



HAL
open science

Le signal sédimentaire comme élément de caractérisation de l'activité sismique au front des Alpes, à l'Holocène

Mathilde Banjan

► To cite this version:

Mathilde Banjan. Le signal sédimentaire comme élément de caractérisation de l'activité sismique au front des Alpes, à l'Holocène. Sciences de la Terre. Université Savoie Mont Blanc, 2023. Français. NNT : 2023CHAMA017 . tel-04500271

HAL Id: tel-04500271

<https://theses.hal.science/tel-04500271v1>

Submitted on 11 Mar 2024

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

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



Université Savoie Mont Blanc
ED STEP - Sciences de la Terre de l'Environnement et des Planètes
Laboratoire ISTERre

Thèse présentée pour obtenir le grade universitaire de docteur
Spécialité : Géosciences de l'environnement

Mathilde BANJAN

**Le signal sédimentaire comme élément de caractérisation de l'activité sismique
au front des Alpes, à l'Holocène**

The sedimentary signal as a characterizing element of seismic activity at the front
of the Alps during the Holocene

Soutenue le : 30 mai 2023

Devant le jury composé de :

M. Yann KLINGER

Directeur de recherche CNRS, Université de Paris, IPGP, rapporteur

M. Emmanuel CHAPRON

Professeur, Université de Toulouse, GEODE, rapporteur

Mme Julia de BERNARDY de SIGOYER

Professeur, Université de Grenoble Alpes, ISTERre, examinatrice

Mme Katrina KREMER

Docteure, ETH Zurich, Swiss Seismological Service, examinatrice

M. Fabien ARNAUD

Directeur de recherche CNRS, Université de Savoie Mont-Blanc, Edytem, examinateur

M. Christian CROUZET

Maître de conférences HDR, Université de Savoie Mont-Blanc, ISTERre, directeur de thèse

Thèse co-encadrée par : **Hervé JOMARD** (Chargé de Recherche à l'IRSN), **Erwan MESSAGER** (Chargé de recherche CNRS – Edytem), **Pierre SABATIER** (Maître de conférences HDR, USMB – Edytem).

Mots clés : Paléosismologie, sédiments lacustres, homogénite, aléa sismique

Merci Christian pour ta présence à toute épreuve, tout au long de cette thèse, jusqu'au bout.

Merci à Hervé, Pierre et Erwan pour vos conseils et votre appui.

J'ajoute deux poèmes touchants qui résonnent avec ces travaux de thèse sur les sédiments lacustres. Les Sciences de la Terre sont si belles et ont tellement de sens au coeur de nos vies et de nos perceptions d'humains. Il y a une grande pureté et une vraie sincérité dans cette démarche de mieux comprendre le monde qui nous entoure. Je pense à A. de Saint-Exupéry et tant d'autres.

Variations sur le rien, par Giuseppe Ungaretti

*Ce rien de sable qui s'écoule
Du sablier en silence et se pose,
Et, fugaces, les traces en l'incarnat,
En l'incarnat s'éteignant d'un nuage...*

*Puis si la main renverse la clepsydre,
Le mouvement recommencé du sable,
L'argument tacite du nuage
Aux premières lividités brèves de l'aube...*

*La main a retourné le sablier dans l'ombre
Et de sable, silencieusement, le rien
Qui s'écoule, est la seule chose qu'on entende
Et, entendue, qui ne sombre dans le noir.*

Fable du Temps, par Jean Tardieu

*Les scarabées avec leurs mandibules
avec leurs roues dentées les pendules
dans leur barbe sans dents les vieillards
les souris les cirons dans les armoires
en tapinois grignotent le temps
le temps le temps le temps le temps
comme font dans la nuit majestueuse et noire
autour de leur soleil les planètes portant
la Géographie et l'Histoire.*

*Les savants disent que le temps
des cirons et des planètes
n'est pas le même et qu'il est relatif
et que pareil aux costauds des fortifs
un temps trouve toujours un temps plus temps que lui.*

*Cependant le temps se déroule
qu'il soit petit ou qu'il soit grand
et c'est partout cette chose qui coule
avec les larmes avec le sang.*

Résumé

L'activité sismique récente au front des Alpes occidentales est considérée modérée, mais peu d'informations sont disponibles sur son évolution sur le temps long. Ces travaux de thèse se concentrent sur la sismicité de cette région au cours de la période holocène (11 700 dernières années). La paléosismologie lacustre est l'approche choisie pour étudier cette période de temps longue.

