sud, le ruisseau de Plan Vianney canalise l'eau provenant du lac du même nom au sud-ouest, et enfin le ruisseau de l'Héritère dans la partie nord-ouest draine l'eau provenant de la combe du Malhaubert au nord-ouest (Figure 4-1). Seul le ruisseau du petit

Embernard possède un delta caractéristique d'importants apports sédimentaires (Smith and Jol, 1997). Il draine la surface la plus importante du bassin versant du Lauvitel : le vallon Sud. La carte géologique indique que la lithologie du bassin versant est restreinte pour la grande majorité à des roches ignées correspondant au granite du Rochail sur la partie est du lac et du gneiss du Pelvoux pour le vallon du Lauvitel et la partie ouest du lac. Seule une petite partie du bassin versant présente une série sédimentaire triasique, perchée au-dessus du lac de Plan Vianney (Figure 4-1).

1.3 Caractérisation des sources sédimentaires

En vue d'estimer la provenance des particules sédimentaires, nous avons prélevé du sédiment (Figure 4-2) au bas des ruisseaux de l'Héritière (source 1), de Plan Vianney (source 2) et du Petit Embernard (source 3) qui est également la zone de déversement du ruisseau de l'Embernard. Des analyses granulométriques par tamisage et granulométrie laser ainsi que des analyses géochimiques par ICP-MS ont été réalisées sur ces échantillons.

1.3.1 Granulométrie

Les tamisages ont montrés l'importante proportion de matériel grossier (>1 mm) des sources 1 (35%) et 2 (45%). Les fractions fines (<1 mm) sont essentiellement retrouvées dans les sources 2 (55%) et 3 (90%) (Figure 4-2). La forme anguleuse et la taille grossière du matériel détritique dans la partie ouest du lac (source 1 et 2) sont caractéristiques de processus de transport courts et énergétiques. A l'inverse, la partie sud présente une granulométrie plus fine correspondant à un processus sédimentaire moins énergétique mais plus fréquent au vu de l'accumulation sur le delta.

1.3.2 Géochimie

La géochimie par ICP-MS des particules fines (0-800 μ m) a été mesurée sur les sources 1, 2 et 3 du lac (Figure 4-2) (Annexe 3). Elles révèlent que les sédiments de chaque source sont assez proches en termes de concentration des éléments majeurs. Par exemple, les oxydes de potassium (K_2O) montrent une concentration proche entre 2 et 6% entre les trois sources. Seule la source 1 possède une concentration en K_2O plus importante au niveau des grains les plus grossiers. Le zirconium (Zr) présente des teneurs importantes pour les particules fines dans la source 1 et 2. Toutefois, la source 3 est la plus concentrée (360 ppm) et ce au niveau des particules comprises entre 50 et 125 μ m. De même, la source 2 présente un excès en zinc (Zn) trois fois supérieur aux deux autres sources pour les particules de moins de 50 μ m. Ces différences permettent de

distinguer géochimiquement les sédiments en provenance du ruisseau de Plan Vianney qui présentent un excès en Zn.

En général, les particules fines ne correspondent qu'à quelques pourcents du volume sédimentaire prélevé sur les bords du lac. Cependant, ce sont les particules les plus facilement transportées d'un point de vue hydrologique (Hjulstrom, 1939), ce sont donc celles qui vont contribuer en majorité à la sédimentation allochtone du lac de Lauvitel.

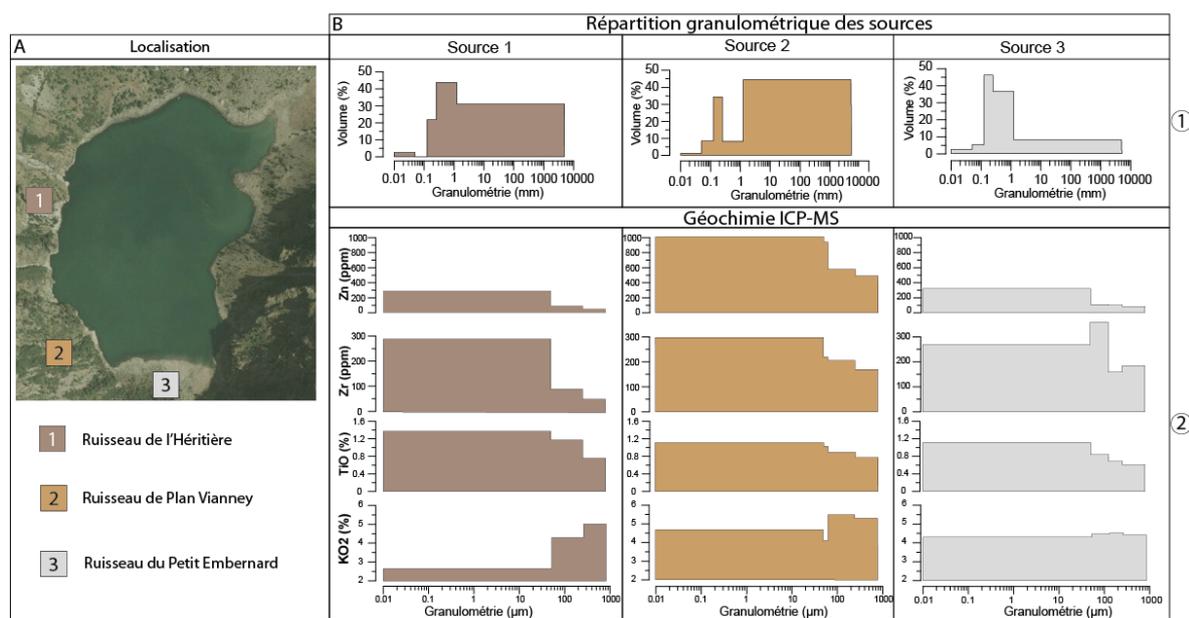


Figure 4-2 : A) Localisation des prélèvements des sources sédimentaires correspondant aux ruisseaux. B) Comparaison répartition granulométrique des sources (1) et des analyses géochimiques en fonction de la granulométrie (2).

1.4 Etat du remplissage sédimentaire du lac

Une campagne d'imagerie par sismique réflexion à très haute résolution a été effectuée durant l'été 2012 en vue d'estimer le remplissage sédimentaire du lac du Lauvitel. Au total, 23 profils ont été effectués couvrant la totalité de la surface lacustre (Figure 4-3) (Annexe 4). Le traitement des données récoltées s'est fait à l'aide du logiciel Delph seismic au laboratoire LIENSs de l'Université de La Rochelle.

Cette analyse a permis de mettre en évidence que la forme du bassin sédimentaire est largement conditionnée par le barrage naturel formé par l'éboulement. La partie nord du lac forme un bassin perché, dont le remplissage sédimentaire de l'ordre de quelques dizaines de centimètres (aucune carotte n'a pu être réalisée dans ce bassin). La faible pénétration des ondes

sismiques et le relief chaotique laissent supposer la présence de plusieurs blocs rocheux dans cette partie du lac. Elle correspond à la zone de dépôt du torrent de l'Héritière, majoritairement constitué de matériel détritique grossier. De plus, cette observation est en accord avec la présence du barrage naturel au nord du lac, qui est constitué de blocs rocheux liés à l'éboulement. La forme en pente douce du nord au sud du lac est brusquement interrompue par la présence d'un mur laissant place au bassin profond atteignant un maximum de 61 m. Ce dernier est refermé dans la partie sud du lac par le prolongement de la forme sédimentaire deltaïque (Figure 4-3B).

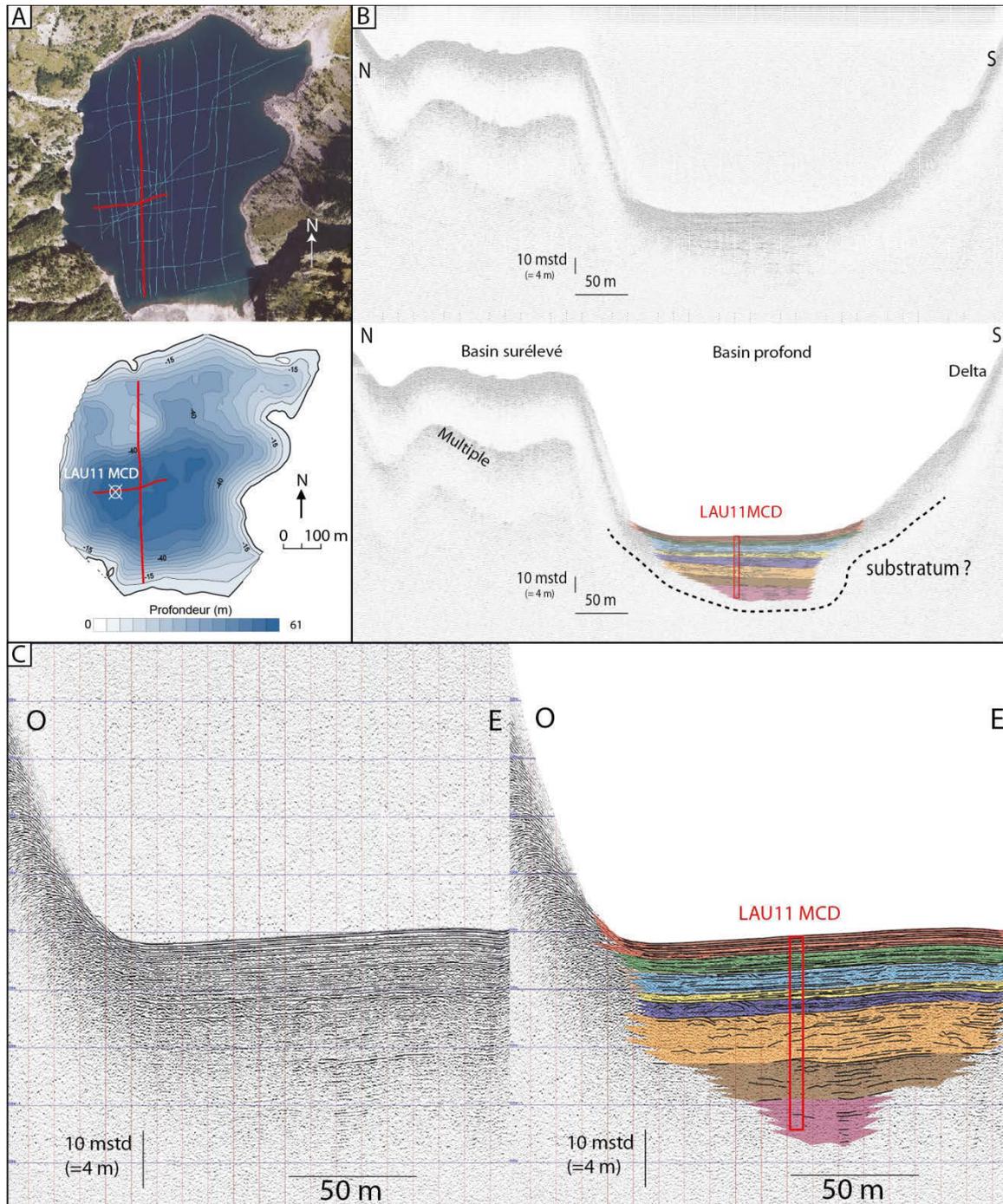
Le tracé sismique montre un remplissage sédimentaire plus important dans le bassin profond comparativement au reste du lac. En considérant les faciès acoustiques, huit unités différentes sont identifiables dans ce bassin (Figure 4-3B). A l'interface eau-sédiment, nous pouvons observer une succession de réflecteurs horizontaux bien marqués sur une épaisseur d'environ 1.6 m au pied du delta et de 1.2 m dans le nord du bassin (rouge). Plus en profondeur, sept autres unités de dépôts sont délimitées par des réflecteurs subhorizontaux majeurs. Elles présentent des réflecteurs de faible amplitude à faciès chaotique. La coupe transversale (Figure 4-3C) passe au niveau du point de carottage, les six unités superficielles possèdent une épaisseur plus importante en zone ouest. Cette dernière est donc la zone préférentielle de dépôt. Les réflecteurs sont de moins en moins marqués avec l'augmentation de la profondeur en raison de la dispersion du signal acoustique dans le sédiment. L'identification du substratum est difficile, mais les derniers réflecteurs horizontaux sont identifiés à environ 16 m de profondeur (Figure 4-3C). L'épaisseur de sédiment est plus importante au pied du delta comparativement à la partie nord du bassin barrée par le relief positif (Figure 4-3B). Cette information démontre que les apports sédimentaires arrivent du delta, alimentés par le ruisseau du Petit Embarnard et atteignent préférentiellement la partie sud du bassin profond et plus occasionnellement la partie nord.

1.5 Suivi instrumental du lac

1.5.1 Saisonnalité de la colonne d'eau

Le suivi instrumental (Chapitre 2 § 2.1) mis en place permet de suivre les apports sédimentaires dans le Lac de Lauvitel. Une sonde multi-paramètres de type RBR Ruskin a été positionnée dans le fond du lac en novembre 2011, toujours en place en 2016. Elle a enregistré les variations de turbidité, d'oxygénation, de température, de conductivité et de la pression de l'eau, avec un pas de temps horaire. L'année 2013 n'a pas été enregistrée pour cause de problèmes de défaut d'alimentation électrique. La sonde de turbidité a marché en 2012 mais a connu par la suite des problèmes de calibration. Cet équipement est couplé avec une station météo permettant de

mesurer : la pluie horaire (mm), la vitesse moyenne du vent (m/s), la direction moyenne du vent, la température min-max-moyenne (°C), l'humidité relative (Hr %), le rayonnement instantané (W/m^2), la tension de vapeur max (en hPa,10-1), la neige instantanée (m). La station météo a été installée par le Parc National de Ecrins sur les bords du lac, permettant de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique actuel du lac de Lauvitel.



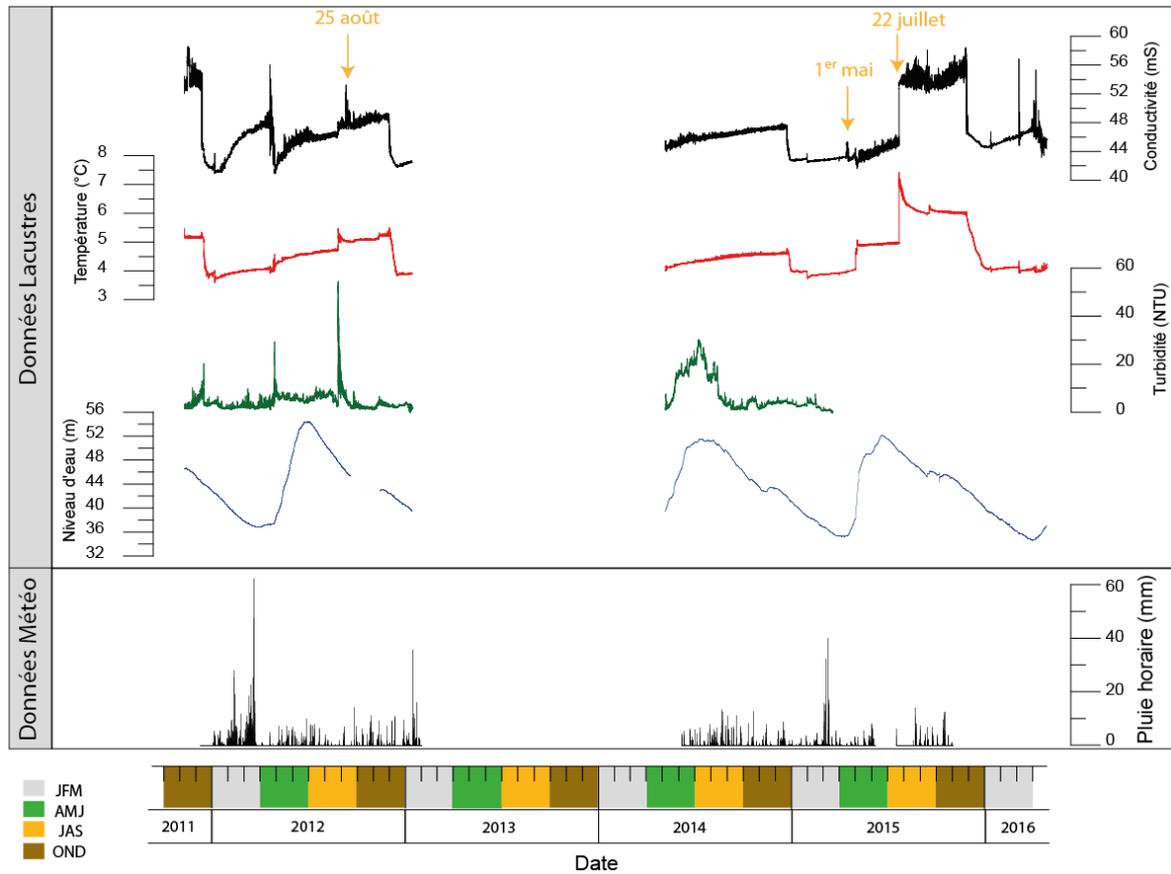


Figure 4-4 : Totalité de données récoltées par la sonde multi-paramètres (RBR) de novembre 2011 à mai 2016 avec un pas horaire : le niveau du lac (bleu), la turbidité (vert), la température du fond (rouge), et la conductivité (noir). La sonde est située sur le fond du lac, avec un minimum de 40 m de profondeur lors du niveau lacustre le plus bas. Ces données sont comparées à la pluviométrie enregistrée par la station météo du Lauvitel (PNE).

Les données de la sonde mettent en évidence plusieurs paramètres au niveau de la colonne d'eau (Figure 4-4). En premier, la saisonnalité de la variation du niveau d'eau du lac de Lauvitel. Sur la période d'enregistrement, le niveau du lac est en constante variation. Le niveau le plus haut a été enregistré le 6 juillet 2012 avec une hauteur d'eau de 54 m, le niveau le plus bas a été enregistré le 30 mars 2016 avec un peu moins de 35 m de hauteur d'eau au-dessus de la sonde. La valeur maximum enregistrée correspond à l'hiver 2011-2012 dont les précipitations hivernales totales (1 janvier et le 1 juin 2012) sont de 2222.9 mm d'eau contre 627,8 mm en 2014 et 554 mm en 2015. La somme des précipitations estivales (juin à novembre) s'élève à 818.9 mm en 2012 contre 838.9 mm en 2014 et 489.7 mm en 2015. Les précipitations hivernales sont donc le facteur de contrôle principal de la hauteur maximale du niveau du lac (Figure 4-5). Une fois le niveau maximal atteint, le niveau du lac s'abaisse malgré des précipitations estivales pouvant faire augmenter de quelques centimètres le niveau du lac. Par exemple, entre le 14 et le 17 novembre 2014, des précipitations de 111.1 mm sont tombées et ont fait augmenter le niveau du lac d'environ 20 cm. Ainsi, ces précipitations exceptionnelles permettent seulement de ralentir momentanément la baisse du niveau lacustre.

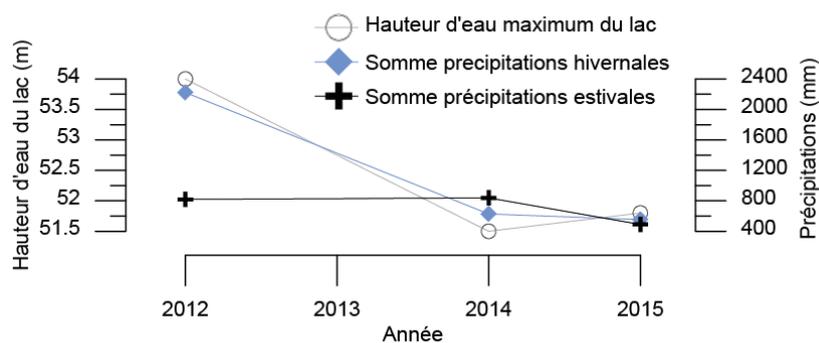


Figure 4-5 : Comparaison entre la hauteur maximale atteinte par le lac du Lauvitel sur trois années et les sommes de précipitations hivernales (bleu) et estivales (noires).

1.5.2 Précipitations extrêmes estivales

Bien que les précipitations estivales extrêmes soient négligeables comparativement à la variation du niveau lacustre l'instrumentation a révélé des mouvements dans la colonne d'eau suite à certains événements. Le **25 aout 2012** entre 17h et 22h, est tombé un total de 17 mm de pluie dont le pic d'intensité s'est déroulé à 19h (14.2 mm/h). Cette pluie ne semble pas sortir de l'ordinaire, mais cet été 2012 a été très sec. Dans les 20 jours précédant cette pluie, il n'était tombé que 3.2 mm et depuis le 1^{er} juillet seulement 69 mm. La sonde a enregistré entre 19h30 et 20h30, une augmentation de la turbidité passant de 3.9 à 19.7 NTU. Entre 20:15 et minuit, on note une augmentation de la température de l'eau du fond et de la conductivité passant respectivement de 4.7°C à 5.4°C et de 46 à 48 mS.

Le même type de phénomène a été identifié le **22 juillet 2015** où 33.9 mm de pluies ont été enregistrées entre 17h et 20h. Les semaines précédentes ont été aussi très sèches avec un cumul de pluies de 9.9 mm entre le 16 juin et le 22 juillet. Pour cet événement, la sonde a enregistré entre 17h30 et 18h30 une augmentation à la fois de la température de 4.9 à 7.2 °C et de la conductivité passant de 44.9 à 52.7 mS. Ces valeurs de température et de conductivité augmentent de façon synchrone. La température de l'eau du fond ne change que très peu en temps normal, à l'exemple de l'été 2012 où la température est montée graduellement de 4.1 à 4.7 °C (Figure 4-4). C'est à peu près la température de l'eau pour laquelle la densité est la plus importante. Par conséquent, seule une entrée d'eau extérieure, d'une densité supérieure ou égale atteignant le fond du lac peut ainsi faire augmenter la température de deux degrés. La densité de cette eau doit nécessairement être plus importante pour pouvoir se répandre sur le fond. Sa température étant plus élevée, seule une charge sédimentaire peut permettre d'obtenir une densité plus élevée. Le 25 aout 2012 et le 22 juillet 2015, l'instrumentation du lac a donc enregistré l'entrée de courants hyperpycniaux (Sturm and Matter, 1978; Mulder et al., 1997) engendré par des précipitations. Néanmoins les précipitations exceptionnelles (17 et 33.9 mm), mais l'intensité

couplée aux terrains secs dus au manque de précipitations ont probablement favorisé l'écoulement rapide de l'eau dans le bassin versant (Freeze, 1974).

1.5.3 Précipitations extrêmes printanières

Un autre type de précipitations extrêmes a été enregistré dans le lac de Lauvitel. Le **1^{er} mai 2015**, la station météo a enregistré une pluie de 116.4 mm sur une durée de 24h. A cette période, le bassin versant est encore couvert d'un manteau neigeux, mais les températures clémentes (11°C le 30 avril à 13h à 1500 m) ont contribué à faire fondre une partie du manteau neigeux dont l'écoulement s'est additionné à la pluie. Suite à cet événement, Jérôme Forêt (garde du PNE) a constaté une incision faite par le ruisseau de petit Embernard au niveau du delta (Figure 4-6). Le printemps est aussi la période de minimum du niveau lacustre ayant contribué à une érosion du delta de l'ordre de 3 m.

La pluie a commencé le 30 avril à 23h et s'est terminée le 2 mai à 2h. Le pic d'intensité pluviale s'est produit le 1^{er} mai à 11:00 où il est tombé 8.1 mm/h. La sonde RBR située dans le lac a cette fois enregistrée un comportement des masses d'eau dans le lac un peu différent. Ce jour-là, la température est passée de 4.1 à 4.7°C entre 9h30 et 14h30. La conductivité qui était très stable pendant tout l'hiver, a connu des fluctuations, avec une légère diminution des valeurs passant de 44 à 42 mS. La turbidité n'a malheureusement pas été enregistrée pour cause de capteur défectueux.

Les instruments montrent ici que l'événement n'a pas engendré de grands changements dans le fond du lac. En effet, la température ne monte que de quelques dixièmes de degrés alors que la masse d'eau devient un peu moins conductrice, c'est-à-dire un peu moins chargée en particules présentes dans la colonne d'eau. La sonde étant située à quelques centaines de mètres en distance du delta, il est possible que le sédiment s'épanchant sur le fond suite à la crue n'ait pas atteint la sonde. L'entrée de la masse d'eau dans le lac a brassé les couches d'eau et ainsi permis de faire descendre une masse d'eau relativement plus chaude et moins chargée en particules que celle du fond. Suite à cet événement, nous avons prélevé une série de 10 carottes courtes le 7 mai 2015 en vue de caractériser l'extension spatiale du dépôt sédimentaire dans le lac de Lauvitel (Figure 4-6). Nous avons pu identifier un dépôt granodécroissant dans la partie sommitale de chaque carotte. En relevant les épaisseurs correspondantes, nous avons fait la cartographie du dépôt dans le bassin profond (Figure 4-6). La crue du 1^{er} Mai a donc engendré une répartition des sédiments majoritairement au bas de pente du delta, puis une fine couche s'est répandue dans le reste du bassin profond.

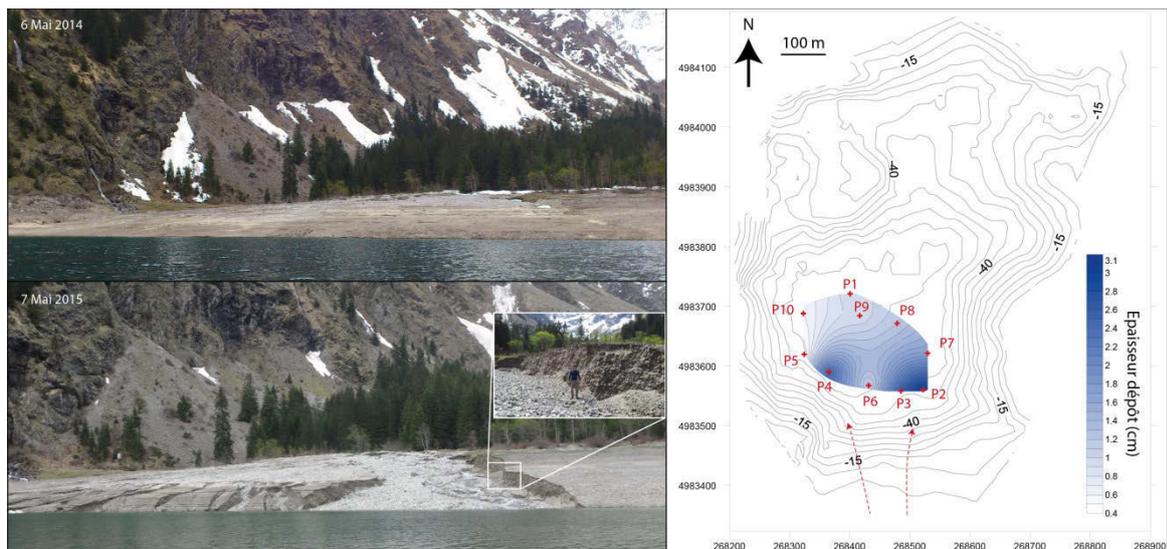


Figure 4-6 : Photos prises avant et après la crue du 1er mai 2015 en direction du sud. L'incision du delta d'environ 3 m est visible sur la photo de du 7 mai 2015, l'encadré donne l'échelle. Sur la gauche, répartition du dépôt sédimentaire lié à la crue du 1er mai 2015 (dégradé de bleu) donnant la localisation des 10 carottes courtes prélevées (rouge). La bathymétrie du lac est représentée en gris.

La spécificité de l'événement du 1^{er} mai 2015 est la présence d'un manteau neigeux encore important qui s'est gorgé d'eau et s'est ensuite déstabilisé. Une avalanche s'est formée vers 16h dans la partie Sud-Est du vallon de la Réserve Intégrale bloquant temporairement le ruisseau du Petit Embernard, suivie d'une autre avalanche provenant du vallon Malhaubert qui est tombé directement dans le lac passant par le couloir d'avalanche C1 (Figure 4-7).

La neige a atteint le lac à 17h30 provoquant un épanchement sur la surface du lac. Les carottes sédimentaires prélevées après les événements du 1^{er} mai 2015 n'ont pas permis de retrouver des traces de matériel détritique apporté par l'avalanche. Une explication possible est la présence du bassin perché au niveau de l'entrée de l'avalanche dans le lac. Les éventuels débris apportés par l'événement seraient donc tombés directement dans cette zone sans connexion sédimentaire avec le reste du bassin.

Toutefois, des coulées de neiges ne semblent pas être exceptionnelles, la présence d'une accumulation neigeuse au printemps au pied du couloir C2 l'année suivante démontre une fréquence importante (Figure 4-7). La présence de matériel grossier et angulaire sous la couche de neige démontre un processus gravitaire de courte distance. Il est probable que les coulées régulières de neige ne soient pas suffisantes pour déplacer du matériel détritique, mais qu'une avalanche de plus grande ampleur puisse transporter les éléments rocheux plus loin sur la glace ou encore directement dans l'eau du lac (si ce dernier est dégelé) et ainsi former un dépôt sur le fond. Le 16 juin 2016, les pluies continues associées aux fontes nivales du printemps ont permis d'activer les couloirs à avalanche en tant que « ruisseaux temporaires ». Il est donc possible que lors d'événements similaires, des pluies suffisamment intenses provoquent le transport de

matériel détritique grossier dans le lac du Lauvitel pouvant ainsi former des coulées de débris (Iverson, 1997; Irmiler et al., 2006).

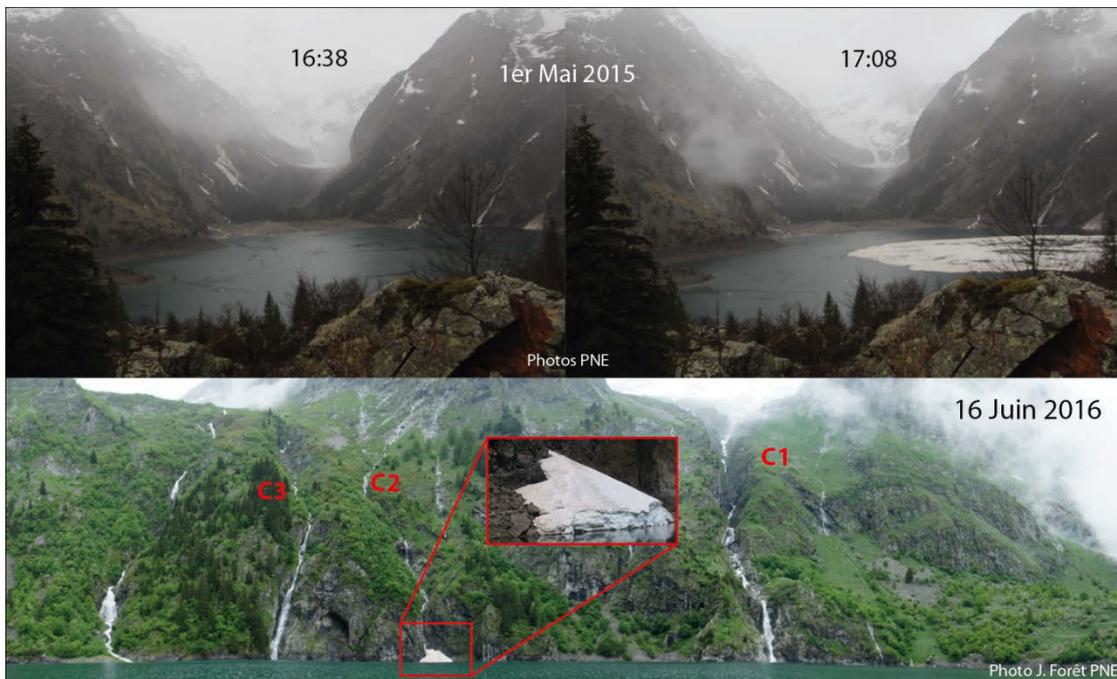


Figure 4-7 : En haut, photos prises en direction du sud, depuis la station météo lors de la journée du 1er mai 2015 montrant l'entrée de l'avalanche provenant du couloir C1. En bas, photo prise en direction de l'ouest présentant les 3 couloirs à avalanches C1, C2 et C3 et l'accumulation de neige au pied de C2. Les pluies du mois de juin ont exceptionnellement activé les ruisseaux des couloirs à avalanche.

1.5.4 Stratification des eaux

La température est mesurée à un pas de temps horaire à trois profondeurs différentes dans la colonne d'eau à 2, 17 et 40 m en partant du fond. La distance par rapport à la surface change au cours de l'année à cause de la variation du niveau lacustre. Ces données mettent en évidence que les différentes couches d'eau sont influencées à différents degrés selon la profondeur. Lors d'une année calme comme 2014 (Figure 4-8A), la température du fond reste relativement constante, elle est comprise en 4 et 5°C. Seules les couches supérieures augmentent en température avec une élévation de l'ordre d'un degré à 17 m du fond et de l'ordre de 4°C à 40 m, avec une température maximum de 9.5°C atteinte en octobre 2014.

Les profils de tranche d'eau récoltés par le Parc National des Ecrins (PNE), à partir d'une sonde multi-paramètres RBR identique à celle utilisée dans notre étude, sont réalisés depuis la surface du lac. Ils montrent que la température maximale de l'eau est atteinte en surface pendant de l'été (Figure 4-8B). Trois couches d'eau sont alors distinguables. La couche de surface (0-8m) peut atteindre environ 20°C et présente une conductivité relativement faible. La couche

intermédiaire (8-25 m) est caractérisée par une diminution progressive de la température jusqu'à 4-5 °C et une conductivité plus importante. Cette dernière démontre une présence de particules plus importante que dans les autres couches. Puis enfin, la couche de fond (25-60 m) possède une température constante à environ 4°C toute l'année ainsi qu'une conductivité plus faible.

La température de l'eau maximum a été enregistrée en octobre 2014 à 9.5°C, en comparaison la température maximale de l'air a été enregistré en juillet 2014 de 27°C. Nous observons donc un décalage de 2 mois entre ces deux paramètres qui peut être expliqué par la variation du niveau du lac. Pendant le mois de juillet, le lac est proche de son niveau maximal qui est situé environ à 20 m au-dessus du capteur de température (à 40 m du fond). Le capteur est donc situé à ce moment-là dans la couche intermédiaire, moins impacté par la température de l'air. Le fait que le maximum soit atteint en Octobre est probablement lié au fait que le niveau d'eau diminue et que c'est à ce moment que la couche de surface atteint le capteur de température. Dans les semaines qui suivent, la température de toutes les couches d'eau tombent très rapidement à une valeur commune de 4-5°C. Cette homogénéisation de la colonne d'eau indique donc un brassage hivernal de l'eau. Ce dernier intervient toutes les années durant le mois de décembre, plus ou moins tôt selon les températures extérieures.

1.5.5 Température de l'eau : marqueur d'événements de crues

Lors de l'événement du 1^{er} mai 2015 (pluie extrême printanière accompagné d'une avalanche), la température des couches profondes du lac a peu changé malgré la crue. En revanche, la température à 40 m du fond connaît des fluctuations, atteignant un peu moins de 6°C au maximum pour ensuite redescendre à 5°C trois jours plus tard.

De même, lors de la crue du 22 juillet 2015 (pluie extrême estivale), la température de toute la colonne d'eau a connu des fluctuations. La température du fond passe brusquement de 4.9 à 7.4 °C, la température à 17 m passe de 5.1 à 6.5 °C et la température à 40 m passe de 5.8 à 5.9°C. L'entrée de la masse d'eau lors de la crue a affectée majoritairement la couche du fond, puis la couche intermédiaire en moindre mesure et enfin très peu la couche de surface. Cette variation de la température dans la colonne d'eau confirme donc l'entrée d'un courant hyperpycnal dans le lac. La crue chargée en particules détritiques a donc plongé directement lors de son entrée dans le lac, malgré une température plus élevée, et s'est déversé dans le fond du lac laissant ainsi s'épancher le sédiment sur le fond.

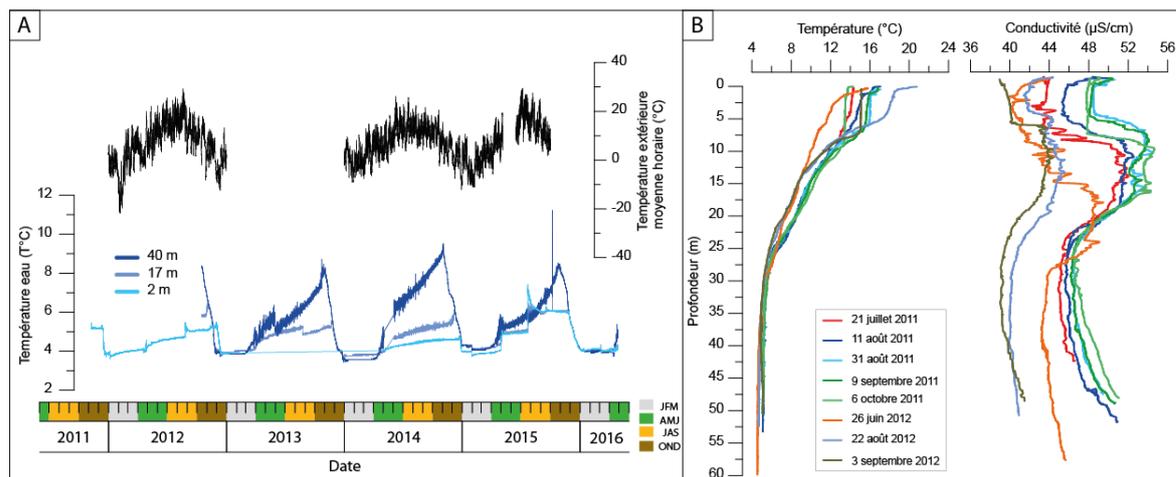


Figure 4-8 : A) Changement de température à différentes profondeurs à partir du fond du lac comparé à la température journalière moyenne de l'air (en noir) sur une période de 5 ans. B) Profils de sonde RBR dans la colonne d'eau depuis la surface à différentes dates (PNE).

1.6 Les trappes sédimentaires

En complément du suivi effectué par la sonde RBR, nous avons mis en place une trappe à sédiments sur le même support que la sonde. Cette trappe a pour but de récupérer les sédiments en suspension dans la colonne d'eau, qui vont ensuite se déposer sur le fond du lac. L'avantage de la trappe est qu'elle possède une ouverture d'une largeur de 19 cm et un tube de récupération de 3.2 cm de diamètre qui permet un facteur 6 d'amplification. Cette ouverture permet donc de mieux caractériser les dépôts de faible épaisseur. Ces trappes sont en place depuis le mois de mai 2014 dans le lac de Lauvitel, et représentent une année de sédimentation du lac.

1.6.1 Trappe sédimentaire du 6 mai 2014 au 7 mai 2015

La trappe à sédiments a accumulé une épaisseur de 8 cm de sédiment pendant la période d'un an. Deux couches sont distinguées en granulométrie : une couche basale homogène de 0 à 1.8 cm et une couche granodécroissante de 1.8 à 8 cm (Figure 4-9). Les données de la sonde RBR de l'été 2014, indiquent qu'aucun courant hyperpycnal ne s'est déversé dans le lac. Seul l'événement de crue printanière du 1^{er} mai 2015 a induit des changements de température et de conductivité dans le fond du lac. L'épaisseur de la couche basale (1.8 cm) correspond en réalité à une épaisseur de sédiment de 3 mm. Ce qui est dans l'ordre de grandeur de l'accumulation sédimentaire hors crues basée sur les radioéléments de courte période. La moyenne des valeurs de médiane pour cette accumulation est de 15.1 μm et de 82 μm pour le Q90. Les données géochimiques indiquent un excès en Zn comparativement au K dans cette couche basale. Cette

information nous permet d'affirmer la contribution du torrent de Plan Vianney à la sédimentation. Nous pouvons donc interpréter cette couche basale comme étant le sédiment déposé dans le lac durant la sédimentation annuelle hors crues.

L'accumulation sédimentaire granodécroissante qui s'est déposée par la suite est caractérisée par des corrélations satisfaisantes entre la fraction silteuse 10-30 μm et Ti ($r=0.7$, $n=16$, $p\text{-value}=3.3 \cdot 10^{-4}$); ainsi que la fraction sableuse 70-350 μm et le ratio Zr/K ($r=0.77$, $n=16$, $p\text{-value}=3.1 \cdot 10^{-4}$). Cette accumulation sédimentaire correspond à 1.1 cm sans le facteur de concentration.

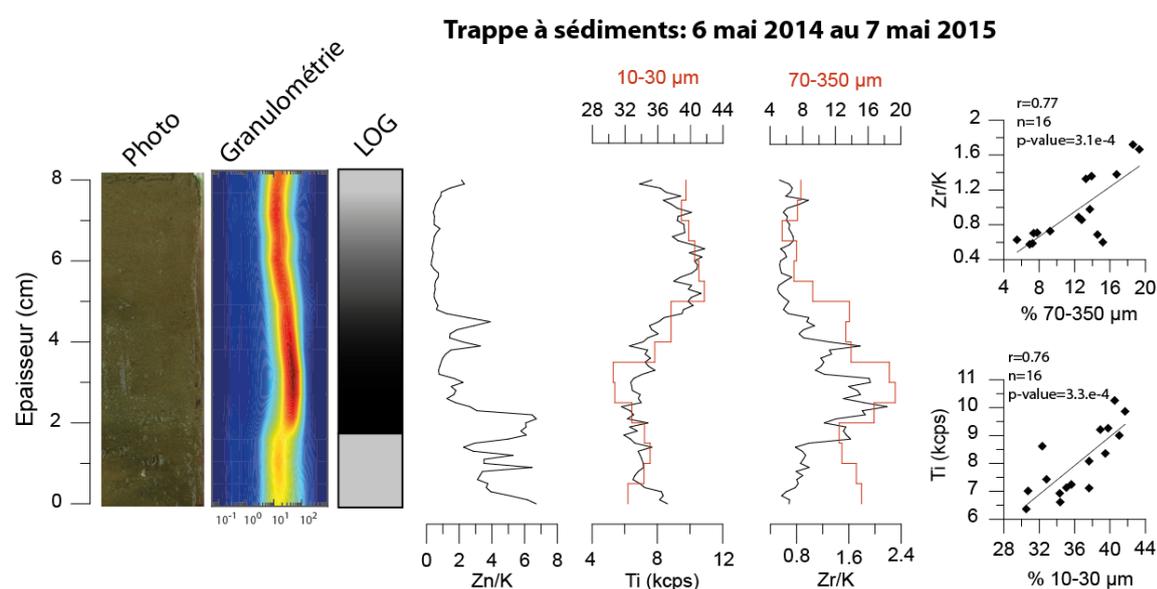


Figure 4-9 : Présentation de la trappe à sédiments mise en place dans le lac de Lauvitel accumulant le sédiment entre le 6 mai 2014 et le 7 mai 2015. Sur la droite, la caractérisation du sédiment à partir d'analyses granulométriques et géochimiques XRF.

1.6.2 Trappe sédimentaire du 7 mai au 7 octobre 2015

La trappe à sédiment a accumulé une épaisseur de 12.5 cm entre le 7 mai et le 7 octobre 2015 (Figure 4-10), encore une fois en deux couches différentes. La première, entre 0 et 1.9 cm constitue une couche homogène caractérisée par une médiane de 6.2 μm de moyenne et un Q90 moyen de 45 μm . Cette accumulation de 1.9 cm, représente sans le facteur de concentration à 3.2 mm de sédiment. Ce qui équivaut approximativement à la sédimentation moyenne hors crues du lac calculé par la datation basée sur les radioéléments de courtes périodes. La signature géochimique révèle aussi un excès de zinc comparativement à la couche qui la superpose, cet élément se trouve en plus grande concentration dans les sédiments provenant du ruisseau de Plan Vianney.

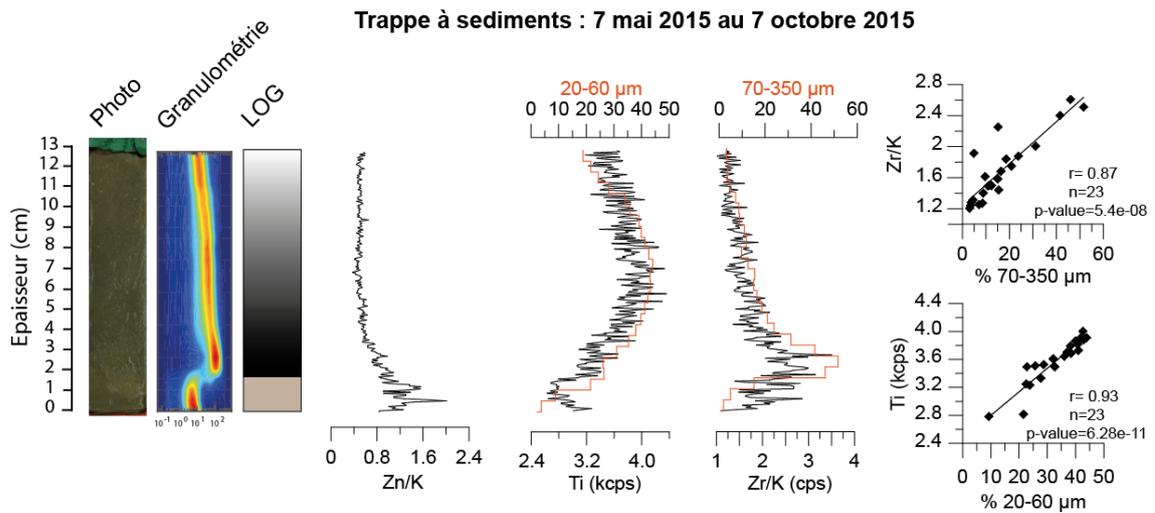


Figure 4-10 : Présentation du tube de la trappe à sédiments mise en place dans le lac de Lauvitel pour la période du 7 mai au 7 octobre 2015. Sur la droite, la caractérisation du sédiment à partir d'analyses granulométriques et géochimiques XRF.

La seconde couche de 10.6 cm d'épaisseur (de 1.9 à 12.5 cm) (Figure 4-10) montre une granodécroissance avec à la base des sables fins pour arriver à des silts. A partir des données de la sonde multi-paramètres, seul un événement de crue a été observé durant l'été 2015. Il est survenu le 22 juillet 2015 suite à une pluie courte mais intense déversant 33.9 mm de pluie en 3h. L'accumulation sans le facteur de concentration représente en réalité un dépôt d'environ 1.8 cm. Les analyses granulométriques présentent une fraction sableuse à la base qui montre une bonne corrélation d'après le rapport Zr/K ($r=0.87$, $n=23$, $p\text{-value}=5.4e-08$). Nous avons vu précédemment que Zr est présent en plus grande concentration dans la fraction 50-125 µm de la source 3 originale du delta. Comparativement, K est constant même lors des variations granulométriques. Le ratio entre les deux éléments permet donc d'identifier la partie sableuse du dépôt de crue avec la géochimie XRF. La fraction silteuse 20-60 µm montre aussi une bonne corrélation ($r=0.93$, $n=23$, $p\text{-value}=6.28e-11$) avec le Ti.

Le Ti est mesuré en plus grande concentration dans la fraction 0-50 µm de chaque source, mais l'origine de la couche sableuse qui la précède et la taille des particules suggère que la provenance de cette couche est aussi le delta. Malheureusement, le sédiment a complètement rempli le tube de la trappe et n'a pas enregistré la fraction la plus fine qui vient généralement couvrir le dépôt de crue par décantation (Gilli et al., 2013). Ces résultats montrent donc la possibilité de tracer les fractions silteuse et sableuse d'un dépôt de crue du lac de Lauvitel par la mise en œuvre de méthodes géochimiques (XRF core scanner) qui possèdent une meilleure résolution que les mesure de granulométrie (Wilhelm et al., 2012a). Le facteur de concentration

du sédiment dans la trappe en fait aussi une technique intéressante pour démultiplier les dépôts en vue de mieux comprendre la façon dont se dépose le sédiment.

1.6.3 Comparaison des deux trappes à sédiments

| | 1 ^{er} mai | 22 juillet |
|------------------------------|---------------------|------------|
| Quantité de pluie (mm) | 116 | 33 |
| Intensité de pluie (mm/h) | 4.3 | 11 |
| Épaisseur dépôt (cm) | 6.2 | 10.6 |
| Proportion de sables max (%) | 20 | 50 |

Table 4-1 : Comparaison des dépôts de crues récoltés dans les trappes à sédiments du lac de Lauvitel

La crue du 1^{er} mai a engendré un dépôt d'épaisseur et de proportion sableuse moindre pour une pluie plus importante mais moins intense que le dépôt du 22 juillet (Table 4-1). L'épaisseur de dépôt de crue ne semble donc pas être fonction de la quantité de précipitation. En revanche, l'intensité de la pluie semble être un facteur plus pertinent pour estimer la quantité de sédiment déposé. En effet, on constate que la proportion de sable maximale augmente avec l'intensité des pluies. La quantité de sables transportés peut être reliée au débit du torrent (Hjulstrom, 1939) qui semble donc plus important le 22 juillet. Cependant, le 1^{er} mai, la présence du manteau neigeux sur le bassin versant a probablement agi comme un « effet tampon » sur les précipitations et ainsi limité le débit du torrent. Les précipitations du 22 juillet sont intervenues après une période sèche favorisant l'écoulement rapide de l'eau sur le bassin versant. Ces deux cas sont donc opposés et difficilement comparables, mais sont des exemples des conséquences de pluies extrêmes sur un bassin versant de montagne.

1.7 Conclusion

L'étude multi paramètres des apports détritiques du lac de Lauvitel nous a permis de déterminer que le remplissage sédimentaire se produit essentiellement dans le bassin sud du lac. Son épaisseur a été estimée, à partir d'imagerie par sismique réflexion, à environ 16 m. Nous avons porté une attention toute particulière au suivi actuel de la sédimentation du lac. Ceci, par une approche d'identification et de caractérisation par analyses granulométriques et géochimiques des sources sédimentaires.

Le suivi instrumental des paramètres physiques de la colonne d'eau associé à une trappe sédimentaire s'est révélé pertinent pour caractériser les apports détritiques au lac. La sédimentation continue est caractérisée par un apport à la fois des ruisseaux de Plan Vianney dont le sédiment présente un excès en zinc, et du petit Embernard qui est le tributaire majoritaire du lac. La sédimentation événementielle a aussi pu être caractérisée par le suivi instrumental, qui couplé à une station météo, a mis en évidence deux types d'événements extrêmes.

Les fortes pluies se sont révélées être des déclencheurs de dépôts de crues apportant une quantité importante de sédiment sous forme de dépôts granodécroissants. Le suivi de deux événements en particulier, nous a informés sur les conditions favorables à l'occurrence de dépôts de crues. Une forte pluie régionale ainsi qu'un orage localisé ont produit un dépôt dans le lac. Toutefois, les quantités de sédiments apportés ne sont pas fonction de la quantité de pluie tombée, rendant délicat toute interprétation de l'intensité des crues. La présence d'événements d'avalanches de printemps a également été mise en évidence, mais nous n'avons pas observé de dépôts détritiques caractéristiques de ces événements au fond du lac de Lauvitel.

L'occurrence de ces dépôts événementiels a été explorée sur l'intégralité de la séquence sédimentaire et fait l'objet d'un article actuellement en préparation dans la prochaine partie.

2. article 3 : Les évènements extrêmes enregistrés dans le lac de Lauvitel et leurs relations avec les changements environnementaux

Extreme events and environmental changes recorded in a high altitude alpine lake during the last 3500 years

Laurent fouinat¹, Pierre Sabatier¹, Fernand David², Xavier Montet³, Eric Chaumillon⁴, Jean-Louis Reyss⁵, philippe Schoeneich⁶, Jérôme Poulénard¹, Fabien Arnaud¹

- (1) EDYTEM, Université Savoie Mont Blanc, CNRS, 73376 Le Bourget du Lac Cedex, France
- (2) CEREGE, Université Aix-Marseille, 13545 Aix en Provence, France
- (3) University of Geneva Department of Radiology and Medical Informatics Genève, CH-1211, Switzerland
- (4) Université de La Rochelle, UMR CNRS 7266 LIENSs, 17000 La Rochelle, France
- (5) LSCE, Université de Versailles Saint-Quentin CEA-CNRS, 91198 Gif-sur-Yvette cedex, France
- (6) PACTE, Université Grenoble Alpes, 38400 Saint Martin D'Hères

Article en préparation

2.1 Abstract

Investigation of Lake Lauvitel (western French Alps) sediments revealed 153 graded layers, interpreted as flood deposits over the last 3500 yrs. Local environmental changes were investigated through palynological analysis and revealed past vegetation dynamics. Comparison with other lacustrine flood records in the Alps support the flood interpretation and suggest a change in climatic influences triggering extreme precipitations during warm and cold periods. Roman and Medieval warm periods are characterized by an increase of flood frequency in Lake Lauvitel, contrasting with lower frequency over the Southern Alps. These could be attributed to an increase of local convective events favoring flood deposition. Colder periods such as the Migration period or the Little Ice Age are characterized by higher flood occurrence all over the northern Alps including in Lake Lauvitel. This climatic setting is suggesting meso-scale precipitations originating from the Atlantic region. We evidenced a coarse detrital income using Computed Tomography analysis (CT scan) in the lake sediment interpreted as wet snow avalanches deposits. Occurrence seems to be driven by both snow pack thickness and spring temperatures. Over the study period, wet avalanches seem to be deposited predominantly during lower glacial extends, with an increase of deposits after an evidenced forest clearance in the watershed.

2.2 Introduction:

Erosion dynamics results from complex interactions of both climate variability and human activities on the environment (Dearing et al., 2001; Arnaud et al., 2005; Bajard et al., 2016). Mountainous regions are particularly sensitive to erosion processes due to steep slopes and rainfall allowing transportation of resulting erosion products. They can take various size and shapes depending on the different erosion processes that occurred during several millennia, leading to the modern landscape. Many studies have put the emphasis on fine sediment transport by mountain streams especially competent in extreme hydrological conditions (Schiefer et al., 2006; Chapron et al., 2007; Gilli et al., 2013; Bruno Wilhelm et al., 2015). Erosion processes also produce larger gravel to boulder size detrital elements especially in high altitude with the action of glacier or snow erosion on the landscape (Hallet et al., 1996; Jomelli and Bertran, 2001). However, coarse detrital elements are difficult erosion products to investigate because of small distance they cover on long time span.

Vegetation cover is one major control on soil erosion by modulating rainfall, enhancing infiltration, transpiring soil water and providing additional surface roughness (Gyssels et al.,

2005). Vegetation dynamics are thus investigated in many paleoenvironment studies (Court-Picon et al., 2005; David, 2010; Etienne et al., 2013; Bajard et al., 2016), providing important background in order to better apprehend erosion processes. In contrast, fires and clearance are drivers of enhanced erosion (Wick et al., 2003; Touflan et al., 2010). In mountain areas the altitudinal gradient induce vegetation gradient, as human activities in the past trough summer grazing and deforestation (Giguet-Covex et al., 2011; Schwörer et al., 2015).

Few evidences of anthropic activity are left in the central Alps, but recent archeological surveys have identified remains of built shelters dated back to Neolithic period and identified episodic settlements until medieval times (Mocci et al., 2005; Walsh et al., 2014). First found occupation was in high altitude plateaus near the tree line that represents limited interaction with the environment. Some evidences are found between Iron Age and Roman period, as opposed to the medieval period that is known as the most intense anthropic occupation in the Alps represented by agricultural (Mouthon and Carrier, 2010) and mining activities (Bailly-Maître, 2010; Garçon et al., 2012).

Oisans valley situated in the Ecrins central Alps massif is one of historical commercial paths to cross the Alps (Debarbieux, 2002). In addition, traces of past agricultural activities were identified in this area during the last 2000 years (Chardon, 1991). The climatic influences on environmental changes were also investigated through proglacial lakes sediments identifying periods of stronger glacial activity (Chapron et al., 2007; Guyard et al., 2007). Lake Lauvitel, 1500 meter above sea level (a.s.l.) is located in the large Oisans valley at an altitude giving easy access to land suitable for human activities especially pasture. Moreover, the steep topography and the limited size of Lake Lauvitel watershed allow rapid responses to localized environment modifications. To understand the potential drivers of erosion processes it is essential to analyze multiple proxies that witness lake-catchment system modifications to insure the most complete interpretations. The combination of high resolution sedimentary approach of extreme events, geochemical and palynological analysis with a well constrained chronology allows us to identify i) major extreme sedimentary processes, ii) establish extreme events and snow avalanche occurrence phases and iii) discuss the relative forcing parameters with climatic and/or anthropic processes in this part of the Alps.

2.4 Study site:

Lake Lauvitel (44° 58' 11.4"N, 6° 03' 50.5" E) is located in the western French Alps, 35 km southeast of Grenoble. Total drainage area is approximately 15.1 km² and lake surface covers 0.35 km². A natural dam induced by a large rockslide dated by Berylliums exposure age back to

4.7±0.4 Kyr ¹⁰Be (Delunel et al., 2010) allowed a water depth of 61 meters maximum. The porous outlet through the dam induces a seasonal water table variation of approximately 20 meters of height, with a maximum in July and a minimum in May. From late December to early May the lake surface is frozen and snow covers most of the watershed. Maximum watershed elevation is 3169 m.a.s.l. at the Pic du Clapier du Peyron. Majority of the bedrock is composed of igneous rock (Granit and Gneiss) with minor outcrops of sedimentary rock (Triassic limestone)(Figure 4-11). The Petit Embarnard torrent drains a regularly slope sub catchment (10°) and a large delta was formed at the lake entrance. Two smaller streams are present on the western side of the lake characterized by steep slopes around 40°, Héritière and Plan Vianney torrents. Three gullies (C1, C2, C3) are also present (Figure 4-11) and spring season snow accumulation is sometimes observed underneath traducing avalanche deposition (Fouinat et al., 2016). A mixed Pine forest is present in the southern part close to the delta, isolated Pines trees are observed in the direct surroundings of the lake. Higher altitude vegetation consist mainly of shrubs (*Ericaceae* and *Juniperus*) and from 1700 m .a.s.l essentially *Poaceae*. The lake is situated in the restricted area of Ecrins National Parc, and since 1995 the southern part of the watershed is one of the few integral reserves in France, where human presence is strictly restricted.

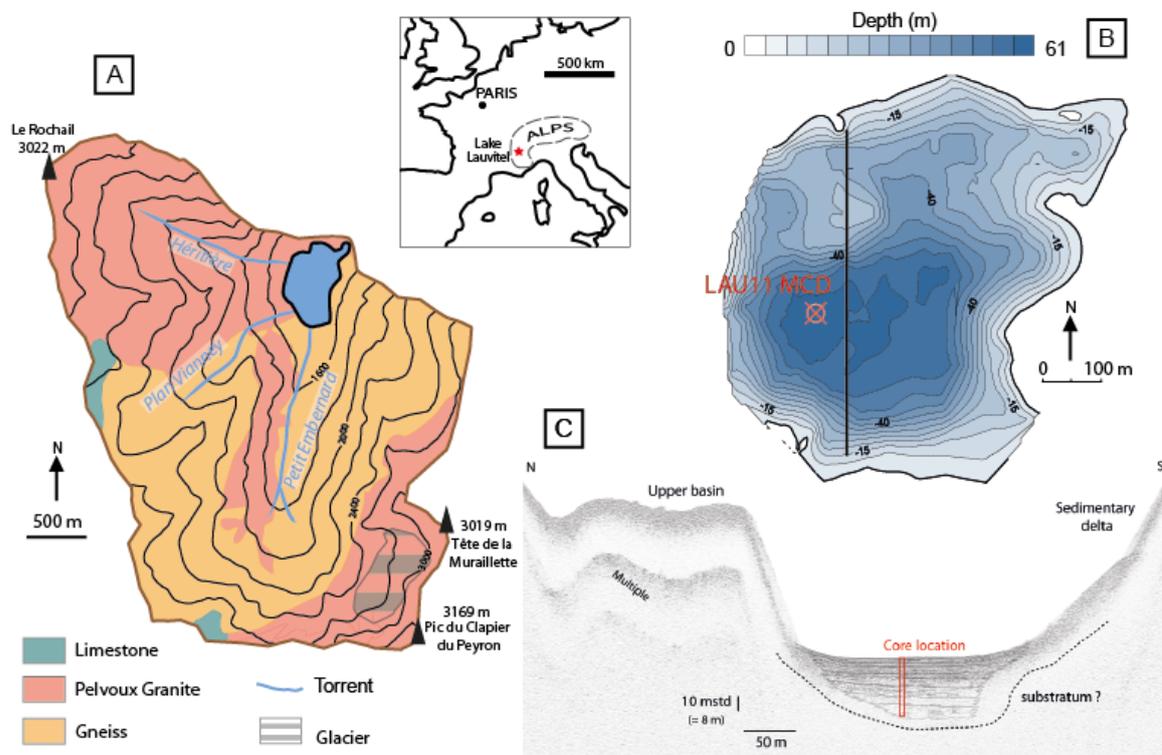


Figure 4-11 : Geographical location of lake Lauvitel. A) Geologic map of the watershed exhibiting tributaries to the lake. B) bathymetric map of lake Lauvitel, black line is the seismic line. C) N-S seismic profile of lake Lauvitel.

2.5 Materials and methods:

The sedimentary infill of the Lake Lauvitel sediment was investigated in September 2012 using a seismic profiler IKB Seistec, a boomer plate associated with a line-in-cone streamer (Simpkin and Davis, 1993) from LIENNS laboratory (La Rochelle University). The band pass frequency was set to 1 to 10 kHz giving a vertical resolution of approximately 20 cm. A 50 J power supply was selected with a shot interval of 250 ms, corresponding to distance between two adjacent traces of about 25 cm for a speed of about 2 knots. A total of 23 seismic profiles were recorded in the lake. Seismic data processing was carried out using the Delph seismic software and consisted of automatic gain correction and band-pass filtering.

In June 2011, the master core sequence (LAU 11 MCD) was retrieved from the deepest basin in Lake Lauvitel (56m depth; N44°58.139 E6°03.755) using a UWITECH piston corer with hammer action. Some gravel layers were encountered and made the sampling difficult, thus LAU11 MCD is composed of seven coring holes using both 90 mm and 63 mm tubes representing 22 sections in total. A short 90 mm gravity core LAU11P2 was also taken at the same location to provide a well-preserved water-sediment interface. The cores were split into two halves at the EDYTEM laboratory. Each half-section was described in detail and pictures were taken with a 20-pixel mm⁻¹ resolution. The lithological description of the sequence allowed identification of different sedimentary faces. A composite sediment sequence of 15.5 meters was built using clearly identifiable layers from the overlapping sections of all cores. Except for the first centimeters of the interface core, no compaction due to the coring system was observed.

CT scanning was performed at Hopitaux Universitaires de Genève (HUG) using a multidetector CT scanner 150 (Discovery 750 HD, GE Healthcare, Milwaukee, Wis). Acquisition parameters were set to: 0.6-s gantry rotation time, 100 kVp, 0.984:1 beam pitch, 40-mm table feed per gantry rotation, and a z-axis tube current modulation with a noise index (NI) of 28 (min/max mA, 100/500) and a 64×0.625-mm detector configuration. All CT acquisitions were reconstructed with the soft tissue and bone kernel enhancing the density contrast (Tins, 2010). We used images reconstructed with the bone kernel for the following analysis. The raw DICOMM images were converted to an 8-bit .TIFF format using Weasis (v2.0.3) viewer. The radiograph resolution is 512×512 pixels, with up to 256 grey scale values. In this study, the sediment core was divided into 15 445 1-mm-thick frames, each pixel corresponding to a resolution of up to 500×500 μm and thus a voxel of 0.25 mm³. The images were then stacked using the Image J FIJI application, and image treatments were performed using the 3D Object Counter plugin (Bolte and Cordelieres, 2006). First, we set a threshold to isolate the selected grey values, and we then applied a despeckle filter to remove the noise due to measurement. Finally 3D Object counter was used to reconstruct the particles and characterize them in a 3D coordinate system (Fouinat et al., 2016).

Grain size measurements were carried out on the master core using a Malvern Mastersizer 800 particle-sizer at lithologic dependent intervals. Ultrasonics were used to dissociate particles to avoid flocculation. Interbedded deposits were characterized on the basis of their median (Q50) and coarse (Q90-Q99) fractions, as well as the thickness and the Q90_{max} of each interbedded deposit.

Geochemical analyses were carried out using the Avaatech X-Ray fluorescence (XRF) Core Scanner (EDYTEM laboratory, CNRS-University Savoie Mont-Blanc) at a resolution of 5 mm. The X-Ray beam was generated with a rhodium anode and a 125 µm beryllium window allowing a voltage range of 7 to 50 kV with a current range of 0 to 2 mA. The sediment was covered with a thin ultralene film (4 µm) prior to the measurements to avoid contamination of the measurement prism and the desiccation of the sediment. The relative element intensities are expressed in counts per second (cps). Geochemical data were acquired with different settings according to the analyzed elements: Si, AL, Fe, Ti and Ca were measured at 10 kV and 0.75 mA for 10 seconds and Sr, Rb, Zr, Mn, Cu, Zn Pb, and Br were measured at 30Kv and 0.5 mA for 30 seconds. We performed a principal component analysis (PCA) on the geochemical results using R software version 3.0.2 (R Development Core Team, 2011) to examine the statistical correlations between the results and the corresponding facies to visualize the geochemical natures of the different units ((Sabatier et al., 2010; Bajard et al., 2016).

Geochemical ICP/MS analysis were carried out on 11 samples in the sediment sequence at Activation Laboratories LTD. (Ancaster, Ontario, Canada). The samples were analyzed in order to identify mineral major and trace elements, to compare with the Fluorescence results.

Loss On Ignition (LOI) technique was used to estimate the fractions of organic matter and carbonate in the sediment following (Heiri et al., 2001). In total 62 samples were analyzed based on stratigraphy, thicknesses from 0.5 to 1 cm. Samples taken from the sediment core were dried at 60°C in a stove for 48 hours prior to analysis. Dried samples were then crushed and placed in the oven at 550°C for 4 hours to burn the organic matter fraction. After determining the dry weight at 550°C, the samples were placed again in the oven at 950°C for 2 hours to burn the carbonate fraction. The Non Carbonate Ignition Residue (NCIR) was obtained by subtracting the LOI_{950°C} dry weight to the initial dried weight.

Sediment organic matter quality was obtained using a Rock-Eval RE6 pyrolyser (“Turbo” model, Vinci Technologies ©) at the ISTO Laboratory in Orléans (Disnar et al., 2003; Talbot, 1988). The Oxygen Index (OI, mgO₂/ g TOC) represents the amount of oxygen associated to organic carbon and released as CO and CO₂ during the pyrolysis of the organic matter, then normalized

to the Total Organic Carbon (TOC). The Hydrogen Index (HI, mgHC/ g TOC) represents the amount of hydrocarbonaceous compounds released during pyrolysis, normalized to the TOC.

Palynological analysis was carried out on 32 samples of 1 cm³ taken along the sediment sequence in the finely laminated facies and depending on computed sedimentation rates. Samples were prepared for pollen analysis following the standard acetylation and hydrofluoric acid method (Faegri et al., 1989). The pollen sum was at least 500 grains, excluding swamp plants and ferns. The pollen diagram was assembled using the GpalWin software package (Goeury, 1988).

Lake Lauvitel chronology is based on 19 ¹⁴C measured on terrestrial macro remains and short lived radionuclides measurements. The short-lived radionuclides in the upper 72 cm of the LAU11P2 sediment core using a high-efficiency, very low-background, well-type Ge detectors at the Modane Underground Laboratory (LSM) (Reyss et al., 1995). Measurements intervals followed facies boundaries resulting in a non-regular sampling of approximately 1 cm. In total, twelve thick beds at depths: 10.4-12.7, 17.3-19, 22.9-24.8, 29.7-30.9, 38-39, 40.6-42.4, 43.1-44.2, 45.7-50, 54.5-56.9, 60.4-62.5, 64.1-66 and 67.2-68.3 cm were not analyzed because considered as instantaneous deposition of sediment in the lake bottom (Arnaud et al., 2002). ²¹⁰Pb excess was calculated as the difference between total ²¹⁰Pb and ²²⁶Ra activities. We then used the Constant Flux/Constant Sedimentation (CFCS) model in ²¹⁰Pb excess to calculate the sedimentation rate (Goldberg, 1963). The sedimentation rate uncertainty obtained by this method was derived from the standard error of the CFCS model linear regression. The ²⁴¹Americium (Am) and the ¹³⁷Cesium (Cs) activities were analyzed in order to use the maximum of nuclear weapons tests (1963) and Chernobyl accident (1986) as chronological markers (Appleby et al., 1991). The ¹⁴C samples were analyzed by an Accelerator Mass Spectrometer (AMS) at the Poznan Radiocarbon Laboratory. The ¹⁴C calibration was performed using the IntCal13 curve (Reimer et al., 2013). The age-depth model is generated using *R software* and the *R-code package "Clam"* version 2.2 (Blaauw, 2010)..

2.6 Results:

2.6.1 Seismic stratigraphy

The seismic signal penetrated sediment in lake Lauvitel and revealed a thick accumulation in the southern basin, and a very shallow one on the northern part (Figure 4-11C). In depth, the signal became scattered and absorbed making difficult to clearly identify substratum limit. The small sediment accumulation (1.5 m) and the undulating acoustic basement in the northern basin suggest the presence of large rocks probably related to the rockslide

formation. The youngest and uppermost seismic unit, 3 m thick, is composed of laterally continuous high-amplitude reflectors only visible in the southern basin. The 12 meters sediment accumulation beneath shows chaotic internal reflections. The last acoustic reflector clearly identified is at 16 m meters sediment depth for a 1500 m.s⁻¹ sound speed. The steep slopes didn't allow good acoustic penetration on the south basin lateral sides, however the water-sediment interface at the delta base present a lens-shaped body downlapping sedimentary formation on horizontal reflectors allowing identification of gravity reworked sediment and evidences processes of tributary delta progradation.

2.6.2 Core description and lithology

LAU11 MCD is divided into five sedimentary units (Figure 4-12) based on macroscopic observations, and sedimentological investigations (LOI, grain size). Each sedimentary unit is characterized by a finely laminated/homogenous mud interbedded with normally graded beds. Unit I (0-0.8 m) is composed of a silty-clay dark-brown (2.5Y 3/4) finely laminated layers, with 5.2 % average value of LOI 550°C. Units II and IV exhibiting a silty-clay light-brown (2.5Y 5/2) homogenous mud, respectively average LOI 550°C values of 5.4 and 6.3 %. Unit III corresponds to a silty-clay dark green-brownish color (10Y 3/4) finely laminated layers with average LOI 550°C values of 6.1 %. Unit V correspond to silty-clay dark brown (10Y 2/2) homogenous mud exhibiting average LOI 550°C values of 6.2 %. Average values of LOI 950°C per units is not exhibiting significant differences between each units ranging between 0.4 to 0.5 %, as well as the NICR ranging from 93.5 to 94.4 %. Each of the previously presented Units are interbedded with normally graded beds named Facies 2 (F2) almost always associated with a thin white clay-rich layer named Facies 3 (F3). On the 0-800 µm range, grain size measurement is exhibiting median (Q50) average values of 14.6 µm. F2 grain size is exhibiting a fining upward trend from 34.5 to 10.9 µm with sorting values between 2.2 and 2.6. Moreover, some levels of unit I to V are exhibiting higher sorting values, from 2.6 to 3.8 denoting a wide variety of grain size. This feature was demonstrated to be an addition of a sand size fraction within the fine sediment (Fouinat et al., 2016). When looking at the >2 mm gravel identification, the higher sorting values in Units I to V coincide with the presence of those coarse elements in the sediment core.

We sampled 315 grain size measurements in 80 normally graded beds, 36 measurements in the homogeneous/finely laminated mud of Units I to V, of which 5 samples were not exhibiting gravel presence. The Q50 vs. Q90 diagram shown in (Figure 4-12B) allows distinction between each group mentioned. The normally graded beds (F2+F3) data provide a positive correlation of $r=0.89$ ($n=315$, $p\text{-value} < 2.2e-16$), suggesting a similar deposition process. Finely laminated/homogeneous mud is also exhibiting a positive linear correlation $r=0.90$ ($n=31$, p -

value: $9.24e-13$). The two linear trends are however different, in comparison to the normally graded beds, mud with gravel presence allows higher coarser percentile for a same median grain size. We also plotted the Q50 against the sorting parameter (Figure 4-12B). The results show an general trend to higher sorting values with increasing Q50 values for sediment with gravel presence (red square). At the opposite, the normally graded beds are exhibiting lower sorting values when the Q50 increases (Black Square). The normally graded beds are thus related to a transport process contributing to a better sorting whereas mud with gravel presence is related to a process increasing the sorting values.

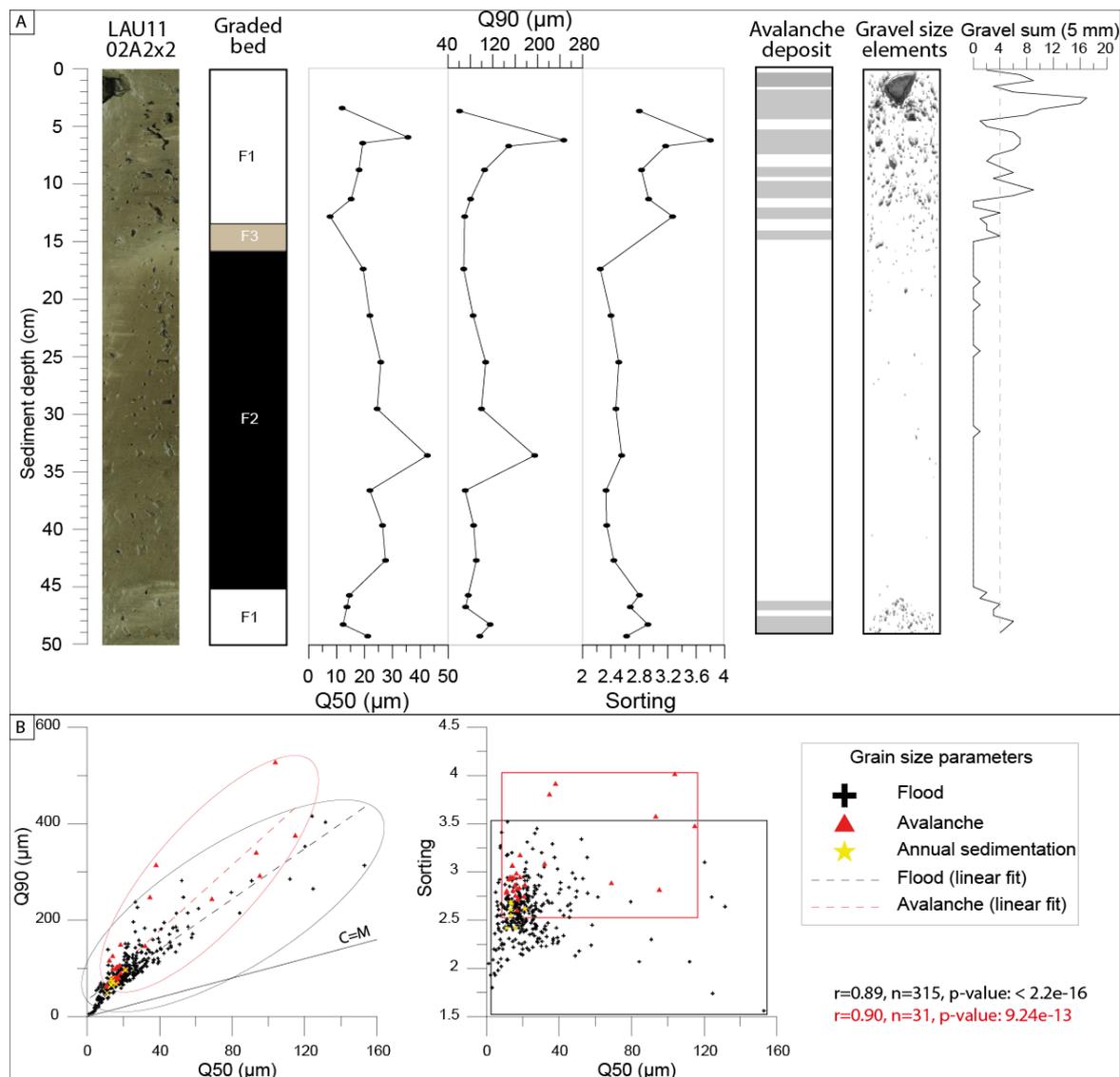


Figure 4-12 : A) Core photography with associated Facies identification. Grain size measurements results are presented in terms of variation of Q50, Q90 and sorting values in function of depth. B) Gravel size elements deposits object map by Ct-scan analysis allowing numerical counting of gravel elements and identification of deposits of at least 4 rocks on a 5 mm depth slice.

Numerical gravel identification parameters of the 3D object counter plugin were set in order to count gravel elements over 2 mm diameter, corresponding to a 13 voxel threshold (Fouinat et al., 2016). In total, we identified 6433 gravel elements with a mean volume of 81 mm³ representing an average element of 4.3 mm diameter particle and a maximum of 89 690 mm³ (corresponding to a 4.48 cm diameter particle), the total volume is representing 522 036 mm³. Numerical counting is presented on a sum of gravel elements per 5 mm sediment thickness (Figure 4-12A.). The number of coarse elements identified per 5 mm thickness is between 0 to a maximum of 38 individuals. We find that Unit II regroups 3722 gravel elements and represents 57.8 % of total gravels. On the opposite Units I and III are regrouping respectively 416 and 199 gravels; the addition represents only 9.6 % of the total. Three thick beds are exhibiting numerous sand/gravel elements at 6.34-6.86 m, 8.96-9.28 m and 14.58-15.07 m.

The Rock Eval Pyrolysis allowed the Total Organic Carbon (TOC) quantification of the 37 samples in the sediment core. Results are presented on Figure 4-13A, the values are situated between 0.56 and 1.92 % TOC the Unit I to IV. The Rock Eval Pyrolysis also allows the quantification of both IH and OH index on the samples. The Figure 4-13B presents the corresponding values per sedimentological units on a Van Krevelen type diagram. In total, the samples have IH ranging between 145 and 306, average value is 219.2. The IO values are situated between 203 to 491 and average value is 337.8. The samples are thus situated in the type III zone of organic matter, which is the terrestrial signature. Sedimentological units do not show any pattern, and we can interpret that organic matter is similar in quantity and in geographical origin within each units.

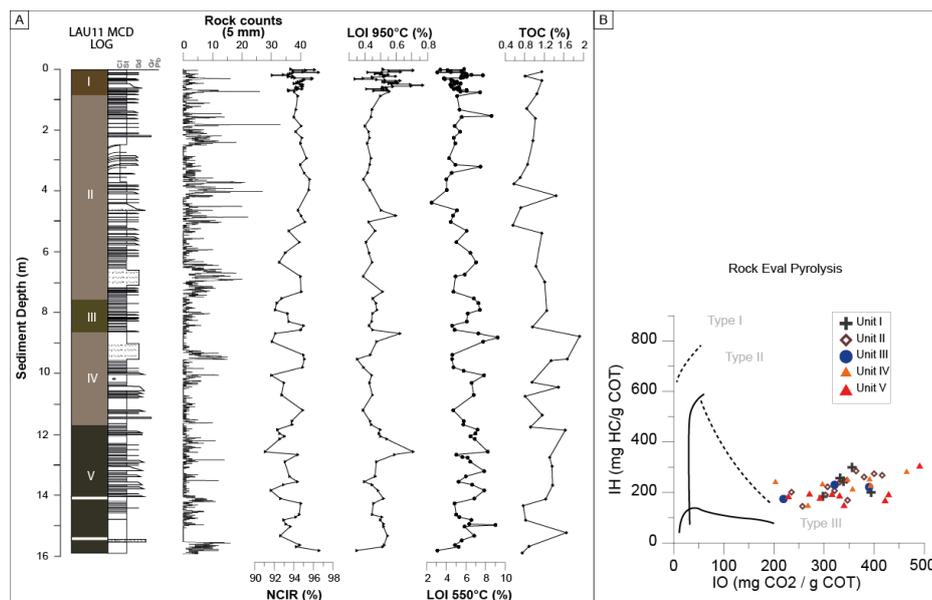


Figure 4-13: A) In relation to depth, from left to right : Lauvitel stratigraphy, numerical gravel elements counting on a 5 mm slice depth, LOI parameters (NCIR, 950°C and 550°C) expressed in % of Dw and TOC values in % . B) Van Krevelen diagram type and reported IH and IO values by sedimentary units.

2.6.3 Geochemistry

The variation of four major elements is presented along the 15.5 m sequence (Figure 4-14A). Si, Al, Ti present a strong co-variation with high frequency variability especially at depth of numerous graded beds. A low frequency variation is also present. From the PCA, Dimension 1 and 2 (denotes as Dim 1 and Dim 2) represent 57 % of the total variability (Figure 4-14B). Two end members of chemical elements were identified. The first one is positively correlated to the first component of the PCA and exhibits positive loadings for Si, K, Al, Ti and Ca, with a strong correlation between these elements. The second is correlated to the second component of the PCA and represented by Br, Pb and Mn elements. The addition of the sedimentological units allows mapping of the distribution of the geochemical data. The mapping does not allow clear discernible discrimination of the sediment units per geochemical analysis; but can be interpreted as a constant sediment origin along the whole sequence.

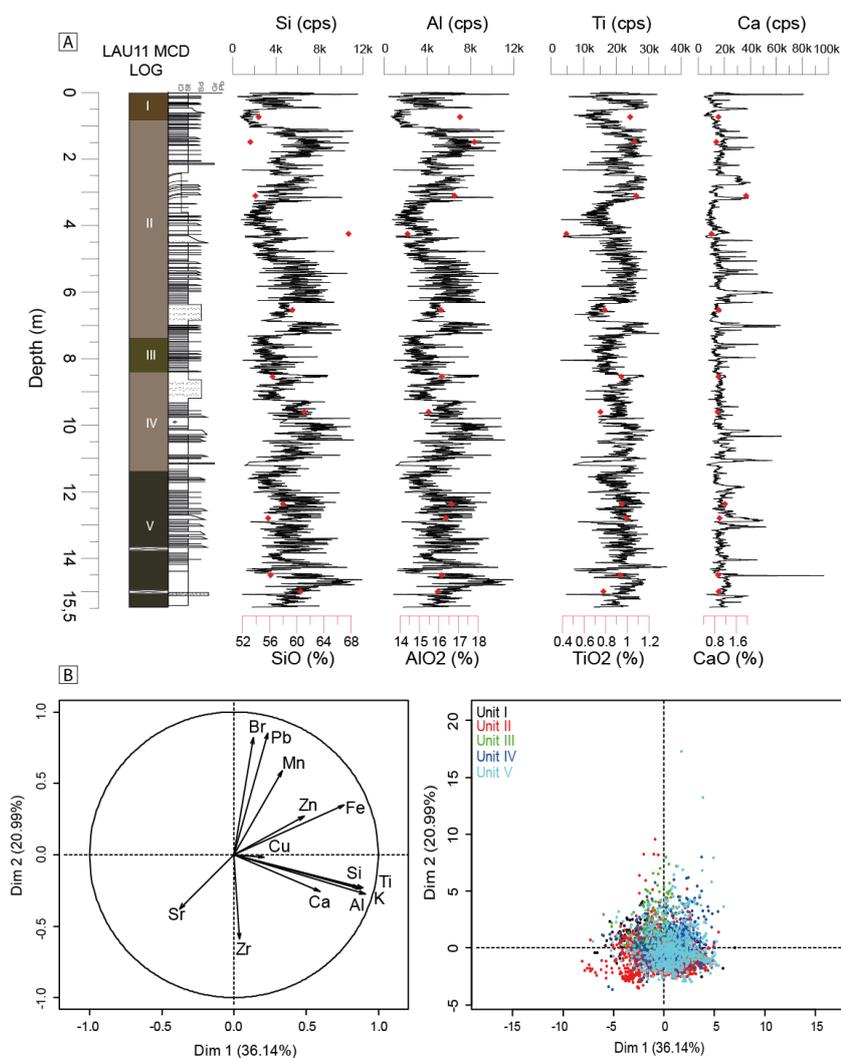


Figure 4-14 : LAU11 MCD XRF geochemical analysis with intensities of Si, Al, Ti, Ca with corresponding ICP-MS values of SiO, AlO₂, TiO₂, CaO (%). Beneath, results of the PCA with the correlation circle (according to dimensions 1 and 2 and unit distribution maps, with dots colored according to the different units).

2.6.4 Pollen record

The pollen record of Lake Lauvitel (Figure 4-15) allows vegetation reconstruction within the catchment. Four main biomes (noted V1-V4) were delimited according to the species association changes. The base of the sequence, V1 (between 15.5-13.7 m) is dominated by trees and shrubs accounting for 80% of the vegetation. *Abies*, *Pinus*, *Betula*, *Fagus* are stable as well as the *Poacea* (20%). The herbs features the presence of *Artemisia* and stable *Rumex* proportion. As the Lake is situated at 1500 m.a.s.l. *Pinus* are probably originating from lower vegetation levels (David, 2001). One can notice the presence of low background *Monoletes acropores* related to *Pteridium* present in undergrowth.

V2 (between 13.7-10.8 m) is coincident with the end of sedimentation unit V. This biome exhibits an increase in Herbs especially with the increase of *Plantago* and *Rumex*, first traces of *Cerealia* are also present. Trees and shrubs are accounting for approximately 65 %. Two patterns are present, the *Pinus* and *Abies* pollen are decreasing as opposed to *Alnus*, *Quercus* and *Fagus*.

V3 (between 10.8-6.3 m) is characterized by a return to tree and shrubs large domination close to 80%. A strong variation on the trees pollen is to be highlighted. The two trees patterns observed in the previous biome is still present with an increase *Alnus*, *Quercus* and *Fagus* pollen recorded when the *Abies* and *Picea* are decreasing. *Monoletes ascropores* also exhibit variations. In the V3 upper part, the taxa attributed to human settlement *Cerealia*, *Rumex* and *Plantago sp.* appear higher than before.

The transition to V4 biome (between 6.3-0 m) coincide with a sharp decrease of trees and shrubs pollen in favor of *Poacea* at 6.3 meters, the distribution between the two groups are close to 50% each. *Picea*, *Pinus*, *Abies*, *Fagus*, *Quercus* pollen are all found in lower concentration in the first half of V4. The sharp increase of *Monolete ascropores* is noticeable at the V4 transition; it will stay in high proportion until 3 m depth when *Pinus* is slightly increasing. This depth is also the moment of minimum *Abies*, *Fagus*, *Picea* pollen recorded, and the apparition of *Juglans* and stable presence of *Juniperus*. During this period the human settlement taxa *Rumex*, *Cerealia* and *Plantago* are at their maximum concentration. The upper part of V4 corresponds to sedimentation unit I, the trees and shrubs (*Pinus*, *Picea* in particular) are recovering to their previous concentration of V3. *Poacea* concentration is decreasing as well as *Monoletes ascropores*.

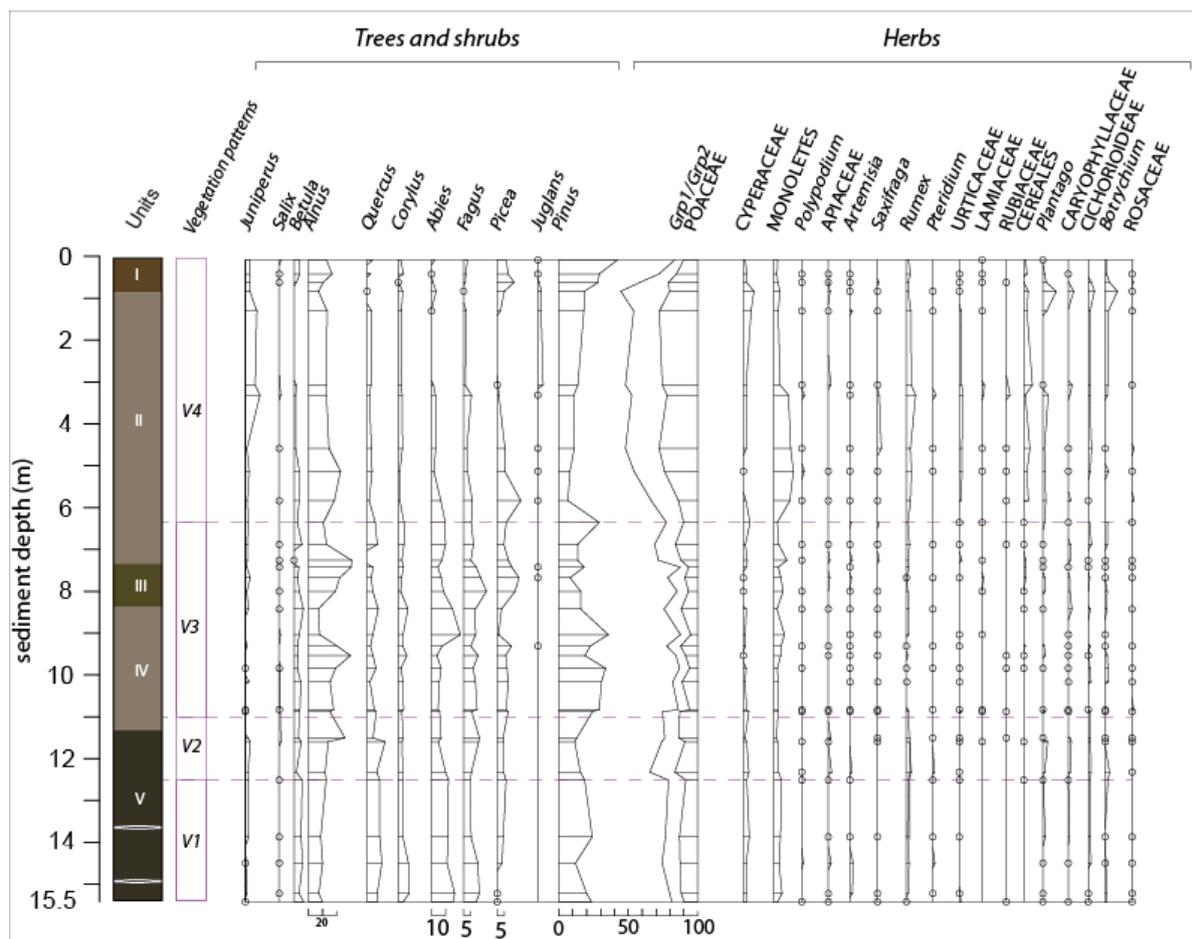


Figure 4-15 : Simplified pollen diagram of Lake Lauvitel core presented as percentage of the pollen sum. Dots refer to values below 1% of the pollen sum.