Le lac d'Aiguebelette a été identifié comme un site privilégié pour cette étude suite à des analyses préliminaires menées en 2017. Elles indiquent la présence de nombreux dépôts instantanés dans une des fosses (dont la situation distale à l'affluent, la rend exempte des dépôts de crues) et de varves (dépôts saisonniers). Ces caractéristiques sont clés pour construire une chronologie des dépôts instantanés sismo-induits. Des analyses multi-proxy sont menées sur ces sédiments en utilisant des méthodes sédimentologiques, géochimiques et paléomagnétiques. Cette approche pluridisciplinaire a permis d'extraire et de caractériser des dépôts instantanés, particulièrement des homogénites et des turbidites-homogénites, dont 32 d'entre eux sont interprétés comme sismo-induits. Un modèle d'âge basé sur des datations radioéléments et radiocarbone, ainsi que des données d'aimantation rémanente caractéristique, permet d'établir une chronologie robuste de ces dépôts.

Sur la période récente, la sensibilité du lac d'Aiguebelette à l'archivage des séismes est discutée sur la base de l'identification des séismes historiques qui y sont potentiellement enregistrés. Pour cela, deux méthodes sont utilisées : (1) une méthode empirique classique, l'indice du seuil de sensibilité aux séismes (ESTI), et (2) une approche plus quantitative basée sur l'exploitation d'équations de prédiction du mouvement sismique (GMPE, équations de prédiction des mouvements au sol). Il ressort de cette analyse que le lac d'Aiguebelette est plus sensible aux événements sismiques historiques modérés ($VII \leq I_0 \leq VIII$), dont les épicentres sont situés dans un périmètre de quelques km à dizaines de km, plutôt qu'aux événements plus forts et plus lointains.

Sur la période Holocène, la chronologie établie des dépôts sismo-induits permet de souligner une période de retour d'environ 3000 à 4000 ans pour les dépôts les plus épais (≥ 4.5 cm). Ces travaux mettent en évidence les défis de l'interprétation d'une telle chronologie de sismicité. La relation entre les variations du taux de sédimentation et la répartition des dépôts instantanés sur l'Holocène, n'est pas évidente. Il reste nécessaire la part d'autres phénomènes tels que les variations du niveau du lac ou encore l'évolution des caractéristiques géotechniques des sédiments. Une relation directe entre épaisseur des dépôts et l'intensité/ la magnitude des séismes n'est pas évidente à établir.

A la transition Tardiglaciaire – Holocène, des dépôts instantanés majeurs et d'âges très proches sont identifiés dans les lacs d'Aiguebelette, de Paladru, d'Annecy, du Bourget et de la Thuile. Ces occurrences quasi-simultanées de dépôts instantanés à l'échelle périalpine, suggèrent une sismicité accrue à cette période. A la fin de cette dernière période glaciaire, l'hypothèse d'un lien

entre le changement climatique rapide (accompagné du retrait des glaciers) et l'augmentation régionale des taux de sismicité est proposée.

Ces travaux soulignent l'importance de combiner des approches empiriques et quantitatives pour mieux comprendre la sensibilité d'un système lacustre à l'activité sismique. Ces méthodes pourront être utilisées dans d'autres contextes géodynamiques, en particulier dans des zones à forte sismicité, afin de déterminer si un système lacustre est plus sensible aux séismes locaux et modérés ou aux séismes lointains et plus forts.

Abstract

Recent seismic activity in the western Alps is considered moderate, but little information is available on its long-term evolution. This thesis focuses on the seismicity of this region during the Holocene period (covering the last 11,700 years).

Lacustrine paleoseismology is used to study this long time period. Lake has been identified as a privileged site for this study following preliminary analyses conducted in 2017. These analyses indicate the presence of numerous event layers in one of the basins (in a distal position from the tributary, making it free from flood deposits) and varves (seasonal deposits). These characteristics are crucial for constructing a chronicle of seismically-induced deposits. Multi-proxy analyses are conducted on these sediments. Sedimentological, geochemical, and paleomagnetic methods are used. This multidisciplinary approach is key to characterize event layers, particularly homogenites and turbidite-homogenites. 32 of them are interpreted as seismically-induced. An age-depth model based on radioelement and radiocarbon dating, as well as characteristic remanent magnetization data, is used to build a robust chronicle of these deposits.