2.6.5 Age-depth model

The recent sediment deposition was exposed in (Fouinat et al., 2016) and was based on short lived radionuclides. Low values of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ were excluded to reconstruct a synthetic sedimentary record following (Arnaud et al., 2002). We obtained a mean accumulation rate of $3.7 \pm 0.3 \text{ mm. yr}^{-1}$ with age uncertainties derived from the standard error linear regression of the CFCS model (Goldberg, 1963). Ages obtained were compared to ^{137}Cs and ^{241}Am activities. In addition, a total of 19 radiocarbon analyses were performed on plant macroremains, twigs, leaf, tree bark and roots collected in the 15.5 m sediment sequence (Table 4-2). Among the 19 samples, two dates were excluded from the age-depth model because considered too old, probably due to reworked material from the watershed. To develop a well constrained chronology, we removed the 153 graded beds interpreted as flood-induced deposits (Fouinat et al., 2016) representing a total of 668.5 cm. The tree thick beds exhibiting numerous gravel size elements, representing 144 cm, were also excluded from the age depth model because considered as large avalanche deposits (Fouinat et al., 2016). The remaining 7.51 m (Figure 4-16A) are used to reconstruct a synthetic

sedimentary record (Figure 4-16A) (Bøe et al., 2006; Giguët-Covex et al., 2012; Wilhelm et al., 2012b). The age-depth relationship was then calculated using a smooth spline interpolation generated using R software and the R-code package “Clam” version 2.2 (Blaauw, 2010). Once performed, we used the results to build the flood deposits chronology in Lake Lauvitel during the last 3500 years (Figure 4-16B). Vertical bars represent age of each flood deposit thicker than 5 mm, and uncertainty is based on the ^{14}C dates.

| Sample name | Lab. Code | Depth (cm) | Sample type | ^{14}C yr BP | | | AD Range Cal. yr. | Prob. |
|--------------------|------------------|-------------|--------------------|-----------------------|----------|-----------|--------------------|-----------|
| | | | | | ± | | | |
| LAU1102A-1 | Poz-57964 | 188 | Twig | 150 | ± | 30 | 1950-1667 | 95 |
| LAU1101E1-1 | Poz-55504 | 247 | Twig | 145 | ± | 30 | 1947-1666 | 95 |
| LAU1101B-1 | Poz-55502 | 339 | Twig | 325 | ± | 30 | 1643-1482 | 95 |
| LAU1101D1-1 | Poz-55503 | 617 | Twig | 850 | ± | 30 | 1259-1054 | 95 |
| LAU1101D2-1 | Poz-57963 | 729 | Twig | 915 | ± | 30 | 1186-1031 | 95 |
| LAU1101B-1 | Poz-55501 | 923 | Twig | 1435 | ± | 30 | 654-572 | 95 |
| LAU1101E1-1 | Poz-57955 | 924 | Plant macroremain | 1500 | ± | 35 | 640-431 | 95 |
| LAU1101E1-2 | Poz-57956 | 1000 | leaf | 1490 | ± | 30 | 643-437 | 95 |
| LAU1101E2-1 | Poz-57958 | 1032 | Plant macroremains | 1725 | ± | 30 | 645-246 | 95 |
| LAU1101E2-2 | Poz-55505 | 1108 | twig | 1875 | ± | 30 | 222-71 | 95 |
| LAU1101F1-1 | Poz-54236 | 1245 | Plant macroremain | 2080 | ± | 30 | -3/-188 | 95 |
| LAU1101F1-2 | Poz-54237 | 1290 | Plant macroremain | 2270 | ± | 30 | -210/-398 | 95 |
| LAU1101F1-3 | Poz-57959 | 1335 | roots | 2150 | ± | 30 | -60/-354 | 95 |
| LAU1101F1-4 | Poz-54238 | 1380 | Twig | 2215 | ± | 35 | -374/-200 | 95 |
| LAU1101F2-1 | Poz-57960 | 1412 | Tree bark | 2400 | ± | 30 | -398/-729 | 95 |
| LAU1101F2-2 | Poz-54239 | 1445 | twig | 2990 | ± | 30 | -1119/-1371 | 95 |
| LAU1101F2-3 | Poz-57962 | 1468 | Plant macroremain | 2600 | ± | 30 | -766/-861 | 95 |
| LAU1101G-1 | Poz-54240 | 1516 | Leaf | 2925 | ± | 30 | -1025/-1213 | 95 |
| LAU1101G-2 | Poz-59792 | 1546 | Plant macroremain | 3070 | ± | 35 | -1232/-1416 | 95 |

Table 4-2: Radiocarbon ages for the Lake Lauvitel sedimentary sequence(Bold samples correspond to excluded dates from age-depth modeling)

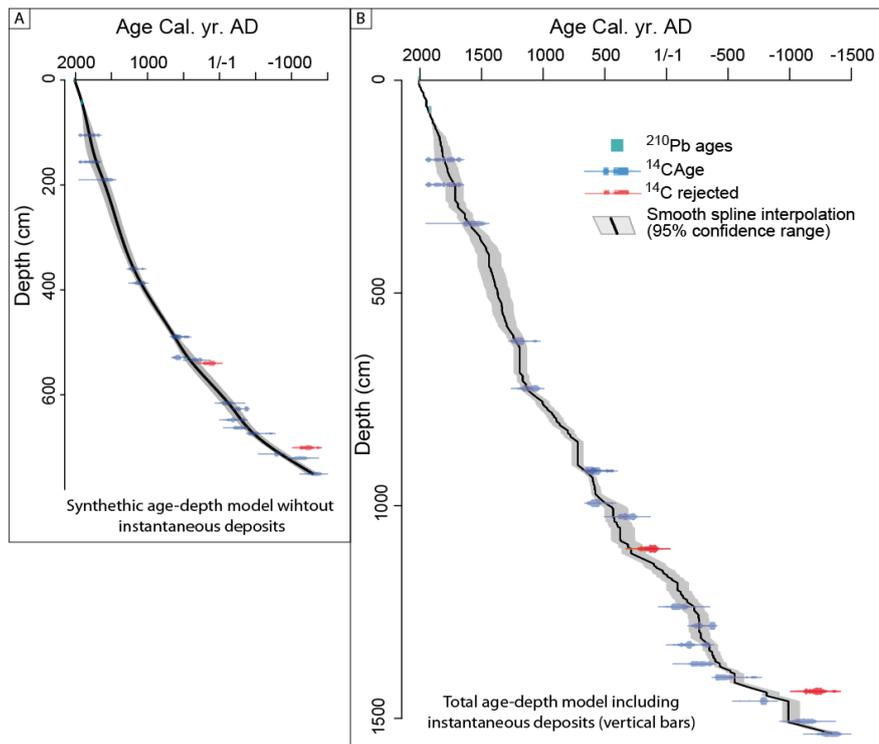


Figure 4-16 : A) Age depth model for synthetic sediment accumulation of LAU11 MCD core. B) Age depth model for total sedimentary sequence, vertical bars representing the instantaneous deposits.

2.7 Discussion

2.7.1 Evolution of erosion at Lake Lauvitel catchment

- ❖ The Final bronze age (-1350 to -600 yrs cal BC): Lake Formation and environmental settings

The beginning of Lake Lauvitel sedimentation is exhibiting numerous gravel size elements suggesting a high instability of coarse sediment in the western part of the lake (Figure 4-17). The lake formation is following the rockslide creating the natural dam. After a similar event changing radically the watershed environmental settings, some sedimentary material could be transported to the lake by avalanches or by smaller amplitude rockslides (Delunel et al., 2010). After several decades, the gravel presence is limited with only few deposits recorded until 600 yrs cal BC. The first flood deposit recorded is dated around 800 yrs cal BC, a little more than 450 years after lake formation. The timespan is very important, it is likely flood occurred during this time, but may not be recorded in lake sediment. The lake formation is very fast after creation of a natural dam as observed in Hunza lake, northern Pakistan formed on January 4th 2010 and reached spillway level 143 days after (Evans et al., 2011). However, sedimentary processes creating the prograding deltaic formation may take longer time and some flood may have been deposited uphill from the

modern sedimentary basin. The sediment may also be deposited in between the rocks and filling the large gaps first thus not creating graded beds as in better settled lake bottom. The presence of gravel size elements in the beginning of the lake sedimentation may also disrupt flood deposition. Geochemical data shows fluctuating detrital input in the lake with no clear relation with extreme events occurrence or vegetation dynamics. The pollen data exhibits at the opposite stable conditions of a mixed Pine forest with presence of *Betula*, *Alnus*, *Fagus* and *Quercus* but also *Abies*, *Pinus* and *Picea* with stable proportions during eight hundred years. The dominance of tree species are close to 80 % on this period, similar with the 70% found in nearby "Côte Brune" pit at the transition sub-boreal/sub-atlantic (Coûteaux, 1983), and further down the Romanche valley the lake Fourchu is marked by pastoral activities pollen (Tessier et al., 1993). These results suggest that the Lauvitel watershed was not yet a place of intense human activities, and exhibits slope instability for few hundred years.

❖ *From 600 yrs cal BC to 50 yrs cal AD first erosion traces and environmental changes*

There is a change in hydrological setting around 600BC (Figure 4-17), the firsts floods are recorded increasing the frequency to a maximum around 320 yrs cal BC with an average of 7 floods for 31 year. After this period, flood frequency is decreasing to an average of 2 events until 50 yrs cal BC. Flood deposits thicknesses are also increasing reaching a peak at the same date. Geochemical data (Ti) is also increasing during this period, suggesting higher detrital input in the lake. The flood frequency increase is synchronous with high lake level in west central European lakes (Holzhauser et al., 2005), that could be related to wetter conditions. Lake Bourget erosion pattern in exhibiting at the same time a transition to higher terrigenous contribution to sediment infill, but also from chemical to physical weathering (Arnaud et al., 2012), and a general increase flood activity in the northern Alps (Wirth et al., 2013b). Sparse avalanche deposition is recorded from 350 BC to 50 BC. Palynological results suggest a change in the trees species with a continuous increase of *Alnus* to 20 % and a diminution of *Pinus* taxa to 10% of the pollen sum. At the same time anthropic taxa either are marked by their limited appearance such as *Cerealia* or found in higher proportion such as *Plantago*, attests growing human activities near Lake Lauvitel watershed. These results would suggest a change in the forest cover from a Pine and Fir forest to more open conditions with the opportunistic *Alnus* taxa would profit from *Pinus* clearance. The environmental conditions would be in favor of flood and avalanche occurrence with less forested lands and more moisture.

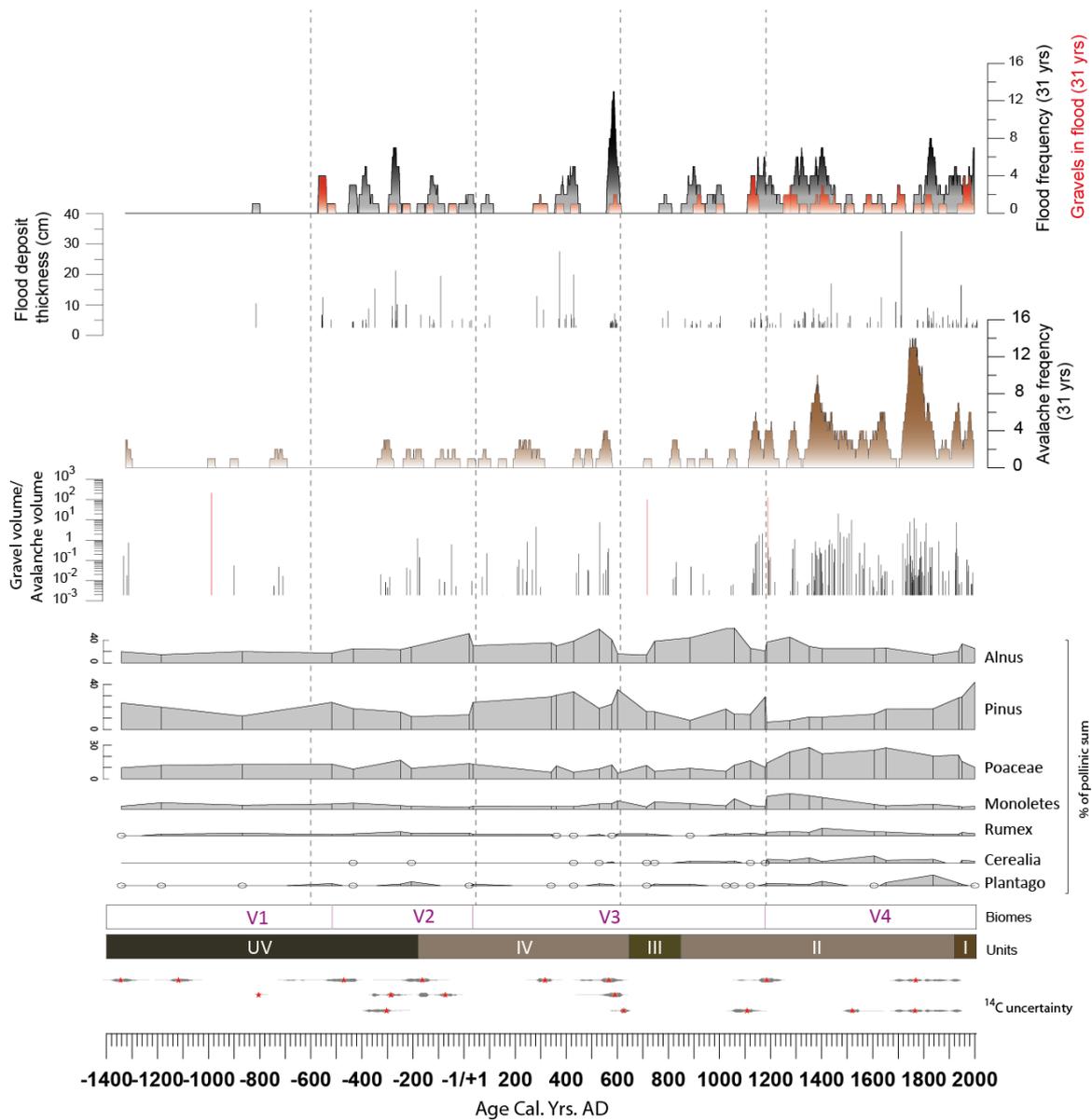


Figure 4-17: From bottom to top: Lake Lauvitel pollen record, avalanche occurrence and avalanche frequencies (a 31 year average). Flood deposit thickness, flood frequency on (a 31 year average), and geochemical Ti analysis accounting for detrital input in the lake sediment.

❖ *From 50 to 600 yrs cal AD: return of the forest*

The first two centuries are characterized by no flood occurrence followed by a flood frequency peak centered around 420 yrs cal AD which remarkable deposits thickness in majority over 5 cm (Figure 4-17). Another flood peak is centered around 580 yrs cal AD characterized by very frequent thin deposits mostly under 5 cm. Avalanche records exhibits two peaks as well around 220 yrs cal AD and 470 yrs cal AD but are embedded in between the flood peaks. It seems the two deposits are cannot be recorded together in this period. Avalanche intensity have increased compared to the previous period, the volume occupied is higher sometimes more important than the fine sediment proportion. The presence of important volume may have

disrupted the flood deposition, or presence of such high gravel volume would unsettle sediment while coring. Yet, the past hydrological conditions seem to favor flood occurrence at a regional scale as seen in Lake Bourget terrigenous input increasing from 300 to 650 yrs cal AD (Arnaud et al., 2012) and northern Alps flood occurrence exhibiting three increase phase at 350, 450 and 600 yrs cal AD (Wirth et al., 2013d). Local vegetation is characterized by a return of *Pinus* pollen sum to approximately 40% and a return of higher proportion of trees pollen. *Alnus* taxa is exhibiting a short increase when *Pinus* is slightly declining in the pollen sum coinciding with the high frequency peak during the 6th century. Anthropogenic taxa are found only few traces denoting a decreasing human impact on local vegetation. The period between 50 and 600 yrs cal AD could be attributed to natural reforestation with wetter conditions increasing flood frequency at a regional scale.

❖ *From 600 to 1180 yrs cal AD : increased traces of human activities*

The Medieval onset of Medieval Ages is characterized by low flood and low avalanche activity in Lake Lauvitel. Flood and avalanche activity exhibits lower frequencies during this period, as well as lower Ti values suggesting decreasing detrital input in the lake (Figure 4-17). From 750 to 1050 yrs cal AD the *Pinus* pollen sum is once again decreasing progressively from 40 to 15-10 %. Floods are predominantly occurring when the *Alnus* taxa pollen is present in higher proportions. This period is also coinciding with the beginning of the Medieval Climate Anomaly (MCA) differentiated by warmer temperatures and dry conditions in Europe (Büntgen et al., 2011; Kress et al., 2014).

The vegetation around Lake Lauvitel can be described as sparse periods of anthropogenic taxa suggesting the return of human activities with a limited impact near the watershed. Around 1180 yrs cal AD, a drastic drop of *Pinus* pollen as well as other trees such as *Abies*, *Quercus* and a sharp increase of *Monoletes acrospores* and *Poaceae* is observed. The presence of higher *Monoletes acrospores* in the pollen sum immediately after this event would suggest a larger spread of undergrowth taxa due to tree disappearance. This feature could be related to a major forest clearing. In the sedimentary record, avalanche activity sharply increased in 1100 yrs cal AD with progressively increasing intensity. Around 1180 yrs cal AD a major avalanche event deposited a 52 cm thick grain supported layer coinciding with the forest clearance date. The rapidity of this environmental change would attribute this shift to human activities. Large forest clearance would also drive a slope destabilization illustrated by the avalanche higher occurrence and intensity. In nearby pollen records this date roughly coincide with the decline of subalpine forest (Tessier et al., 1993), a sharp increase in *Poaceae* taxa in high altitude Lake Cristol 2240m.a.s.l. (Nakagawa et al., 2000) and a general decrease of arboreal taxa in favor of herb pollen (Coûteaux, 1983).

❖ *From 1180 to present*

Erosional pattern in Lake Lauvitel exhibits higher flood and avalanche occurrences during this period. Flood frequency is characterized by three peaks centered around 1300, 1400 and 1820 yrs cal AD and a low occurrence period from 1450 to 1800 yrs cal AD (Figure 4-17). Since the vegetation is dominated for the first time by herbaceous taxa with a ratio on tree pollen between 50% and 60%. *Rumex*, *Plantago* and *Cerealia* exhibit continuous presence in addition the appearance of *Juglans* in the pollen diagram emphasize the human activities near the watershed. Progressively, the *Pinus* taxa is increasing from 1600yrs cal AD, *Monoletes acrospores* have the inverse trend and this feature would be interpreted as a slow and progressive return of the forest.

Drastic change of environmental conditions in this period could influence flood and avalanche occurrence due to the vegetation change in the watershed (Giguët-Covex et al., 2012). Floods do not seem to exhibit exceptionally higher occurrence from 1200yrs cal AD to present, at the opposite the avalanche records is indicating higher occurrence than any period before. Avalanches are originating from the steep slopes on the western part of the lake, where sparse *Pinus Cembra* (~10m) and *Picea* are nowadays observed could stabilized slopes. In the case of tree clearance soil and rocks would more likely be transported by avalanches.

Based on historical legal documents (Bocquet, 1992), pastoral activity periods in Lake Lauvitel were identified especially in 1733 yrs cal AD when a document giving the right to pasture from the Dranchère village to the highest parts of the lake watershed was given to farmers outside the village in compensation of currency, suggesting that the watershed was used intensively for pasture purposes during this period. Another document dated of 1772 AD prohibiting trees cutting and mentioning cattle transport to the southern part of the watershed by barge, implies that even the south valley was used for pasture and that the watershed slope stability was a problem for local populations. Land register of 1829 AD mention several huts in the lake surroundings by private ownership. The 20th century local populations have lowered agricultural activities in favor of hunting activities; this may be the reason why the forest slow reappearance is observed on pollen data allowing shelter for preys. These documents are in accordance with an observed increase of pastoral activity identified in adjacent Lake Muzelle watershed from 1750 Cal. AD to present (Fouinat et al., Quaternary research, accepted).

2.7.2 Flood chronicle and climate forcing

Several studies have demonstrated different flood pattern for the northern part of the Alps dominated by oceanic moisture influence and the southern part being more sensible to Mediterranean moisture income (Wirth et al., 2013b; Wilhelm et al., 2016). We compared Lake

Lauvitel to both northern and southern records in order to better understand the climatic influences in Central French Alps on the last millennia (Figure 4-18). During the end of Iron Age and the Medieval Climate Anomaly, higher flood frequency is observed in Lake Lauvitel (-600/-570; -420/-360; -300/-260; -140/-80, 860-940 AD ; 1120-1220 Yrs. Cal. AD), also coinciding with European positive summer temperature anomalies (Büntgen et al., 2011). At the same periods, Wirth et al., (2013b) have identified higher flood frequencies in the southern Alps in phase with negative NAO phases favoring precipitations in the southern Europe. In addition, (Grauel et al., 2013) have evidenced an increased moisture conditions in the south of Italy. Lake Allos situated in the southern French Alps is exhibiting high flood frequency at the end of this period.

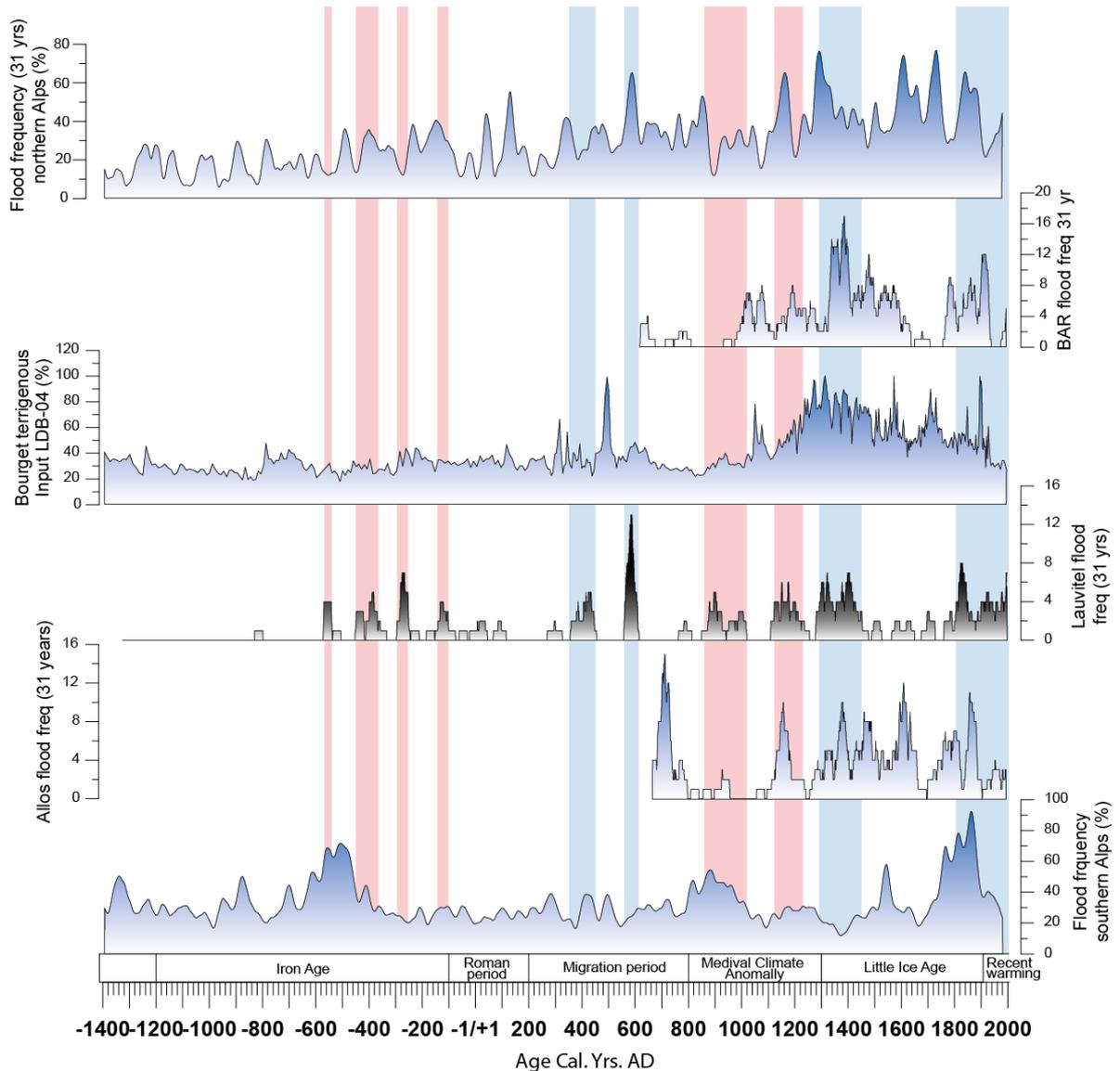


Figure 4-18 : Comparison of Lauvitel flood frequency (in black) with from bottom to the top: flood frequency in the southern Alps (Wirth et al., 2013b), Allos lake flood chronicle situated in the south French Alps (Wilhelm et al., 2012b), terrigenous input in the Lake du Bourget (Arnaud et al., 2012), and Lake Blanc Aiguilles Rouges (BAR) situated in the northern French Alps (Wilhelm et al., 2013)..

The migration period and the Little Ice Age are characterized as cold periods in Europe (Büntgen et al., 2011), and lake Lauvitel exhibits higher flood frequencies during these periods (360-440, 560-620, 1300-1450 et 1800-1850 yrs. Cal. AD). These periods are coinciding with higher terrigenous input in the Lake Bourget situated in the northern French Alps (Arnaud et al., 2012) and the central Alps flood record (Wirth et al., 2013b). Moreover, Stalagmite growth in Scotland is evidencing phases of positive NAO favoring precipitations in northern Europe (Baker et al., 2015). These periods have been identified as periods of glacial advances in the Alps (Holzhauser et al., 2005), concomitant with higher flood frequency in northern Alps (Glur et al., 2013). Differences between northern and southern Alps flood pattern was suggested as a change in the meridional position of the westerlies over the North Atlantic (Wirth et al., 2013b). Similar climatic setting have been suggested to explain the increase in flood frequencies (Wilhelm et al., 2012b) and storms (Sabatier et al., 2012) over the Mediterranean region during colder periods. As Lake Lauvitel is situated in the central French Alps, we suggest a changing climatic influence alternating from extreme precipitations prevailing in the northern Alps during cool summers generating extreme events in the Mediterranean region but fewer events in south Alps. During warmer summers, southern atmospheric circulation climatic setting would be influencing central French Alps and to a lower extend northern Alps. However warmer summer temperature are favoring convective type precipitation, that could also create flood deposits.

The outstanding 350 years (1450-1800 yrs cal AD) of very low flood occurrence in Lake Lauvitel is not observed in other records (Figure 4-18), at least over this long period. The BAR and Allos Lakes display however a common low frequency from 1650 to 1770 yrs cal AD. The lack of flood deposits would then be attributed to local condition within the watershed and several explanations would be possible. When looking at the avalanche record, from 1450 to 1620 AD, the intensities show gravel volume to fine sediment volume ratio of > 1 denoting an increasing number of gravel deposited for an avalanche deposit. This feature could disturb the previously flood deposits making difficult to identify them. The gravel presence is observed in most of the flood deposited in this period, denoting a large gravel presence in the erosion pattern of Lake Lauvitel. Another possible explanation would be a change in the flood deposit location. The lake level has a 20 m seasonal variability due to the porous natural dam, as the maximum level is nowadays reached after snow melt in the beginning of summer, an increased winter snow accumulation, favorable to glacier extend and higher lake level (Holzhauser et al., 2005; Le Roy et al., 2015; Fouinat et al., under review QR) would imply a higher water table for longer time during summer or autumn season. As the lake surface would increase sediment transported by floods would be deposited uphill from the sedimentary basin. Another possibility would be a migration of the torrent on the delta thus depositing sediment in another part of the sedimentary basin.

2.7.3 Avalanche chronicle and climate forcing

The number of gravel >2 mm presence in the sediment core in Lake Lauvitel, identified through numerical counting allow to reconstruct pas avalanche activity (Fouinat et al., 2016). Wet avalanches are generally interpreted as being triggered by as snow pack destabilization. In order to assess the local reliability we compared the winter precipitation-JFM- and spring temperature since AD 1600 from (Casty et al., 2005), based on instrumental record and documentary proxy data, centered on the study site on a 0.5°x0.5° spatial grid averaged on a 31 years period, to our avalanche 31-years frequency record (Figure 4-19). We observe a higher avalanche frequency at three periods AD 1715-1840, AD1910-1945 and AD 1970-1980 (grey bands in Figure 4-19). During these three intervals, spring temperature variability exhibits higher values especially during 1715-1725, AD1755-1835 and AD1925-1950. However, the maximum avalanche occurrence is reached between 1725-1755 when the spring temperature is lower; this period is in phase with sharp increasing winter precipitation which would cause a thicker snowpack at the end of winter.

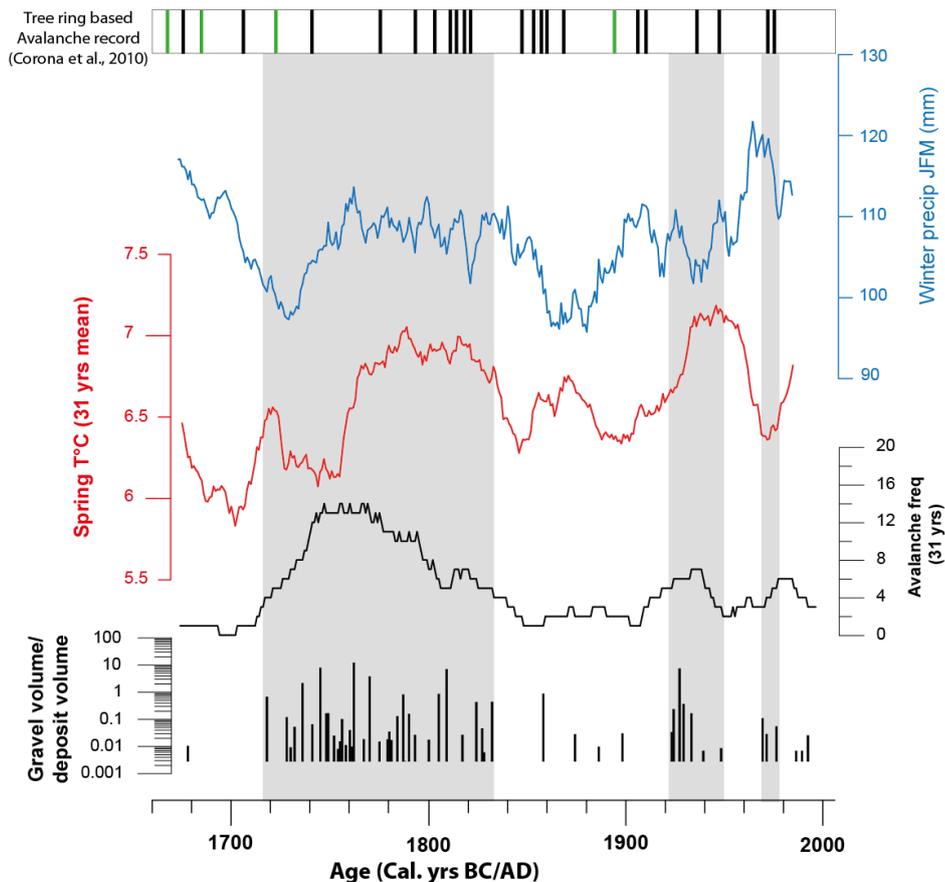


Figure 4-19: Lauvitel snow avalanche occurrence during the last 350 years, with a frequency curve averaged on a 31 year period. Comparison with spring temperature (°C) and winter precipitation-JFM-(mm) based on (Casty et al., 2005) both averaged on a 31 year period, and the longest tree ring based avalanche record in French Alps from (Corona et al., 2013).

The importance of this parameter could be demonstrated between AD1860-1880, when spring temperature is high but winter precipitation is at the minimum and just few avalanches are recorded in the lake sediment. Another example would be AD1920-1930 when the winter precipitation is relatively high and spring temperature is increasing, four avalanches are deposited. The following decade AD1930-1940 spring temperature is at the same level but winter precipitation is lower and only two avalanches are recorded. During AD 1970-1980 three avalanches are recorded despite the very low spring temperatures but can be explained by the exceptionally high winter precipitations probably causing the snowpack to be thicker. An avalanche record from (Corona et al., 2013), based on tree rings from the Echalp avalanche path situated at approximately 70 km south east of lake Lauvitel in the Queyras massif representing the longest avalanche record of French alps, low intensities events are noted in green and high intensity in black. High frequency is coinciding with the end of first higher frequency period in Lake Lauvitel.

The second higher frequency record (AD 1840-1860) in Queyras massif is occurring when avalanche frequency is low in Lake Lauvitel (Figure 4-19). The 1970-1980 higher occurrence avalanche period is very well correlated in both records. A good correlation between 50 km distant high-magnitude avalanches records were previously expressed (Butler and Malanson, 1985), but large spatial patterns avalanche occurrence is not so clear. (Reardon et al., 2008) found the environmental parameters such as vegetation cover are influencing avalanches triggering and that occurrence is associated to positive snowpack anomalies. Snow loading is different from one valley to another also depending on wind direction causing increased accumulation in different valley parts (McCollister et al., 2003). In the end, Lauvitel gravel presence in the record is well representative of at least the valley sensibility to avalanche and seems to be driven by an interaction of both snowpack thickness link to winter precipitation and spring temperature, but further analysis on other avalanche records is needed to have a better spatial representation and confirm meteorological parameters dominance.

Avalanche record has been attributed to a combination of winter precipitation and spring temperature for the last 350 years. On a 3500 year record the lack of instrumental data does not allow such comparisons but we compared with the Total Solar Irradiance (TSI) and temperature records. The Lake Lauvitel record can be divided into two different periods: before and after 1200 yrs cal AD (Figure 4-20), which is the date of a well identified human induced environmental change in the watershed caused by a forest clearance. Before this date the avalanche occurrence is higher probably due to an increased watershed sensibility related to less retained soils and rocks by trees. Prior to 1200 yrs cal AD eight increased avalanche activity were identified -1310/-1300, -760/-700, -340/-280, -100/-10, 200-320, 500-580, 800-840, 1120-1200 yrs cal AD. These periods

correspond to lower solar activity except 500-580 Cal.AD. In addition, most of the avalanches frequency peaks are coinciding with relatively cooler summers (Büntgen et al., 2011). However, lower solar activity is less likely to have a direct impact on temperature (Wanner et al., 2008), but instead on atmospheric circulations. (Martin-Puertas et al., 2012) have suggested a relationship between the Homeric solar minimum (-800/-600 Cal. AD) and a change in the pressure gradient over the Atlantic inducing a change in atmospheric circulation in central Europe. This feature induces negative NAO-like situations, favoring precipitations over Mediterranean region and cooler temperatures in spring season. This atmospheric setting is in accordance with flood frequency increase in Southern Alps observed during solar minima (Wirth et al., 2013b). The combination of those parameters could induce thicker snow pack during winter which would then be necessary to induce avalanche in spring taking into account the stronger tree presence.

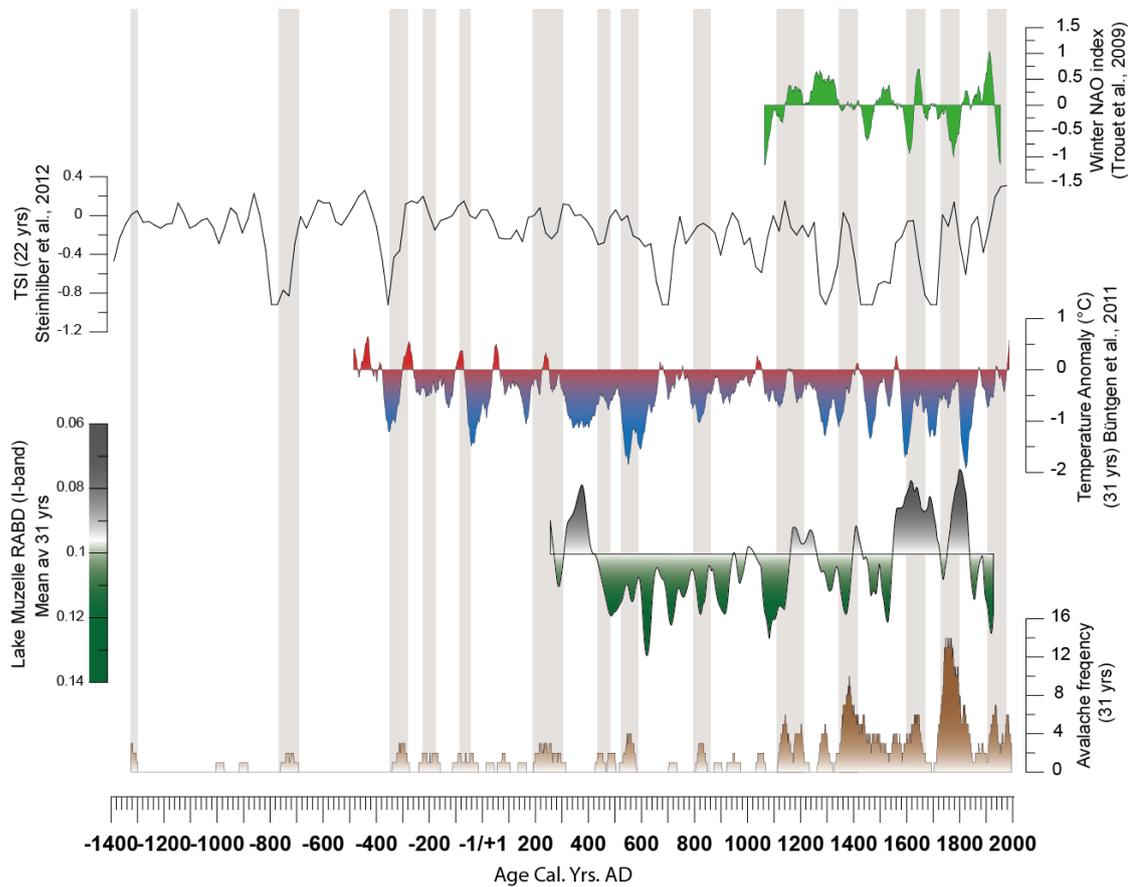


Figure 4-20 : From the bottom to the top: Lauvitel Avalanche record (31 year running average), Lake Muzelle glacier fluctuation record (RABD I-band) averaged on 31 years, European summer temperature anomaly (Büntgen et al., 2011), Total Solar Irradiance (TSI) (Steinhilber et al., 2012), winter NAO index (Trouet et al., 2012).

After 1200 yrs cal AD and the forest clearance four period of high avalanche activity occurred around 1340-1440, 1540-1660, 1720-1820 and 1910-2000 yrs cal AD (Figure 4-20), each of them is corresponding to solar maxima but during this period solar activity has lower influence

on climate in the Europe (Shindell et al., 2004). They are also occurring during the LIA period characterized by lower temperatures (Casty et al., 2005; Büntgen et al., 2011; Kress et al., 2014), and prevalent negative NAO conditions favoring winter precipitations (Trouet et al., 2012). As described in the previous paragraph, the thicker snow pack associated to higher spring temperatures (Casty et al., 2005) are more likely influencing snow pack destabilization (Ancey and Bain, 2015). Moreover, avalanche occurrence peaks (1340-1440, 1540-1660, 1720-1820 and 1910-2000 Cal.AD) are occurring during lower glacial extension recorded in adjacent proglacial Lake Muzelle sedimentation (Fouinat et al., Quaternary research, accepted)). The climatic conditions required for avalanche occurrence is thus related to glacial retreat, corresponding also to higher summer temperatures (Büntgen et al., 2011). Since 1200 Cal.AD, avalanches are thus occurring predominantly under warmer climatic conditions favoring glacial retreat. The forest clearing in 1200 Cal. AD may have influenced the watershed sensibility to avalanche occurrence.

2.8 Conclusions

A multi proxy analysis of Lake Lauvitel sediment sequence revealed 153 flood layer induce by extreme precipitation events. Numerical counting of gravel size detrital elements by CT scan allow to identified in the sediment sequence 166 wet avalanche deposits. Pollen analysis on the sediment sequence allowed vegetation dynamics reconstruction and revealed increased human activities near the lake especially during the Roman Period and Medieval times. Flood and avalanche occurrence exhibits erosional pattern of extreme events of both fine and coarse sediment in the watershed. Flood occurrence in this Central Alps location, has been attributed to increased moisture income linked to higher summer temperature anomaly allowing local convective events, characteristic from Mediterranean region, during the warm periods such as the Medieval Climate Anomaly. Influence of moisture income and synoptic intense rainfall pattern characteristic of the northern Alps originating from the Atlantic region is also found in flood temporal distribution, dominating during cool and wet summers. Major shift in the environmental conditions recorded at the 13th century in Lake Lauvitel did not seem to influence flood occurrence. On the last 350 years, comparison with instrumental data revealed a higher avalanche occurrence when either winter precipitations and/or temperatures in spring season are increasing, favorable to snow pack destabilization. In a forested watershed, avalanches occur predominantly during solar minima and cool summers when snow pack is increased and can trigger avalanche even with presence of trees. After forest clearance and during the wet and cool LIA period, avalanche occurrence is significantly higher and appears to occur while solar maxima and warmer summers allowing snow pack destabilization. Past avalanche deposits are still poorly documented and multiplying lake sediment sequence especially using CT-scan analysis accompanied by past vegetation dynamics would be relevant for future work in order to better characterize this natural hazard.

Les relations entre changements climatiques, d'usages et l'évolution des aléas

Chapitre 5 : Les changements environnementaux et d'usages dans la vallée de l'Oisans

1. Variations glaciaires

1.1 Traceurs de l'activité glaciaire

Le lac proglaciaire de la Muzelle a connu des phases de sédimentation différentes au cours des 1700 dernières années. La proportion de matériel sédimentaire détritique et organique a évolué au cours du temps. Ces variations ont pu être décelées dans la sédimentation annuelle par mesures de Pertes au Feu et de réflectance spectrale de la couleur du sédiment. La matière organique retrouvée dans la sédimentation continue est supposée correspondre à la production primaire du lac associé aux apports détritiques mineurs par ruissellement, car les conditions hydrologiques de débits journaliers ne permettent pas un apport important de MO du bassin versant. Le lac étant oligotrophe, la production primaire est limitée par les nutriments du lac. Sachant que les changements environnementaux dans le bassin versant de la Muzelle ne semblent pas avoir connus de brusques variations au cours de la période d'étude, nous considérons la production primaire constante au cours du temps.

Les phases de baisse de la proportion de MO dans le lac sont accompagnées par des apports sédimentaires détritiques de matériel très fin et d'une couleur plus claire. Ce type d'apport a été identifié comme étant liés à l'action érosive du glacier dans le bassin versant (Nesje et al., 1991; Hallet et al., 1996; Riihimaki, 2005). Ces sédiments produits par l'action du glacier sont ensuite transportés par le torrent sous-glaciaire jusqu'au lac. Les débits journaliers étant assez faibles la capacité de transport du torrent ne permet que le transport de cette fraction fine jusqu'au lac (Gurnell and Warburton, 1990). (Riihimaki, 2005) a identifié des pulses de sédiment glaciaire non reliés à la variabilité des débits du torrent sous glaciaire, mais plutôt aux infimes mouvements du glacier au cours d'une saison. Ceci nous a permis de relier ces variations de sédimentation à la production de matériel glaciaire et donc à l'activité du glacier de la Muzelle.

1.2 Reconstitution des fluctuations glaciaires

Nous avons établi une courbe d'apports détritiques concernant la sédimentation continue du lac de la Muzelle (Figure 5-1). Nous avons dans un second temps comparé les résultats

obtenus avec d'autres enregistrements glaciaires dans les Alpes. Nous avons identifié dans la séquence sédimentaire du lac de la Muzelle six périodes de sédimentation glaciaire accrue (370-500, 1080-1100, 1230-1325, 1460-1500, 1615-1790, 1820-1900 ans Cal. AD). Nous les avons comparées avec l'enregistrement du glacier d'Aletsch situé dans les Alpes suisses. Entre 1600 et 1900 Cal. AD, deux avancées majeures sont identifiées à Aletsch, et peuvent être mises en lien avec deux périodes de sédimentation détritique accrue à la Muzelle. Ces activités glaciaires sont synchrones, contrairement aux périodes antérieures. Entre 300 et 1400 ans Cal. AD, trois périodes d'avancée glaciaire se retrouvent dans les deux enregistrements. Toutefois, à la Muzelle les apports détritiques interviennent systématiquement antérieurement aux variations de longueur du glacier d'Altesch. De même, la courte augmentation de matériel détritique à la fin du 15^e siècle à la Muzelle n'est pas visible à Aletsch. L'accumulation sédimentaire du lac proglaciaire de Trübsee est, elle, considérée comme étant directement lié à l'activité du glacier, et présente des avancées synchrones à celle de la Muzelle. La taille du glacier semble donc influencer sur la résilience des glaciers face aux changements rapides (Paterson, 1998).

Nous avons ensuite comparé l'enregistrement, aux variations climatiques susceptibles d'influer sur l'activité glaciaire. Lors des six périodes d'augmentation de l'activité glaciaire à la Muzelle, les températures d'été sont à chaque fois relativement plus froides (Büntgen et al., 2011), donc favorables à une ablation glaciaire modérée. De la même manière, l'activité glaciaire de la Muzelle intervient généralement lorsque l'irradiation solaire est négative voire légèrement positive comme par exemple pendant (1220-1250, 1725-1800 ans Cal. AD). (Ineson et al., 2011) a montré qu'une activité solaire faible avait pour conséquence un changement de configuration de pression atmosphérique dans l'atlantique semblable à des phases de NAO négatives. Sur le dernier millénaire, l'activité glaciaire intervient lors de phases de NAO hivernales positives (Ortega et al., 2015), excepté la période 1650-1800 ans Cal. AD Cette configuration suggère une humidité plus importante au nord de l'Europe, combinée à des températures plus froides en été. Ces effets contribuerait à un bilan de masse positif des glaciers et donc à une extension glaciaire.

2. Présence de l'Homme dans vallée de l'Oisans

Les premières traces de l'activité de l'Homme dans le massif des Ecrins ont été retrouvées dans la zone du Champsaur. Les fouilles archéologiques ont mis en évidence des restes d'abris construits en pierre servant de camps saisonniers pour des populations de chasseurs et datés du Mésolithique (environ 6000 ans av. J.-C.), puis des phases d'occupation temporaires durant le Néolithique (3000 ans av. J.C.) (Mocci et al., 2005; Walsh et al., 2014). Durant ces périodes, plusieurs études attestent d'un déplacement de la limite supérieure de la forêt engendrée par des feux, facilitant ainsi les pratiques de chasse (Talon, 2010; Touflan et al., 2010).

L'Homme a donc modifié les territoires de montagne depuis bien longtemps. Les pratiques agropastorales sont les activités traditionnelles des vallées alpines, ce sont celles qui ont laissé potentiellement le plus de traces enregistrées dans les environnements lacustres de l'Oisans.

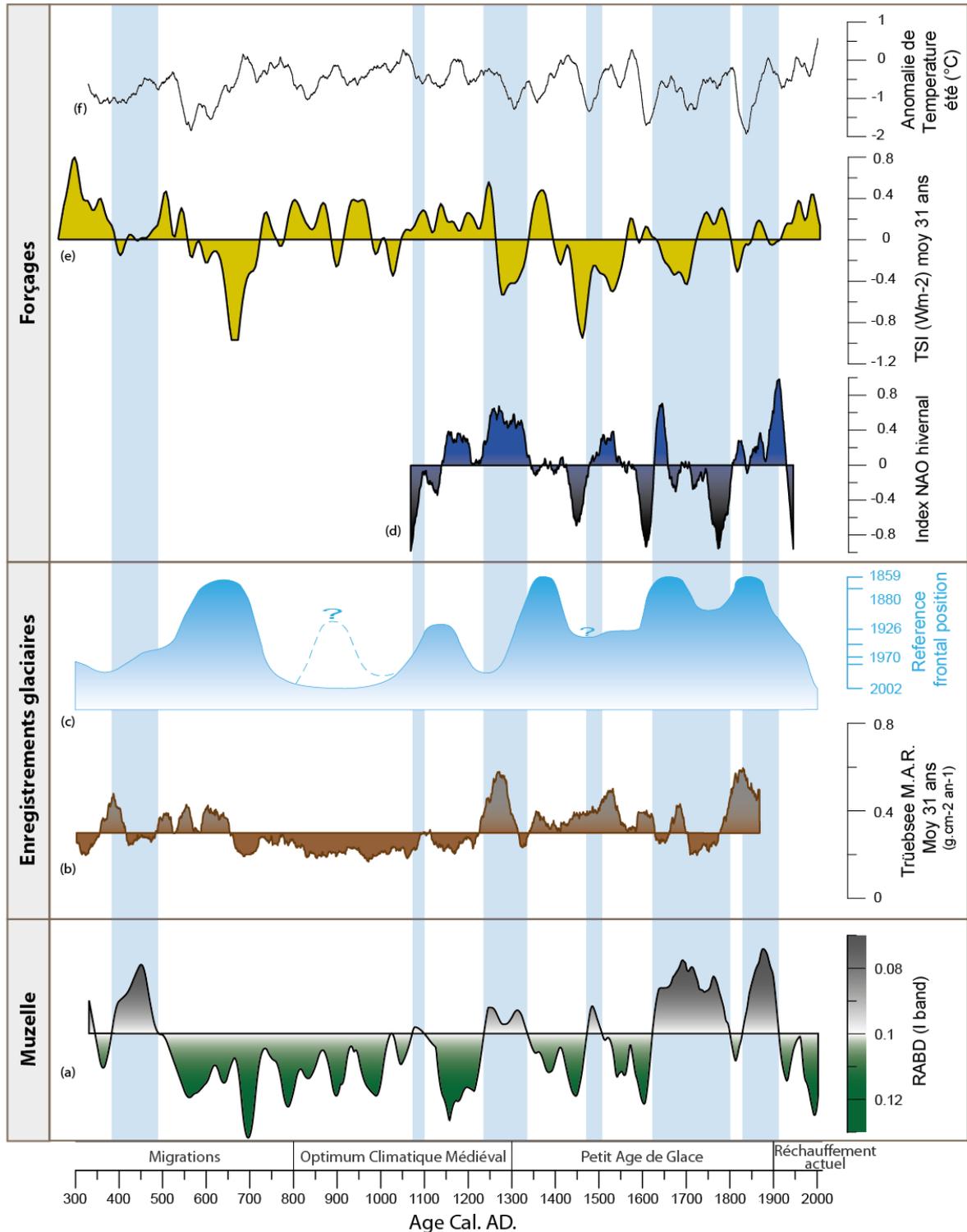


Figure 5-1: Comparaison entre : a) la reconstitution des fluctuations du glacier de la Muzelle, b) l'accumulation sédimentaire du lac proglaciaire de Trübsee, c) altitude de la langue terminale du glacier d'Altesch, d) Index de NAO hivernal (Ortega et al., 2015), e) Variations d'Irradiance Solaire Totale (TSI, Steinhilber et al., 2009), f) anomalie de température d'été (Büntgen et al., 2011)

Nos résultats concernant les pratiques de l'Homme sur le territoire de l'Oisans, sont issus de collaboration avec les palynologues David Etienne, qui a travaillé sur le lac de la Muzelle, et Fernand David sur le lac du Lauvitel. Pour chacun des lacs, nous avons pu identifier des périodes de pratiques humaines à partir des diagrammes polliniques et des comptages de Microfossiles Non Polliniques (MNP) dans le cas de la Muzelle.

2.1 Le lac de la Muzelle

Le diagramme pollinique du lac de Muzelle (2100 m), a révélé une faible variation des proportions de pollen d'arbres et d'herbacées entre 300-1750 ans Cal. AD, puis des variations brusques avec augmentation de pollens d'herbacées dans la partie la plus récente. Durant la période 1750-2000 ans Cal. AD le nombre de MNP augmente significativement pour atteindre un maximum aux alentours de 1900 ans Cal. AD et présente des valeurs toujours soutenues actuellement. La présence de MNP est à mettre en relation avec la présence de troupeaux dans le bassin versant qui semble synchrone avec une ouverture du milieu attestée par les pollens. Toutefois, la présence d'arbres à cette altitude est rare, il est probable que la baisse des proportions de pollens d'arbres soit essentiellement engendrée par une baisse des pollens d'arbustes mieux adaptés à ce milieu de haute montagne. Nos résultats expriment donc la présence d'activités humaines essentiellement depuis 1750 à nos jours dans le bassin versant de la Muzelle. Cependant, les changements de pratiques dans le bassin versant ne semblent pas avoir modifiés les caractéristiques érosives du bassin versant ni influé sur l'occurrence d'événements extrêmes de crues.

2.2 Le lac du Lauvitel

Le diagramme pollinique du lac de Lauvitel (1500 m) permet de reconstituer les dynamiques de végétation depuis 3500 ans. Des périodes d'activités humaines ont été identifiées à la fois par la présence de taxons liés à des pratiques agro-pastorales et par la dynamique des pollens d'arbre. Les présences de taxons de céréales et de plantes nitrophiles sont les éléments sur lesquels nous nous basons pour indiquer la présence d'activités humaines. Les périodes pour lesquelles ces pollens se sont déposés dans le lac sont -600 à 100 ; 400-600 et depuis 800 ans Cal. AD à nos jours. La présence de ces taxons s'accompagne d'une baisse relative des proportions de pollens d'arbres en faveur des pollens d'herbacées. Malgré la présence de pollens dans les sédiments du lac, les zones pouvant accueillir la culture de céréales dans le bassin versant du lac de Lauvitel sont rares. Il est probable que ces pollens soient originaires de la plaine de bourg d'Oisans, plus adaptée à la culture. La présence des plantes nitrophiles sont à mettre en relation

avec la présence de troupeaux notamment de chèvres et de vaches, attestés à partir des témoignages et documents historiques dans le bassin versant du Lauvitel (Bocquet, 1992). A la date de 1190 ans Cal. AD, un événement extrême a lieu dans le bassin versant du Lauvitel. Une avalanche majeure est enregistrée dans les sédiments du lac, accompagnée d'une baisse très brusque de la portion de pollens d'arbres et la présence accrue de spores *Monoletta* caractéristiques de la présence de fougères. Ces dernières se trouvant normalement en sous-bois, une augmentation démontre une coupe rapide d'arbres qui a ensuite engendré l'événement avalancheux. Après cette date les occurrences d'avalanches se sont révélées plus élevées, dénotant un basculement dans les conditions environnementales du bassin versant, probablement en lien avec ce changement majeur du couvert végétal.

2.3 Conclusions

Les périodes d'activité humaines sont donc identifiables dans la séquence sédimentaire du lac de Lauvitel. Toutefois, la présence de taxons de céréales semble représenter les activités ayant lieu dans la plaine de bourg d'Oisans. Les activités pastorales ont été attestés dans le bassin versant et semblent se dérouler essentiellement durant la fin de l'Age du Fer jusqu'à l'époque Romaine et à partir du Moyen Age jusqu'au 20^e siècle. Des pratiques pastorales identifiées dans d'autres lacs alpins ont été mises en lien avec augmentation de l'érosion dans le bassin versant, attestant donc l'impact sur l'environnement de ces pratiques (Dapples et al., 2002; Giguet-Covex et al., 2012). Cela ne semble pas être le cas pour l'occurrence de crues dans le bassin versant du lac de Lauvitel. Cependant, les événements d'avalanches enregistrés dans les sédiments sont originaires de la partie ouest du bassin versant et semblent être amplifiés par les activités humaines essentiellement depuis le 12^e Siècle. La partie du bassin versant concerné est très raide, nous pouvons imaginer que la sensibilité de ces terrains est donc très forte et qu'il suffit simplement de la disparition d'une partie de la végétation arbustive/forestière pour déstabiliser le terrain. Au final, les pratiques humaines dans les lacs de la vallée de l'Oisans sont assez tardives en haute montagne (à partir de 1750 ans Cal.AD), et semblent surtout avoir connus des périodes d'activités plus fortes notamment à l'époque Romaine et au Moyen Age, avec des intermèdes de reprise naturelle de la végétation

Chapitre 6 : Occurrence d'événements extrêmes dans la vallée de l'Oisans

1. Les événements de crues torrentielles

1.1. Les dépôts de crues du dernier siècle

1.1.1. Comparaison entre les dépôts de crues et les données historiques

Le fait d'avoir deux lacs enregistreurs d'évènements de crues sur un même territoire nécessite de comparer l'enregistrement de ces événements sur une période de référence. Le 20^e Siècle est la période dont les données historiques sont les plus nombreuses, le plus souvent basées sur les dégâts engendrés par l'activité torrentielle au niveau des habitations et voies de communications telles que les routes. La comparaison de ces différents enregistrements permet de déterminer quels évènements sont les plus susceptibles de former des dépôts de crues dans les lacs et ainsi de mieux comprendre les mécanismes de dépôts ainsi que le type d'événements à l'origine de ces dépôts. La base de données RTM-ONF utilisée est consultable librement sur <http://rtm-onf.ifn.fr/> .

Les lacs du Lauvitel et de la Muzelle sont situés à une distance de moins de 5 km à vol d'oiseau, séparés uniquement par le col du Vallon entre les crêtes situées au niveau du Pic du Clapier du Peyron et l'Aiguille de Venosc. Le substrat géologique des deux bassins versants est similaire avec une forte dominance de roches ignées et une part minoritaire de roches sédimentaires. Le bassin versant du lac de Lauvitel (1500 m) couvre une surface totale de 15.1 km², dont les roches sédimentaires recouvrent 0.15 km² pour une surface lacustre de 0.35 km². Le bassin versant du lac de Muzelle (2100 m), représente une surface de 5 km², dont 0.26 km² est couverte par les roches sédimentaires pour une surface lacustre de 0.09 km². Le rapport surface de bassin versant/surface du lac est de 43 pour Lauvitel et de 55 pour Muzelle. La différence principale que l'on peut noter est donc la différence d'altitude et le bassin versant du Lauvitel plus étendu. La comparaison des crues des deux lacs au 20^e siècle s'est faite sur la base d'une moyenne de 11 ans, permettant ainsi de prendre en compte la variabilité à une échelle décennale.

1.1.2. Enregistrement de la torrencialité

Au total, le lac de la Muzelle a enregistré 22 crues sur le dernier siècle (Figure 6-1), la tendance générale étant un regroupement de dépôts de crues par périodes. Cinq périodes présentent les fréquences de crues plus importantes : 1905-1910, 1925-1930, 1945-1955, 1965-1975 et 2000-2010. Le lac de Lauvitel montre une fréquence de crues plus importante lors de : 1910-1915, 1925-1940, 1965-1975, 1985-2010 pour un total de 17 dépôts comptés (Figure 6-1). Ces périodes présentent donc une simultanété acceptable au regard des incertitudes sur le modèle d'âge. Les fréquences des crues répertoriées par la base de données RTM-ONF montrent une basse fréquence de crues entre le début du siècle et les années 1980, puis une augmentation pour atteindre un maximum au milieu des années 2000. Les données historiques sur le Vénéon et torrents proches de Venosc permettent d'identifier 14 événements de crues pouvant être identifiés dans l'un ou l'autre des lacs en prenant en compte l'incertitude du modèle d'âge (2o).

La tendance générale des fréquences de crues depuis 1900 montre des similitudes importantes entre les événements historiques et le lac de Lauvitel. La fréquence est relativement basse de 1900 à 1980, suivi d'une augmentation du nombre d'événements entre 1980 et 2010 dont le pic maximal de fréquence est situé lors de la décennie 2000. Le lac de la Muzelle présente un profil différent, avec des maximums de fréquence de crues dans les années 1930, 1950 et 1970, puis une diminution de la fréquence de crues à partir de 1980. Le nombre d'événements du lac de la Muzelle est supérieur aux deux autres enregistrements et ils semblent être regroupés par périodes. Certains événements historiques (1928, 2003) sont synchrones entre les deux lacs.

A première vue, le nombre de crues enregistré par les lacs est supérieur aux événements répertoriés dans la base de données. Cet écart peut s'expliquer par le fait que les événements de crues de la base de données sont pour la plupart du temps décrits comme étant destructeurs pour les constructions humaines (habitat, voies de transport). Les événements de grande ampleur sont donc répertoriés préférentiellement. L'épaisseur des dépôts de crues ne semble pas être de bons indicateurs de l'intensité de la crue torrentielle, en particulier pour l'événement daté de 1947 dans le lac de Lauvitel.

1.1.3. Périodes communes avec les données historiques

1.1.3.1. Sur les lacs du Lauvitel et de Muzelle

Entre le 25 et le 29 septembre 1928, un événement de pluie intense a impacté les Alpes du Sud, son caractère exceptionnel a été souligné par de nombreuses sources qui ont relaté le déroulement de l'événement. En premier lieu Météo France, plus précisément le département des pluies extrêmes (<http://pluiesextremes.meteo.fr>) l'a considéré comme un événement de pluie

« mémorable » lors du dernier siècle. Une carte de cumuls de pluie du département des Hautes-Alpes est disponible sur le site internet cité précédemment, montrant un cumul de pluie maximum enregistré dans la commune de la Chapelle-en-Valgaudemar (1270 m) de 335.5 mm en 5 jours (Figure 6-2A).

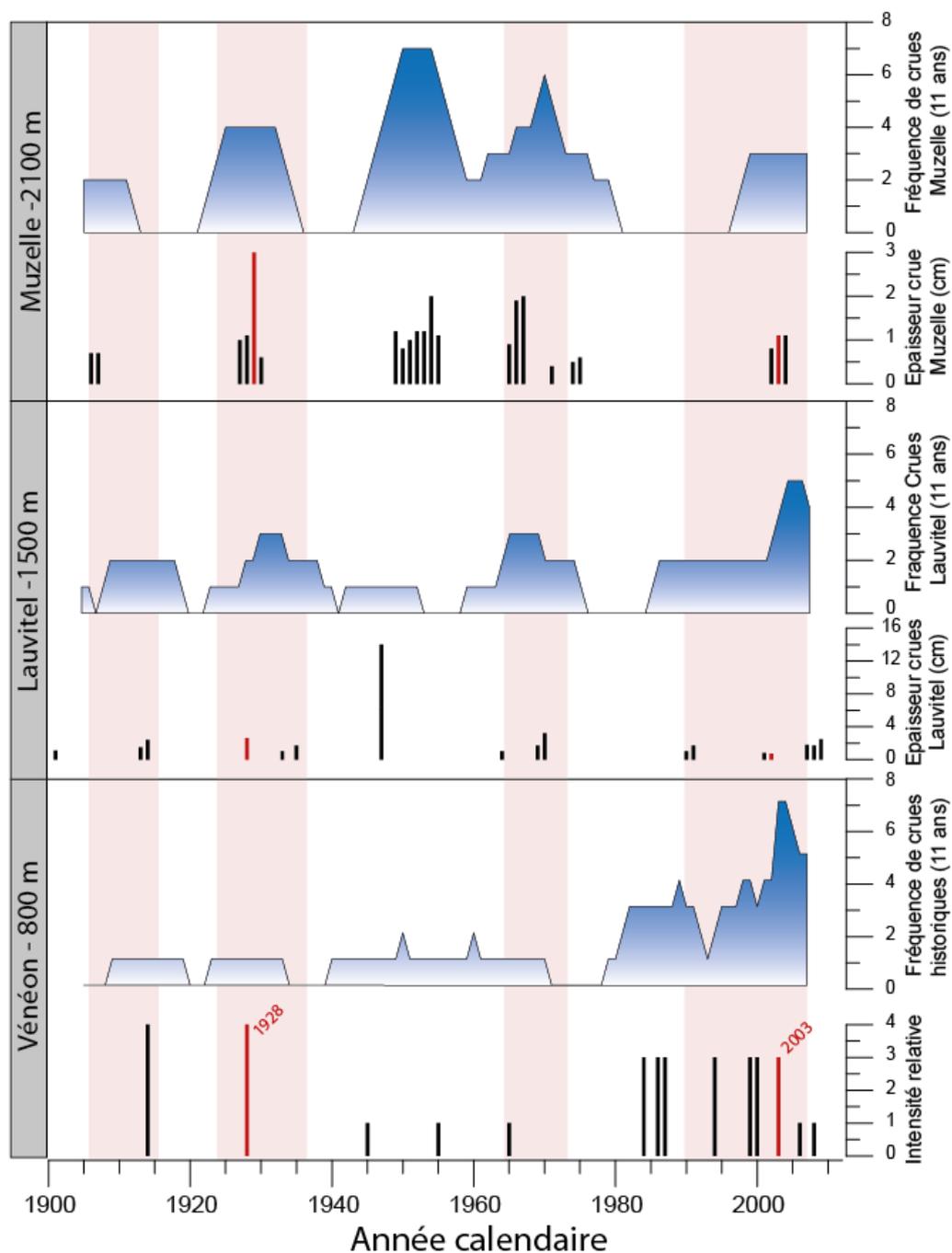


Figure 6-1 : Comparaison des dates de dépôts de crues retrouvés dans le la de Muzelle et Lauvitel et des crues historiques issues de la base de donnée RTM-ONF. Les périodes communes d’occurrence de crues entre les deux lacs sont surlignées en rouge. Les événements de crues en rouge (1928 et 2003) sont mentionnés dans le texte.

La base de données du Service de Restauration des Territoires de Montagne (RTM) possède dans ses archives une série de trois événements dans la plaine de Bourg-d'Oisans ayant eu lieu successivement entre le 28 et le 29 septembre 1928. La plaine de Bourg-d'Oisans fut inondée sous plus d'un mètre d'eau, la RN91 (ancienne route reliant Vizille à Briançon) fut impraticable au niveau du Sud de Bourg-d'Oisans, qui est une zone proche de l'entrée de la Romanche dans la plaine. La route reliant les communes de Venosc et de Bourg-d'Oisans fut aussi coupée car le pont des Ougiers aux Gauchoirs n'a pas résisté à la force du Vénéon. Les archives démontrent donc une étendue importante des précipitations faisant augmenter à la fois le débit de la Romanche et du Vénéon suggérant des précipitations d'ordre régionales. « L'Illustration, Journal Universel », hebdomadaire national a publié le 17 novembre 1928 un article accompagné d'une photo illustrant la Plaine de Bourg-d'Oisans inondé sous les eaux de la fin d'année 1928 (Figure 6-2B). Ceci montre l'étendue des dégâts de la plaine inondée sous 1 m d'eau et le retentissement national des précipitations de cette année. (Pardé, 1929) relate et explore les causes liées à ces précipitations avec une précision étonnante. Deux événements ont lieu en fin d'année, le premier 28 septembre 1928 est d'après l'auteur liée à une large dépression atmosphérique située entre le Sud de l'Irlande et le Nord de l'Espagne (Figure 6-2C), dont les vents ont longés la côte espagnole remontant du bassin méditerranéen et engendrant des pluies sur les Alpes (l'auteur précise aussi que l'été fut très sec). Les précipitations enregistrées à Bourg d'Oisans sur la totalité de l'événement sont de 141 mm (Pardé, 1929).

En 1928, les deux lacs ont enregistré au moins un dépôt. La fin du mois de septembre correspond à une période pour laquelle la neige n'est plus présente sur les versants, même à une altitude élevée comme au lac de la Muzelle. Les précipitations étant engendrées par un événement d'ampleur régionale, il semble logique que ces deux lacs l'aient enregistré. Toutefois, l'inondation de la plaine de Bourg d'Oisans est un événement à mettre en relief avec l'occurrence d'événements similaires avant la construction du Barrage du Chambon achevée en 1935, régulant ainsi les fluctuations des débits de la Romanche. Une autre crue datée du 22 Octobre 1928 fait aussi partie des événements historiques de la base de données. A cette période, plusieurs dépôts sont identifiés dans la séquence du lac de la Muzelle.

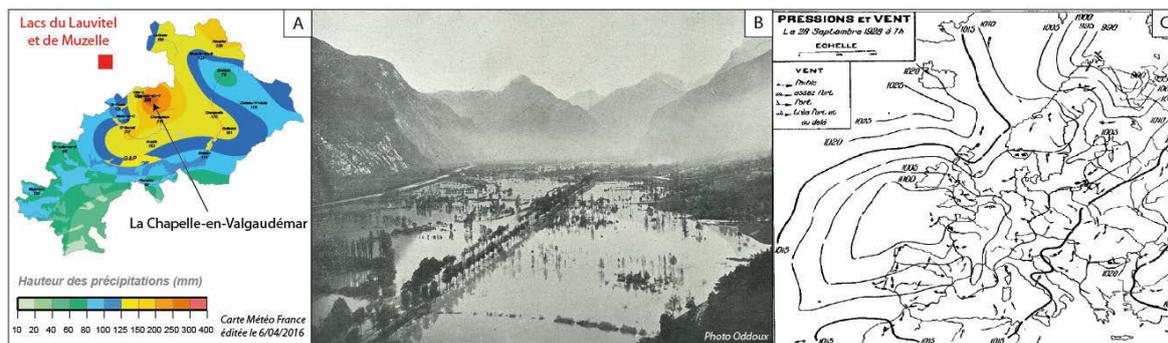


Figure 6-2 : A) Carte de cumul des pluies du département de l'Isère entre le 25 et le 30 septembre 1928 (source Météo -France) B) Photographie de la Plaine de l'Oisans en direction du Sud du journal « l'Illustration » parue le 17 novembre 1928. C) Cartographie de la situation atmosphérique ayant engendré les pluies torrentielles du 28 septembre 1928 d'après (Pardé, 1929).

Durant la décennie 1965-1975 trois dépôts sont identifiés dans le lac de Lauvitel et 6 dépôts dans le lac de la Muzelle. Cependant, la base de données ne répertorie aucun événement de crues torrentielles dans la zone de Venosc ou de Bourg-d'Oisans. Le 4 août 2003 en revanche, la base de données RTM-ONF répertorie un orage très localisé sur l'Aiguille de Venosc, situé sur la crête entre les deux lacs dont il en résulte une augmentation du débit du ruisseau du Lauvitel, alimenté par les résurgences traversant le barrage naturel du lac. Nous avons identifié dans le lac de Lauvitel deux dépôts consécutifs datés à 2001 et 2002 et trois dépôts consécutifs datés de 2002, 2003 et 2004 dans le lac de la Muzelle. Connaissant les incertitudes liées au modèle d'âge, ces dépôts peuvent être considérés comme synchrones.

1.1.3.2. Les crues enregistrées uniquement dans le lac du Lauvitel

Le 24 octobre 2006, une crue du Vénéon a engendré des dégâts au niveau de Venosc, dont les débits correspondants ont été apparemment supérieurs au niveau décennal. Le 12 juillet 2008, un violent orage a fait gonfler les débits de tous les torrents de Venosc. Dans la période de temps correspondante, nous avons identifié uniquement trois crues successives dans les sédiments du lac de Lauvitel.

Durant la période 1985-1995, trois événements de crues torrentielles sont répertoriés dans la base de données (18 juin 1984, 2 juillet 1986 et 6 juillet 1987). Nous avons identifiés deux dépôts dans le lac de Lauvitel (1990-1991), mais aucun dans le lac de la Muzelle. Ces dates correspondent au début de la saison estivale, quand le bassin versant du lac du Lauvitel est déjà en grande partie déneigé, contrairement à celui du lac de la Muzelle situé plus en altitude. Il se peut donc que les pluies extrêmes intervenant au printemps voire début d'été ne soient enregistrées que dans le lac de Lauvitel.

1.1.3.3. Les crues déposées dans les lacs mais non répertoriées

Entre 1945 et 1955 une crue de 17 cm s'est déposée dans le lac de Lauvitel, et une série de 7 dépôts de crues a été identifié dans le lac de la Muzelle. La seule activité torrentielle répertoriée dans la vallée est une coulée de boue datée du 6 août 1947 sur le lieu des Ougiers. D'autres événements non liés à des précipitations de pluies sont toutefois indiquées : i) la présence de coulées d'avalanches en hiver ii) chutes de pierres en été. Aucun événement de crue n'a été répertorié en cette période malgré l'épaisseur de sédiment déposé dans le lac de Lauvitel. Entre 1965 et 1975, 6 dépôts de crues ont été répertoriés dans le lac de Muzelle et 3 dans le lac de Lauvitel, dont le seul événement répertorié est daté de 22 août 1965 correspondant à une crue torrentielle du Vénéon ayant détruit la route RD 530 au niveau des Ougiers.

1.1.4. Causes probables de la différence d'enregistrement

Dans l'ensemble, les crues enregistrées dans les lacs sont plus nombreuses que les crues torrentielles répertoriées dans la base de données de RTM-ONF. Ceci peut s'expliquer par i) le fait que certaines crues torrentielles n'aient pas impacté les activités humaines n'étant ainsi pas relatées dans la base de données; ii) une absence de retranscription d'un événement torrentiel ou un défaut de document l'attestant ; iii) une crue torrentielle n'ayant affecté que le haut des bassins versants et provoquant un dépôt dans un lac mais pas en bas de la vallée. La base de données n'est pas de caractère exhaustif ni objectif, elle permet néanmoins de pouvoir identifier les périodes pour lesquelles les crues torrentielles sont les plus fréquentes pour pouvoir comparer avec les sédiments lacustres. L'incertitude que nous avons sur le modèle d'âge ne permet pas d'affirmer avec certitude le dépôt d'une crue dans le lac, à moins que celle-ci ait été observée directement comme le 4 août 2003 ou lors du suivi instrumental du lac du Lauvitel (2011 à 2016). Mais dans l'ensemble les périodes d'augmentation de la fréquence de crues sur le dernier siècle sont cohérentes entre les deux lacs, à noter une plus forte sensibilité de la Muzelle correspondant à nombre plus important de dépôts en lien avec les caractéristiques de son BV (cf. Chapitre 3§1).

1.1.5. Les apports du suivi instrumental du lac et de la pluviométrie

Dans la période instrumentale de suivi du lac de la Muzelle (2011 à 2014), les données récoltées montrent qu'un seul panache turbide s'est produit, le 7 août 2013. La pluie à l'origine de cet événement a été mesurée à 99,4 mm entre le 7 août 4:00 GMT et le 8 août 22:00 GMT. Malheureusement, à cette période la sonde RBR multi-paramètres n'était pas en fonctionnement dans le lac de Lauvitel, mais la station météo a enregistré un total de précipitations de 97.4 mm entre le 7 août 14:00 et le 8 août 10:00.

Dans le lac du Lauvitel, le 25 août 2012 un courant de turbidité a été enregistré. La pluie correspondante a été mesurée à 17 mm au total sur une période de 5h, avec une intensité maximum de 14.2 mm/1h. Le même jour, la station météo du lac de Muzelle a enregistré une pluie de 13.8 mm avec une intensité maximum de 11.4mm/1h, mais aucun courant de turbidité n'a été enregistré dans ce dernier.

Il semble que dans ce dernier cas, les conditions n'étaient pas été suffisantes pour provoquer une crue dans le lac de Muzelle. Deux autres courants de turbidité se sont produits dans le lac du Lauvitel en 2015, mais ne sont pas comparables avec les données du lac de Muzelle car le matériel de mesure était en réparation chez le constructeur à ce moment-là.

Dans les faits, une pluie courte et intense était suffisante pour engendrer une crue dans le lac de Lauvitel, qui possède un plus grand bassin versant et se situe à une altitude plus basse. Au lac Muzelle, il a fallu une pluie de 99.4 mm (7 août 2013) pour engendrer un courant de turbidité remplissant la trappe avec 8.5 cm de sédiment (cf. Chapitre 3§1). Ce jour-là au lac du Lauvitel, la pluie enregistrée était de 97.4 mm et de 70.2 mm à St-Christophe-en-Oisans, plus bas dans la vallée. A cette date la trappe à sédiment n'était pas en place au lac de Lauvitel, mais sachant que de plus faibles précipitations ont provoqué un courant turbide, il est probable qu'un dépôt de crue se soit formé.

1.1.5.1. Les différences au niveau des bassins versants

La glace recouvrant le lac en hiver et le couvert nival du bassin versant du lac de la Muzelle persiste plus longtemps qu'à Lauvitel, rendant plus difficile la formation d'un dépôt de crue à la fin du printemps et lors de premières neiges à la fin de l'automne. La période propice pour produire un dépôt de crue est donc plus courte à la Muzelle. Cependant, le nombre de crues enregistrées dans le lac de la Muzelle est supérieur à celui de Lauvitel sur les 100 dernières années.

Les précipitations dans un bassin versant de montagne sont souvent supposées plus importantes avec l'altitude (Grebner, 1996) spécialement en été (Henne et al., 2005). Cependant, des facteurs comme le vent ou l'orientation de la pente influencent grandement les précipitations à l'échelle d'un massif (Sevruk et al., 1998). Les Alpes suisse ont montré une grande diversité des précipitations en fonction des différentes vallées, le sud du pays plus haut en altitude, possède un régime de précipitation différent de celui des basses vallées du nord du pays (Sevruk, 1997).

Les conditions intrinsèques au bassin versant doivent contribuer à la génération d'un courant de turbidité. La particularité du bassin versant de la Muzelle est la présence d'un manteau neigeux sur toute sa surface gorgeant les sols d'eau lors de la fonte ce qui facilite

l'augmentation du débit d'un torrent de montagne (Carey and Woo, 2001; Penna et al., 2011). L'indice de Melton (Melton, 1965) est le rapport entre le dénivelé total du bassin versant et sa surface au carré. Il permet de quantifier simplement, l'énergie potentielle pour créer un événement torrentiel dans un bassin versant. Il est de 54.6 pour le lac de la Muzelle et de 7.32 pour le lac du Lauvitel. Le lac de Muzelle est donc plus sensible à la torrentialité en tenant compte seulement de ces deux facteurs. De plus, le couvert végétal est aussi moins important dans le bassin versant de Muzelle ce qui en fait un bassin plus enclin à la torrentialité (García-Ruiz et al., 2008). Enfin, la grande quantité de dépôts d'origine glaciaire à la Muzelle peut aussi être favorable à l'occurrence de dépôts de crues dans le lac (cf Chapitre 3§2).

1.1.5.2. Les conditions atmosphériques

Différentes conditions atmosphériques sont susceptibles d'apporter des précipitations extrêmes dans la région alpine. (Garavaglia et al., 2010) s'est basé sur les données instrumentales de pluviométrie françaises (entre 1953-2005) pour définir les deux grands types de conditions synoptiques pouvant apporter des précipitations au printemps et en automne. Les précipitations les plus fortes sont favorisées par des apports d'ouest provenant de l'Atlantique. Le régime de précipitation Méditerranéen, provoque des précipitations intenses autour du sud des Alpes. Toutefois, la majeure partie de l'été est régie par des conditions anticycloniques, favorisant les précipitations localisées de type orage convectif (Durand et al., 2009; Gottardi et al., 2012). Des configurations similaires d'apports ont été identifiées dans les Alpes suisses à partir de données instrumentales (Schmocker-Fackel and Naef, 2010). Par exemple, la période 1950-1960 à la Muzelle présente une augmentation des crues non perceptible dans les fréquences de crues au lac du Lauvitel ou dans les archives historiques. Elle est toutefois synchrone avec l'occurrence de crues en Suisse, dont les régimes sont dominés par des flux de sud-ouest. La fréquence de crues des deux lacs augmente entre 1970- 1980 et 2000-2010, qui dans les Alpes suisses se traduisent par des flux d'humidité provenant majoritairement du nord-ouest (Schmocker-Fackel and Naef, 2010). De plus, la crue de 1928 a été identifiée comme un flux de sud provenant de la méditerranée (Pardé, 1929).

Les événements de crues enregistrés dans les lacs au nord des Alpes françaises se sont révélés plus sensibles aux apports d'humidité provenant de l'ouest et aux événement convectifs locaux (Wilhelm et al., 2012a, 2013). Au contraire, les lacs au sud des Alpes sont plus influencés par les flux provenant du sud (Wilhelm et al., 2012b). Il semble donc que les deux types de flux influencent la région de l'Oisans, située à l'interface entre les Alpes du nord et du sud françaises. Les événements de pluies convectives plus localisées contribuent aussi à l'occurrence des

précipitations extrêmes (Frei et al., 2000). Sur la période de temps du dernier siècle, il est donc difficile d'en dégager une tendance pour les deux lacs de la Muzelle et de Lauvitel.

1.2 Les dépôts de crues lors des derniers 3500 ans

1.2.1 Facteurs influençant l'occurrence de crues dans l'Oisans à l'échelle centennale

Dans un contexte de comparaisons d'enregistrements de crues dans les archives naturelles, il est nécessaire de pouvoir comprendre les facteurs influençant l'occurrence de crues à une échelle locale. Le suivi instrumental des lacs que nous avons effectué nous donne une idée des processus actuels mis en jeu lors des fortes pluies et la réaction du bassin versant qui s'en suit. Les informations que nous apporte le suivi sont valables uniquement pour la période de temps du suivi, qui généralement ne représente que quelques années. Sur un temps plus long, d'autres facteurs naturels influencent l'occurrence de crues. Par exemple, la végétation peut jouer un rôle prépondérant sur l'érosion du bassin versant (García-Ruiz et al., 2008). La présence d'une forêt accompagnée d'une végétation sous-arbustive a pour effet de limiter l'impact des gouttes d'eau et de fournir des points d'entrée dans le sol pour l'eau qui ruisselle limitant ainsi l'érosion de surface surtout sur des pentes raides (Gyssels et al., 2005). Les sols sont ainsi mieux maintenus et bien souvent l'érosion est limitée par la présence d'un couvert forestier (Bajard et al., 2016). Durant l'Holocène, les dynamiques paysagères naturelles ont permis l'établissement de forêts sur les pentes des versants alpins où souvent la température limite la colonisation des arbres en altitude, alors que l'humidité est le facteur limitant dans les fond des vallées (Theurillat and Guisan, 2001).

Les conditions climatiques influencent donc l'établissement de la végétation en montagne. Ainsi de nombreuses études dans l'arc alpin ont montré qu'au début de l'Holocène les forêts d'*Abies* et de *Corylus* étaient situées au-dessus de 1400 m d'altitude, puis à l'Holocène moyen les versants jusqu'à 2000 et 2400 m d'altitude étaient recouverts de *Pinus* (David, 2001; Wick et al., 2003; Muller et al., 2006), ainsi la présence de forêts est attestée même au-dessus de la limite des lacs de l'Oisans que nous avons étudiés. Toutefois, des reculs de la limite supérieure de la forêt sont probablement à mettre en lien avec le refroidissement lié au Néoglaciale (David, 2001). Actuellement, la couverture végétale est principalement constituée d'herbacées sur le bassin versant de Muzelle et sur les parties supérieures du bassin du Lauvitel. Le bas du bassin versant de ce dernier abrite par contre une forêt mixte aux alentours du delta et quelques arbres isolés sur les alentours du lac.

Les activités humaines dans un bassin versant peuvent aussi agir sur l'occurrence des crues par le biais des modifications de végétation, principalement dans un but agropastoral. Souvent les pratiques humaines en montagne nécessitent une ouverture du milieu et donc une déforestation. Dans certains cas, l'érosion s'en trouve accrue (Koinig et al., 2003; Joannin et al., 2014), et peut même aboutir à des fréquences de crues sans précédents (Giguet-Covex et al., 2012).

Nous avons vu précédemment que l'occurrence des crues du lac de la Muzelle sur les dernières 1700 années était intimement liée à l'extension glaciaire dans le bassin versant. Les fines particules détritiques produites naturellement par les mouvements du glacier sont mobilisables par des pluies moins intenses et ainsi se retrouvent dans les crues. Ces dernières étant déposées plus fréquemment lors de périodes d'avancées glaciaires, qui dans le cas du lac de Muzelle influencent grandement l'occurrence des crues, la chronique de crues reconstituée à partir du lac de la Muzelle (Figure 6-3) ne sera donc pas discutée en terme de paléohydrologie.

1.2.2 Occurrences de crues en Oisans et comparaisons régionales dans les Alpes françaises

Sur la période de temps couverte par les lacs du Lauvitel et de la Muzelle, nous comparons la fréquence de crues que nous avons identifiée pour ces deux lacs aux autres enregistrements représentatifs de l'hydrologie régionale passée comme le lac du Bourget (Arnaud et al., 2012) et des événements de précipitations extrêmes des Alpes du nord identifiés dans les lacs d'Anterne (Giguet-Covex et al., 2012) et le lac Blanc des Aiguilles Rouges (Wilhelm et al., 2013) ainsi que dans les Alpes du sud françaises, identifiés dans le lac d'Allos (Wilhelm et al., 2012b)(Figure 6-3). Le lac de Lauvitel présente une fréquence de crues quasiment nulle du début jusqu'au milieu de l'Age du Fer. Toutefois, il est peu probable qu'aucune crue n'ait été déposée dans le lac durant une période si longue. La création du lac du Lauvitel fut causée par un brusque éboulement. Cette absence peut s'expliquer par le temps de la formation du delta moderne et/ou la présence d'un piège sédimentaire en amont du bassin actuel (Seybold et al., 2007; Caldwell and Edmonds, 2014). A cette période, les lacs d'Anterne et du Bourget, situés dans les Alpes du nord, ne présentent pas de grandes variations d'activité hydrologique. Ces enregistrements suggèrent une configuration hydrologique avec de faibles occurrences de crues dans les Alpes française du nord et centrale.

Quelques centaines d'années avant la fin de l'Age de Fer et le début de l'Epoque romaine (-600/150 ans Cal. AD) les premières crues sont enregistrées dans les sédiments du lac de Lauvitel. L'hydrologie dans les Alpes du nord ne montre que de sensibles variations (-350/-250 ans Cal. AD au lac d'Anterne et -300/-150 ans Cal. AD au lac du Bourget). Cette époque

relativement chaude et humide (Büntgen et al., 2011) a pu favoriser l'occurrence des crues dans les Alpes du nord.

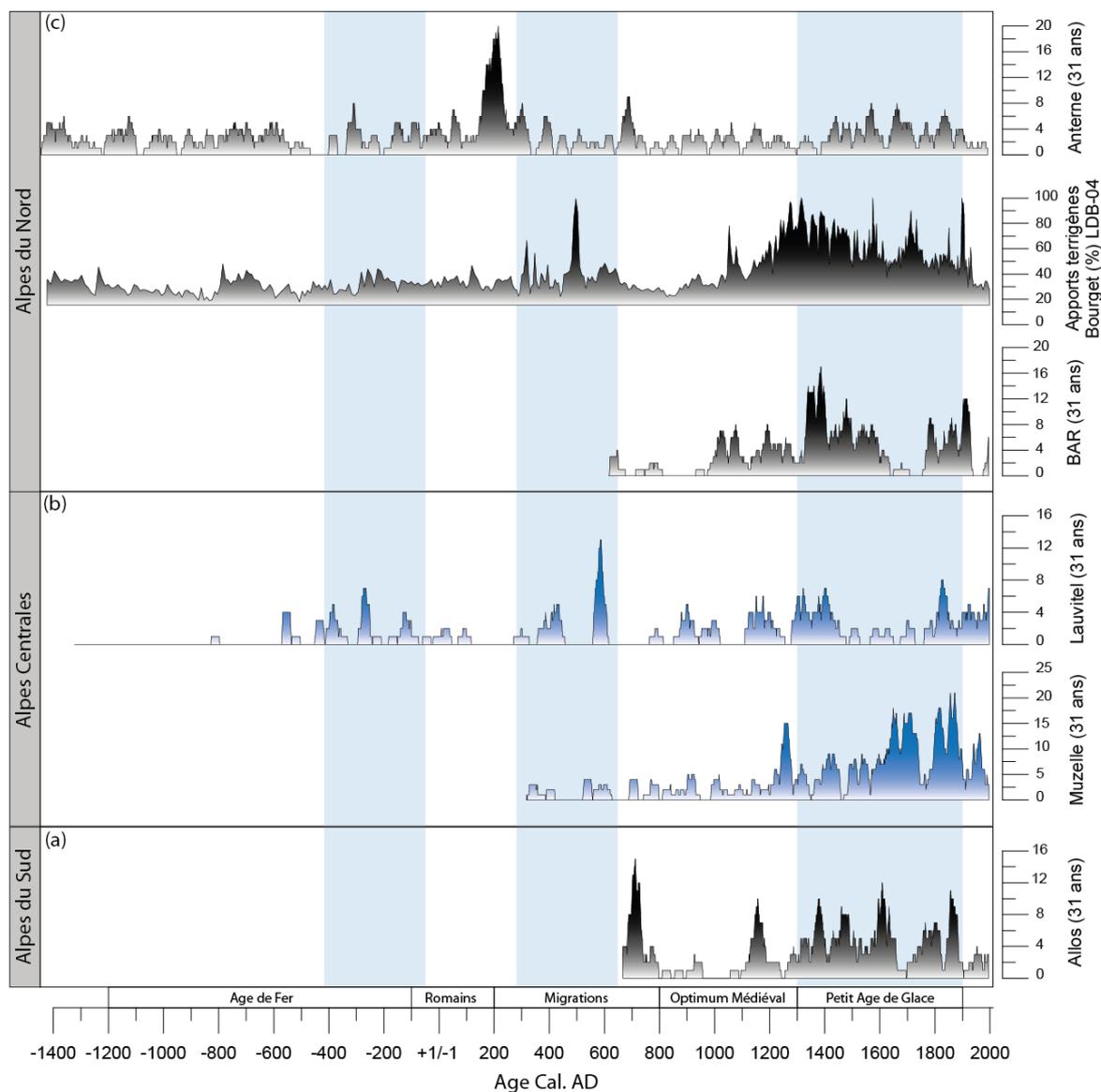


Figure 6-3 : Fréquences de crues des enregistrements lacustres français pour a) le nord des Alpes (Anterne (Giguet-Covex et al., 2012), Blanc Aiguilles Rouges (Wilhelm et al., 2013) ainsi que les apports terrigènes du lac du Bourget (Arnaud et al., 2012) b) les Alpes centrales en bleu (Lauvitel et Muzelle) et c) les Alpes du Sud (Allos (Wilhelm et al., 2012b)). Toutes les fréquences sont moyennées sur une période de 31 ans.

La période de migration qui vient ensuite est le théâtre d'une augmentation drastique d'occurrence de crues dans le lac de Lauvitel. Cette augmentation de l'occurrence des crues correspond à une augmentation des apports terrigènes dans le lac du Bourget. Ce dernier reçoit des apports accrus des haut-bassins avec une érosion physique relativement plus importante (Arnaud et al., 2005, 2012) et un niveau lacustre plus important (Magny and Richard, 1985). L'augmentation de la pluviométrie en Europe centrale (Büntgen et al., 2011) suggère une activité hydrologique régionale accrue lors de cette période, en accord avec l'enregistrement du lac du

Lauvitel. Au vu de contrainte chronologique, le pic majeur observé dans la chronique du Lauvitel autour de 600 ans Cal. AD, ne peut pas être associé au pic majeur observé dans le lac d'Allos autour de 700 ans Cal. AD, durant cette période l'hydrologie observée dans les Alpes françaises du nord semble donc dominante dans la région d'étude.

L'Optimum Climatique Médiéval dans sa première moitié montre une activité torrentielle limitée dans le nord des Alpes françaises mais plus soutenue au sud du sillon alpin (Figure 6-4). Dans le sud durant cette époque, les flux d'humidité proviennent de la zone méditerranéenne en majorité (Wilhelm et al., 2012b). L'influence de ces mouvements de masses d'air semble se faire sentir jusque dans la partie centrale des Alpes françaises avec des fréquences soutenues dans le lac du Lauvitel, contrairement au Nord dont l'hydrologie torrentielle est faible. La seconde partie de l'Optimum Médiéval montre des fréquences de crues qui augmentent dans toutes les Alpes françaises. Le 11^e siècle a été reconnu comme chaud et humide dans les Alpes du Nord (Kress et al., 2014). Le lac du Bourget et le lac Blanc des Aiguilles Rouges (BAR) présentent à cette époque un pic de crues visible aussi au lac du Lauvitel laissant supposer une prédominance des flux de nord. Un changement s'opère lors du 12^e siècle particulièrement chaud dans les Alpes françaises centrales et du sud (Corona et al., 2011), qui voit la fréquence de crues des Alpes du sud augmenter et qui laisse supposer une prévalence des événements de meso-échelle ou méditerranéens (Wilhelm et al., 2012b).