Over the recent and historical period (last 1000 years), the sensitivity of Lake Aiguebelette to earthquake recording is discussed based on the identification of potentially recorded historical earthquakes. For this purpose, two methods have been used: (1) a classical empirical method, the Earthquake Sensitivity Threshold Index (ESTI), and (2) a more quantitative approach based on the exploitation of ground motion prediction equations (GMPEs). The analysis shows that Lake Aiguebelette is more sensitive to moderate historical seismic events ($VII \leq I_0 \leq VIII$) with epicenters located within a perimeter of a few to tens of kilometers, rather than stronger and more distant events.

For the Holocene period, the chronicle of seismically-induced deposits highlights a recurrence interval of approximately 3000 to 4000 years for the thickest deposits (≥ 4.5 cm). This PhD thesis emphasizes the challenges of interpreting such a seismicity chronicle. The relationship between sedimentation rate variations and the distribution of event layers over the the Holocene is not obvious. It is still necessary to analyze the influence of other phenomena such as lake level variations or the evolution of sediment geotechnical characteristics. Likewise, establishing a direct relationship between deposit thickness and earthquake intensity/magnitude is not straightforward.

At the Late Glacial - Holocene transition, major event layers of similar ages are identified in Lake Aiguebelette, Paladru, Annecy, Bourget, and La Thuile. These quasi-simultaneous occurrences of instant deposits at the peri-Alpine scale suggest increased seismicity during this period. The hypothesis of a link between rapid climate change (accompanied by glacier retreat) and regional increases in seismicity rates is proposed.

This work emphasizes the importance of combining empirical and quantitative approaches to better understand the sensitivity of a lacustrine system to seismic activity. These methods can be used in other geodynamic contexts, particularly in areas with high seismicity, to determine whether a lacustrine system is more sensitive to local and moderate earthquakes or to distant and stronger earthquakes.

Table des matières

Résumé	5
Abstract.....	7
PRÉSENTATION GÉNÉRALE	9
Les enjeux autour de l'aléa sismique	9
Notion de séisme fort dans une zone d'étude à sismicité modérée.....	10
L'outil paléosimologique et les défis portés par cette thèse.....	13
Objectifs et plan de la thèse	15
PARTIE I. Contexte global de l'étude (Etat de l'Art)	17
I.1. Introduction.....	17
I.2. Les lacs de la zone étudiée : des enregistreurs du passé.....	18
I.2.1. Les sédiments lacustres	19
I.2.1.1. Les grands lacs de plaine d'origine glaciaire dans les zones alpines : une archive continue.....	20
I.2.1.2. Les variations climatiques depuis la dernière période glaciaire	23
I.2.1.2.1. Le Tardiglaciaire	23
I.2.1.2.2. La transition Tardiglaciaire – Holocène	24
I.2.1.2.3. L'Holocène	24
I.2.2. Les dépôts instantanés : archive sédimentaire de l'interruption de la sédimentation continue par des phénomènes ponctuels	24
I.2.2.1. Processus à l'origine des dépôts instantanés	24
I.2.2.2. Identification analytique des dépôts instantanés.....	26
I.2.2.3. Les différents faciès connus	26
I.3- Contexte géodynamique général	28
I.3.1. Géologie alpine, massifs subalpins et linéaments principaux.....	28
I.3.2. Contexte sismo-tectonique des zones alpines occidentales et péri-alpines.....	29
I.3.2.1. Une zone à sismicité modérée	29
I.3.2.2. Les failles actives	32
I.3.2.3. La sismicité historique et instrumentale.....	38
PARTIE II. Présentation du site et méthodologies employées.....	40
II.1. Le site d'étude : le lac d'Aiguebelette.....	40
II.2. Les méthodes employées.....	41
II.2.1. Bathymétrie	41
II.2.2. Sismique réflexion	42
II.2.3. Prélèvements sédimentaires	43
II.2.3.1. Carottages courts	45
II.2.3.2. Carottages longs.....	45