La période du Petit Age Glaciaire (PAG) est caractérisée par une humidité plus importante traduite par des niveaux lacustres généralement plus importants (Holzhauser et al., 2005), des avancées glaciaires généralisées (Vincent, 2005; Nussbaumer et al., 2011b; Le Roy et al., 2015) et des apports terrigènes accrus dans le lac du Bourget (Arnaud et al., 2012), qui démontrent une augmentation régionale des précipitations dans la région alpine (Figure 6-4). De fortes fréquences de crues se manifestent dans les lacs d'altitude français au nord comme au sud (Giguet-Covex et al., 2012; Wilhelm et al., 2012b, 2013). L'hydrologie torrentielle dans les Alpes françaises centrales est aussi plus importante, mais étonnamment, l'enregistrement de crues du lac du Lauvitel montre une période de faible occurrence (1450 à 1750 ans Cal. AD). Ce défaut d'occurrence de crues n'est probablement pas lié à des conditions atmosphériques car le lac de Muzelle enregistre de fortes fréquences de crues, mais plutôt lié à des conditions intrinsèques au bassin versant. A cette période de nombreuses avalanches se déposent dans le lac du Lauvitel. La présence de graviers entraînés par ces avalanches a pu perturber la préservation des dépôts de crues dans le sédiment lacustre ou encore perturber la préservation des lamines lors du carottage. Toutefois, nous ne pouvons pas exclure des changements liés aux températures plus froides (Büntgen et al., 2011; Kress et al., 2014) ou encore aux conditions de NAO négatives (Ortega et al., 2015), pouvant engendrer la présence de permafrost sur une partie du bassin versant et/ou la

présence d'un couvert nival plus important (Wilhelm et al., 2012a). La baisse des fréquences de crues à la fin du PAG et au 20^e siècle sont généralisées, elles restent toutefois assez importantes dans les Alpes françaises centrales, ce qui peut s'expliquer par une influence des précipitations extrêmes à la fois du nord et du sud.

Au final, l'enregistrement des événements de pluies extrêmes dans les Alpes françaises centrales est représentatif des variations régionales principalement à l'échelle du lac du Lauvitel. Il est malgré tout difficile de distinguer l'influence des précipitations provenant d'apports atlantiques et des orages convectifs influençant la partie nord des Alpes françaises des processus méditerranéens influençant le sud des Alpes françaises. La période plus froide du PAG est généralement plus humide, nous observons cependant peu de crues dans le lac du Lauvitel contrairement au lac de la Muzelle. Cette observation suggère une occurrence soutenue des précipitations extrêmes, mais aussi des processus internes au bassin versant du Lauvitel perturbant l'enregistrement de crues dans la séquence sédimentaire. Il faut toutefois noter que la chronique de précipitations extrêmes reconstituée au lac de la Muzelle est également biaisée durant cette période en lien avec l'augmentation de l'activité glaciaire.

1.2.3. Les conditions climatiques favorisant l'occurrence des crues dans le lac du Lauvitel

Nous avons vu que le Lac de Lauvitel enregistre des variations régionales de précipitations extrêmes sur les derniers 3500 ans à l'échelle des Alpes françaises. Nous allons aborder dans ce paragraphe les conditions climatiques favorables à l'occurrence d'événements extrêmes dans les Alpes centrales françaises (Figure 6-4). De précédentes études ont montré que les pluies extrêmes influençant l'occurrence de crues dans la partie des Alpes du Nord et des Alpes du Sud relèvent de processus différents. L'intérêt d'explorer un enregistrement au niveau des Alpes centrales françaises peut permettre de mieux comprendre ces différents enregistrements.

1.2.3.1 Lors des périodes chaudes

Nous observons des fréquences de crues élevées dans les Alpes centrales françaises lors de la période de la fin de l'Age de Fer jusqu'à l'Epoque Romaine (-600/50 ans Cal. AD) (-600/-570; -420/-360; -300/-260; -140/-80 ans Cal. AD) ainsi qu'à l'Optimum Climatique Médiéval (OCM) (860-940; 1120-1220 ans Cal. AD) (Figure 6-). Les augmentations de la fréquence de crues sont synchrones avec les anomalies positives de température d'été en Europe centrale (Büntgen et al., 2011). A ces périodes, (Wirth et al., 2013b) observent des fréquence de crues plus importantes

dans les Alpes du Sud, contrairement au Nord du sillon alpin. Cette configuration semble en accord avec les données du Golfe de Taranto montrant une humidité plus importante lors de cette période (Grauel et al., 2013) ainsi qu'avec des phases positives de NAO accordant moins de précipitations dans le Nord de l'Europe (Baker et al., 2015).

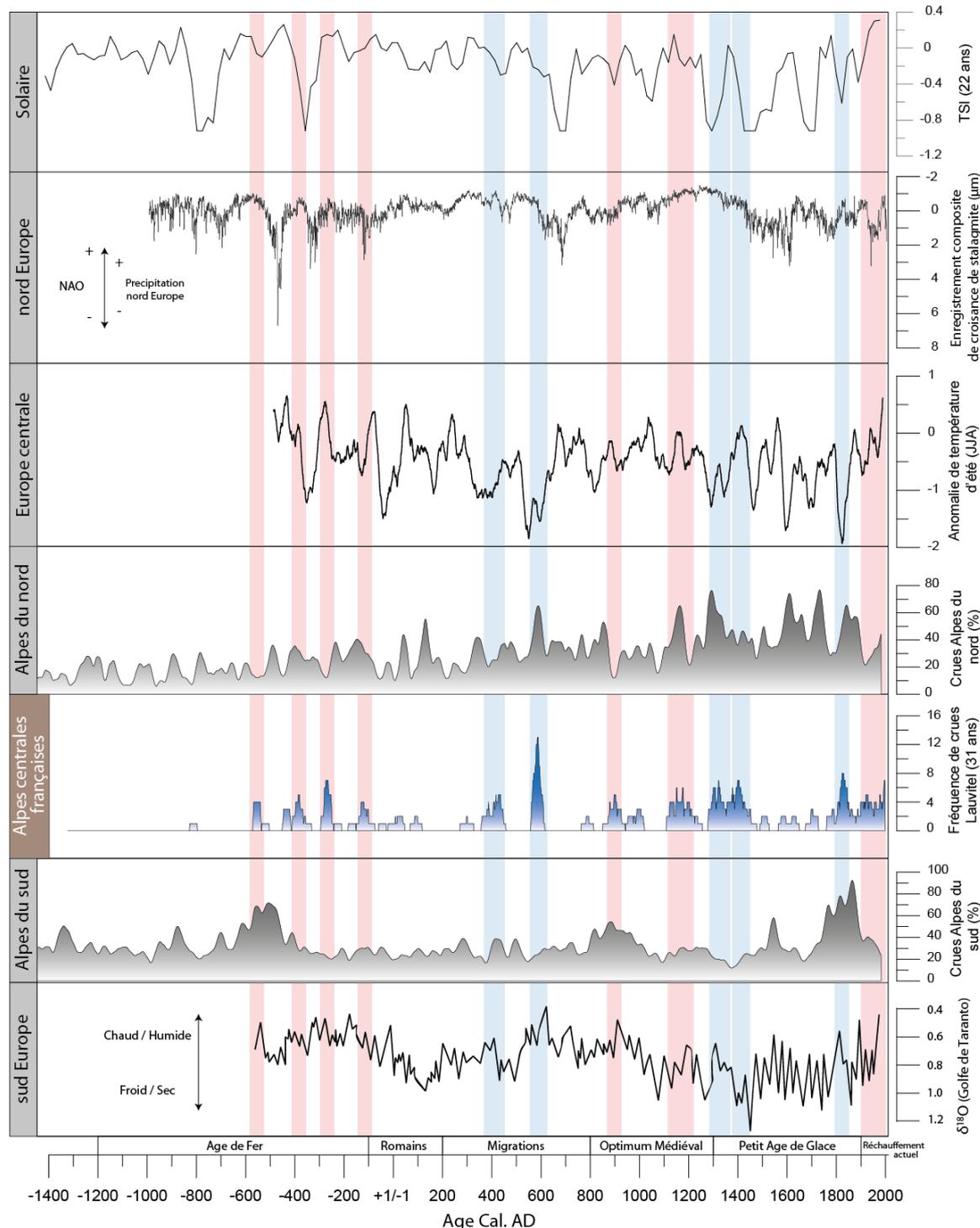


Figure 6-4 : Comparaison entre les fréquences de crues du lac de Lauvitel et les enregistrements: $\delta^{18}\text{O}$ issus des foraminifères du Golfe de Taranto (Grauel et al., 2013), fréquence de crues des Alpes du Sud et du Nord (Wirth et al., 2013b), l'anomalie de température d'été comparativement à la période 1901-2000 (Büntgen et al., 2011), l'enregistrement composite de la croissance des stalagmites en Ecosse (Baker et al., 2015), et l'Irradiance Solaire Totale (TSI) (Steinhilber et al., 2012). Les fréquences de crues en périodes chaudes sont surlignées en rouge et lors des périodes froides en bleu.

Certaines études (Wilhelm et al., 2012b) ont mis en évidence l'implication des changements de gradients de pression dans l'océan atlantique, qui peuvent favoriser les flux d'humidité vers le sud des Alpes. (Wirth et al., 2013b) ont identifiés, à une échelle centennale, de plus fréquentes occurrences de crues dans les Alpes du Sud lors de conditions de NAO négatives favorisant les précipitations extrêmes au sud de l'Europe (Raible et al., 2007; Giorgi and Lionello, 2008; Pinto et al., 2009). Les températures plus importantes en Europe suggèrent un blocage anticyclonique au-dessus des Açores favorisant ainsi une remontée de la zone de convergence intertropicale (Wirth et al., 2013b). Ces conditions atmosphériques sont favorables à une baisse des précipitations de méso-échelle et au contraire à une occurrence d'événements convectifs plus nombreux (Beniston, 2007; Giorgi et al., 2016) produisant des pluies localement fortes pouvant former des dépôts de crues dans les lacs.

1.2.3.1 Lors des périodes froides

En se basant sur les températures, l'enregistrement du lac de Lauvitel connaît des augmentations de fréquences de crues lors des périodes froides (Büntgen et al., 2011). Celles-ci interviennent à la période de Migration (360-440 et 560-620 AD) et lors du PAG (1300-1450 et 1800-1850 Cal.AD). Ces pics de fréquence de crues sont moins nombreux lors des périodes chaudes, mais la fréquence maximale de crue est atteinte sur ce type d'événement (Figure 6-).

Au cours de ces périodes le Golfe de Taranto montre des conditions majoritairement froides et sèches (Grauel et al., 2013) ainsi que de faibles croissances de stalagmites en Ecosse traduisant des conditions plus humides dans le nord de l'Europe (Baker et al., 2015). Ces périodes sont concomitantes avec les minimum solaires (Steinhilber et al., 2012), ayant les effets sur les tempêtes provenant d'atlantique (Raible et al., 2007). (Wirth et al., 2013b) a démontré que les conditions de minima solaires peuvent engendrer des augmentations de gradients de pression au nord de l'Atlantique et une baisse plus au sud. Les trajectoires de vents d'ouest s'en trouveraient donc décalés vers le sud où les flux d'humidité seraient plus nombreux à atteindre les Alpes.

Ces événements impacteraient plus fortement les Alpes de Nord, et sont synchrones avec les avancées glaciaires majeures de ces derniers siècles (Holzhauser et al., 2005; Glur et al., 2013; Wirth et al., 2013b). Ces changements de circulations atmosphériques ont aussi été mis en évidence lors d'un minimum solaire sur un lac d'Europe centrale ayant des conséquences similaires (Martin-Puertas et al., 2012). De plus, la période froide du PAG a été identifiée comme une période d'augmentation de la fréquence de crues dans le sud des Alpes françaises, dont les flux des événements de précipitations extrêmes sont majoritairement originaire de sud-ouest (Wilhelm et al., 2012b). Ceci est en accord avec l'observation d'une augmentation de l'occurrence de tempêtes dans la région méditerranéenne (Sabatier et al., 2012).

La situation géographique du lac de Lauvitel engendre donc à la fois des influences d'extrêmes de précipitations impactant les Alpes du Sud lors d'étés chauds (orages convectifs localisés) et une concordance avec les événements impactant le nord des Alpes lors des étés froids (événements liés à l'activité cyclonique de mésoéchelle). De nombreux auteurs ont identifié les changements de circulation atmosphérique engendrant les extrêmes de pluies, avec les conditions de gradients de pression au-dessus de l'Atlantique (Trouet et al., 2012; Glur et al., 2013; Wilhelm et al., 2012b; Wirth et al., 2013b) et nos résultats indiquent que leur limite d'influence lors des derniers millénaires soit située aux alentours des Alpes centrales française. Le réchauffement attendu est toutefois sans précédent lors des derniers millénaires, mais d'après nos données nous pouvons nous attendre à une influence accrue des apports du sud. Toutefois, les conditions chaudes ont été identifiées à des périodes de baisse de l'activité des tempêtes et de pluies extrêmes (Sabatier et al., 2012; Wilhelm et al., 2012b). Ces conditions sont aussi favorables à des événements convectifs pouvant provoquer localement des fortes précipitations. Nous avons vu grâce aux données de suivi instrumental du lac qu'une précipitation intervenant après une période estivale sèche peut entraîner un dépôt de crues dans le lac. Dans la région alpine, nous pouvons nous attendre à ce genre d'événement dans le cadre du réchauffement actuel (Giorgi and Lionello, 2008; Rajczak et al., 2013).

2. L'enregistrement d'avalanches de printemps dans le lac du Lauvitel au cours des derniers 3500 ans

Les lacs étudiés sont situés à une altitude de haute montagne dont l'altitude maximum des bassins versants dépasse les 3000 mètres. Ces facteurs influent sur le fonctionnement sédimentaire de chacun des lacs à une échelle différente. Le bassin versant du lac de la Muzelle est caractérisé par la présence d'un glacier dont la surface a évolué au cours du temps. Il occupait en 2009 une surface inférieure à 5% et son maximum a été atteint lors du Petit Age Glaciaire (PAG) à la fin du 19^e siècle, dont la surface estimée est de 27% (Gardent et al., 2014). La présence de ce glacier a grandement influencé la sédimentation du lac de la Muzelle. En particulier avec la présence de particules fines issues de l'abrasion glaciaire sur le substratum appelé farine glaciaire, présentes en plus grande proportion lorsque le glacier était plus étendu. Ceci nous a permis de reconstituer les variations qu'a connu le glacier de la Muzelle au cours des 1700 dernières années. Les facteurs majeurs influençant la taille des glaciers sont généralement reconnus comme la température estivale et les précipitations hivernales (Solomina et al., 2016). Le lac du Lauvitel situé plus bas en altitude, possède un glacier sur son bassin versant mais dont l'influence n'a pas été démontrée à partir du remplissage sédimentaire. Le bassin versant du lac

de Lauvitel possède la particularité d'avoir de fortes pentes qui se trouvent sur le côté Ouest du lac. L'étude sédimentologique nous a mené à identifier une forte proportion de matériel grossier (>800 μm) dans la zone de dépo-centre du lac généralement caractérisée par une sédimentation fine (<800 μm). La présence de ces graviers, nous a mené au développement d'une nouvelle méthode d'identification et de caractérisation de ces éléments identifiés comme étant dans traces d'avalanches provenant des pentes Ouest du lac. Sur les derniers 350 ans, ces avalanches de printemps se sont révélées plus fréquentes lorsque la combinaison de températures printanières plus chaudes et de fortes précipitations hivernales étaient réunies. Ces facteurs sont nécessaires pour que la déstabilisation du manteau neigeux soit suffisante afin d'engendrer des avalanches de fond au printemps (Ancey and Bain, 2015; Reardon et al., 2006).

2.1. Les facteurs favorisant l'occurrence d'avalanches

Ce paragraphe a pour objectif de comparer l'enregistrement d'avalanches au lac de Lauvitel avec les forçages les plus probables sur la période d'enregistrement du lac afin de comprendre les périodes susceptibles d'être favorable au déclenchement d'avalanches.

Une comparaison entre les enregistrements liés aux événements extrêmes d'avalanches retrouvés dans le lac du Lauvitel et la production de matériel détritique lié à l'activité glaciaire de la Muzelle est présenté (Figure 6-4). Les deux enregistrements étant très proches spatialement, nous portons un intérêt particulier à leur comparaison dont on peut supposer qu'ils aient subi des forçages similaires aux mêmes périodes de temps. Les deux lacs possèdent des modèles d'âges robustes principalement basés sur de multiples dates ^{14}C , les radioéléments de courtes périodes et du paléo-magnétisme pour le lac de Muzelle.

La fréquence d'avalanches du lac du Lauvitel peut être divisée en deux parties distinctes : -1400 à 1100 ans Cal. AD où l'occurrence des avalanches est limitée à 4 événements maximum par 31 ans ; et la période 1100 à 2011 ans Cal. AD qui regroupent la grande majorité des dépôts dont le maximum de fréquence atteint 14 événements en 31 ans. Cette dernière période correspond également aux plus importantes extensions glaciaires de la Muzelle, dont nous pouvons distinguer quatre périodes 1230-1325; 1460-1500; 1615-1790; 1820-1900 ans Cal. AD. Les périodes de temps surlignées en bleu (Figure 6-5) correspondent à des fréquences d'avalanches plus importantes dans le lac de Lauvitel. Les événements datés entre -1000 et 720 ans Cal. AD ont aussi été surlignés malgré qu'ils soient isolés du fait qu'ils représentent probablement des conditions spécifiques. La comparaison avec les fluctuations du glacier d'Aletsch en Suisse montre que les périodes d'avalanches au Lauvitel correspondent à des extensions glaciaires

réduites lors de la période -1400 à 1100 ans Cal. AD (Holzhauser et al., 2005) et notamment les avalanches de grandes ampleurs (Figure 6- volume en rouge).

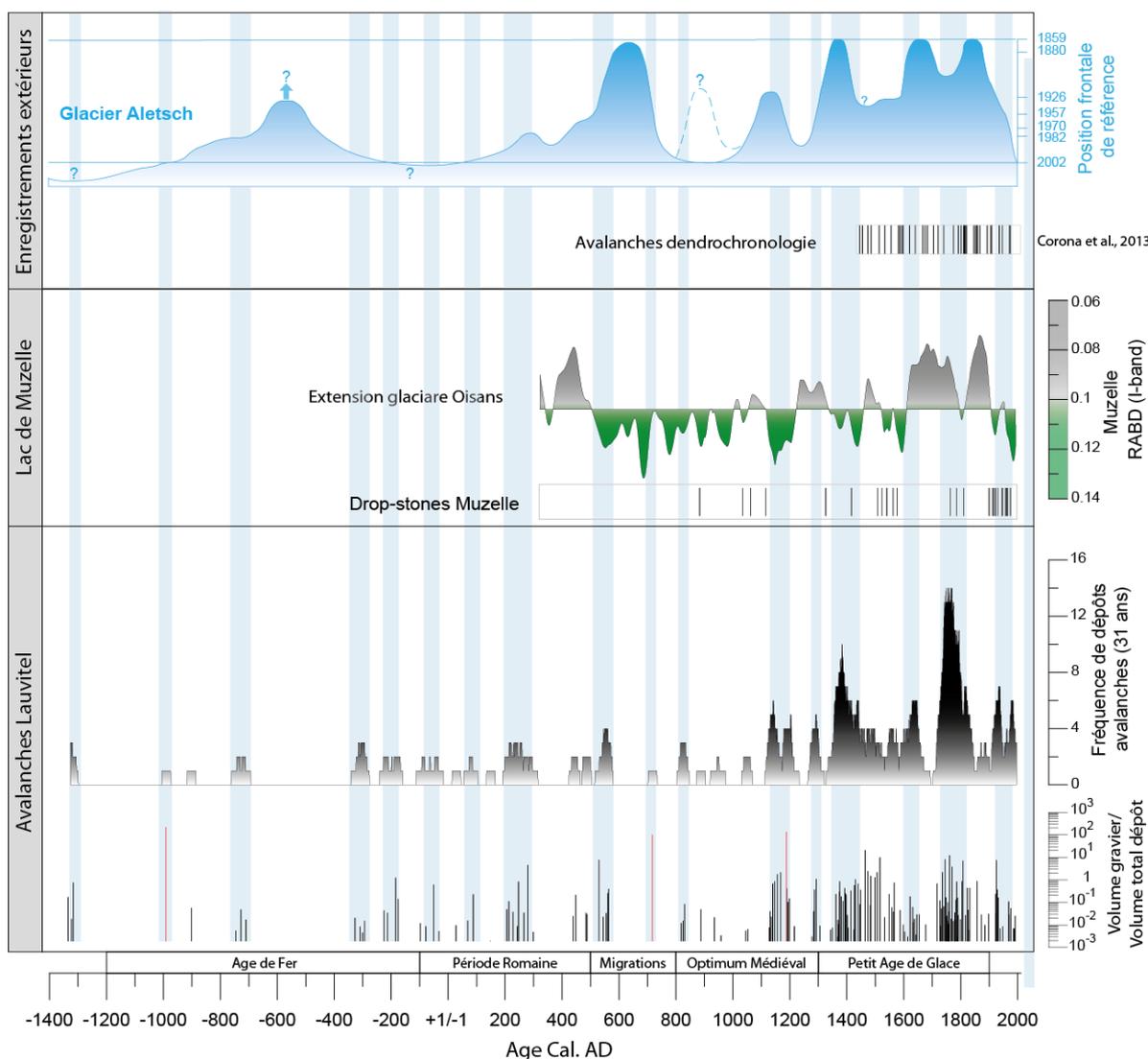


Figure 6-5 : Comparaison de la chronique d'avalanches au Lauvitel, la courbe des fluctuations glaciaires de Muzelle et la présence de drop-stones dans le sédiment du lac de la Muzelle, l'enregistrement d'avalanches dans le massif du Queyras basé sur la dendrochronologie (Corona et al., 2013) et les fluctuations du glacier d'Altesch (Holzhauser et al., 2005)

Sur la période 1100-2012 ans Cal. AD, nous pouvons observer cinq périodes d'occurrences plus importantes d'avalanches (1340-1440, 1540-1660, 1720-1820 et 1910-2000 ans Cal. AD). Elles correspondent toutes à des périodes où la sédimentation du lac de la Muzelle est relativement plus organique, donc à des périodes d'activités glaciaires réduites. La fréquence la plus importante d'avalanches s'est produite entre les deux maximums glaciaires à la fin du PAG. A cette période, le glacier de la Muzelle occupait approximativement 30% de la surface du bassin versant, mais la courte et nette période de retrait glaciaire à la Muzelle a été visiblement favorable à l'occurrence des avalanches au Lauvitel. La période de la dernière extension glaciaire entre

1760-1830 ans Cal. AD entrecoupée d'une période de bref retrait glaciaire (Holzhauser et al., 2005; Le Roy et al., 2015; Nussbaumer et al., 2011) a été considérée comme ayant été causée par une augmentation des précipitations hivernales de 25 % selon les modèles basés sur des observations historiques notamment au glacier de St-Sorlin dans le massif adjacent des grandes Rousses (Vincent, 2005). En revanche, la température estivale n'a pas connu de variations notables (Böhm et al., 2001). Ceci est en accord avec l'augmentation des avalanches dans le lac de Lauvitel, où la quantité de neige déposée pendant l'hiver ferait augmenter l'épaisseur du manteau neigeux et donc la possibilité d'obtenir des avalanches au printemps. Toutefois, l'occurrence d'avalanches dans le massif du Queyras identifié à partir de la dendrochronologie atteint son maximum pour la période 1800-1870 ans Cal. AD (Corona et al., 2013). Cette période est légèrement décalée par rapport au maximum de fréquence d'avalanches du lac de Lauvitel. Cependant, le couvert neigeux se dépose différemment d'un massif à l'autre (McCollister et al., 2003), et la présence d'un couvert végétal différent peut influencer ou non l'occurrence d'avalanches (Reardon et al., 2006).

Les autres périodes de fréquences accrues d'avalanches sont toutes synchrones à des périodes de retrait glaciaires et non pendant les extensions maximums. L'épaisseur du manteau neigeux ne peut donc pas expliquer à lui seul l'occurrence de ces événements. La température estivale est l'autre facteur prépondérant influençant les retraits glaciaires.

L'accumulation sédimentaire de la Muzelle regroupe aussi des éléments détritiques grossiers (>2 mm) et de forme angulaires, suggérant un transport de courte distance. Cependant, le nombre de ces éléments est moindre comparativement au lac de Lauvitel (Figure 6-5). Ils se situent dans la sédimentation fine laminée et possèdent des tailles différentes pouvant aller jusqu'à plusieurs centimètres de diamètre. Ces caractéristiques permettent d'associer ces éléments à des drop-stones généralement identifiés dans des environnements glaciaires (Bennett et al., 1996; Thomas and Connell, 1985; Cofaigh and Dowdeswell, 2001). Nous avons identifié en fonction de la profondeur, les dates pour lesquelles ces éléments ont été retrouvés dans le sédiment soit par groupe de quelques éléments ou de manière isolée (Figure 6-). L'identification de ces graviers en continu sur la séquence ne résulte pas d'un comptage spécifique qui aurait nécessité un tamisage complet de la séquence sédimentaire et ne sont donc pas à considérer comme exhaustifs. Pour ces raisons nous avons reporté uniquement les dates pour lesquelles les drop-stones sont présents et non leur nombre. Les périodes de présence accrues sont : 1030-1120 ; 1510-1560, 1765-1810 et 1900-1975 ans Cal. AD. Ces dates correspondent à des périodes pour lesquelles l'extension du glacier de la Muzelle est moindre, excepté lors du 11^e siècle qui connaît une extension modérée.

L'intégration de ces éléments dans la sédimentation est liée à la glace qui a une capacité de transport suffisante pour déplacer ces éléments jusqu'à la zone de dépo-centre (Gilbert, 1990; Hallet et al., 1996; Dowdeswell and Cofaigh, 2002). A notre connaissance, le glacier de la Muzelle n'a pas vélé lors des 1700 dernières années même lors de son extension maximum du PAG, il ne peut donc pas s'agir de graviers apportés directement par le glacier. Une autre cause possible serait le prélèvement d'éléments grossiers par la glace sur les bords du lac en hiver, mais rarement rencontrée dans la littérature. Nous n'avons pas clairement identifié de couloirs d'avalanches aux abords du lac de la Muzelle. De plus, la zone de dépo-centre est très éloignée du bord du lac (100 m du delta et 250 m de la rive Est). Seule la zone Est du lac est assez raide pour être susceptible de fournir des éléments grossiers de type Gneiss (Chapitre 3§1.1). Au vu de la distance de la rive, la présence de glace sur la surface du lac est la seule possibilité de transporter des graviers de cette taille au niveau du dépo-centre. Le processus serait donc une avalanche de fond (Luckman, 1975, 1977; Jomelli and Bertran, 2001) ou un éboulement rocheux lié à la fonte du permafrost (Bodin et al., 2015), permettant de transporter les graviers jusqu'au lac. Ces événements se produisant quand le lac est toujours englacé, au printemps ou début de l'été, dont les sédiments sont ensuite répartis aléatoirement dans le bassin lacustre par le biais de la glace flottante, produisant ainsi des drop-stones.

La présence des drop-stones dans le lac de la Muzelle, correspond à chaque période d'occurrence accrue d'avalanches du lac du Lauvitel excepté lors du 12^e siècle (Figure 6-5). Elles correspondent également en majorité à des périodes de faible extension glaciaire à la Muzelle. Les conditions climatiques nécessaires à l'apport et au dépôt de ces éléments grossiers sont donc probablement liées à des conditions climatiques favorisant le retrait glaciaire. Le 20^e siècle est la période pour laquelle le plus de drop-stones ont été identifiées. Il s'agit aussi d'une période qui a connu les températures les plus chaudes de ces 2500 dernières années (Büntgen et al., 2011) et des retraits glaciaires généralisés (Oerlemans, 2005).

2.2. Probables forçages climatiques sur l'occurrence des avalanches

Nous avons vu que la fréquence d'avalanches déposées dans le lac de Lauvitel connaît une diminution entre -1400 à 1100 ans Cal. AD et une augmentation de 1100 ans Cal. AD à nos jours. La cause de ce changement a été identifiée comme une déforestation rapide du bassin versant du Lauvitel au début du 12^e siècle (Chapitre 4§2.6). L'augmentation progressive des avalanches s'est soldée par un événement de grande ampleur daté de 1190 ans Cal. AD ayant

probablement été causé par une déstabilisation d'une pente sur la rive Ouest du lac. Nous allons donc traiter séparément ces deux parties.

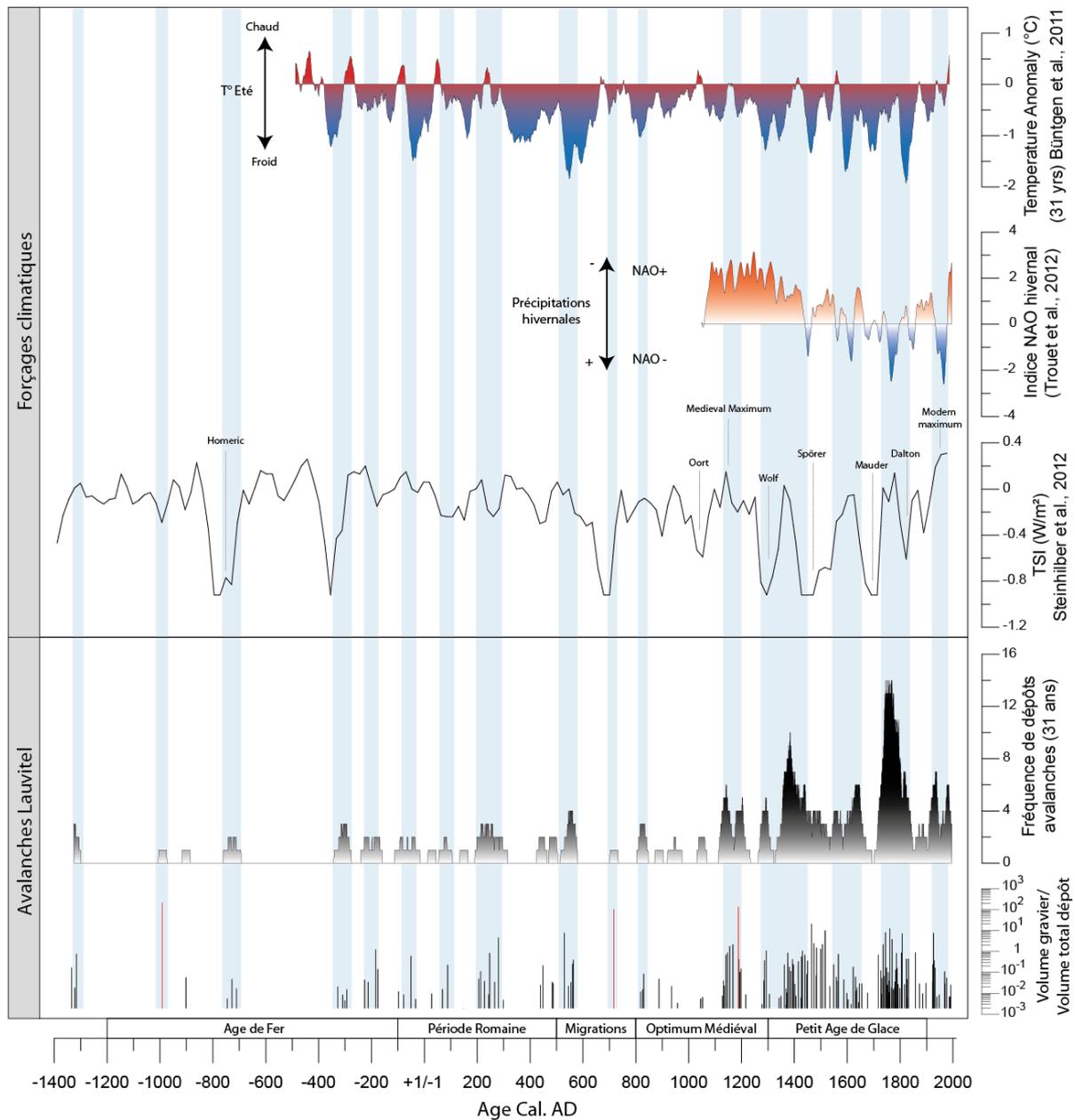


Figure 6-6 : Enregistrement d'avalanches du lac de Lauvitel et comparaisons avec les forçages climatiques : Irradiance Solaire Totale (TSI) (Steinhilber et al., 2012), Indice hivernal NAO (Trouet et al., 2012) et Anomalie de températures d'été par rapport à la période 1901-2000 (Büntgen et al., 2011). Les fréquences accrues sont surlignées en bleu et les courbes sont toutes moyennées sur une période de 31 ans sauf la TSI sur une période de 22 ans.

Le début de la période -1400 à 1100 ans Cal. AD correspond au début de la séquence sédimentaire, cette dernière ayant eu lieu à la suite de l'éboulement rocheux ayant formé le barrage naturel du lac (Delunel et al., 2010), cette présence de dépôts d'avalanche à la base de la séquence sédimentaire peut être liée à une instabilité des éléments rocheux encore présents sur la

rive ouest du lac. Les pics de fréquences accrues correspondent en grande majorité à des minima d'activité solaire excepté lors de la période 500-580 ans Cal. AD (Figure 6-6). De la même manière, les augmentations d'occurrences de crues interviennent aussi lors d'étés relativement plus froids excepté la période 200-320 ans Cal. AD. Cependant, les variations d'activité solaire de l'ordre de +/- 1 W.m² n'ont probablement pas d'influence directe sur la température (Wanner et al., 2008), mais plutôt sur les circulations atmosphériques.

(Martin-Puertas et al., 2012) ont établi une relation entre le minimum solaire Homeric (-800 à -600 ans Cal. AD) et un changement de circulation atmosphérique en Europe centrale à partir de sédiments lacustres varvés d'Europe centrale. Lors de ce minimum solaire, les modèles montrent une dominance des pressions atmosphériques positives au-dessus de l'Atlantique Nord au niveau de la mer alors que le Sud Atlantique présente des valeurs négatives. Cette configuration ressemblant à une phase négative de la NAO, avec une dominante de précipitation au-dessus de la zone méditerranéenne et des températures légèrement plus froides et ceci spécialement pour la saison printanière. De plus, les précipitations extrêmes semblent aussi avoir augmenté en période de NAO négatives pour les Alpes du Sud, qui voient une augmentation générale des fréquences de crues durant ces minima d'activité solaire (Wirth et al., 2013b). Une augmentation des précipitations hivernales peut donc engendrer un manteau neigeux plus important, qui dans un bassin relativement plus boisé est nécessaire pour engendrer des avalanches. Les températures d'été sont relativement plus froides, mais passent toujours dans des températures positives l'été venu. Pendant la période -1400 à 1100 ans Cal. AD l'occurrence des avalanches du lac de Lauvitel seraient donc contrôlée en partie par les précipitations hivernales.

Pendant la période 1100 ans Cal. AD à nos jours, les fréquences d'avalanches augmentent pour atteindre des niveaux nettement supérieurs à la période précédente (Figure 6-). La végétation arbustive étant moins dense, la quantité de neige nécessaire pour engendrer une avalanche de neige de fond serait moins importante. Cette période correspond à la fin de l'Optimum Médiéval (OM) considéré comme chaud et relativement humide et le PAG comparativement plus froid et plus humide (Büntgen et al., 2011; Kress et al., 2014). Les périodes de fréquences accrues sont : 1340-1440, 1540-1660, 1720-1820 et 1910-2000 ans Cal. AD. Elles correspondent toutes à des maxima solaires (Steinhilber et al., 2012), ce qui contraste avec la période précédente. A la fin de l'OM les conditions atmosphériques sont clairement dominées par une phase positive de la NAO (Ortega et al., 2015) et par le maximum solaire médiéval suggérant des précipitations hivernales moindre et des températures relativement plus chaudes. Un pic d'occurrence d'avalanches est présent à cette période, dont un événement de grande ampleur (1190 ans Cal. AD), mais reste toutefois une fréquence inférieure comparativement au PAG.

Lors du PAG globalement dominé par des conditions de NAO négatives, les trois pics d'avalanches majeurs sont synchrones avec des phases plus négatives de la NAO (Figure 6-6), alors que le pic de 1380 apparaît durant d'une phase de NAO positive relativement plus réduite. Les conditions de NAO négatives favorisent les précipitations hivernales dans ce secteur, mais semblent moins influencées par l'activité solaire que par les éruptions volcaniques (Shindell et al., 2004; Ortega et al., 2015). De plus, les conditions climatiques au cours du PAG favorisent l'extension des glaciers dans les Alpes (Holzhauser et al., 2005; Glur et al., 2013; Le Roy et al., 2015; Solomina et al., 2016) avec des températures relativement plus fraîches en été (Büntgen et al., 2011; Kress et al., 2014) limitant l'ablation glaciaire. Elles ne connaissent que de faibles variations au moins sur la période 1700-2000 ans Cal. AD. (Casty et al., 2005; Luterbacher et al., 2006). Depuis 1100 ans Cal. AD., la combinaison de précipitations hivernales plus importantes associées à des températures plus élevées au printemps (Casty et al., 2005) semblent donc synchrones avec l'occurrence d'avalanches au lac de Lauvitel. Elles semblent donc être les facteurs principaux expliquant cette tendance. Actuellement, les observations montrent une augmentation des événements d'avalanches de fond, dont les températures printanières chaudes, favorisent la déstabilisation du manteau neigeux sur toute son épaisseur (Ancey and Bain, 2015).

La sensibilité du lac de Lauvitel à enregistrer des avalanches semble donc se faire en deux phases distinctes reliées au couvert végétal et découlant des pratiques humaines. Lorsque la forêt est plus dense (-1500 à 1200 ans Cal. AD.), les avalanches de printemps se produisent préférentiellement lors de minima solaires, ce qui a pour effet d'augmenter les précipitations hivernales et donc le manteau neigeux. Ce dernier nécessite d'être épais pour pouvoir engendrer des avalanches au printemps. Or, nous pouvons noter que durant cette période les avalanches sont nettement moins fréquentes.

Lorsque le couvert forestier est moindre (depuis 1200 ans Cal. AD), les avalanches de printemps se produisent plus fréquemment. Durant cette période, il est probable qu'il faille moins de neige pour produire des coulées au printemps, mais la quantité de précipitation hivernale semble toujours jouer un rôle prépondérant, souligné par une augmentation de la fréquence des avalanches lors des phases les plus négatives de NAO.

Sur l'ensemble de la période étudiée, les avalanches de printemps semblent donc, plus fréquentes en périodes de faible extension glaciaire. Ce résultat est contre intuitif, car la quantité de neige est un facteur primordial. Toutefois, pour créer une avalanche de fond, il faut que toute l'épaisseur du manteau neigeux soit déstabilisé et glisse sur le substrat, pour enfin transporter des graviers. Les périodes de faibles extensions glaciaires présentent possiblement un manteau neigeux moins épais, donc une sensibilité accrue aux températures. Contrairement, les périodes d'avancées glaciaires peuvent être caractérisées par des températures d'été plus fraîches ne

favorisant pas la déstabilisation du manteau neigeux en entier, mais plutôt les couches supérieures du manteau ne provoquant que peu voir aucun déplacement de graviers.

Conclusion générale :

Afin de parvenir à reconstituer les conditions environnementales passées de la région de l'Oisans, nous avons prospecté plusieurs lacs ayant des caractéristiques géographiques différentes. Au final, seuls deux lacs se sont révélés adaptés à notre étude. Nous avons pu déterminer, pour chacun d'eux, des facteurs favorables à la déposition de particules soit glaciaires, soit en lien avec les activités humaines, et enfin, soit à des dépôts d'événements extrêmes de crues et/ou d'avalanches. Nous nous sommes donc concentrés dans un premiers temps à « isoler » chaque signal dans les deux séquences sédimentaires étudiées, pour en identifier la sédimentation continue et la sédimentation événementielle.

Principaux résultats

En utilisant une approche sédimentaire, nous avons identifié les fluctuations glaciaires dans la sédimentation continue du lac de la Muzelle. Il en ressort que lors des 1700 dernières années, quatre périodes d'activité glaciaire accrue peuvent être identifiées (400-450 ; 1200-1300 ; 1600-1800 et 1810-1900 ans Cal. AD). Nous avons montré ici, sur la base d'une relation entre fluctuation du glacier et occurrence de crues, qu'une disponibilité importante de matériel détritique abaissait le seuil d'enregistrement de crues. En conséquence, nous observons un nombre plus important de dépôt de crues lors des avancées glaciaires.

Au lac de Lauvitel, l'apport événementiel de matériel détritique contribue en grande partie au remplissage sédimentaire. La chronique de crue que nous avons obtenue, comparée à celle de la Muzelle, nous confirme que la présence du glacier influence la fréquence de crues. Dans un second temps, la chronique nous indique que l'occurrence des crues augmente lors de périodes relativement plus chaudes. En lien avec des événements convectifs de pluie de type orage localisé. Lors de périodes plus froides, les pluies extrêmes semblent d'ampleur régionale impliquant donc des phénomènes de méso-échelle.

Les dépôts d'avalanches dans le lac du Lauvitel sont associés à la présence « anormale » de couches de graviers présents dans le sédiment. Pour mieux les caractériser, nous avons développé une méthodologie permettant l'identification de ces graviers du fait de leur densité plus élevée que celle du sédiment fin. Ceci nous a permis d'établir une chronique d'avalanches de neige lourde au cours des derniers millénaires. L'occurrence d'avalanches de fond s'est révélée plus fréquente lorsque les glaciers étaient reculés. De plus, sur les derniers 350 ans, les températures

printanières plus élevées se sont révélées être un facteur de contrôle majeur permettant de déstabiliser le manteau neigeux.

Les remplissages sédimentaires des deux lacs ont également piégé des particules issues des activités humaines. L'identification et les comptages des pollens ainsi que les spores de champignons coprophiles nous ont permis de déterminer les périodes pour lesquelles les activités humaines étaient présentes dans le bassin versant ou proches de ce dernier. La dynamique de végétation aux alentours du lac de la Muzelle, reconstituée à partir des pollens, s'est avérée retranscrire une évolution progressive d'un environnement contenant des arbustes et d'arbres vers une prairie sub-alpine dont les pollens de taxons anthropiques ont été identifiés. Cependant, de nombreux échantillons ne contenaient que trop peu de pollens pour être statistiquement valables. Ce sont les comptages de spores de champignons coprophiles qui ont autorisé une meilleure caractérisation de la présence de troupeaux dans le bassin versant, essentiellement durant la période 1750 à 2000 ans Cal. AD.

Les pollens piégés dans le lac de Lauvitel, nous ont permis de mettre en évidence des périodes d'activités humaines en intermittence avec des périodes durant lesquelles ces dernières sont atténuées. Nous avons trouvé des pollens liés aux activités de culture de la terre et d'activités pastorales. Le lac étant situé à une altitude relativement basse, ces pollens traduisent en partie la végétation de la vallée. Les périodes d'activités anthropiques identifiées sont : la période de la fin de l'Age de Fer jusqu'à la période romaine (-600 à 50 ans Cal. AD) suivie de la période du haut Moyen Age allant jusqu'au début du 19^e siècle (400 à 1900 ans Cal. AD).

Les sédiments des deux lacs de cette étude montrent que l'occurrence de crues coïncide par moments avec des phases d'occupation anthropiques. Cependant, nous n'observons pas contrairement à d'autres sites lacustres alpins (Koinig et al., 2003; Giguet-Covex et al., 2012), de variations anormales de fréquences de crues ou de processus d'érosion attribuables à ces activités humaines au lac de la Muzelle et au lac de Lauvitel. En revanche, l'occurrence des avalanches semblent liées au couvert végétal. Lorsqu'il change, au cours du 12^e siècle, le nombre de dépôts d'avalanches enregistrés dans le sédiment du lac de Lauvitel augmente. C'est aussi une période relativement plus froide et plus humide (Büntgen et al., 2011; Kress et al., 2014), dont les précipitations neigeuses ont contribué aux avancées glaciaires dans les Alpes (Holzhauser et al., 2005; Le Roy et al., 2015). Un effet de seuil lié à ces conditions climatologiques spéciales n'est pas à exclure.

A travers ce travail doctoral, nous avons identifié des processus érosifs spécifiques aux territoires de montagne à la fois du matériel fin et grossier. En prenant l'exemple d'un bassin versant englacé, nous avons vu que les transferts de matières fines ont été plus importants lorsque elles sont présentes en plus grande quantité. D'un point de vue temporel, cette matière

s'est déplacée rapidement vers l'aval et ce, avec l'aide d'événements de pluies extrêmes. Nous sommes actuellement en période de retrait glaciaire entraînant une augmentation de matériel détritique disponible. Il est donc possible d'envisager une phase de transition dont les flux de matières vers l'aval vont être relativement importants. Cette transition peut tendre vers un système où l'érosion mécanique sera moindre et donc engendrera une baisse des flux. Pour tenter de mieux comprendre ces interactions, il faut donc remonter à une période où les glaciers étaient plus reculés pour estimer les conditions passées de transfert de matière. Ceci pourra aussi permettre de s'affranchir des activités humaines qui, dans certains cas, ont modifié ces transferts.

Le flux de matières grossières a été exploré via les avalanches de neige lourde. Pour autoriser le déplacement de ces graviers, il faut une capacité de transport importante que l'on retrouve dans de nombreux compartiments de la cryosphère (glaciers rocheux, avalanches, éboulements liés au retrait du permafrost). Cette approche dans un contexte paléoenvironnemental n'a été que rarement explorée, probablement à cause de la difficulté de mettre en place une technique suffisamment précise pour quantifier les flux de matériels grossiers. Nous avons proposé une méthode qui a permis d'explorer ce transport de matériels au cours du temps, bien que le caractère novateur de cette méthode rende difficile la comparaison avec d'autres enregistrements. Dans un contexte de changement rapide de la cryosphère, ce matériel grossier doit être mieux compris pour permettre de comprendre à l'avenir, les flux de matériels grossiers en territoire de montagne.

Perspectives

A l'issue de ce travail, nous pouvons dégager un certain nombre de perspectives méthodologiques, notamment liées à l'utilisation du Ct scan pour caractériser les phases sédimentaire grossière.

- ❖ Nous souhaitons mieux caractériser les dépôts d'avalanches. Une approche spatiale multi-carottes nous semble essentielle pour mieux comprendre la répartition du matériel grossier à l'échelle du bassin lacustre. Ceci pourra permettre de distinguer le mode de dépôt des avalanches, sur lac gelé ou lors d'entrée directe dans l'eau par exemple. Nous pourrions ainsi mieux estimer les quantités de matériel déplacé.
- ❖ L'utilisation du CT scan s'est révélée pertinente pour l'identification de dépôts d'avalanches, cependant nous n'avons pas effectué d'étude plus approfondie sur la calibration des densités relatives mesurées. L'estimation des effets de la teneur en eau, du type de roches ou encore la présence de gaz sur l'analyse nous semble essentielle pour continuer et améliorer ce type d'étude.

- ❖ La détermination des intensités d'événements de crues n'a pas été possible à partir des épaisseurs de sédiments déposés. L'utilisation des densités relatives qu'offre le CT scan peut éventuellement nous aider à mieux caractériser le flux et donc la quantité de matériel déposé lors d'un événement.
- ❖ L'analyse au CT scan offre de nombreuses possibilités dans le domaine des géosciences, comme par exemple i) retrouver les niveaux riches en matière organique d'une carotte sédimentaire afin d'optimiser les prélèvements par carbone 14, ii) identifier les structures sédimentaires principales avant ouverture, ou encore, iii) la numérisation d'une carotte sédimentaire afin de conserver un enregistrement, même après prélèvement complet, qui puisse être mis à disposition de la communauté scientifique.

Les résultats présentés dans ce manuscrit amènent par ailleurs à de nouvelles interrogations concernant la relation entre flux sédimentaires et l'évolution des paysages :

- ❖ Le lac de la Muzelle s'est révélé être un site idéal pour reconstituer les périodes d'activités glaciaires. Un carottage plus long pourrait rendre possible l'extension de la reconstitution des fluctuations glaciaires dans les Alpes centrales françaises, dont peu d'enregistrements longs sont issus. De plus, la modélisation statistique de fréquences de retour du glacier de la Muzelle nous semble intéressante afin de mieux identifier les conditions climatiques principales contrôlant les fluctuations glaciaires d'un petit système glaciaire au cours du temps.
- ❖ Les différences altitudinales de précipitation extrêmes ont été explorées dans ce travail, grâce notamment aux données instrumentales. Des questions subsistent toutefois sur les facteurs de ruissellement de l'eau sur les bassins versants, en particulier lors d'étés chauds et peu humides. La compréhension des réactions des bassins versants aux fortes pluies et le transfert de sédiment jusqu'au lac semblent être essentiels pour la caractérisation des crues passées.
- ❖ Il nous a été possible d'établir le lien entre la disponibilité du matériel détritique et les modes de transport suite à la dernière avancée glaciaire de l'Holocène. Cette dernière reste toutefois une période de transition, et pour mieux comprendre le flux de matières en s'affranchissant de l'influence des glaciers et/ou des activités humaines, il nous semble nécessaire d'explorer les périodes de sédimentation du lac de la Muzelle sur un temps plus long.
- ❖ Les enregistrements d'occurrence d'avalanches de printemps sur le temps long sont pour le moment rares. Nous avons identifié une tendance à l'augmentation de cet aléa lors de périodes plus chaudes. Afin de confirmer cette tendance, il est nécessaire d'appliquer cette même approche à d'autres sites d'étude dans les Alpes. En effet, la principale

question qui reste en suspens est de savoir si cet enregistrement est lié à des phénomènes locaux, ou si toute cette région est sujette aux mêmes implications climatiques.

A

- Alexandrescu, M., Courtillot, V., Le Mouél, J.-L., 1996. Geomagnetic field direction in Paris since the mid-sixteenth century. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 98, 321–360. doi:10.1016/S0031-9201(96)03194-9
- Alley, R.B., Lawson, D.E., Larson, G.J., Evenson, E.B., Baker, G.S., 2003. Stabilizing feedbacks in glacier-bed erosion. *Nature* 424, 758–760.
- Allix, A., 1923. Les avalanches de l'hiver 1922-1923 en Dauphiné. *Revue de géographie alpine* 11, 513–527. doi:10.3406/rga.1923.5519
- Amann, B., Szidat, S., Grosjean, M., 2015. A millennial-long record of warm season precipitation and flood frequency for the North-western Alps inferred from varved lake sediments: implications for the future. *Quaternary Science Reviews* 115, 89–100. doi:10.1016/j.quascirev.2015.03.002
- Amourous, C., 2000. L'implantation du ski alpin dans les Alpes françaises: la tradition étayage de la modernité. *Revue de géographie alpine* 88, 9–20.
- Ancel, B., 2010. Les anciennes mines métalliques des Alpes du Sud: bilan diachronique. *Bibliothèque d'Archéologie Méditerranéenne et Africaine* 4, 285–292.
- Ancey, C., Bain, V., 2015. Dynamics of glide avalanches and snow gliding: Glide avlanches and snow gliding. *Reviews of Geophysics* 53, 745–784. doi:10.1002/2015RG000491
- Anderson, S.P., Drever, J.I., Humphrey, N.F., 1997. Chemical weathering in glacial environments. *Geology* 25, 399–402.
- Appleby, P., Oldfield, F., 1992. Uranium Series Disequilibrium, Application to Earth, Marine and Environmental Sciences, Chapter Application of Lead-210 to Sedimentation Studies.
- Appleby, P., Oldfield, F., 1978. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported 210 Pb to the sediment. *Catena* 5, 1–8.
- Appleby, P.G., Richardson, N., Nolan, P.J., 1991. 241Am dating of lake sediments, in: Smith, J.P., Appleby, P.G., Battarbee, R.W., Dearing, J.A., Flower, R., Haworth, E.Y., Oldfield, F., O'Sullivan, P.E. (Eds.), *Environmental History and Palaeolimnology, Developments in Hydrobiology*. Springer Netherlands, pp. 35–42.

- Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Beck, C., Pourchet, M., Charlet, F., Trentesaux, A., Tribovillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, NW Alps). *Terra Nova* 14, 225–232
- Arnaud, F., Poulénard, J., Giguet-Covex, C., Wilhelm, B., Révillon, S., Jenny, J.-P., Enters, D., Bajard, M., Fouinat, L., Doyen, E., Simonneau, A., Chapron, E., Vannière, B., Sabatier, P., in press. Erosion under climate and human pressures: an alpine lake sediment perspective. *Quaternary Science Reviews*.
- Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M., Tribovillard, N., 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* 15, 420–428.
- Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguet-Covex, C., Poulénard, J., Magny, M., 2012. Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quaternary Science Reviews* 51, 81–92. doi:10.1016/j.quascirev.2012.07.025
- Artru, F., 2013. Présentation de recherche. La circulation dans les Alpes à l'époque romaine : l'exemple des Alpes Cottiennes. *Dialogues d'histoire ancienne* 39/1, 237. doi:10.3917/dha.391.0237

B

- Bailly-Maître, M.-C., 2010. Extraction et traitement d'un minerai d'argent au Moyen Age (XIIe-XIVe siècle). *Archeosciences* 221–233.
- Bajard, M., Sabatier, P., David, F., Develle, A.-L., Reyss, J.-L., Fanget, B., Malet, E., Arnaud, D., Augustin, L., Crouzet, C., others, 2016. Erosion record in Lake La Thuile sediments (Prealps, France): Evidence of montane landscape dynamics throughout the Holocene. *The Holocene* 26, 350–364.
- Baker, A., Hellstrom, J.C., Kelly, B.F., Mariethoz, G., Trouet, V., 2015. A composite annual-resolution stalagmite record of North Atlantic climate over the last three millennia. *Scientific Reports* 5, 10307.
- Baker, S.R., Friedman, G.M., 1969. A non-destructive core analysis technique using X-rays. *Journal of Sedimentary Research* 39, 1371–1383. doi:10.1306/74D71E2E-2B21-11D7-8648000102C1865D
- Bakke, J., Dahl, S.O., Paasche, Ø., Riis Simonsen, J., Kvisvik, B., Bakke, K., Nesje, A., 2010. A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews* 29, 1246–1262. doi:10.1016/j.quascirev.2010.02.012

- Balsam, W.L., Deaton, B.C., 1996. Determining the composition of late Quaternary marine sediments from NUV, VIS, and NIR diffuse reflectance spectra. *Marine Geology* 134, 31–55.
- Balsam, W.L., Deaton, B.C., Damuth, J.E., 1998. The effects of water content on diffuse reflectance spectrophotometry studies of deep-sea sediment cores. *Marine Geology* 149, 177–189.
- Bello, F. de, Lavorel, S., Lavergne, S., Albert, C.H., Boulangeat, I., Mazel, F., Thuiller, W., 2013. Hierarchical effects of environmental filters on the functional structure of plant communities: a case study in the French Alps. *Ecography* 36, 393–402.
- Bender, M., Sowers, T., Dickson, M.-L., Orchardo, J., Grootes, P., Mayewski, P.A., Meese, D.A., 1994. Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100,000 years. *Nature* 372, 663–666.
- Beniston, M., 2003. Climatic change in mountain regions: a review of possible impacts, in: *Climate Variability and Change in High Elevation Regions: Past, Present & Future*. Springer, pp. 5–31.
- Beniston, M., 2007. Linking extreme climate events and economic impacts: Examples from the Swiss Alps. *Energy Policy* 35, 5384–5392. doi:10.1016/j.enpol.2006.01.032
- Bennett, M.R., Doyle, P., Mather, A.E., 1996. Dropstones: their origin and significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 121, 331–339.
- Berger, J.-F., Blanchemanche, P., Reynès, C., Sabatier, P., 2010. Dynamiques fluviales en basse vallée du Vidourle au cours des six derniers siècles. Confrontation des données pédosédimentaires à haute résolution temporelle à l’analyse fréquentielle des crues historiques. *Quaternaire. Revue de l’Association française pour l’étude du Quaternaire* 21, 27–41.
- Bernard, H., 1979. A theoretical model of glacial abrasion. *Journal of Glaciology* 23, 39–50.
- Billet, J., 1987. L’hydroélectricité et les mutations des sociétés alpines: l’exemple des Alpes françaises du Nord. *Culture technique* 46–49.
- Birks, H.H., Birks, H.J.B., 2006. Multi-proxy studies in palaeolimnology. *Vegetation history and Archaeobotany* 15, 235–251.
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for “classical” age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5, 512–518. doi:10.1016/j.quageo.2010.01.002

- Blanchard, R., 1914. Le lac de l'Oisans. Recueil des travaux de l'institut de géographie alpine 2, 427–449.
- Blanchard, R., Caillemer, R., Vaughan, D.-M., 1913. Travaux historiques et géographiques sur l'Oisans [Etude géographique et historique sur la route du Lautaret]. Recueil des travaux de l'institut de géographie alpine 1, 4–44.
- Blanchemanche, P., 2009. Crues historiques et vendanges en Languedoc méditerranéen oriental: la source, le signal et l'interprétation. *Archéologie du Midi médiéval* 27, 225–235.
- Blass, A., Anselmetti, F., Ariztegui, D., 2003. 60 years of glaciolacustrine sedimentation in Steinsee (Sustenpass, Switzerland) compared with historic events and instrumental meteorological data, in: *Lake Systems from the Ice Age to Industrial Time*, *Eclogae Geologicae Helvetiae / Swiss Journal of Geosciences*. Birkhäuser Basel, pp. 59–71.
- Blikra, Nemec, 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology* 45, 909–959. doi:10.1046/j.1365-3091.1998.00200.x
- Blondel, J., 2008. Les changements globaux. *Forêt méditerranéenne* 29, 119.
- Bocquet, V., 1992. *Historique du vallon de Lauvitel*.
- Bodin, X., Schoeneich, P., Deline, P., Ravel, L., Magnin, F., Krysiński, J.-M., Echelard, T., 2015. Le permafrost de montagne et les processus géomorphologiques associés: évolutions récentes dans les Alpes françaises. *Journal of Alpine Research | Revue de géographie alpine*.
- Bøe, A.-G., Dahl, S.O., Lie, Ø., Nesje, A., 2006. Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene* 16, 445–455.
- Bogen, J., 1996. Erosion rates and sediment yields of glaciers. *Annals of Glaciology* 22, 48–52.
- Böhm, R., Auer, I., Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T., Schöner, W., 2001. Regional temperature variability in the European Alps: 1760–1998 from homogenized instrumental time series. *International Journal of Climatology* 21, 1779–1801.
- Boldt, B.R., Kaufman, D.S., McKay, N.P., Briner, J.P., 2015. Holocene summer temperature reconstruction from sedimentary chlorophyll content, with treatment of age uncertainties, Kurupa Lake, Arctic Alaska. *The Holocene* 959683614565929.

- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143–147. doi:10.1038/365143a0
- Boulton, G., 1978. Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology* 25, 773–799.
- Boulton, G.S., 1979. A model of Weichselian glacier variation in the North Atlantic region. *Boreas* 8, 373–395.
- Bouma, A.H., 1963. Sedimentary Facies Model of Turbidites: ABSTRACT. *AAPG Bulletin* 47, 351–351.
- Bouma, A.H., 1964. Turbidites. *Developments in sedimentology* 3, 247–256.
- Bouma, A.H., 1964. Notes on X-ray interpretation of marine sediments. *Marine geology* 2, 278–309.
- Bravard, Y., 1988. La catastrophe du Grand Bornand. *Revue de géographie alpine* 76, 219–221.
- Brisset, E., Miramont, C., Guiter, F., Anthony, E.J., Tachikawa, K., Poulenard, J., Arnaud, F., Delhon, C., Meunier, J.-D., Bard, E., 2013. Non-reversible geosystem destabilisation at 4200 cal. BP: Sedimentological, geochemical and botanical markers of soil erosion recorded in a Mediterranean alpine lake. *The Holocene* 23, 1863–1874.
- Brodzikowski, K., Van Loon, A., 1991. Review of glacial sediments. *Development in Sedimentology* 49, 688.
- Büntgen, U., Tegel, W., Nicolussi, K., McCormick, M., Frank, D., Trouet, V., Kaplan, J.O., Herzig, F., Heussner, K.-U., Wanner, H., Luterbacher, J., Esper, J., 2011. 2500 Years of European Climate Variability and Human Susceptibility. *Science* 331, 578–582. doi:10.1126/science.1197175
- Bussmann, F., Anselmetti, F.S., 2010. Rossberg landslide history and flood chronology as recorded in Lake Lauerz sediments (Central Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences* 103, 43–59. doi:10.1007/s00015-010-0001-9
- Butler, D.R., Malanson, G.P., 1985. A history of high-magnitude snow avalanches, southern Glacier National Park, Montana, USA. *Mountain Research and Development* 175–182.

C

- Caldwell, R.L., Edmonds, D.A., 2014. The effects of sediment properties on deltaic processes and morphologies: A numerical modeling study. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 119, 961–982.
- Campbell, C., 1998. Late Holocene lake sedimentology and climate change in southern Alberta, Canada. *Quaternary Research* 49, 96–101.
- Campy, M., Macaire, J.J., 2003. *Géologie de la surface: érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*, Sciences Sup. Sciences de la terre. Cours. Dunod.
- Carey, S.K., Woo, M., 2001. Slope runoff processes and flow generation in a subarctic, subalpine catchment. *Journal of Hydrology* 253, 110–129. doi:10.1016/S0022-1694(01)00478-4
- Castebrunet, H., Eckert, N., Giraud, G., 2012. Snow and weather climatic control on snow avalanche occurrence fluctuations over 50 yr in the French Alps. *Climate of the Past* 8, p–855.
- Castebrunet, H., Eckert, N., Giraud, G., Durand, Y., Morin, S., 2014. Projected changes of snow conditions and avalanche activity in a warming climate: the French Alps over the 2020-2050 and 2070-2100 periods. *Cryosphere* 8, 1673–1697.
- Casteller, A., Stöckli, V., Villalba, R., Mayer, A.C., 2007. An evaluation of dendroecological indicators of snow avalanches in the Swiss Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 39, 218–228.
- Casty, C., Wanner, H., Luterbacher, J., Esper, J., Böhm, R., 2005. Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology* 25, 1855–1880. doi:10.1002/joc.1216
- Chapron, E., Faïn, X., Magand, O., Charlet, L., Debret, M., Mélières, M.A., 2007. Reconstructing recent environmental changes from proglacial lake sediments in the Western Alps (Lake Blanc Huez, 2543 m asl, Grandes Rousses Massif, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 252, 586–600.
- Chardon, M., 1991. L'évolution tardiglaciaire et holocène des glaciers et de la végétation autour de l'Alpe d'Huez (Oisans, Alpes Françaises). *Revue de géographie alpine* 79, 39–53.
- Chardon, M., 1986. Transformations économiques et mutations des paysages en Oisans: le cas de l'Alpe d'Huez. *Revue de géographie alpine* 74, 177–187.

- Charre, J.-P., 1982. Un exemple d'évolution des déplacements pastoraux à Venosc (Oisans). *Revue de géographie alpine* 70, 349–365.
- Chaumillon, E., Féliès, H., Billy, J., Breilh, J.-F., Richetti, H., 2013. Tidal and fluvial controls on the internal architecture and sedimentary facies of a lobate estuarine tidal bar (The Plassac Tidal Bar in the Gironde Estuary, France). *Marine Geology* 346, 58–72. doi:10.1016/j.margeo.2013.07.017
- Cnudde, V., Boone, M.N., 2013. High-resolution X-ray computed tomography in geosciences: A review of the current technology and applications. *Earth-Science Reviews* 123, 1–17. doi:10.1016/j.earscirev.2013.04.003
- Cofaigh, C.Ó., Dowdeswell, J.A., 2001. Laminated sediments in glacial-marine environments: diagnostic criteria for their interpretation. *Quaternary Science Reviews* 20, 1411–1436.
- Constable, C., Tauxe, L., 1987. Palaeointensity in the pelagic realm: marine sediment data compared with archaeomagnetic and lake sediment records. *Geophysical Journal International* 90, 43–59.
- Corona, C., Edouard, J.-L., Guibal, F., Guiot, J., Bernard, S., Thomas, A., Denelle, N., 2011. Long-term summer (AD751-2008) temperature fluctuation in the French Alps based on tree-ring data: Long-term temperature fluctuation in the French Alps. *Boreas* 40, 351–366. doi:10.1111/j.1502-3885.2010.00185.x
- Corona, C., Georges, R., Jérôme, L.S., Markus, S., Pascal, P., 2010. Spatio-temporal reconstruction of snow avalanche activity using tree rings: Pierres Jeanne avalanche talus, Massif de l'Oisans, France. *CATENA* 83, 107–118. doi:10.1016/j.catena.2010.08.004
- Corona, C., Saez, J.L., Stoffel, M., Rovera, G., Edouard, J.-L., Berger, F., 2013. Seven centuries of avalanche activity at Echalp (Queyras massif, southern French Alps) as inferred from tree rings. *The Holocene* 23, 292–304. doi:10.1177/0959683612460784
- Court-Picon, M., Buttler, A., de Beaulieu, J.-L., 2005. Modern pollen–vegetation relationships in the Champsaur valley (French Alps) and their potential in the interpretation of fossil pollen records of past cultural landscapes. *Review of Palaeobotany and Palynology* 135, 13–39. doi:10.1016/j.revpalbo.2005.02.003
- Coûteaux, M., 1983. Géomorphologie et évolution phytogéographique tardiglaciaires et holocènes aux Deux-Alpes (Isère-France) : contribution pollenanalytique. *Revue de géographie alpine* 71, 143–163. doi:10.3406/rga.1983.2529
- Coutterand, S., 2010. Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent: du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation.

Crookshanks, S., Gilbert, R., 2008. Continuous, diurnally fluctuating turbidity currents in Kluane Lake, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences* 45, 1123–1138.

D

Dahl, S.O., Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., 2003. Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews* 22, 275–287.

Dahl, S.O., Nesje, A., 1994. Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. *The Holocene* 4, 269–277.

Dahlke, H.E., Lyon, S.W., Stedinger, J.R., Rosqvist, G., Jansson, P., 2012. Contrasting trends in floods for two sub-arctic catchments in northern Sweden – does glacier presence matter? *Hydrology and Earth System Sciences* 16, 2123–2141. doi:10.5194/hess-16-2123-2012

Dalmasso, A., 2008. Barrages et développement dans les Alpes françaises de l'entre-deux-guerres. *Journal of Alpine Research | Revue de géographie alpine* 45–54.

Dapples, F., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F., van der Knaap, W.O., Dimitriadis, S., Oswald, D., 2002. Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology* 27, 239–248.

David, F., 2010. An example of the consequences of human activities on the evolution of subalpine landscapes. *Comptes Rendus Palevol* 9, 229–235. doi:10.1016/j.crpv.2010.06.002

David, F., 2001. Etablissement des étages de végétation holocène: vers la modélisation complète d'un massif. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series III-Sciences de la Vie* 324, 273–278.

De Geer, G., 1912. Greochronologie der letzten 12000 Jahre. *Geologische Rundschau* 3, 457–471.

Dearing, J., Hu, Y., Doody, P., James, P.A., Brauer, A., 2001. Preliminary reconstruction of sediment-source linkages for the past 6000 yr at the Petit Lac d'Annecy, France, based on mineral magnetic data. *Journal of Paleolimnology* 25, 245–258.

Debarbieux, B., 2002. La traversée des Alpes: une histoire d'échelles et d'intérêts, d'épousailles et de divorces. *Revue de géographie alpine* 90, 11–24.

- Debret, M., Desmet, M., Balsam, W., Copard, Y., Francus, P., Laj, C., 2006a. Spectrophotometer analysis of Holocene sediments from an anoxic fjord: Saanich Inlet, British Columbia, Canada. *Marine Geology* 229, 15–28. doi:10.1016/j.margeo.2006.01.005
- Debret, M., Sebag, D., Desmet, M., Balsam, W., Copard, Y., Mourier, B., Susperrigui, A.-S., Arnaud, F., Bentaleb, I., Chapron, E., Lallier-Vergès, E., Winiarski, T., 2011. Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: The new “Q7/4 diagram.” *Earth-Science Reviews* 109, 1–19. doi:10.1016/j.earscirev.2011.07.002
- Delunel, R., Hantz, D., Braucher, R., Bourlès, D.L., Schoeneich, P., Deparis, J., 2010. Surface exposure dating and geophysical prospecting of the Holocene Lauvitel rock slide (French Alps). *Landslides* 7, 393–400. doi:10.1007/s10346-010-0221-0
- Desloges, J.R., 1994. Varve Deposition and the Sediment Yield Record at Three Small Lakes of the Southern Canadian Cordillera. *Arctic and Alpine Research* 26, 130. doi:10.2307/1551776
- Dettinger, M.D., Cayan, D.R., 1995. Large-scale atmospheric forcing of recent trends toward early snowmelt runoff in California. *Journal of Climate* 8, 606–623.
- Diolaiuti, G.A., Maragno, D., D’Agata, C., Smiraglia, C., Bocchiola, D., 2011. Glacier retreat and climate change: Documenting the last 50 years of Alpine glacier history from area and geometry changes of Dosde Piazzis glaciers (Lombardy Alps, Italy). *Progress in Physical Geography* 35, 161–182.
- Disnar, J.-R., Guillet, B., Kéravis, D., Di-Giovanni, C., Sebag, D., 2003. Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis: scope and limitations. *Organic Geochemistry* 34, 327–343.
- Dowdeswell, J.A., Cofaigh, C.Ó., 2002. Glacier-influenced sedimentation on high-latitude continental margins: introduction and overview. *Geological Society, London, Special Publications* 203, 1–9.
- Dumas, D., 2010. Hydrologie du Lavitel (Parc National des Ecrins, France). Poster
- Dunning, S.A., Rosser, N.J., Petley, D.N., Massey, C.R., 2006. Formation and failure of the Tsatichhu landslide dam, Bhutan. *Landslides* 3, 107–113. doi:10.1007/s10346-005-0032-x
- Durand, Y., Laternser, M., Giraud, G., Etchevers, P., Lesaffre, B., Mérindol, L., 2009. Reanalysis of 44 Yr of climate in the French Alps (1958-2002): methodology, model validation, climatology, and trends for air temperature and precipitation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48, 429–449.

Dyurgerov, M.B., Meier, M.F., 2000. Twentieth century climate change: Evidence from small glaciers. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 97, 1406–1411. doi:10.1073/pnas.97.4.1406

E

Eckert, N., Coleou, C., Castebrunet, H., Deschatres, M., Giraud, G., Gaume, J., 2010. Cross-comparison of meteorological and avalanche data for characterising avalanche cycles: The example of December 2008 in the eastern part of the French Alps. *Cold Regions Science and Technology* 64, 119–136. doi:10.1016/j.coldregions.2010.08.009

Eckert, N., Keylock, C.J., Castebrunet, H., Lavigne, A., Naaim, M., 2013a. Temporal trends in avalanche activity in the French Alps and subregions: from occurrences and runout altitudes to unsteady return periods. *Journal of Glaciology* 59, 93–114. doi:10.3189/2013JoG12J091

Edouard, J.-L., 1994. Les lacs d'altitude dans les Alpes françaises: contribution à la connaissance des lacs d'altitude et à l'histoire des milieux montagnards depuis la fin du Tardiglaciaire. Thèse de doctorat, Université J. Fourier Grenoble.

Eighmy, J.L., Howard, J.B., 1991. Direct dating of prehistoric canal sediments using archaeomagnetism. *American Antiquity* 88–102.

Etienne, D., Jouffroy-Bapicot, I., 2014. Optimal counting limit for fungal spore abundance estimation using *Sporormiella* as a case study. *Vegetation History and Archaeobotany* 23, 743–749.

Etienne, D., Ruffaldi, P., Dupouey, J.L., Georges-Leroy, M., Ritz, F., Dambrine, E., 2013. Searching for ancient forests: A 2000 year history of land use in northeastern French forests deduced from the pollen compositions of closed depressions. *The Holocene* 23, 678–691. doi:10.1177/0959683612470173

Etienne, D., Wilhelm, B., Sabatier, P., Reyss, J.-L., Arnaud, F., 2013. Influence of sample location and livestock numbers on *Sporormiella* concentrations and accumulation rates in surface sediments of Lake Allos, French Alps. *J Paleolimnol* 49, 117–127. doi:10.1007/s10933-012-9646-x

Evans, S.G., 1986. The maximum discharge of outburst floods caused by the breaching of man-made and natural dams. *Canadian Geotechnical Journal* 23, 385–387. doi:10.1139/t86-053

Evans, S.G., Hermanns, R.L., Strom, A., Scarascia-Mugnozza, G., 2011. *Natural and artificial rockslide dams*. Springer Science & Business Media.

F

- Faegri, K., Kaland, P.E., Krzywinski, K., 1989. Textbook of pollen analysis. John Wiley & Sons Ltd.
- Falsan, A., Chantre, E., 1879. Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du Bassin du Rhône. Pitrat Ainé.
- Fanthou, T., Kaiser, B., 1990. Evaluation des risques naturels dans les Hautes-Alpes et la Savoie. Le recours aux documents d'archives et aux enquêtes (Natural hazards in western french Alps. The importance of historical records and socio-economical investigation). Bulletin de l'Association de géographes français 67, 323–341.
- Fierro, A., 1971. Un cycle démographique: Dauphiné et Faucigny, du XIVE au XIXe siècle. Presented at the Annales. Histoire, Sciences Sociales, JSTOR, pp. 941–959.
- Fouinat, L., Sabatier, P., Poulenard, J., Etienne, D., Crouzet, C., Develle, A.-L., Doyen, E., Malet, E., Reyss, J.-L., Sagot, C., Bonet, R., Arnaud, F., Quaternary research, accepted. 1700 years of interaction between glacial activity and flood frequency in proglacial Lake Muzelle (western French Alps).
- Fouinat, L., Sabatier, P., Poulenard, J., Reyss, J.-L., Montet, X., Arnaud, F., 2016. A new methodology exploring the record of snow avalanches in lake sediments. Earth Surface Dynamics Discussions 1–14. doi:10.5194/esurf-2016-25
- Francus, P., Bradley, R.S., Lewis, T., Abbott, M., Retelle, M., Stoner, J.S., 2008. Limnological and sedimentary processes at Sawtooth Lake, Canadian High Arctic, and their influence on varve formation. Journal of Paleolimnology 40, 963–985. doi:10.1007/s10933-008-9210-x
- Freeze, R.A., 1974. Streamflow generation. Reviews of Geophysics 12, 627–647.
- Frei, C., Davies, H.C., Gurtz, J., Schär, C., 2000. Climate dynamics and extreme precipitation and flood events in Central Europe. Integrated Assessment 1, 281–300.

G

- Garavaglia, F., Gailhard, J., Paquet, E., Lang, M., Garçon, R., Bernardara, P., 2010. Introducing a rainfall compound distribution model based on weather patterns sub-sampling. Hydrology and Earth System Sciences Discussions 14, p-951.
- García-Ruiz, J.M., Regúés, D., Alvera, B., Lana-Renault, N., Serrano-Muela, P., Nadal-Romero, E., Navas, A., Latron, J., Martí-Bono, C., Arnáez, J., 2008. Flood generation and sediment transport in experimental catchments affected by land

- use changes in the central Pyrenees. *Journal of Hydrology* 356, 245–260. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.04.013
- García-Ruiz, J.M., López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Lasanta-Martínez, T., Beguería, S., 2011. Mediterranean water resources in a global change scenario. *Earth-Science Reviews* 105, 121–139.
- Garçon, M., Chauvel, C., Chapron, E., Faïn, X., Lin, M., Campillo, S., Bureau, S., Desmet, M., Bailly-Maître, M.-C., Charlet, L., 2012. Silver and lead in high-altitude lake sediments: Proxies for climate changes and human activities. *Applied Geochemistry* 27, 760–773. doi:10.1016/j.apgeochem.2011.12.010
- Gardent, M., 2014. Inventaire et retrait des glaciers dans les alpes françaises depuis la fin du Petit Age Glaciaire. Thèse de doctorat, Grenoble.
- Gardent, M., Rabatel, A., Dedieu, J.-P., Deline, P., 2014. Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. *Global and Planetary Change* 120, 24–37. doi:10.1016/j.gloplacha.2014.05.004
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Poulénard, J., Enters, D., Reyss, J.-L., Millet, L., Lazzaroto, J., Vidal, O., 2010. Sedimentological and geochemical records of past trophic state and hypolimnetic anoxia in large, hard-water Lake Bourget, French Alps. *Journal of Paleolimnology* 43, 171–190. doi:10.1007/s10933-009-9324-9
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Poulénard, J., Disnar, J.-R., Delhon, C., Francus, P., David, F., Enters, D., Rey, P.-J., Delannoy, J.-J., 2011. Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m a.s.l., NW French Alps): The role of climate and human activities. *The Holocene* 21, 651–665. doi:10.1177/0959683610391320
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulénard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.-J., Wilhelm, B., Delannoy, J.-J., 2012. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5ka in northwestern French Alps (Lake Anterne). *Quaternary Research* 77, 12–22. doi:10.1016/j.yqres.2011.11.003
- Giguet-Covex, C., Pansu, J., Arnaud, F., Rey, P.-J., Griggo, C., Gielly, L., Domaizon, I., Coissac, E., David, F., Choler, P., Poulénard, J., Taberlet, P., 2014. Long livestock farming history and human landscape shaping revealed by lake sediment DNA. *Nature Communications* 5. doi:10.1038/ncomms4211
- Gilbert, R., 1990. Rafting in glacial marine environments. Geological Society, London, Special Publications 53, 105–120.
- Gilbert, R., Crookshanks, S., Hodder, K.R., Spagnol, J., Stull, R.B., 2006. The Record of an Extreme Flood in the Sediments of Montane Lillooet Lake, British Columbia:

- Implications for Paleoenvironmental Assessment. *Journal of Paleolimnology* 35, 737–745. doi:10.1007/s10933-005-5152-8
- Gilbert, R., Shaw, J., 1981. Sedimentation in proglacial Sunwapta Lake, Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 81–93. doi:10.1139/e81-007
- Gilli, A., Anselmetti, F.S., Glur, L., Wirth, S.B., 2013. Lake sediments as archives of recurrence rates and intensities of past flood events, in: *Dating Torrential Processes on Fans and Cones*. Springer, pp. 225–242.
- Giorgi, F., Lionello, P., 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and planetary change* 63, 90–104.
- Giorgi, F., Torma, C., Coppola, E., Ban, N., Schär, C., Somot, S., 2016. Enhanced summer convective rainfall at Alpine high elevations in response to climate warming. *Nature Geoscience* 9, 584–589. doi:10.1038/ngeo2761
- Giraud, G., Durand, Y., Rousselot, M., Mérindol, L., Dombrowski-Etchevers, I., Déqué, M., Castebrunet, H., Eckert, N., 2013. Impact du changement climatique sur l'enneigement et le risque d'avalanche à partir de différents scénarii climatiques issus de modèles régionaux de climat (MRC): application aux Alpes Françaises. *Adaptation of current modeled snow covers and avalanche hazards to future climate according several RCM scenarii: application to French Alps*.
- Girel, J., Quetier, F., Bignon, A., Aubert, S., 2010. L'histoire de l'agriculture en Oisans. Haute Romanche et pays faranchin Villar d'Arène, Hautes-Alpes. Les cahier illustrés du Lautaret n°1.
- Glur, L., Wirth, S.B., Büntgen, U., Gilli, A., Haug, G.H., Schär, C., Beer, J., Anselmetti, F.S., 2013. Frequent floods in the European Alps coincide with cooler periods of the past 2500 years. *Scientific Reports* 3. doi:10.1038/srep02770
- Glur, L., Stalder, N.F., Wirth, S.B., Gilli, A., Anselmetti, F.S., 2014. Alpine lacustrine varved record reveals summer temperature as main control of glacier fluctuations over the past 2250 years. *The Holocene* 25, 280–287. doi:10.1177/0959683614557572
- Gobiet, A., Kotlarski, S., Beniston, M., Heinrich, G., Rajczak, J., Stoffel, M., 2014. 21st century climate change in the European Alps—A review. *Science of The Total Environment* 493, 1138–1151. doi:10.1016/j.scitotenv.2013.07.050
- Goeury, C., 1988. Acquisition, gestion et représentation des données de l'analyse pollinique sur micro-ordinateur. *Travaux de la section scientifique et technique. Institut français de Pondichéry* 25, 405–416.
- Goldberg, E.D., 1963. Geochronology with 210Pb. *Radioactive dating* 121–131.

- Gottardi, F., Obled, C., Gailhard, J., Paquet, E., 2012. Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns: Application over French mountains. *Journal of Hydrology* 432, 154–167.
- Grauel, A.-L., Goudeau, M.-L.S., de Lange, G.J., Bernasconi, S.M., 2013. Climate of the past 2500 years in the Gulf of Taranto, central Mediterranean Sea: A high-resolution climate reconstruction based on $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of *Globigerinoides ruber* (white). *The Holocene* 23, 1440–1446.
- Grebner, D., 1996. Räumlich-zeitliche Verteilung von Niederschlägen, in: *Instabile Hänge Und Andere Risikorelevante Natürliche Prozesse*. Springer, pp. 141–161.
- Green, T.R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J.J., Allen, D.M., Hiscock, K.M., Treidel, H., Aureli, A., 2011. Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. *Journal of Hydrology* 405, 532–560.
- Gurnell, A.M., Warburton, J., 1990. The significance of suspended sediment pulses for estimating suspended sediment load and identifying suspended sediment sources in Alpine glacier basins. *Hydrology of Mountainous Regions* 1, 463–470.
- Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F.S., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P., Mélières, M.-A., 2007. High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews* 26, 2644–2660. doi:10.1016/j.quascirev.2007.07.007
- Gyssels, G., Poesen, J., Bochet, E., Li, Y., 2005. Impact of plant roots on the resistance of soils to erosion by water: a review. *Progress in physical geography* 29, 189–217.

H

- Haller, T., Hauser, F., Weingartner, R., 2004. *Atlas hydrologique de la Suisse*. Office Fédéral de l'Environnement (OFEV), Berne.
- Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change* 12, 213–235. doi:10.1016/0921-8181(95)00021-6
- Hansen, A.J., Neilson, R.P., Dale, V.H., Flather, C.H., Iverson, L.R., Currie, D.J., Shafer, S., Cook, R., Bartlein, P.J., 2001. Global change in forests: responses of species, communities, and biomes interactions between climate change and land use are projected to cause large shifts in biodiversity. *BioScience* 51, 765–779.
- Harbor, J., Warburton, J., 1993. Relative rates of glacial and nonglacial erosion in alpine environments. *Arctic and Alpine Research* 1–7.

- Heiri, O., Lotter, A.F., Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of paleolimnology* 25, 101–110.
- Henne, S., Furger, M., Prévôt, A.H., 2005. Climatology of mountain venting-induced elevated moisture layers in the lee of the Alps. *Journal of Applied Meteorology* 44, 620–633.
- Hennekam, R., de Lange, G., 2012. X-ray fluorescence core scanning of wet marine sediments: methods to improve quality and reproducibility of high-resolution paleoenvironmental records. *Limnol. Oceanogr. Methods* 10, 991–1003.
- Hicks, D.M., McSaveney, M.J., Chinn, T.J.H., 1990. Sedimentation in Proglacial Ivory Lake, Southern Alps, New Zealand. *Arctic and Alpine Research* 22, 26. doi:10.2307/1551718
- Hjulstrom, F., 1939. Transportation of detritus by moving water: Part 1. Transportation.
- Hodder, K.R., Gilbert, R., Desloges, J.R., 2007. Glaciolacustrine varved sediment as an alpine hydroclimatic proxy. *Journal of Paleolimnology* 38, 365–394. doi:10.1007/s10933-006-9083-9
- Holzhauser, H., Magny, M.J., Zumbühl, H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15, 789–801. doi:10.1191/0959683605hl853ra
- Humphrey, N.F., Raymond, C., 1994. Hydrology, erosion and sediment production in a surging glacier: Variegated Glacier, Alaska, 1982–83. *Journal of Glaciology* 40, 539–552.

I

- Illaire, A., 1953. La vie dans une cellule de haute montagne: Saint-Christophe-en-Oisans. *Revue de géographie alpine* 41, 695–723.
- Ineson, S., Scaife, A.A., Knight, J.R., Manners, J.C., Dunstone, N.J., Gray, L.J., Haigh, J.D., 2011. Solar forcing of winter climate variability in the Northern Hemisphere. *Nature Geoscience* 4, 753–757.
- IPCC, 2013. Annex I: Atlas of Global and Regional Climate Projections, in: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1311–1394.

- Irmeler, R., Daut, G., Mäusbacher, R., 2006. A debris flow calendar derived from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy). *Geomorphology* 77, 69–78. doi:10.1016/j.geomorph.2006.01.013
- Ischuk, A., 2011. Usoi rockslide dam and lake Sarez, Pamir mountains, Tajikistan, in: *Natural and Artificial Rockslide Dams*. Springer, pp. 423–440.
- Iverson, R.M., 1997. The physics of debris flows. *Reviews of geophysics* 35, 245–296.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Maisch, M., Sailer, R., Schaefer, J., Kubik, P.W., Synal, H.-A., Schlüchter, C., 2006. The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne . *Geological Society of America Special Papers* 415, 43–60.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science* 23, 559–573.

J

- Jackson, A., Jonkers, A.R.T., Walker, M.R., 2000. Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 358, 957–990. doi:10.1098/rsta.2000.0569
- Janin, B., Billet, J., Marie, C., 1965. Au cœur de la haute montagne alpine: Bourg-d'Oisans. Un petit centre urbain traditionnel: problèmes et perspectives. *Revue de géographie alpine* 53, 5–42.
- Jenny, J.-P., Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Giguet Covex, C., Mélo, A., Fanget, B., Malet, E., Ployon, E., Perga, M.E., 2014. A 4D sedimentological approach to reconstructing the flood frequency and intensity of the Rhône River (Lake Bourget, NW European Alps). *Journal of Paleolimnology* 51, 469–483. doi:10.1007/s10933-014-9768-4
- Jenny, J.-P., Arnaud, F., Dorioz, J.-M., Covex, C.G., Frossard, V., Sabatier, P., Millet, L., Reyss, J.-L., Tachikawa, K., Bard, E., others, 2013. A spatiotemporal investigation of varved sediments highlights the dynamics of hypolimnetic hypoxia in a large hard-water lake over the last 150 years. *Limnology and Oceanography* 58, 1395–1408.
- Jiménez-Espejo, F.J., García-Alix, A., Jiménez-Moreno, G., Rodrigo-Gámiz, M., Anderson, R.S., Rodríguez-Tovar, F.J., Martínez-Ruiz, F., Giralt, S., Delgado Huertas, A., Pardo-Igúzquiza, E., 2014. Saharan aeolian input and effective humidity variations over western Europe during the Holocene from a high altitude record. *Chemical Geology* 374–375, 1–12. doi:10.1016/j.chemgeo.2014.03.001

- Joannin, S., Magny, M., Peyron, O., Vanniere, B., Galop, D., 2014. Climate and land-use change during the late Holocene at Lake Ledro (southern Alps, Italy). *The Holocene* 24, 591–602. doi:10.1177/0959683614522311
- Jomelli, V., Bertran, P., 2001. Wet snow avalanche deposits in the French Alps: structure and sedimentology. *Geografiska Annaler: series A, physical geography* 83, 15–28.
- Jomelli, V., Delval, C., Grancher, D., Escande, S., Brunstein, D., Hetu, B., Filion, L., Pech, P., 2007. Probabilistic analysis of recent snow avalanche activity and weather in the French Alps. *Cold Regions Science and Technology* 47, 180–192.
- Jomelli, V., Brunstein, D., Grancher, D., Leone, F., Pavlova, I., Chenet, M., Utasse, M., 2011. Are Debris Floods and Debris Avalanches Responding Univocally to Recent Climatic Change-A Case Study in the French Alps. Intech Open Access Publisher.
- Jouzel, J., Genthon, C., Lorius, C., Petit, J., Barkov, N., 1987. Vostok ice core-A continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature* 329, 403–408.

K

- Karabanov, E.B., Prokopenko, A.A., Williams, D.F., Khursevich, G.K., 2000. A new record of Holocene climate change from the bottom sediments of Lake Baikal. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 156, 211–224. doi:10.1016/S0031-0182(99)00141-8
- Karlén, W., 1976. Lacustrine Sediments and Tree-Limit Variations as Indicators of Holocene Climatic Fluctuations in Lappland, Northern Sweden. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 58, 1–34. doi:10.2307/520740
- Karlén, W., 1981. Lacustrine Sediment Studies. A Technique to Obtain a Continuous Record of Holocene Glacier Variations. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 63, 273–281. doi:10.2307/520840
- Koinig, K.A., Shotyk, W., Lotter, A.F., Ohlendorf, C., Sturm, M., 2003. 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake—the role of climate, vegetation, and land-use history. *Journal of Paleolimnology* 30, 307–320.
- Koppes, M.N., Hallet, B., 2002. Influence of rapid glacial retreat on the rate of erosion by tidewater glaciers. *Geology* 30, 47–50.
- Koppes, M.N., Montgomery, D.R., 2009. The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. *Nature Geoscience* 2, 644–647. doi:10.1038/ngeo616

- Korup, O., Rixen, C., 2014. Soil erosion and organic carbon export by wet snow avalanches. *The Cryosphere* 8, 651–658. doi:10.5194/tc-8-651-2014
- Kress, A., Hangartner, S., Bugmann, H., Büntgen, U., Frank, D.C., Leuenberger, M., Siegwolf, R.T., Saurer, M., 2014. Swiss tree rings reveal warm and wet summers during medieval times. *Geophysical Research Letters* 41, 1732–1737.
- Krevelen, D.W., 1961. *Coal--typology, chemistry, physics, constitution, Coal science and technology*. Elsevier Scientific Pub. Co.
- Krishnaswamy, S., Lal, D., Martin, J., Meybeck, M., 1971. Geochronology of lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 11, 407–414.