II.3. Nature du sédiment	46
II.3.1. Ouverture des sections et descriptions	46
II.3.2. Mesures sédimentologiques	46
II.3.2.1. Granulométrie	46
II.3.2.2. Géochimie minérale à haute résolution (X-ray fluorescence (XRF)).....	47
II.3.2.3. Observations microscopiques (lames minces) et cartographies chimiques.....	47
II.3.3. Mesures physiques	48
II.3.3.1. Magnétisme.....	48
II.3.3.1-1. Les aimantations rémanentes naturelles (ARN).....	48
II.3.3.1-1.a. L'aimantation rémanente détritique (ARD)	48
II.3.3.1-1.b. L'aimantation thermorémanente (ATR).....	49
II.3.3.1-1.c. L'aimantation rémanente chimique (de cristallisation) ARC.....	49
II.3.3.1-2. Les aimantations rémanentes acquises en laboratoire.....	49
II.3.3.1-2.a. L'aimantation rémanente anhystérétique (ARA)	49
II.3.3.1-2.b. L'aimantation rémanente isotherme (ARI)	50
II.3.3.1-3. Susceptibilité magnétique et son anisotropie.....	50
II.3.3.1-4. Les courbes d'hystérésis	51
II.3.3.1-5. Appareils de mesures magnétiques utilisés	52
II.3.3.2. Imagerie hyperspectrale	53
II.4. Méthodes de datation du sédiment	55
II.4.1. Radioéléments de courte période	55
II.4.1.a. ²¹⁰ Pb.....	55
II.4.1.b. Les isotopes artificiel ¹³⁷ Cs/ ²⁴¹ Am	56
II.4.2. Datation radiocarbone	57
II.4.3. Le champ magnétique terrestre et ses variations séculaires.....	57
PARTIE III. Chronique de sismicité régionale	59
Partie III-A : Les différents faciès sédimentaires identifiés et les caractéristiques des dépôts	
sismo-induits	59
III-A.1. Principaux faciès sédimentaires identifiés.....	59
III-A.2. Description des séquences longues	60
III-A.2.1. Description de la séquence AIG17I (fosse sud-ouest du lac d'Aiguebelette).....	62
III-A.2.2. Description de la séquence AIG17III (fosse sud-est du lac d'Aiguebelette)	62
III-A.3. Les dépôts de type Hm ou Tu+Hm	63
Partie III-B : Chronique de sismicité holocène dans la zone périalpine.....	68
III-B.1. Résumé étendu.....	68
III-B.2. Article scientifique pour publication : "A Holocene alpine seismic chronicle from Lake Aiguebelette (NW French Alps)"	70
III-B.2.1. Introduction.....	70
III-B.2.2. Regional Settings	71
III-B.2.3. Methods	73

III.2.3.1. Sedimentology.....	74
III.2.3.2. Geochemistry	74
III-B.2.3.3. Magnetic and paleomagnetic investigations.....	75
III-B.2.3.4. Time constraints on the sediments	75
III-B.2.4. Results and interpretations.....	76
III-B.2.4.1. Sediment facies in Lake Aiguebelette.....	76
III-B.2.4.2. Event deposits characterization	78
III-B.2.4.3. Core-to-core correlations	80
III-B.2.4.4. Synthetic age depth model.....	82
III-B.2.4.4.a. Radioelements.....	83
III-B.2.4.4.b. Paleomagnetism: characteristic remanent magnetization (ChRM) versus depth.....	84
III.2.4.4.c. Radiocarbon dating	85
III-B.2.5. Discussion.....	86
III-B.2.5.1. Paleoseismological interpretation of event layers.....	86
III-B.2.5.2. Correlations between the event layers and the seismic catalog.....	87
III-B.2.5.2.a. The Earthquake Sensitivity Threshold Index (ESTI) method	87
III.2.5.2.b. Contribution of ground motion prediction equations (GMPE)	90
III.2.5.3. Toward a local seismic chronicle?.....	95
III.2.6. Conclusions.....	101
III.2.7. Acknowledgements	103
III.2.8. Supplementary Materials	103
III.3. Conclusion et perspectives de cette étude.....	108
PARTIE IV. Interrelations entre la transition climatique du Younger Dryas – Holocène et l’augmentation de la sismicité dans les Alpes et à plus large échelle.....	112
IV.1. Résumé et introduction.....	112
IV.2. Article scientifique publié dans la revue Sedimentology: “Did the Younger Dryas to Holocene climate transition favour high seismicity rates in the north-western Alps?”	114
IV.2.1. Introduction.....	114
IV.2.2. Study sites	117
IV.2.2.1. Geological settings	117
IV.2.2.2. Lake Aiguebelette	118
IV.2.2.3. Lake La Thuile.....	119
IV.2.3. New data and methods	120
IV.2.3.1. Bathymetry.....	120
IV.2.3.2. Reflection seismic	121
IV.2.3.3. Lake sediment coring and description.....	121
IV.2.3.4. Sedimentological and geochemical analyses.....	122
IV.2.3.4.1. Grain-size analyses	122
IV.2.3.4.2. Geochemistry.....	122
IV.2.3.4.3. Loss on ignition	123
IV.2.3.5. Magnetic properties.....	123