L

- Lafargue, E., Marquis, F., Pillot, D., 1998. Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. *Revue de l'institut français du pétrole* 53, 421–437.
- Lamoureaux, S., 1999. Spatial and interannual variations in sedimentation patterns recorded in nonglacial varved sediments from the Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology* 21, 73–84.
- Lanos, P., Kovacheva, M., Chauvin, A., 1999. Archaeomagnetism, methodology and applications: implementation and practice of the archaeomagnetic method in France and Bulgaria. *European Journal of Archaeology* 2, 365–392.
- Le Roy, M., Nicolussi, K., Deline, P., Astrade, L., Edouard, J.-L., Miramont, C., Arnaud, F., 2015. Calendar-dated glacier variations in the western European Alps during the Neoglacial: the Mer de Glace record, Mont Blanc massif. *Quaternary Science Reviews* 108, 1–22. doi:10.1016/j.quascirev.2014.10.033
- Le Roy Ladurie, E., 2004. *Histoire humaine et comparée du climat: Canicules et glaciers (XIIIe-XVIIIe siècles)*. Fayard.
- Leemann, A., Niessen, F., 1994. Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene* 4, 259–268. doi:10.1177/095968369400400305
- Legros, M., Legros, A., 1979. *Histoire des anciennes mines et gîtes de l'Oisans: les grands centres miniers de l'Isère*. les Presses Midi Pyrénées.
- Lenzi, M.A., Mao, L., Comiti, F., 2003. Interannual variation of suspended sediment load and sediment yield in an alpine catchment. *Hydrological Sciences Journal* 48, 899–915. doi:10.1623/hysj.48.6.899.51425

- Lenzi, M.A., Marchi, L., 2000. Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (northeastern Italy). *Catena* 39, 267–282.
- Leonard, E.M., 1997. The relationship between glacial activity and sediment production: evidence from a 4450-year varve record of neoglacial sedimentation in Hector Lake, Alberta, Canada. *Journal of Paleolimnology* 17, 319–330.
- Leonard, E.M., 1986. Varve studies at Hector Lake, Alberta, Canada, and the relationship between glacial activity and sedimentation. *Quaternary Research* 25, 199–214. doi:10.1016/0033-5894(86)90057-8
- Leonard, E.M., Reasoner, M.A., 1999. A Continuous Holocene Glacial Record Inferred from Proglacial Lake Sediments in Banff National Park, Alberta, Canada. *Quaternary Research* 51, 1–13. doi:10.1006/qres.1998.2009
- Lerman, A., Imboden, D.M., Gat, J.R. (Eds.), 1995. *Physics and Chemistry of Lakes*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.
- Leroy, M., 2012. Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales : apports de la dendrochronologie et de la datation par isotopes cosmogéniques produits in situ. Grenoble, Le Bourget du Lac.
- Leveau, P., 2007. Archéologie et géoarchéologie d'une période historique dans les Alpes : les paradigmes épistémologiques de la romanisation. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 13. doi:10.4000/geomorphologie.684
- Luckman, B., 1975. Drop stones resulting from snow-avalanche deposition on lake ice. *Journal of Glaciology* 14, 186–188.
- Luckman, B., 1977. The geomorphic activity of snow avalanches. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography* 31–48.
- Lurcock, P.C., Wilson, G.S., 2012. PuffinPlot: A versatile, user-friendly program for paleomagnetic analysis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems Technical Brief*, 13-6, Q06Z45. doi:10.1029/2012GC004098
- Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M., Wanner, H., 2006. European Seasonal Temperature Reconstructions. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series 60.
- Lyons, W.B., 2005. Chemical weathering in high-sediment-yielding watersheds, New Zealand. *Journal of Geophysical Research* 110. doi:10.1029/2003JF000088

M

- Macaire, J.-J., Bossuet, G., Choquier, A., Cocirta, C., De Luca, P., Dupis, A., Gay, I., Mathey, E., Guenet, P., 1997. Sediment yield during late glacial and Holocene periods in the Lac Chambon watershed, Massif Central, France. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 473–489.
- Magny, M., Richard, H., 1985. Contribution à l'histoire holocène du Lac du Bourget: recherches sédimentologiques et palynologiques sur le site de Conjux-La Chatière (Savoie, France). *Revue de paléobiologie* 4, 253–277.
- Martin, E., Giraud, G., Lejeune, Y., Boudart, G., 2001. Impact of a climate change on avalanche hazard. *Annals of Glaciology* 32, 163–167.
- Martin-Puertas, C., Matthes, K., Brauer, A., Muscheler, R., Hansen, F., Petrick, C., Aldahan, A., Possnert, G., van Geel, B., 2012. Regional atmospheric circulation shifts induced by a grand solar minimum. *Nature Geoscience* 5, 397–401. doi:10.1038/ngeo1460
- Maystre, D.H., Vergain, J., 1992. Les dépôts glaciaires et proglaciaires dans la partie occidentale du bassin genevois: genèse et chronologie. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 85, 169–194.
- McCollister, C., Birkeland, K., Hansen, K., Aspinall, R., Comey, R., 2003. Exploring multi-scale spatial patterns in historical avalanche data, Jackson Hole Mountain Resort, Wyoming. *Cold Regions Science and Technology* 37, 299–313.
- Melton, M.A., 1965. The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona. *The Journal of Geology* 1–38.
- Menounos, B., Clague, J.J., 2008. Reconstructing hydro-climatic events and glacier fluctuations over the past millennium from annually laminated sediments of Cheakamus Lake, southern Coast Mountains, British Columbia, Canada. *Quaternary Science Reviews* 27, 701–713. doi:10.1016/j.quascirev.2008.01.007
- Merz, R., Blöschl, G., 2003. Regional flood risk- What are the driving processes? *International Association of Hydrological Sciences, Publication* 49–58.
- Meunier, M., 1990. La catastrophe du Grand Bornand: crue torrentielle du Borne le 14 juillet 1987. *Revue de géographie alpine* 78, 103–113.
- Michel, H., Barci-Funel, G., Dalmasso, J., Ardisson, G., Appleby, P.G., Haworth, E., El-Daouhy, F., 2002. Plutonium and americium inventories in atmospheric fallout and sediment cores from Blelham Tarn, Cumbria (UK). *Journal of Environmental Radioactivity* 59, 127–137. doi:10.1016/S0265-931X(01)00039-X

- Micheletti, N., Lane, S.N., 2016. Water yield and sediment export in small, partially glaciated Alpine watersheds in a warming climate. *Water Resources Research* 52. doi:10.1002/2016WR018774
- Mocci, F., Martinez, J.M.P., Segard, M., Tzortzis, S., Walsh, K., 2005. Peuplement, pastoralisme et modes d'exploitation de la moyenne et haute montagne depuis la Préhistoire dans le Parc National des Écrins. *Territoires et paysages de l'âge du Fer au Moyen Âge. Mélanges offerts à Philippe Lèveau* 197–212.
- Monecke, K., Anselmetti, F.S., Becker, A., Sturm, M., Giardini, D., 2004. The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland. *Tectonophysics* 394, 21–40. doi:10.1016/j.tecto.2004.07.053
- Moore, J.R., Egloff, J., Nagelisen, J., Hunziker, M., Aerne, U., Christen, M., 2013. Sediment Transport and Bedrock Erosion by Wet Snow Avalanches in the Guggigraben, Matter Valley, Switzerland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 45, 350–362. doi:10.1657/1938-4246-45.3.350
- Mosley, M.P., 1979. Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resources Research* 15, 795–806.
- Mouthon, F., Carrier, N., 2010. *Paysans des Alpes : Les communautés montagnardes au Moyen Âge*. Presses universitaires de Rennes.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269–299.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., Faugères, J.-C., 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters* 21, 86–93. doi:10.1007/s003670100071
- Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J., Parize, O., 1997. Des courants de turbidité hyperpycniaux dans la tête du canyon du Var? *Données hydrologiques et observations de terrain. Oceanologica Acta* 20, 607–626.
- Mulder, T., Syvitski, J.P., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *The Journal of Geology* 285–299.
- Muller, S.D., Nakagawa, T., de Beaulieu, J.-L., Court-Picon, M., Fauquette, S., Genries, A., 2006. Paléostratigraphie de végétation à la limite supérieure des forêts dans les Alpes françaises internes. *Comptes Rendus Biologies* 329, 502–511. doi:10.1016/j.crv.2006.05.002
- Mutzner, R., Weijs, S.V., Tarolli, P., Calaf, M., Oldroyd, H.J., Parlange, M.B., 2015. Controls on the diurnal streamflow cycles in two subbasins of an alpine headwater catchment. *Water Resources Research* 51, 3403–3418.

N

- Nakagawa, T., Edouard, J.-L., de Beaulieu, J.-L., 2000. A scanning electron microscopy (SEM) study of sediments from Lake Cristol, southern French Alps, with special reference to the identification of *Pinus cembra* and other Alpine *Pinus* species based on SEM pollen morphology. *Review of Palaeobotany and Palynology* 108, 1–15. doi:10.1016/S0034-6667(99)00030-5
- Navratil, O., Evrard, O., Esteves, M., Legout, C., Ayrault, S., Némery, J., Mate-Marin, A., Ahmadi, M., Lefèvre, I., Poirel, A., Bonté, P., 2012. Temporal variability of suspended sediment sources in an alpine catchment combining river/rainfall monitoring and sediment fingerprinting. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 828–846. doi:10.1002/esp.3201
- Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N., Løvlie, R., 1991a. Holocene glacial and climate history of the Jostedalbreen region, Western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews* 10, 87–114. doi:http://dx.doi.org/10.1016/0277-3791(91)90032-P
- Nesje, A., Olaf Dahl, S., Andersson, C., Matthews, J.A., 2000. The lacustrine sedimentary sequence in Syngneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 19, 1047–1065. doi:10.1016/S0277-3791(99)00090-6
- Nesje, A., Matthews, J.A., Dahl, O., Berrisford, M.S., Andersson, C., 2001. Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene* 11, 267–280. doi:10.1191/095968301669980885
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S.O., Lie, O., Boe, A.-G., 2007. A continuous, high-resolution 8500-yr snow-avalanche record from western Norway. *The Holocene* 17, 269–277. doi:10.1177/0959683607075855
- Nicolussi, K., Patzelt, G., 2000. Discovery of early-Holocene wood and peat on the forefield of the Pasterze Glacier, Eastern Alps, Austria. *The Holocene* 10, 191–199. doi:10.1191/095968300666855842
- Nicoud, G., De Los Cobos, G., Fudral, S., Dray, M., Pollicini, F., Novel, J., Parriaux, A., Zuppi, G., Bonetto, F., Paillet, A., 1999. Les étapes du comblement alluvial de la plaine d" Aoste (Italie): une dynamique lacustre complexe.
- Nicoud, G., Royer, G., Corbin, J., Lemeille, F., Paillet, A., 2002. Creusement et remplissage de la vallée de l'Isère au Quaternaire récent. Apports nouveaux du forage GMB1 (1999) dans la région de Grenoble (France). *Géologie de la France* 4, 39–49.

Niessen, F., Lister, G., Giovanoli, F., 1992. Dust transport and palaeoclimate during the Oldest Dryas in Central Europe—implications from varves (Lake Constance). *Climate Dynamics* 8, 71–81.

Nussbaumer, S.U., Steinhilber, F., Trachsel, M., Breitenmoser, P., Beer, J., Blass, A., Grosjean, M., Hafner, A., Holzhauser, H., Wanner, H., Zumbühl, H.J., 2011a. Alpine climate during the Holocene: a comparison between records of glaciers, lake sediments and solar activity. *Journal of Quaternary Science* 26, 703–713. doi:10.1002/jqs.1495

O

Oerlemans, J., 2005. Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records. *Science* 308, 675–677. doi:10.1126/science.1107046

Oerlemans, J., 2001. *Glaciers and climate change*. CRC Press.

Oerlemans, J., 1994. Quantifying global warming from the retreat of glaciers. *Science-AAAS-Weekly Paper Edition-including Guide to Scientific Information* 264, 243–244.

Oerlemans, J., Reichert, B., 2000. Relating glacier mass balance to meteorological data by using a seasonal sensitivity characteristic. *Journal of Glaciology* 46, 1–6.

Ohlendorf, C., Niessen, F., Weissert, H., 1997. Glacial varve thickness and 127 years of instrumental climate data: a comparison. *Climatic Change* 36, 391–411.

Oki, T., Kanae, S., 2006. Global hydrological cycles and world water resources. *science* 313, 1068–1072.

Ortega, P., Lehner, F., Swingedouw, D., Masson-Delmotte, V., Raible, C.C., Casado, M., Yiou, P., 2015. A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium. *Nature* 523, 71–74. doi:10.1038/nature14518

Østrem, G., 1975. Sediment transport in glacial meltwater streams.

Owen, L.A., Derbyshire, E., Scott, C.H., 2003. Contemporary sediment production and transfer in high-altitude glaciers. *Sedimentary Geology* 155, 13–36.

P

Pardé, M., 1929. Les crues de l'automne 1928 dans le bassin de l'Isère. *Revue de géographie alpine* 17, 337–413. doi:10.3406/rga.1929.4493

Passega, R., 1964. Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Research* 34, 830–847.

- Paterson, W.S.B., 1998. The physics of glaciers, 3rd ed. ed. Butterworth/Heinemann, Oxford ; Woburn, MA.
- Penna, D., Tromp-van Meerveld, H., Gobbi, A., Borga, M., Dalla Fontana, G., 2011. The influence of soil moisture on threshold runoff generation processes in an alpine headwater catchment. *Hydrology and Earth System Sciences* 15, 689–702.
- Petersen, J., Wilhelm, B., Revel, M., Rolland, Y., Crouzet, C., Arnaud, F., Brisset, E., Chaumillon, E., Magand, O., 2014. Sediments of Lake Vens (SW European Alps, France) record large-magnitude earthquake events. *Journal of Paleolimnology* 51, 343–355. doi:10.1007/s10933-013-9759-x
- Petit, J.-R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429–436.
- Pinto, J.G., Zacharias, S., Fink, A.H., Leckebusch, G.C., Ulbrich, U., 2009. Factors contributing to the development of extreme North Atlantic cyclones and their relationship with the NAO. *Climate dynamics* 32, 711–737.
- Py, V., Ancel, B., 2007. Exploitation des mines métalliques de la vallée Freissinières (Hautes-Alpes, France): contribution à l'étude de l'économie sud-alpine aux IXe-XIIIe siècles. *Preistoria Alpina* 83–98.

R

- Radakovitch, O., Charmasson, S., Arnaud, M., Bouisset, P., 1999. 210 Pb and caesium accumulation in the Rhône delta sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 48, 77–92.
- Raible, C., Yoshimori, M., Stocker, T., Casty, C., 2007. Extreme midlatitude cyclones and their implications for precipitation and wind speed extremes in simulations of the Maunder Minimum versus present day conditions. *Climate Dynamics* 28, 409–423.
- Rajczak, J., Pall, P., Schär, C., 2013. Projections of extreme precipitation events in regional climate simulations for Europe and the Alpine Region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118, 3610–3626. doi:10.1002/jgrd.50297
- Randvoinet, P., 2012. Vallée de la Romanche (Isère) Le patrimoine hydro-industriel dans la dynamique territoriale alpine (Stage (M2)). Ecole des ponts Paris Tech.
- R Development Core Team, 2011. The R reference manual. Network Theory Ltd.

- Reardon, B., Fagre, D.B., Dundas, M., Lundy, C., 2006. Natural glide slab avalanches, Glacier National Park, USA: a unique hazard and forecasting challenge. Presented at the Proceedings of the 2006 International Snow Science Workshop, Telluride, CO, USA, pp. 778–785.
- Reardon, B., Pederson, G., Caruso, C., Fagre, D., 2008. Spatial reconstructions and comparisons of historic snow avalanche frequency and extent using tree rings in Glacier National Park, Montana, USA. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 40, 148–160.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk, R.C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887.
- Rein, B., Lückge, A., Reinhardt, L., Sirocko, F., Wolf, A., Dullo, W.-C., 2005. El Niño variability off Peru during the last 20,000 years. *Paleoceanography* 20, 4003. doi:10.1029/2004PA001099
- Rein, B., Sirocko, F., 2002. In-situ reflectance spectroscopy - analysing techniques for high-resolution pigment logging in sediment cores. *International Journal of Earth Sciences* 91, 950–954. doi:10.1007/s00531-002-0264-0
- Reyss, J.-L., Schmidt, S., Legeleux, F., Bonté, P., 1995. Large, low background well-type detectors for measurements of environmental radioactivity. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment* 357, 391–397. doi:10.1016/0168-9002(95)00021-6
- Rickenmann, D., D’Agostino, V., Fontana, G.D., Lenzi, M., Marchi, L., 1998. New results from sediment transport measurements in two Alpine torrents. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences* 248, 283–290.
- Riihimaki, C.A., 2005. Sediment evacuation and glacial erosion rates at a small alpine glacier. *Journal of Geophysical Research* 110, 3003. doi:10.1029/2004JF000189
- Ritchie, J.C., McHenry, J.R., 1990. Application of Radioactive Fallout Cesium-137 for Measuring Soil Erosion and Sediment Accumulation Rates and Patterns: A Review. *Journal of Environmental Quality* 19, 215–233. doi:10.2134/jeq1990.00472425001900020006x

- Robert, C., Gauthier, A., Chamley, H., 1984. Origine autochtone et allochtone des argiles récentes de haute altitude en Corse. *Géologie de la Méditerranée*, XI 243–253.
- Rodriguez, L., 2014. Analyse des séries de données des capteurs haute-fréquence du lac de la Muzelle (Parc National des Ecrins). Centre Alpin de Recherche sur les réseaux Trophiques des Ecosystèmes Limniques (CARRTEL).
- Rubin, D.M., Nelson, J.M., Topping, D.J., 1998. Relation of inversely graded deposits to suspended-sediment grain-size evolution during the 1996 flood experiment in Grand Canyon. *Geology* 26, 99–102.
- Ruth, U., Barnola, J.-M., Beer, J., Bigler, M., Blunier, T., Castellano, E., Fischer, H., Fundel, F., Huybrechts, P., Kaufmann, P., others, 2007. “EDML1”: a chronology for the EPICA deep ice core from Dronning Maud Land, Antarctica, over the last 150 000 years. *Climate of the Past Discussions* 3, 549–574.

S

- Sabatier, P., Dezileau, L., Briquieu, L., Colin, C., Siani, G., 2010. Clay minerals and geochemistry record from northwest Mediterranean coastal lagoon sequence: Implications for paleostorm reconstruction. *Sedimentary Geology* 228, 205–217. doi:10.1016/j.sedgeo.2010.04.012
- Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briquieu, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O., Von Grafenstein, U., 2012. 7000years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research* 77, 1–11. doi:10.1016/j.yqres.2011.09.002
- Sæmundsson, Þ., Decaulne, A., Jónsson, H.P., 2008. Sediment transport associated with snow avalanche activity and its implication for natural hazard management in Iceland, in: *International Symposium on Mitigative Measures against Snow Avalanches*. pp. 137–142.
- Schaefer, J.M., Denton, G.H., Barrell, D.J., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Andersen, B.G., Phillips, F.M., Lowell, T.V., Schlüchter, C., 2006. Near-synchronous interhemispheric termination of the last glacial maximum in mid-latitudes. *Science* 312, 1510–1513.
- Schiefer, E., Menounos, B., Slaymaker, O., 2006. Extreme sediment delivery events recorded in the contemporary sediment record of a montane lake, southern Coast Mountains, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43, 1777–1790.
- Schiefer, E., Gilbert, R., Hassan, M.A., 2011. A lake sediment-based proxy of floods in the Rocky Mountain Front Ranges, Canada. *Journal of Paleolimnology* 45, 137–149. doi:10.1007/s10933-010-9485-6

- Schindler, D.W., 2009. Lakes as sentinels and integrators for the effects of climate change on watersheds, airsheds, and landscapes. *Limnology and Oceanography* 54, 2349.
- Schmidt, K.-H., Morche, D., 2006. Sediment output and effective discharge in two small high mountain catchments in the Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology* 80, 131–145. doi:10.1016/j.geomorph.2005.09.013
- Schmocker-Fackel, P., Naef, F., 2010. Changes in flood frequencies in Switzerland since 1500. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 1581–1594. doi:10.5194/hess-14-1581-2010
- Schwörer, C., Colombaroli, D., Kaltenrieder, P., Rey, F., Tinner, W., 2015. Early human impact (5000–3000 BC) affects mountain forest dynamics in the Alps. *Journal of Ecology* 103, 281–295.
- Seierstad, J., Nesje, A., Dahl, S.O., Simonsen, J.R., 2002. Holocene glacier fluctuations of Grovabreen and Holocene snow-avalanche activity reconstructed from lake sediments in Grningstlsvatnet, western Norway. *The Holocene* 12, 211–222. doi:10.1191/0959683602hl536rp
- Sevruk, B., 1997. Regional dependency of precipitation-altitude relationship in the Swiss Alps, in: *Climatic Change at High Elevation Sites*. Springer, pp. 123–137.
- Seybold, H., Andrade, J.S., Herrmann, H.J., 2007. Modeling river delta formation. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 104, 16804–16809. doi:10.1073/pnas.0705265104
- Shakesby, R.A., Smith, J.G., Matthews, J.A., Winkler, S., Dresser, P.Q., Bakke, J., Dahl, S.-O., Lie, O., Nesje, A., 2007. Reconstruction of Holocene glacier history from distal sources: glaciofluvial stream-bank mires and a glaciolacustrine sediment core near Sota Saeter, Breheimen, southern Norway. *The Holocene* 17, 729–745. doi:10.1177/0959683607080514
- Shindell, D.T., Schmidt, G.A., Mann, M.E., Faluvegi, G., 2004. Dynamic winter climate response to large tropical volcanic eruptions since 1600. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 109.
- Simonneau, A., Chapron, E., Garçon, M., Winiarski, T., Graz, Y., Chauvel, C., Debret, M., Motelica-Heino, M., Desmet, M., Di Giovanni, C., 2014. Tracking Holocene glacial and high-altitude alpine environments fluctuations from minerogenic and organic markers in proglacial lake sediments (Lake Blanc Huez, Western French Alps). *Quaternary Science Reviews* 89, 27–43. doi:10.1016/j.quascirev.2014.02.008
- Simpkin, P., Davis, A., 1993. For seismic profiling in very shallow water, a novel receiver. *Sea Technology*;(United States) 34.

- Six, D., Reynaud, L., Letréguilly, A., 2001. Bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves, leurs relations avec l'oscillation du climat de l'Atlantique nord. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 333, 693–698. doi:10.1016/S1251-8050(01)01697-4
- Smith, N.D., 1978. Sedimentation processes and patterns in a glacier-fed lake with low sediment input. *Canadian Journal of Earth Sciences* 15, 741–756.
- Smith, D.G., Jol, H.M., 1997. Radar structure of a Gilbert-type delta, Peyto Lake, Banff National Park, Canada. *Sedimentary Geology* 113, 195–209.
- Snowball, I., Sandgren, P., 1996. Lake sediment studies of Holocene glacial activity in the Karsa valley, northern Sweden: contrasts in interpretation. *The Holocene* 6, 367–372. doi:10.1177/095968369600600312
- Sodemann, H., Zubler, E., 2009. Seasonal and inter-annual variability of the moisture sources for Alpine precipitation during 1995-2002. *International Journal of Climatology* n/a-n/a. doi:10.1002/joc.1932
- Solomina, O.N., Bradley, R.S., Jomelli, V., Geirsdottir, A., Kaufman, D.S., Koch, J., McKay, N.P., Masiokas, M., Miller, G., Nesje, A., Nicolussi, K., Owen, L.A., Putnam, A.E., Wanner, H., Wiles, G., Yang, B., 2016. Glacier fluctuations during the past 2000 years. *Quaternary Science Reviews* 149, 61–90. doi:10.1016/j.quascirev.2016.04.008
- Steiner, D., Pauling, A., Nussbaumer, S.U., Nesje, A., Luterbacher, J., Wanner, H., Zumbühl, H.J., 2008. Sensitivity of European glaciers to precipitation and temperature – two case studies. *Climatic Change* 90, 413–441. doi:10.1007/s10584-008-9393-1
- Steinhilber, F., Abreu, J.A., Beer, J., Brunner, I., Christl, M., Fischer, H., Heikkilä, U., Kubik, P.W., Mann, M., McCracken, K.G., 2012. 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109, 5967–5971.
- Stockmarr, J., 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et spores*.
- Støren, E.N., Paasche, Ø., 2014. Scandinavian floods: From past observations to future trends. *Global and Planetary Change* 113, 34–43. doi:10.1016/j.gloplacha.2013.12.002
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, C., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Plicht, J. van der, Spurk, M., 1998. ARTICLES-INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon-an International Journal of Cosmogenic Isotope Research* 40, 1041–1084.

Sturm, M., Matter, A., 1978. Turbidites and Varves in Lake Brienz (Switzerland): Deposition of Clastic Detritus by Density Currents, in: *Modern and Ancient Lake Sediments*. Blackwell Publishing Ltd., pp. 147–168.

Stuut, J.-B., Smalley, I., O'Hara-Dhand, K., 2009. Aeolian dust in Europe: African sources and European deposits. *Quaternary International* 198, 234–245.

Susperregui, A.S., 2008. Caractérisation hydro-sédimentaire des retenues de Cointzio et d'Umécuaro (Michoacán, Mexique) comme indicateur du fonctionnement érosif du bassin versant.

Swierczynski, T., Lauterbach, S., Dulski, P., Delgado, J., Merz, B., Brauer, A., 2013. Mid- to late Holocene flood frequency changes in the northeastern Alps as recorded in varved sediments of Lake Mondsee (Upper Austria). *Quaternary Science Reviews* 80, 78–90. doi:10.1016/j.quascirev.2013.08.018

T

Talbot, M., 1988. The origins of lacustrine oil source rocks: evidence from the lakes of tropical Africa. *Geological Society, London, Special Publications* 40, 29–43.

Talon, B., 2010. Reconstruction of Holocene high-altitude vegetation cover in the French southern Alps: evidence from soil charcoal. *The Holocene* 20, 35–44. doi:10.1177/0959683609348842

Tarling, D., 1975. Archaeomagnetism: the dating of archaeological materials by their magnetic properties. *World Archaeology* 7, 185–197.

Tessier, L., Beaulieu, J.-L.D., Couteaux, M., Edouard, J.-L., Ponel, P., Rolando, C., Thinon, M., Thomas, A., Tobolski, K., 1993. Holocene palaeoenvironments at the timberline in the French Alps—a multidisciplinary approach. *Boreas* 22, 244–254. doi:10.1111/j.1502-3885.1993.tb00184.x

Theurillat, J.-P., Guisan, A., 2001. Potential Impact of Climate Change on Vegetation in the European Alps: A Review. *Climatic Change* 50, 77–109. doi:10.1023/A:1010632015572

Thomas, G.S., Connell, R.J., 1985. Iceberg drop, dump, and grounding structures from Pleistocene glacio-lacustrine sediments, Scotland. *Journal of Sedimentary Research* 55.

Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M., Bickert, T., 2007. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8.

- Touflan, P., Talon, B., Walsh, K., 2010. Soil charcoal analysis: a reliable tool for spatially precise studies of past forest dynamics: a case study in the French southern Alps. *The Holocene* 20, 45–52. doi:10.1177/0959683609348900
- Trachsel, M., Kvisvik, B.C., Nielsen, P.R., Bakke, J., Nesje, A., 2013. Inferring organic content of sediments by scanning reflectance spectroscopy (380–730 nm): applying a novel methodology in a case study from proglacial lakes in Norway. *Journal of Paleolimnology* 50, 583–592. doi:10.1007/s10933-013-9739-1
- Trouet, V., Scourse, J., Raible, C., 2012. North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation during the last Millennium: Reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global and Planetary Change* 84, 48–55.
- Turner, G.M., Turner, G., Thompson, R., 1981. Lake sediment record of the geomagnetic secular variation in Britain during Holocene times. *Geophysical Journal International* 65, 703–725.

V

- van der Bilt, W.G.M., Bakke, J., Vasskog, K., D'Andrea, W.J., Bradley, R.S., Ólafsdóttir, S., 2015. Reconstruction of glacier variability from lake sediments reveals dynamic Holocene climate in Svalbard. *Quaternary Science Reviews* 126, 201–218. doi:10.1016/j.quascirev.2015.09.003
- van Geel, B., Aptroot, A., 2006. Fossil ascomycetes in Quaternary deposits. *Nova Hedwigia* 82, 313–329.
- van Geel, B., Buurman, J., Brinkkemper, O., Schelvis, J., Aptroot, A., van Reenen, G., Hakbijl, T., 2003. Environmental reconstruction of a Roman Period settlement site in Uitgeest (The Netherlands), with special reference to coprophilous fungi. *Journal of Archaeological Science* 30, 873–883.
- van Steijn, H., Bertran, P., Francou, B., Texier, J.-P., Héty, B., 1995. Models for the genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits: Review. *Permafrost and Periglacial Processes* 6, 125–146. doi:10.1002/ppp.3430060210
- Van Steijn, H., 2011. Stratified slope deposits: periglacial and other processes involved. *Geological Society, London, Special Publications* 354, 213–226. doi:10.1144/SP354.14
- Vasskog, K., Nesje, A., Storen, E.N., Waldmann, N., Chapron, E., Ariztegui, D., 2011. A Holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *The Holocene* 21, 597–614. doi:10.1177/0959683610391316

- Veyret-Verner, G., 1961. De deux stations dauphinoises à la notion d'un ensemble touristique des Alpes françaises du Nord. *Revue de géographie alpine* 49, 319–327.
- Villecrose, J., 2001. Les avalanches de Janvier et Février 1999 dans les Alpes du Nord françaises: Contexte nivo-météorologique et comparaison avec les épisodes passés. *Météorologie* 11–22.
- Vincent, C., 2002. Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances. *Journal of Geophysical Research* 107, 4375. doi:10.1029/2001JD000832
- Vincent, C., 2005. Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophysical Research Letters* 32, 9706. doi:10.1029/2005GL022552
- Vincent, C., Kappenberger, G., Valla, F., Bauder, A., Funk, M., Le Meur, E., 2004. Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 109.
- Vinet, F., Boissier, L., Defosse, S., 2011. La mortalité comme expression de la vulnérabilité humaine face aux catastrophes naturelles: deux inondations récentes en France (Xynthia, Var, 2010). *VertigO-la revue électronique en sciences de l'environnement* 11.
- Vivian, R., 1970. Hydrologie et érosion sous-glaciaires. *Revue de géographie alpine* 58, 241–264.
- von Eynatten, H., Tolosana-Delgado, R., Karius, V., 2012. Sediment generation in modern glacial settings: Grain-size and source-rock control on sediment composition. *Sedimentary Geology* 280, 80–92. doi:10.1016/j.sedgeo.2012.03.008

W

- Walsh, K., Court-Picon, M., de Beaulieu, J.-L., Guiter, F., Mocci, F., Richer, S., Sinet, R., Talon, B., Tzortzis, S., 2014. A historical ecology of the Ecrins (Southern French Alps): Archaeology and palaeoecology of the Mesolithic to the Medieval period. *Quaternary International* 353, 52–73. doi:10.1016/j.quaint.2013.08.060
- Walsh, K., Mocci, F., Dumas, V., Durand, A., Talon, B., Tzortzis, S., 2003. Neuf mille ans d'occupation du sol en moyenne montagne: la vallée de Fressinières dans le Parc National des Ecrins (Fressinières, Hautes-Alpes). *Archéologie du Midi médiéval* 21, 185–198.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C.,

- Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27, 1791–1828. doi:10.1016/j.quascirev.2008.06.013
- Weirich, F.H., 1985. Sediment budget for a high energy glacial lake. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography* 83–99.
- Weisse, A.K., Bois, P., 2001. Topographic effects on statistical characteristics of heavy rainfall and mapping in the French Alps. *Journal of Applied Meteorology* 40, 720–740.
- Wick, L., van Leeuwen, J.F., van der Knaap, W.O., Lotter, A.F., 2003. Holocene vegetation development in the catchment of Sägistalsee (1935 m asl), a small lake in the Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology* 30, 261–272.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Enters, D., Allignol, F., Legaz, A., Magand, O., Revillon, S., Giguet-Covex, C., Malet, E., 2012a. Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps? First evidences from a NW Alps proglacial lake sediment record. *Climatic Change* 113, 563–581. doi:10.1007/s10584-011-0376-2
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Crouzet, C., Brisset, E., Chaumillon, E., Disnar, J.-R., Guiter, F., Malet, E., Reyss, J.-L., Tachikawa, K., Bard, E., Delannoy, J.-J., 2012b. 1400years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quaternary Research* 78, 1–12. doi:10.1016/j.yqres.2012.03.003
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Magand, O., Chapron, E., Courp, T., Tachikawa, K., Fanget, B., Malet, E., Pignol, C., Bard, E., Delannoy, J.J., 2013a. Palaeoflood activity and climate change over the last 1400 years recorded by lake sediments in the north-west European Alps. *Journal of Quaternary Science* 28, 189–199. doi:10.1002/jqs.2609
- Wilhelm, B., Sabatier, P., Arnaud, F., 2015. Is a regional flood signal reproducible from lake sediments? *Sedimentology* 62, 1103–1117. doi:10.1111/sed.12180
- Wilhelm, B., Vogel, H., Crouzet, C., Etienne, D., Anselmetti, F., 2015. Frequency and intensity of palaeofloods at the interface of Atlantic and Mediterranean climate domains. *Climate of the Past Discussions* 11, 4943–4984.
- Wilhelm, B., Nomade, J., Crouzet, C., Litty, C., Sabatier, P., Belle, S., Rolland, Y., Revel, M., Courboulex, F., Arnaud, F., 2016. Quantified sensitivity of small lake sediments to record historic earthquakes: implications for paleoseismology. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 121, 2–16.

- Wirth, S.B., Gilli, A., Simonneau, A., Ariztegui, D., Vanni re, B., Glur, L., Chapron, E., Magny, M., Anselmetti, F.S., 2013a. A 2000 year long seasonal record of floods in the southern European Alps. *Geophysical Research Letters* 40, 4025–4029.
- Wirth, S.B., Glur, L., Gilli, A., Anselmetti, F.S., 2013b. Holocene flood frequency across the Central Alps – solar forcing and evidence for variations in North Atlantic atmospheric circulation. *Quaternary Science Reviews* 80, 112–128. doi:10.1016/j.quascirev.2013.09.002
- Wolfe, A.P., Vinebrooke, R.D., Michelutti, N., Rivard, B., Das, B., 2006. Experimental calibration of lake-sediment spectral reflectance to chlorophyll a concentrations: methodology and paleolimnological validation. *Journal of Paleolimnology* 36, 91–100. doi:10.1007/s10933-006-0006-6
- Wolff, E.W., Barbante, C., Becagli, S., Bigler, M., Boutron, C.F., Castellano, E., de Angelis, M., Federer, U., Fischer, H., Fundel, F., Hansson, M., Hutterli, M., Jonsell, U., Karlin, T., Kaufmann, P., Lambert, F., Littot, G.C., Mulvaney, R., R othlisberger, R., Ruth, U., Severi, M., Siggaard-Andersen, M.L., Sime, L.C., Steffensen, J.P., Stocker, T.F., Traversi, R., Twarloh, B., Udisti, R., Wagenbach, D., Wegner, A., 2010. Changes in environment over the last 800,000 years from chemical analysis of the EPICA Dome C ice core. *Quaternary Science Reviews* 29, 285–295. doi:10.1016/j.quascirev.2009.06.013
- Wunsch, C., 2003. Greenland—Antarctic phase relations and millennial time-scale climate fluctuations in the Greenland ice-cores. *Quaternary Science Reviews* 22, 1631–1646. doi:10.1016/S0277-3791(03)00152-5

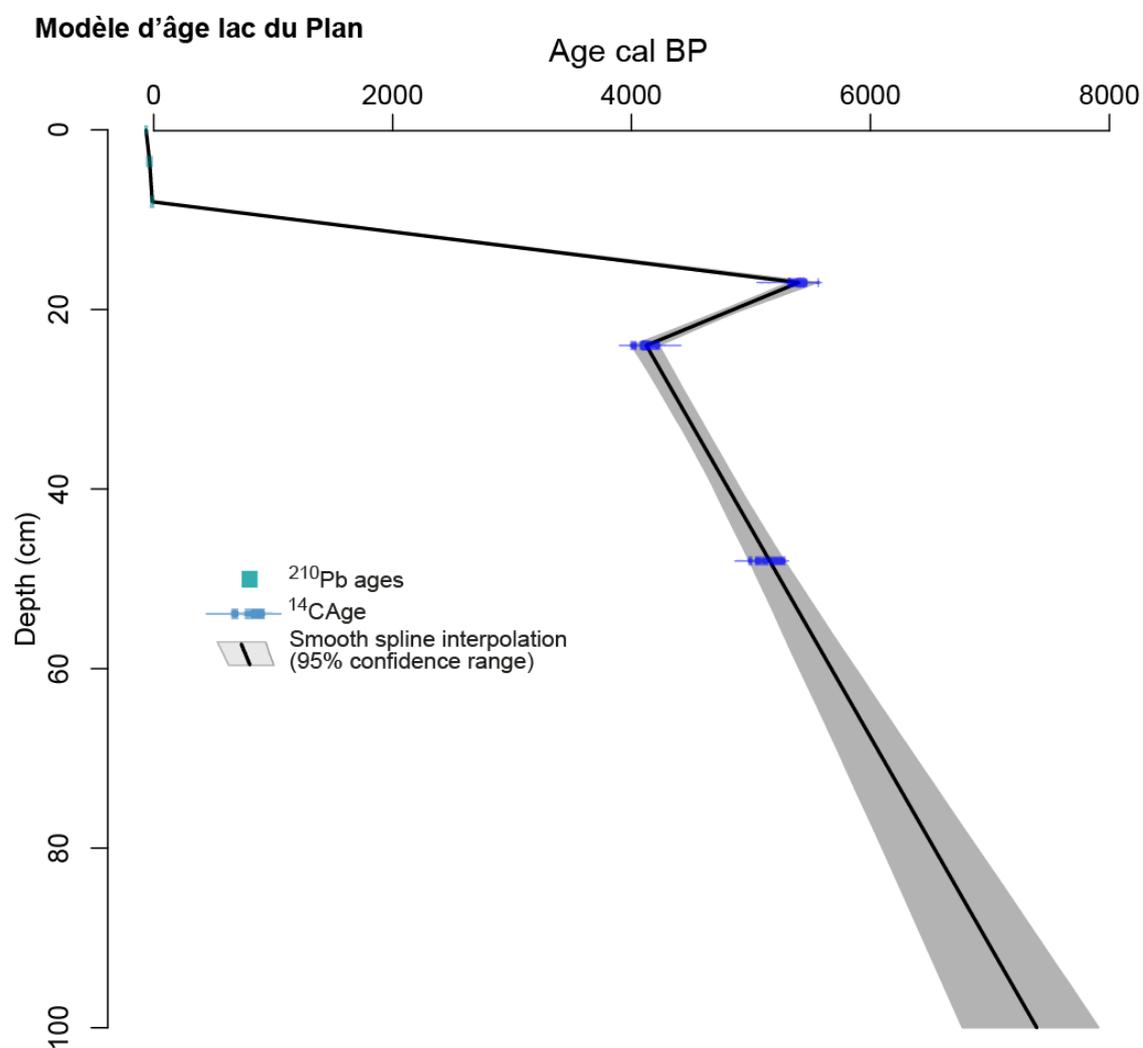
Z

- Zolitschka, B., 2003. Dating based on freshwater-and marine-laminated sediments. *Global Change in the Holocene* 92–106.
- Zolitschka, B., Francus, P., Ojala, A.E., Schimmelmann, A., 2015. Varves in lake sediments—a review. *Quaternary Science Reviews* 117, 1–41.

Annexe 1:

Tableau des datations ^{14}C prélevées dans les carottes sédimentaires du lac du Plan. Les inversions d'âges des ^{14}C et les datations radio-éléments de courtes périodes n'ont pas permis de mettre en place un modèle âge-profondeur fiable sur l'intégralité de la séquence sédimentaire.

| Sample name | Lab. Code | Depth (cm) | Sample type | ^{14}C yr BP | BP Range Cal. yr. | Prob. |
|--------------|-----------|------------|-------------|-----------------------|-------------------|-------|
| PLA 14 P6 17 | Poz-71105 | 17 | wood | 4650 \pm 40 | 3355-3620 | 95 |
| PLA 14 P6 24 | Poz-71106 | 24 | wood | 3760 \pm 35 | 2040-2290 | 95 |
| PLA 14 P6 48 | SacA39972 | 48 | twig | 4475 \pm 30 | 5035-5290 | 95 |



Annexe 2 :

Tableau des événements de crues torrentielles et lave torrentielles de la base de données du RTM_ONF (<http://rtm-onf.ifn.fr/>) utilisée dans le cadre de vérifications des modèles d'âge, basés sur les radio-éléments de courtes périodes, du lac de la Muzelle et du Lauvitel.

| Type d'événement | Secteur | Date | Description | Photos | Coordonnées WGS84 |
|-------------------|-----------------------------------|----------------|--|-------------|----------------------------|
| Crue torrentielle | Vénéon Plan-du-Lac/Pont-Escoffier | 1579/09/01 | 4-Fort | Rhône-Alpes | 45° 0.190'N 6° 4.109'E |
| crue torrentielle | | De 1670 à 1700 | Crues et glissements de terrain. 50 sétérees emportées par les 5 torrents qui traversent la communauté | | |
| crue torrentielle | VENEON | 1785 | Dégâts à la propriété MARTIN | | |
| Crue torrentielle | Vénéon Béarde-Plan du Lac | 1785/08/03 | 4-Fort | Rhône-Alpes | 44° 58.616'N 6° 8.864'E |
| crue torrentielle | VENEON | 1852 | Pont de pierres de VENOSC détruit | | |
| Crue torrentielle | Vénéon Béarde-Plan du Lac | 1877/08/23 | 4-Fort | Rhône-Alpes | 44° 58.616'N 6° 8.864'E |
| Crue torrentielle | Vénéon Béarde-Plan du Lac | 1888/08/02 | 4-Fort | Rhône-Alpes | 44° 58.616'N 6° 8.864'E |
| Crue torrentielle | Vénéon Béarde-Plan du Lac | 23/07/1914 | 4-Fort | Rhône-Alpes | 44° 58.616'N 6° 8.864'E |
| Crue torrentielle | Vénéon Béarde-Plan du Lac | 01/01/1922 | 4-Fort | Rhône-Alpes | 44° 58.616'N 6° 8.864'E |
| crue torrentielle | VENEON | 29/09/1928 | Maison BALME emportée, route du BOURG-D'ARUD emportée sur 80 m. Pont du BOURG-D'ARUD impraticable et miné pour débloquer un barrage formé entre les deux arches. Route du VENOSC au BOURG-D'OISANS coupée. Pont des OUGIERS aux GAUCHOIRS également emporté. | | |
| Crue torrentielle | Vénéon Plan-du-Lac/Pont-Escoffier | 29/09/1928 | 4-Fort | Rhône-Alpes | 45° 0.190'N 6° 4.109'E |
| crue torrentielle | OUGIERS | 06/08/1947 | Une coulée de boue traverse le hameau et s'arrête dans la cour de l'école, de l'autre côté de la route | | 44° 59.671'N 6° 4.831'E |
| crue torrentielle | VENEON | 08/06/1955 | La passerelle de l'ARGENTIERE est emportée. Plusieurs ouvrages de protection sont détruits au BOURG- | | |

| | | | D'ARUD | | |
|-------------------|-----------------------------------|---------------|---|-------------|----------------------------|
| crue torrentielle | VENEON | 22/08/1965 | La RD 530 est emportée sur 300 m, 1 km en amont du hameau des OUGIERS. La route est submergée par 1,50 m d'eau du fait de la formation d'un barrage à la suite d'un éboulement | | |
| crue torrentielle | MERDARET (R. Droite Venosc) | 1982 | ? | | 44° 59.720'N 6° 6.906'E |
| crue torrentielle | MERDARET (R. Droite Venosc) | 18/06/1984 | Les berges du torrent sont affouillées en plusieurs points, le pont de LA VILLE au FERRARET est submergé, un barrage de correction torrentielle est détruit | | 44° 59.720'N 6° 6.906'E |
| Crue torrentielle | Merdaret | 18/06/1984 | 3-Moyen | Rhône-Alpes | 44° 59.720'N 6° 6.906'E |
| crue torrentielle | COMBE SAVE (ou DRAYE DE CREYMIOU) | 06-10/07/1986 | La RD 530 est coupée par de la boue et des rochers probablement arrachés aux déblais de la mine. | | 44° 59.356'N 6° 5.930'E |
| Crue torrentielle | Sellier | 15/05/1986 | 3-Moyen | Rhône-Alpes | 44° 59.391'N 6° 7.072'E |
| lave torrentielle | LE REPLAT | 15/05/1986 | Une lave provoquée par une vidange d'un névé provenant du déneigement des DEUX-ALPES atteint le hameau du SELLIER. Le parking est engravé, la route est coupée, des rues et des jardins de VENOSC sont inondés. | | 44° 59.685'N 6° 7.158'E |
| Crue torrentielle | Autres torrents Vénosc | 06/07/1986 | 3-Moyen | Rhône-Alpes | |
| Crue torrentielle | Merdaret | 01/04/1987 | 3-Moyen | Rhône-Alpes | 44° 59.720'N 6° 6.906'E |
| lave torrentielle | MERDARET | 04 à 06/1987 | Des déblais provenant des DEUX-ALPES déversés dans le ravin de COMBE HOCHUE sont repris par le torrent qui produit des laves torrentielles atteignant le VENEON | | 44° 59.720'N 6° 6.906'E |
| crue torrentielle | COMBE SAVE (ou DRAYE DE CREYMIOU) | 02/07/1987 | Même phénomène qu'en 1986 | | 44° 59.356'N 6° 5.930'E |
| Crue torrentielle | Autres torrents Vénosc | 02/07/1987 | 3-Moyen | Rhône-Alpes | |

| | | | | | |
|-------------------|-----------------------------------|------------|---|-------------|----------------------------|
| crue torrentielle | Ruisseau de la PISSE | 1987 | Le torrent manque de déborder en amont de l'ALLEAU | | 44° 57.998'N 6° 9.139'E |
| Crue torrentielle | Sellier | 06/07/1993 | 3-Moyen | Rhône-Alpes | 44° 59.391'N 6° 7.072'E |
| Crue torrentielle | Autres torrents Vénosc | 08/09/1994 | 3-Moyen | Rhône-Alpes | |
| Crue torrentielle | Sellier | 16/08/1999 | 3-Moyen | Rhône-Alpes | 44° 59.391'N 6° 7.072'E |
| Crue torrentielle | Merdaret | 02/08/2000 | 3-Moyen | Rhône-Alpes | 44° 59.720'N 6° 6.906'E |
| crue torrentielle | Ruisseau du MERDARET | 02/08/2000 | RD 530 obstruée, pont du COLLET débordé | | 44° 59.720'N 6° 6.906'E |
| Crue torrentielle | Combe de la Crose (Plan du Lac) | 02/08/2000 | 3-Moyen | Rhône-Alpes | 44° 58.676'N 6° 9.531'E |
| crue torrentielle | Ruisseau du SELLIER | 02/08/2000 | Engrèvement de la place du SEILLIER par 500 m ³ de matériaux provenant des ardoisières | | 44° 59.391'N 6° 7.072'E |
| Crue torrentielle | Combe de la Crose (Plan du Lac) | 05/08/2003 | 3-Moyen | Rhône-Alpes | 44° 58.676'N 6° 9.531'E |
| Crue torrentielle | Autres torrents Vénosc | 04/08/2003 | 3-Moyen | Rhône-Alpes | |
| Crue torrentielle | Autres torrents Vénosc | 04/08/2003 | 3-Moyen | Rhône-Alpes | |
| Crue torrentielle | Lauvitel | 04/08/2003 | 3-Moyen | Rhône-Alpes | 44° 57.798'N 6° 3.694'E |
| Crue torrentielle | Sellier | 28/06/2006 | 3-Moyen | Rhône-Alpes | 44° 59.391'N 6° 7.072'E |
| Crue torrentielle | Vénéon Plan-du-Lac/Pont-Escoffier | 23/10/2006 | 4-Fort | Rhône-Alpes | 45° 0.190'N 6° 4.109'E |
| Crue torrentielle | Autres torrents Vénosc | 12/07/2008 | 3-Moyen | Rhône-Alpes | |
| Crue torrentielle | Vénosc | 04/09/2008 | Non évalué | Rhône-Alpes | 44° 59.185'N 6° 6.872'E |
| Crue torrentielle | Vénosc | 06/09/2008 | Non évalué | Rhône-Alpes | 44° 59.185'N 6° 6.872'E |

Annexe 3 : Tableau récapitulatif des résultats ICP-MS obtenues sur les sédiments lacustres et issus du bassin versant du lac du Lauvitel

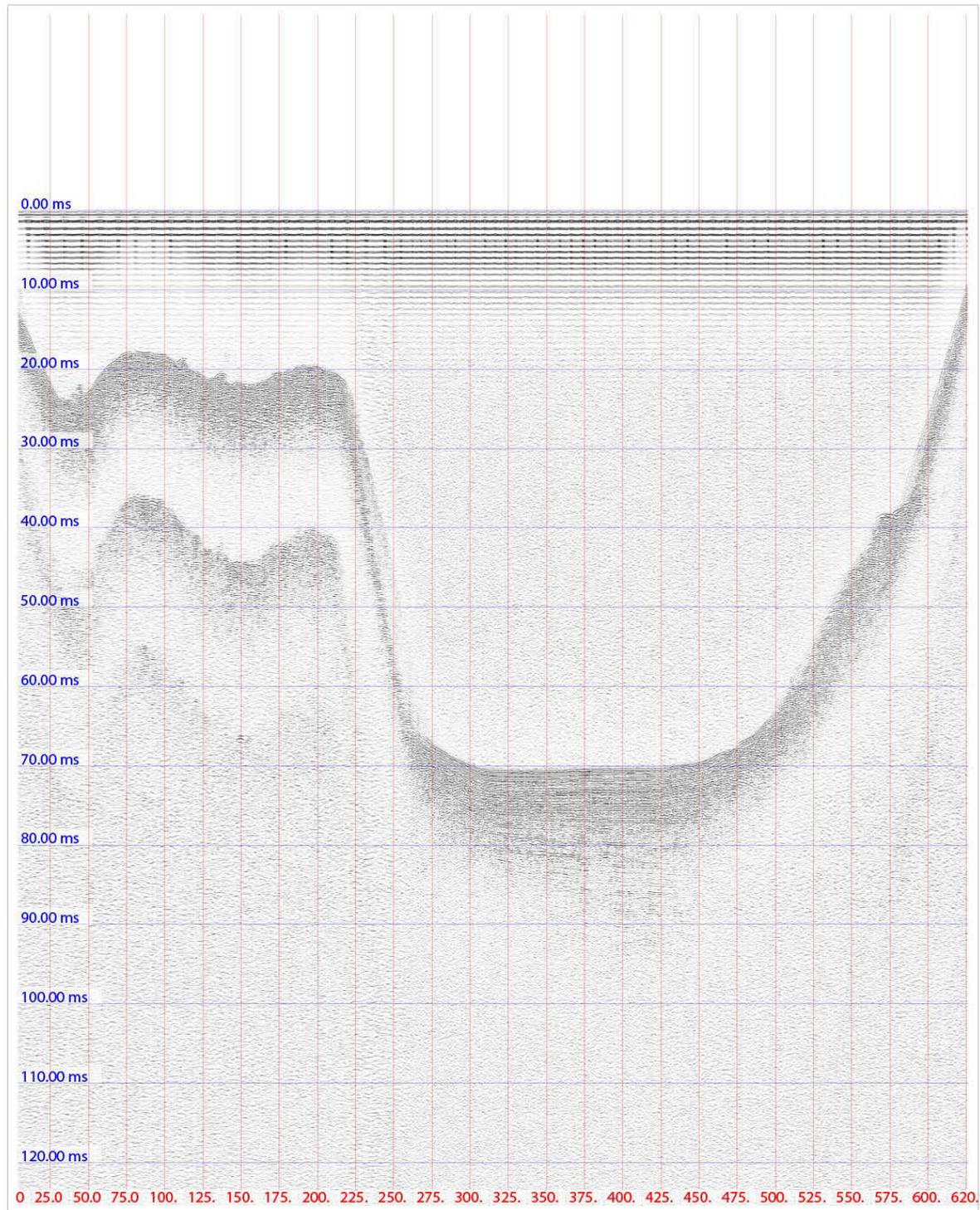
| Origine de l'échantillon | Type d'échantillon | Nom de l'échantillon | SiO2 | Al2O3 | Fe2O3(T) | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | TiO2 | P2O5 | Total | Sr | Zr | Ni | Cu | Zn | Rb | Nb | Ag | Cs | Pb |
|--------------------------|--------------------|----------------------|-------|-------|----------|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-------|------|-----|
| | | | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | ppm | ppm | ppm | ppm | ppm | ppm | ppm | ppm | ppm | ppm |
| Sédiment core | LAU11MCD-74 | LAU11MCD-74 | 54,38 | 17,08 | 7,87 | 0,27 | 3,16 | 0,94 | 1,58 | 4,57 | 1,027 | 0,36 | 98,7 | 130 | 207 | 80 | 50 | 350 | 253 | 21 | 1 | 38,7 | 150 |
| Sédiment core | LAU11MCD-149 | LAU11MCD-149 | 53,15 | 17,82 | 8,17 | 0,235 | 3,36 | 0,86 | 1,52 | 4,59 | 1,067 | 0,43 | 99,83 | 132 | 195 | 80 | 60 | 270 | 244 | 20 | 0,8 | 37,8 | 106 |
| Sédiment core | LAU11MCD-310,5 | LAU11MCD-310,5 | 53,91 | 16,8 | 8,86 | 0,385 | 3,61 | 1,96 | 1,55 | 4,36 | 1,083 | 0,36 | 100,4 | 137 | 203 | 100 | 60 | 240 | 232 | 20 | 0,9 | 35,2 | 103 |
| Sédiment core | LAU11MCD-425 | LAU11MCD-425 | 67,63 | 14,39 | 3,58 | 0,087 | 1,42 | 0,68 | 3,14 | 4,64 | 0,435 | 0,23 | 98,74 | 312 | 153 | 40 | 10 | 120 | 225 | 10 | 0,5 | 12,3 | 46 |
| Sédiment core | LAU11MCD-653,5 | LAU11MCD-653,5 | 59,37 | 16,1 | 6,07 | 0,184 | 2,64 | 0,95 | 2,16 | 4,49 | 0,79 | 0,27 | 98,92 | 226 | 172 | 70 | 40 | 240 | 245 | 16 | < 0,5 | 24,8 | 92 |
| Sédiment core | LAU11MCD-854 | LAU11MCD-854 | 56,44 | 16,14 | 6,81 | 0,182 | 3,03 | 0,94 | 1,51 | 4,27 | 0,945 | 0,31 | 99,8 | 118 | 177 | 80 | 50 | 330 | 244 | 20 | 0,7 | 35,2 | 103 |
| Sédiment core | LAU11MCD-960 | LAU11MCD-960 | 61,12 | 15,47 | 5,73 | 0,402 | 2,35 | 0,91 | 2,16 | 4,36 | 0,751 | 0,32 | 99,35 | 235 | 194 | 70 | 30 | 200 | 215 | 14 | 0,8 | 23,3 | 74 |
| Sédiment core | LAU11MCD-1279 | LAU11MCD-1279 | 55,79 | 16,36 | 7,26 | 0,254 | 3,03 | 0,98 | 1,72 | 4,25 | 0,989 | 0,38 | 98,89 | 177 | 223 | 90 | 50 | 300 | 224 | 19 | 0,9 | 30,9 | 94 |
| Sédiment core | LAU11MCD-1236,5 | LAU11MCD-1236,5 | 57,98 | 16,64 | 6,11 | 0,144 | 3 | 1,18 | 1,77 | 4,61 | 0,952 | 0,34 | 98,89 | 140 | 259 | 70 | 40 | 220 | 239 | 19 | 1 | 27,8 | 77 |
| Sédiment core | LAU11MCD-1450,5 | LAU11MCD-1450,5 | 56,13 | 16,14 | 7,05 | 0,171 | 3,05 | 0,93 | 1,52 | 4,33 | 0,937 | 0,31 | 99,58 | 115 | 180 | 70 | 50 | 330 | 237 | 19 | 0,8 | 34,3 | 123 |
| Sédiment core | LAU11MCD-1499,5 | LAU11MCD-1499,5 | 60,57 | 15,94 | 5,95 | 0,133 | 2,64 | 0,95 | 2,08 | 4,48 | 0,779 | 0,3 | 99,39 | 173 | 219 | 60 | 60 | 200 | 222 | 16 | 0,8 | 23,5 | 78 |
| Bassin versant | Source 1 | <50 µm | 38,58 | 12,64 | 7,7 | 0,204 | 5,1 | 8,68 | 1,24 | 2,65 | 1,371 | 0,81 | 78,99 | 211 | 255 | 160 | 610 | 290 | 177 | 28 | 1,1 | 31,8 | 63 |
| Bassin versant | Source 1 | 50-250 µm | 62,2 | 13,26 | 5,65 | 0,072 | 3,41 | 1,93 | 2,47 | 4,29 | 1,168 | 0,7 | 99,25 | 378 | 465 | 90 | 30 | 90 | 200 | 23 | 1,8 | 14,2 | 40 |
| Bassin versant | Source 1 | >250 µm | 64,96 | 14,5 | 4,18 | 0,054 | 2,65 | 1,21 | 3,05 | 5,02 | 0,753 | 0,43 | 98,91 | 504 | 207 | 70 | 10 | 50 | 218 | 13 | 0,7 | 10 | 33 |
| Bassin versant | Source 2 | <50 µm | 51,71 | 15,12 | 8,01 | 0,232 | 2,4 | 2,12 | 1,37 | 4,69 | 1,11 | 0,41 | 99,34 | 157 | 297 | 90 | 150 | 1010 | 280 | 20 | 1,3 | 71,6 | 404 |
| Bassin versant | Source 2 | 50-63 µm | 44,45 | 14,68 | 9,31 | 0,315 | 2,52 | 2,64 | 1,17 | 4,1 | 1,032 | 0,38 | 80,6 | 138 | 220 | 100 | 230 | 940 | 265 | 19 | 0,5 | 74,7 | 209 |
| Bassin versant | Source 2 | 63-250 µm | 63,48 | 15,32 | 6,1 | 0,068 | 1,87 | 0,67 | 1,87 | 5,48 | 0,895 | 0,23 | 100,2 | 175 | 205 | 60 | 30 | 580 | 305 | 17 | 0,8 | 59,9 | 228 |
| Bassin versant | Source 2 | >250 µm | 64,01 | 14,97 | 5,51 | 0,064 | 1,71 | 0,48 | 2,03 | 5,3 | 0,773 | 0,17 | 98,71 | 187 | 169 | 50 | 20 | 490 | 289 | 14 | 0,7 | 51,2 | 180 |
| Bassin versant | Source 3 | <50 µm | 51,15 | 16,46 | 8,42 | 0,241 | 3,84 | 3,76 | 1,45 | 4,3 | 1,115 | 0,4 | 99,14 | 158 | 268 | 130 | 130 | 320 | 239 | 23 | 1 | 38,6 | 129 |
| Bassin versant | Source 3 | 50-125 µm | 63,3 | 15,36 | 5,06 | 0,067 | 2,48 | 1,68 | 2,15 | 4,47 | 0,839 | 0,44 | 99,09 | 170 | 358 | 60 | 20 | 110 | 207 | 14 | 1,3 | 17,4 | 36 |
| Bassin versant | Source 3 | 125-250 µm | 66,21 | 15,3 | 4,59 | 0,058 | 2,23 | 1,4 | 2,23 | 4,53 | 0,686 | 0,22 | 100,6 | 182 | 159 | 50 | 20 | 100 | 203 | 12 | 0,7 | 15,8 | 32 |
| Bassin versant | Source 3 | >250 µm | 67,83 | 14,95 | 4,06 | 0,054 | 1,95 | 1,35 | 2,41 | 4,42 | 0,609 | 0,21 | 100,6 | 193 | 184 | 50 | 240 | 80 | 194 | 12 | 0,8 | 13,8 | 29 |

Annexe 4A :

Profils sismiques Nord-Sud du bassin sédimentaire du lac du Lauvitel

N

S



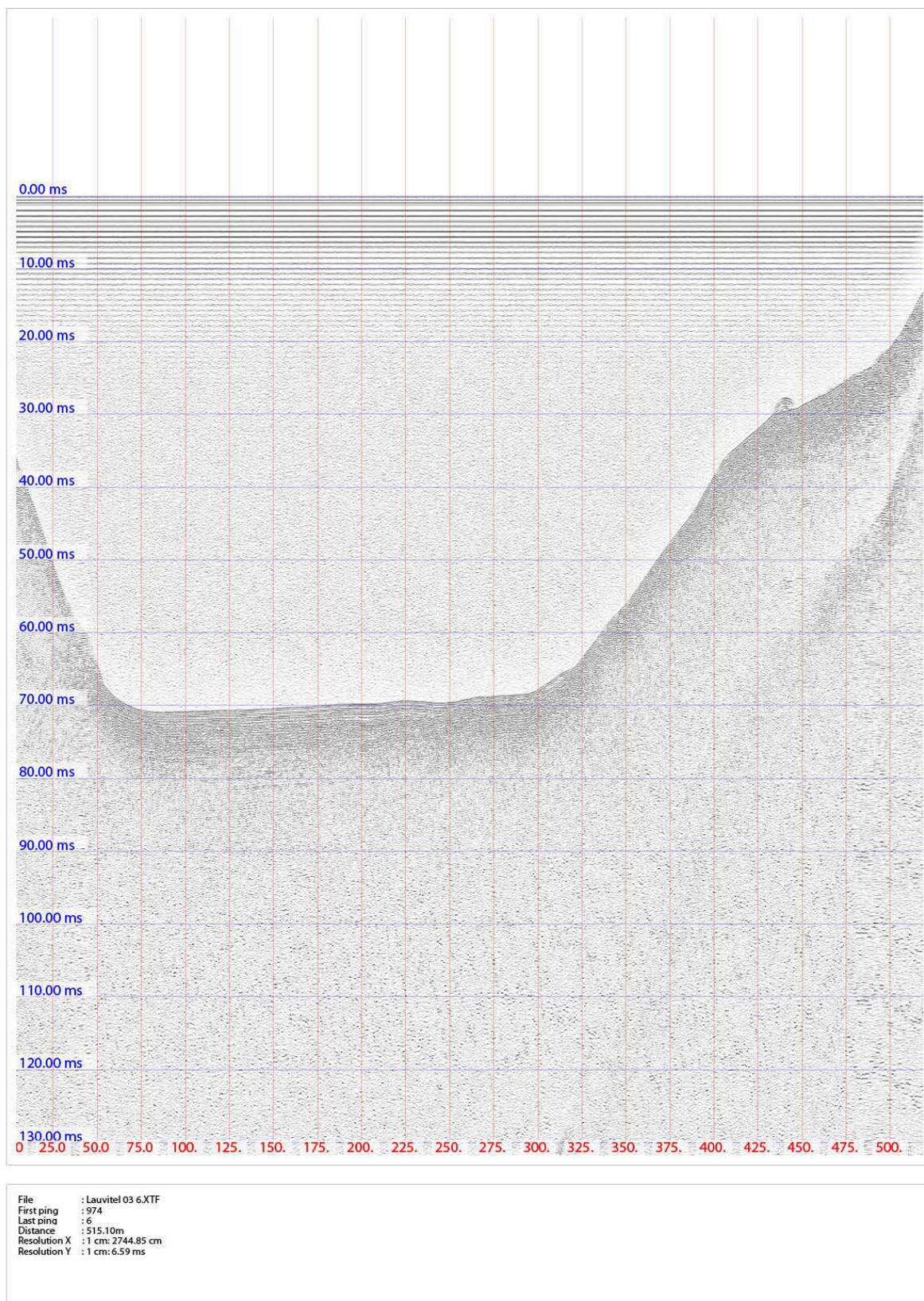
File : Lauvitel 01 4.XTF
First Ping : 2914
Last Ping : 21
Distance : 622.10 m
Resolution X : 1 cm : 3317.00 cm
Resolution Y : 1 cm : 6.33 ms

Annexe 4B :

Profils sismiques Ouest-Est du bassin sédimentaire du lac du Lauvitel

W

E



| | |
|---|-----------|
| INTRODUCTION GENERALE | 1 |
| 1. LA RECONSTITUTION DES FLUCTUATIONS GLACIAIRES | 2 |
| 2. LES CHANGEMENTS D'USAGES DES TERRITOIRES DE MONTAGNE..... | 4 |
| 3. L'EVOLUTION DES ALEAS DE MONTAGNE | 7 |
| CHAPITRE 1 : POTENTIEL DES LACS POUR UNE RECONSTITUTION PALEO-ENVIRONNEMENTALE | 15 |
| 1. FORMATION DES LACS DE MONTAGNE | 16 |
| 1.1 <i>Les lacs d'origine tectonique</i> | 16 |
| 1.2 <i>Lacs d'origine glaciaire</i> | 17 |
| 1.3 <i>Lacs de barrages naturels</i> | 18 |
| 2. ORIGINE DU MATERIEL ALLOCHTONE | 19 |
| 2.1 <i>Erosion chimique</i> | 19 |
| 2.2 <i>Erosion mécanique</i> | 20 |
| 3. TRANSPORT SEDIMENTAIRE JUSQU'AU LAC | 22 |
| 3.1 <i>Régime de précipitations</i> | 22 |
| 3.2 <i>Transport hydrologique</i> | 23 |
| 4. DEPOTS SEDIMENTAIRES LACUSTRES..... | 25 |
| 4.1 <i>Sédimentation continue</i> | 25 |
| 4.1.1 Fraction autochtone | 25 |
| 4.1.2 Fraction allochtone | 26 |
| 4.2 <i>Sédimentation événementielle</i> | 29 |
| 4.2.1 <i>Crues torrentielles</i> | 29 |
| 4.2.2 <i>Remaniement gravitaire</i> | 34 |
| 4.2.3 <i>Avalanches</i> | 37 |
| CHAPITRE 2 : SITE D'ETUDE ET METHODOLOGIE | 39 |
| 1. SITE D'ETUDE : LA VALLEE DE L'OISANS..... | 39 |
| 1.1 <i>Sites proglaciaires</i> | 40 |
| 1.1.1 Le lac de Puy Vachier | 40 |
| 1.1.2 Le lac de la Muzelle..... | 41 |
| 1.2 <i>Sites au cœur des zones d'activités humaines</i> | 43 |
| 1.2.1 Le lac Noir de la Toura | 43 |
| 1.2.2 Le lac du Plan | 44 |
| 1.3 <i>Site concernant les aléas de montagne : le lac de Lauvitel</i> | 45 |
| 2. APPROCHES METHODOLOGIQUES ET OUTILS UTILISES..... | 48 |
| 2.1 <i>Méthodes de terrain</i> | 48 |
| 2.1.1 Relevés bathymétriques | 48 |
| 2.1.2 Sismique réflexion | 49 |
| 2.1.3 Suivi instrumental | 49 |
| 2.1.3.1 Station météo..... | 50 |

| | |
|---|-----------|
| 2.1.3.2 La colonne d'eau | 50 |
| 2.1.4 Prélèvements sédimentaires (carottages) | 51 |
| 2.1.4.1 Carottage court | 51 |
| 2.1.4.2 Carottage long..... | 51 |
| 2.1.5 Prélèvement sur le bassin versant | 52 |
| 2.2 Méthodes de laboratoire | 53 |
| 2.2.1 Mesures non destructives | 53 |
| 2.2.1.1 Photographie..... | 53 |
| 2.2.1.2 Spectrocolorimétrie | 53 |
| 2.2.1.3 Géochimie haute résolution (XRF Core Scanner) | 54 |
| 2.2.1.4 Géochimie par fluorescence X portable (pXRF)..... | 55 |
| 2.2.1.5 Computerized Tomography scan (CT scan) | 55 |
| 2.2.2 Mesures destructives..... | 56 |
| 2.2.2.1 Granulométrie..... | 56 |
| 2.2.2.2 Géochimie minérale (ICP-MS) | 57 |
| 2.2.2.3 Perte au feu (PAF) | 57 |
| 2.2.2.4 Pyrolyse Rock Eval | 58 |
| 2.2.3 Datation du sédiment | 59 |
| 2.2.3.1 Radioéléments de courte période..... | 59 |
| 2.2.3.1.1 Radioéléments naturel : Plomb 210..... | 59 |
| 2.2.3.1.2 Les radioéléments artificiel : le césium 137 et américium 241..... | 61 |
| 2.2.3.1.3 Les marqueurs stratigraphiques historiques..... | 62 |
| 2.2.3.2 Datation radiocarbone : principe du Carbone 14..... | 62 |
| 2.2.3.3 Variations séculaires du champ magnétique terrestre | 63 |
| 3. ARTICLE 1 : DEVELOPPEMENT D'UNE NOUVELLE METHODE D'IDENTIFICATION DE ROCHES DANS LES CAROTTES | |
| SEDIMENTAIRES..... | 64 |
| 3.1 Introduction | 67 |
| 3.2 Materials and methods | 68 |
| 3.2.1 Study site | 68 |
| 3.2.2 Core description and methods | 69 |
| 3.3 Results | 71 |
| 3.3.1 Lithostratigraphy | 71 |
| 3.3.2 Chronology | 74 |
| 3.4 Discussion | 75 |
| 3.5 Conclusions..... | 79 |
| 3.6 Acknowledgments | 79 |
| CHAPITRE 3 : LE REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DU LAC DE LA MUZELLE | 83 |
| 1. ETUDE MULTI-PARAMETRES DES APPORTS DU LAC DE LA MUZELLE | 83 |
| 1.1 Caractérisation du bassin versant et de son affluent | 83 |
| 1.2 Diagramme pollinique | 84 |

| | | |
|---------|--|------------|
| 1.3 | <i>Le suivi instrumental du lac de la Muzelle</i> | 85 |
| 1.4 | <i>Trappe à sédiments dans le lac de la Muzelle</i> | 87 |
| 2. | ARTICLE 2 : RECONSTITUTION DES FLUCTUATIONS GLACIAIRES ET RELATIONS ENTRE DISPONIBILITE SEDIMENTAIRE ET OCCURRENCE DE CRUES | 89 |
| 2.1 | <i>Abstract</i> | 90 |
| 2.1 | <i>Introduction</i> | 91 |
| 2.2 | <i>Study area</i> | 92 |
| 2.3 | <i>Materials and methods</i> | 93 |
| 2.3.1 | Loss On Ignition (LOI)..... | 93 |
| 2.3.2 | Reflectance spectroscopy | 94 |
| 2.3.3 | Grain size measurements | 95 |
| 2.3.4 | Geochemistry..... | 95 |
| 2.3.5 | Coprophilous fungal ascospores analysis..... | 95 |
| 2.3.6 | Chronology..... | 96 |
| 2.3. | <i>Results</i> | 97 |
| 2.3.1 | Core description and lithology..... | 97 |
| 2.3.2 | Continuous sedimentation..... | 98 |
| 2.3.3 | Normally graded beds..... | 99 |
| 2.3.4 | Chronology..... | 101 |
| 2.3.5 | Age depth model based on ¹⁴ C ages implemented by paleomagnetism | 102 |
| 2.4. | <i>Discussion</i> | 104 |
| 2.4.1 | Past Glacier fluctuations | 105 |
| 2.4.2.1 | The past 250 years..... | 105 |
| 2.4.2.2 | The past 1700 years..... | 107 |
| 2.4.2 | Flood frequency | 108 |
| 2.5. | <i>Conclusions</i> | 111 |
| 2.6. | <i>Acknowledgements</i> | 112 |
| | CHAPITRE 4: LE REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DU LAC DU LAUVITEL | 113 |
| 1. | ETUDE MULTI PARAMETRES DES APPORTS DETRIQUES DU LAC DU LAUVITEL | 113 |
| 1.2 | <i>Caractérisation du bassin versant et de ses affluents</i> | 113 |
| 1.3 | <i>Caractérisation des sources sédimentaires</i> | 115 |
| 1.3.1 | Granulométrie | 115 |
| 1.3.2 | Géochimie..... | 115 |
| 1.4 | <i>Etat du remplissage sédimentaire du lac</i> | 116 |
| 1.5 | <i>Suivi instrumental du lac</i> | 117 |
| 1.5.1 | Saisonnalité de la colonne d'eau | 117 |
| 1.5.2 | Précipitations extrêmes estivales | 120 |
| 1.5.3 | Précipitations extrêmes printanières..... | 121 |
| 1.5.4 | Stratification des eaux | 123 |

| | | |
|--------|---|------------|
| 1.5.5 | Température de l'eau : marqueur d'événements de crues | 124 |
| 1.6 | <i>Les trappes sédimentaires</i> | 125 |
| 1.6.1 | Trappe sédimentaire du 6 mai 2014 au 7 mai 2015 | 125 |
| 1.6.2 | Trappe sédimentaire du 7 mai au 7 octobre 2015..... | 126 |
| 1.6.3 | Comparaison des deux trappes à sédiments | 128 |
| 1.7 | <i>Conclusion</i> | 128 |
| 2. | ARTICLE 3 : LES EVENEMENTS EXTREMES ENREGISTRES DANS LE LAC DE LAUVITEL ET LEURS RELATIONS AVEC LES CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX | 130 |
| 2.1 | <i>Abstract</i> | 131 |
| 2.2 | <i>Introduction:</i> | 131 |
| 2.4 | <i>Study site:</i> | 132 |
| 2.5 | <i>Materials and methods:</i> | 134 |
| 2.6 | <i>Results:</i> | 136 |
| 2.6.1 | Seismic stratigraphy..... | 136 |
| 2.6.2 | Core description and lithology..... | 137 |
| 2.6.3 | Geochemistry | 140 |
| 2.6.4 | Pollen record | 141 |
| 2.6.5 | Age-depth model..... | 142 |
| 2.7 | <i>Discussion</i> | 144 |
| 2.7.1 | Evolution of erosion at Lake Lauvitel catchment..... | 144 |
| 2.7.2 | Flood chronicle and climate forcing..... | 148 |
| 2.7.3 | Avalanche chronicle and climate forcing..... | 151 |
| 2.8 | <i>Conclusions</i> | 154 |
| | CHAPITRE 5 : LES CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX ET D'USAGES DANS LA VALLEE DE L'OISANS | 159 |
| 1. | VARIATIONS GLACIAIRES | 159 |
| 1.1 | <i>Traceurs de l'activité glaciaire</i> | 159 |
| 1.2 | <i>Reconstitution des fluctuations glaciaires</i> | 159 |
| 2. | PRESENCE DE L'HOMME DANS VALLEE DE L'OISANS | 160 |
| 2.1 | <i>Le lac de la Muzelle</i> | 162 |
| 2.2 | <i>Le lac du Lauvitel</i> | 162 |
| 2.3 | <i>Conclusions</i> | 163 |
| | CHAPITRE 6 : OCCURRENCE D'EVENEMENTS EXTREMES DANS LA VALLEE DE L'OISANS..... | 164 |
| 1. | LES EVENEMENTS DE CRUES TORRENTIELLES..... | 164 |
| 1.1. | <i>Les dépôts de crues du dernier siècle</i> | 164 |
| 1.1.1. | Comparaison entre les dépôts de crues et les données historiques | 164 |
| 1.1.2. | Enregistrement de la torrentialité | 165 |
| 1.1.3. | Périodes communes avec les données historiques | 165 |

| | |
|--|------------|
| 1.1.3.1. Sur les lacs du Lauvitel et de Muzelle | 165 |
| 1.1.3.2. Les crues enregistrées uniquement dans le lac du Lauvitel..... | 168 |
| 1.1.3.3. Les crues déposées dans les lacs mais non répertoriées..... | 169 |
| 1.1.4. Causes probables de la différence d'enregistrement | 169 |
| 1.1.5. Les apports du suivi instrumental du lac et de la pluviométrie | 169 |
| 1.1.5.1. Les différences au niveau des bassins versants..... | 170 |
| 1.1.5.2. Les conditions atmosphériques..... | 171 |
| 1.2 <i>Les dépôts de crues lors des derniers 3500 ans.....</i> | 172 |
| 1.2.1 Facteurs influençant l'occurrence de crues dans l'Oisans à l'échelle centennale | 172 |
| 1.2.2 Occurrences de crues en Oisans et comparaisons régionales dans les Alpes françaises..... | 173 |
| 1.2.3. Les conditions climatiques favorisant l'occurrence des crues dans le lac du Lauvitel | 176 |
| 1.2.3.1 Lors des périodes chaudes | 176 |
| 1.2.3.1 Lors des périodes froides..... | 178 |
| 2. L'ENREGISTREMENT D'AVALANCHES DE PRINTEMPS DANS LE LAC DU LAUVITEL AU COURS DES DERNIERS 3500 ANS | 179 |
| 2.1. <i>Les facteurs favorisant l'occurrence d'avalanches.....</i> | 180 |
| 2.2. <i>Probables forçages climatiques sur l'occurrence des avalanches.....</i> | 183 |
| CONCLUSION GENERALE : | 189 |
| PRINCIPAUX RESULTATS..... | 189 |
| PERSPECTIVES | 191 |

Liste des Tableaux

| | |
|--|-----|
| TABLE 3-1 : RADIOCARBON AGES FOR THE LAKE MUZELLE SEDIMENTARY SEQUENCE | 103 |
| TABLE 4-1 : COMPARAISON DES DEPOTS DE CRUES RECOLTES DANS LES TRAPPES A SEDIMENTS DU LAC DE LAUVITEL | 128 |
| TABLE 4-2 : RADIOCARBON AGES FOR THE LAKE LAUVITEL SEDIMENTARY SEQUENCE | 143 |

Table des Figures

| | |
|---|----|
| FIGURE 1-1 : COMPARAISON DES ENREGISTREMENTS ENTRE LES CAROTTES DE GLACE DE L'ANTARCTIQUE ET DU GROENLAND ..16 | 16 |
| FIGURE 1-2 : CARTE GENERALE DE RECONSTITUTION DES FLUX DES GLACIERS DU RHONE, DE L'ARVE ET DE L'ISERE AU WGM ..17 | 17 |
| FIGURE 1-3 : EVOLUTION DES ESTIMATIONS GLOBALES DES FLUX ANNUELS SOLIDES ET DISSOUS DES CONTINENTS VERS LES OCEANS.20 | 20 |
| FIGURE 1-4 : COMPARAISON ENTRE LES TAUX D'ÉROSION ENTRE ENVIRONNEMENTS GLACIAIRES, FLUVIATILES ET COMPOSITES.21 | 21 |
| FIGURE 1-5 : QUANTITES DE PRECIPITATIONS ANNUELLES MOYENNES DANS LA ZONE ALPINE EUROPEENNE 1971–1990.23 | 23 |
| FIGURE 1-6 : DIAGRAMME D'HJULSTROM.24 | 24 |
| FIGURE 1-7 : DETAIL DE LA SEDIMENTATION DE LA PARTIE LA PLUS RECENTE DU LAC DU BOURGET, ET SA SEDIMENTATION SAISONNIERE DEPUIS 1930.26 | 26 |
| FIGURE 1-8 : SCHEMA DES PROCESSUS HYDROLOGIQUES DANS UN BASSIN VERSANT30 | 30 |
| FIGURE 1-9 : MODELE DE DISTRIBUTION DES FLUX DETRITIQUES DANS UN LAC STRATIFIE ET ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS33 | 33 |
| FIGURE 1-10 : REPRESENTATION SCHEMATIQUE DES DIFFERENTS TYPE D'ÉCOULEMENTS GRAVITAIRES ET DEPOTS ASSOCIES36 | 36 |
| FIGURE 2-1 : LOCALISATION DES SITES LACUSTRES PRINCIPAUX DANS LA VALLEE DE L'OISANS.....40 | 40 |
| FIGURE 2-2 : BASSIN VERSANT DU LAC DE PUY VACHIER.....42 | 42 |
| FIGURE 2-3 : BASSIN VERSANT DU LAC DE LA MUZELLE43 | 43 |
| FIGURE 2-4 : BASSIN VERSANT DU LAC NOIR DE LA TOURA44 | 44 |
| FIGURE 2-5 : BASSIN VERSANT DU LAC DU PLAN45 | 45 |
| FIGURE 2-6 : BASSIN VERSANT DU LAC DU LAUVITEL.....46 | 46 |
| FIGURE 2-7 : SCHEMA DU MOUILLAGE POUR LE SUIVI INSTRUMENTAL EFFECTUE SUR LE LAC DU LAUVITEL50 | 50 |
| FIGURE 2-8 : SCHEMA DE CAROTTAGE LONG DU LAC DE LAUVITEL.....52 | 52 |
| FIGURE 2-9 : PHOTOGRAPHIE DE L'ANALYSE D'UNE DEMI-CAROTTE SEDIMENTAIRE DU LAC DE LAUVITEL DANS LE CT-SCAN DES HOPITAUX UNIVERSITAIRES DE GENEVE.....56 | 56 |
| FIGURE 2-10: (A) CHAINE COMPLETE DE LA DESINTEGRATION DE L'URANIUM 238.....61 | 61 |
| FIGURE 2-11 : MIGRATION DU POLE NORD MAGNETIQUE DEPUIS 1831.64 | 64 |
| FIGURE 2-12: LOCATION OF LAKE LAUVITEL.70 | 70 |
| FIGURE 2-13 : CHARACTERIZATION OF TYPICAL FACIES OF LAU1104A SEDIMENT CORE71 | 71 |
| FIGURE 2-14: LAU1104A PHOTOGRAPHY, POSITION OF FLOOD DEPOSITS, CT IMAGE STACKS OF BOTH ROCKS AND OM AND CORRESPONDING TOTALS SUMMED AT 5 MM INTERVALS.....74 | 74 |
| FIGURE 2-15 : ^{226}Ra , ^{210}Pb , ^{241}Am , AND ^{137}Cs ACTIVITY PROFILES FOR CORE LAU11P2.....75 | 75 |
| FIGURE 2-16 : SUM OF GRAVELS >13 VOXELS AT 5 MM INTERVALS IDENTIFIED IN THE LAU1104A SEDIMENT CORE SINCE 188077 | 77 |
| FIGURE 3-1 : CARTE GEOLOGIQUE ET HYDROLOGIQUE SIMPLIFIEE DU BASSIN VERSANT DU LAC DE LA MUZELLE.....83 | 83 |
| FIGURE 3-2 : DIAGRAMME SIMPLIFIE DES DONNEES POLLINIQUES (%)DU LAC DE LA MUZELLE.84 | 84 |
| FIGURE 3-3 : COMPARAISONS ENTRE LES DONNEES ENREGISTREES PAR LA SONDÉ MULTI PARAMETRES DANS LE LAC DE LA MUZELLE ET L'ENREGISTREMENT DE LA STATION METEO.....86 | 86 |
| FIGURE 3-4 : SEDIMENT RECOLTE DANS LA TRAPPE A SEDIMENTS DU LAC DE LA MUZELLE87 | 87 |

| | |
|--|-----|
| FIGURE 3-5: GEOGRAPHICAL POSITION OF LAKE MUZELLE IN THE WESTERN ALPS | 93 |
| FIGURE 3-6 : PHOTOGRAPH OF THE CORE AND LITHOLOGICAL DESCRIPTION OF THE MUZ12 SEDIMENT SEQUENCE | 98 |
| FIGURE 3-7 : PROFILES OF LOI, RABD (I-BAND) AND GEOCHEMISTRY OF THE CONTINUOUS SEDIMENTATION PORTION OF MUZ12 CORE..... | 99 |
| FIGURE 3-8 : SPATIAL EXTENT OF THREE SELECTED GRADED BEDS IN THE LAKE BASIN..... | 100 |
| FIGURE 3-9: GRAIN SIZE DISTINCTIONS BETWEEN NORMALLY GRADED BEDS (NGB). | 101 |
| FIGURE 3-10: PROFILES OF 226RA, 210PB, 241AM, AND 137CS FOR CORE MUZ12P1..... | 102 |
| FIGURE 3-11: AGE-DEPTH MODEL FOR MUZ12 SEDIMENT SEQUENCE WITHOUT NGBS PRODUCED WITH THE “CLAM” R CODE PACKAGE | 105 |
| FIGURE 3-12 : COMPARISON OF MUZELLE SEDIMENT POTASSIUM VALUES MEASURED BY XRF AND INVERTED RABD (I-BAND) DATA WITH THE CUMULATIVE MASS BALANCE OF NEARBY ST-SORLIN GLACIER DURING THE PAST 250 YEARS | 106 |
| FIGURE 3-13 : THE MUZELLE SEDIMENT SEQUENCE RECORD AND COMPARISON WITH CLIMATE RECORDS. | 111 |
| FIGURE 4-1 : CARTE GEOLOGIQUE ET HYDROLOGIQUE SIMPLIFIEE DU BASSIN VERSANT DU LAC DE LAUVITEL | 114 |
| FIGURE 4-2 : LOCALISATION DES PRELEVEMENTS DES SOURCES SEDIMENTAIRES CORRESPONDANT AUX RUISSEAUX..... | 116 |
| FIGURE 4-3 : TOTALITE DES 23 TRACES SISMIQUES EFFECTUES SUR LE LAC DE LAUVITEL :..... | 118 |
| FIGURE 4-4 : TOTALITE DE DONNEES RECOLTEES PAR LA SONDE MULTI-PARAMETRES DE NOVEMBRE 2011 A MAI 2016..... | 119 |
| FIGURE 4-5 : COMPARAISON ENTRE LA HAUTEUR MAXIMALE ATTEINTE PAR LE LAC DU LAUVITEL SUR TROIS ANNEES | 120 |
| FIGURE 4-6 : PHOTOS PRISES AVANT ET APRES LA CRUE DU 1ER MAI 2015 EN DIRECTION DU SUD..... | 122 |
| FIGURE 4-7 : PHOTOS PRISES EN DIRECTION DU SUD, DEPUIS LA STATION METEO LORS DE LA JOURNEE DU 1ER MAI 2015 MONTRANT L’ENTREE DE L’AVALANCHE PROVENANT DU COULOIR..... | 123 |
| FIGURE 4-8 : CHANGEMENT DE TEMPERATURE A DIFFERENTES PROFONDEURS A PARTIR DU FOND DU LAC COMPARE A LA TEMPERATURE JOURNALIERE MOYENNE DE L’AIR SUR UNE PERIODE DE 5 ANS. | 125 |
| FIGURE 4-9 : PRESENTATION DE LA TRAPPE A SEDIMENTS MISE EN PLACE DANS LE LAC DE LAUVITEL ACCUMULANT LE SEDIMENT ENTRE LE 6 MAI 2014 ET LE 7 MAI 2015. | 126 |
| FIGURE 4-10 : PRESENTATION DU TUBE DE LA TRAPPE A SEDIMENTS MISE EN PLACE DANS LE LAC DE LAUVITEL POUR LA PERIODE DU 7 MAI AU 7 OCTOBRE 2015..... | 127 |
| FIGURE 4-11 : GEOLOGIC MAP OF THE WATERSHED EXHIBITING TRIBUTARIES TO THE LAKE. | 133 |
| FIGURE 4-12 : CORE PHOTOGRAPHY WITH ASSOCIATED FACIES IDENTIFICATION. GRAIN SIZE MEASUREMENTS RESULTS..... | 138 |
| FIGURE 4-13 : ILAUVITEL STRATIGRAPHY, NUMERICAL GRAVEL ELEMENTS COUNTING ON A 5 MM SLICE DEPTH, LOI PARAMETERS AND TOC | 139 |
| FIGURE 4-14 : LAU11 MCD XRF GEOCHEMICAL ANALYSIS. | 140 |
| FIGURE 4-15 : SIMPLIFIED POLLEN DIAGRAM OF LAKE LAUVITEL CORE PRESENTED AS PERCENTAGE OF THE POLLEN SUM..... | 142 |
| FIGURE 4-16 : AGE DEPTH MODEL FOR SYNTHETIC SEDIMENT ACCUMULATION OF LAU11 MCD CORE..... | 144 |
| FIGURE 4-17 : LAKE LAUVITEL POLLEN RECORD, AVALANCHE OCCURRENCE AND AVALANCHE FREQUENCIES AND GEOCHEMICAL TI ANALYSIS ACCOUNTING FOR DETRITAL INPUT IN THE LAKE SEDIMENT. | 146 |
| FIGURE 4-18 : COMPARISON OF LAUVITEL FLOOD FREQUENCY FLOOD FREQUENCY IN THE SOUTHERN ALPS, ALLOS LAKE FLOOD CHRONICLE SITUATED IN THE SOUTH FRENCH ALPS TERRIGENOUS INPUT IN THE LAKE DU BOURGET AND LAKE BLANC AIGUILLES ROUGES (BAR) | 149 |

Table des figures

| | |
|--|-----|
| FIGURE 4-19 : LAUVITEL SNOW AVALANCHE OCCURRENCE DURING THE LAST 350 YEARS | 151 |
| FIGURE 4-20 : LAUVITEL AVALANCHE RECORD, LAKE MUZELLE GLACIER FLUCTUATION RECORD (RABD I-BAND), EUROPEAN SUMMER TEMPERATURE ANOMALY, TOTAL SOLAR IRRADIANCE (TSI) (, WINTER NAO INDEX..... | 153 |
| FIGURE 5-1: LA RECONSTITUTION DES FLUCTUATIONS DU GLACIER DE LA MUZELLE, L'ACCUMULATION SEDIMENTAIRE DU LAC PROGLACIAIRE DE TRÜBSEE, ALTITUDE DE LA LANGUE TERMINALE DU GLACIER D'ALTESCH, INDEX DE NAO HIVERNAL, VARIATIONS D'IRRADIANCE SOLAIRE TOTALE (TSI) ANOMALIE DE TEMPERATURE D'ETE | 161 |
| FIGURE 6-1 : COMPARAISON DES DATES DE DEPOTS DE CRUES RETROUVES DANS LE LAC DE MUZELLE ET LAUVITEL ET DES CRUES HISTORIQUES. | 166 |
| FIGURE 6-2 : CARTE DE CUMUL DES PLUIES DU DEPARTEMENT DE L'ISERE ENTRE LE 25 ET LE 30 SEPTEMBRE 1928. | 168 |
| FIGURE 6-3 : FREQUENCES DE CRUES DES ENREGISTREMENTS LACUSTRES FRANÇAIS..... | 174 |
| FIGURE 6-4 : COMPARAISON ENTRE LES FREQUENCES DE CRUES DU LAC DE LAUVITEL ET LES ENREGISTREMENTS EUROPEENS . | 177 |
| FIGURE 6-5 : CHRONIQUE D'AVALANCHES AU LAUVITEL ET ENREGISTREMENTS EXTERNES..... | 181 |
| FIGURE 6-6 : ENREGISTREMENT D'AVALANCHES DU LAC DE LAUVITEL ET COMPARAISONS AVEC LES FORÇAGES CLIMATIQUES : | 184 |

Résumé :

Ce travail de thèse vise à reconstituer les variations paléo-environnementales de la vallée de l'Oisans, à partir des archives naturelles représentées par les sédiments lacustres. Cette étude multi-sites a permis de mettre en évidence les changements globaux, regroupant la variabilité climatique et les pratiques humaines, ayant influencé l'érosion autour des lacs de la Muzelle et du lac du Lauvitel durant les derniers millénaires.

Ce travail repose sur une approche sédimentologique multi-marqueurs à haute résolution qui a permis d'identifier et caractériser deux types de sédimentation : continue et événementielle. La sédimentation continue du lac de la Muzelle nous a permis de reconstituer une chronologie des fluctuations du glacier lors des 1700 dernières années. Par ailleurs, nous avons identifié des dépôts événementiels intercalés dans les séquences sédimentaires des deux lacs. Il en ressort que l'activité passée des crues enregistrée dans le lac de la Muzelle est largement dominée par la présence du glacier. Les crues sur ce site se sont révélées plus fréquentes lorsque le glacier était plus étendu, favorisant ainsi la production de matériel détritique fin et son transport par les fortes pluies. La sédimentation du lac du Lauvitel est fortement dominée par les dépôts événementiels et ce, sur les derniers 3500 ans. L'occurrence des dépôts de crues dans ce lac semble influencée par les processus hydro-météorologiques à l'origine des événements de pluies intenses, à la fois en provenance de l'Atlantique et de la Méditerranée. Nous avons également identifié des dépôts d'avalanches de printemps grâce au développement d'une nouvelle méthodologie basée sur l'utilisation d'un CT scan (rayons X). L'occurrence d'avalanches de printemps s'est avérée plus fréquente lors des retraits du glacier de la Muzelle, probablement entraînée par une augmentation des températures printemps favorables à la déstabilisation du manteau neigeux. De plus, les analyses palynologiques nous ont permis de mettre en évidence que la diminution du couvert forestier, à mettre en lien avec les activités humaines, a également favorisé l'occurrence de ces avalanches. Ce travail doctoral a donc permis de souligner l'influence du climat passé et des occupations humaines sur les flux d'érosion dans la vallée de l'Oisans.

Abstract :

This PhD thesis aims at reconstructing paleo-environmental conditions in the Oisans valley (western French Alps) based on the natural archive of lacustrine sediment. This multi-site approach allowed the identification of global changes, regrouping natural climate variability and human practices, influencing erosion patterns in Lake Muzelle and Lauvitel during the last millennia.

Multi-proxy sedimentological approach allowed identification and characterization of two types of sedimentation: continuous and event-related. Within Lake Muzelle continuous sedimentation, we reconstructed past glacier fluctuations of the last 1700 years. In addition, we identified event-related sedimentation in both lakes. The flood activity in Lake Muzelle is largely dominated by the glacier, because more frequent at times of larger extension. This is interpreted by more fine detrital material from glacial abrasion produced in the watershed, then transported to the lake by heavy rainfall, inducing more flood deposits. On the last 3500 years, Lake Lauvitel sedimentation is mainly event-related. Flood occurrence seems to be influenced by hydro-meteorological processes triggering heavy rainfall, originating from both the Atlantic and the Mediterranean area. We also identified spring avalanche deposits using a novel methodology based on X-ray CT scan. Wet avalanche occurrence revealed more frequent during Muzelle glacier retreats, probably linked to an increase in spring temperature favoring entire snow cover destabilisation. Moreover, palynological analyses evidenced a tree cover diminution, in relation with anthropic activity, which seemed to have enhanced avalanche activity at certain points. In the end, this PhD thesis allowed reconstruction of past influence of climate variability and human practices on erosion flux in the Oisans valley.