IV.2.3.6. Acoustic velocity measurements	124
IV.2.3.7. Chronology	124
IV.2.4. Results	126
IV.2.4.1. Bathymetry and reflection seismics in AIG: morphology and stratigraphy.....	126
IV.2.4.2. Lake Aiguebelette deepest subbasin sediment data (AIG17III).....	128
IV.2.4.2.1. Stratigraphic unit descriptions	128
IV.2.4.2.2. Thickest event layer in the Lake Aiguebelette deep basin sequence	130
IV.2.4.3. Lake Aiguebelette shallowest subbasin sediment data (AIG17I)	131
IV.2.4.4. Lake Aiguebelette sequences: chronology	132
IV.2.4.5. Lake La Thuile sediment data and chronology	134
IV.2.5. Discussion	136
IV.2.5.1. Source and depositional processes related to the thickest event layer in Lake Aiguebelette	136
IV.2.5.2. Similarly aged event layers during the Late Glacial to Holocene transition.....	140
IV.2.5.2.1. Lake Aiguebelette YD–EH event layers in the two southern basins.....	140
IV.2.5.2.2. Lake La Thuile event layer	140
IV.2.5.3. Origins of the mass-transport deposits	143
IV.2.5.3.1. Gravitational movements	143
IV.2.5.3.2. Seismic activity.....	144
IV.2.5.3. Perspectives at a broader scale	146
IV.2.6. Conclusion	148
IV.2.7. Acknowledgements	149
IV.2.8. Supplementary Materials	150
IV-3. Conclusion de cette étude.....	155
PARTIE V - Applications du magnétisme aux sédiments du lac d’Aiguebelette.....	157
V.1. Les paramètres magnétiques : marqueurs des grandes étapes de la sédimentation dans la fosse profonde	157
V.1.1 Présentation des données.....	157
V.1.2. Transitions chronostratigraphiques et profondeurs associées.....	158
V.2. Possibilité d’archivage du téphra du Laacher See	160
V.3. Comparaison des faciès sédimentaires	162
V.3.1. L’anisotropie de susceptibilité magnétique	162
V.3.2. Identification de minéraux magnétiques sur la base des données d’hysteresis et de coercivité	163
V.4. Sulfures de fer, sédimentation holocène et dépôts instantanés	166
V.5. Conclusion et perspectives sur les analyses magnétiques.....	170
DISCUSSION GÉNÉRALE.....	173
DG-1. Méthodes de reconnaissance des dépôts instantanés induits par des séismes.....	173
DG-2. Une chronique de dépôts instantanés représentative de séismes locaux/ régionaux ..	175

DG-3. L'archivage de dépôts sismo-induits dans le lac d'Aiguebelette (fosse profonde), une signification principalement locale à régionale : quelles en sont les implications ?.....	178
DG-3.1. Analyse des dépôts instantanés holocènes.....	178
DG-3.2. Analyse du dépôt instantané de type Tu+Hm le plus épais de la séquence, situé à la transition Tardiglaciaire - Holocène	180
DG-3.3. Analyse des dépôts instantanés tardiglaciaires	181
DG-4. Implications en termes d'aléa sismique	183
DG-4.1. Comment qualifier l'incertitude sur l'interprétation de la nature sismique des dépôts instantanés analysés ? Quel serait l'impact de cette incertitude sur les récurrences estimées ?	184
DG-4.2. Quels éléments propres au lac et aux dépôts analysés pourraient induire un biais dans nos analyses ?	186
DG-4.3. Sachant qu'une variabilité spatiale de l'enregistrement des dépôts induits par des séismes existe au sein du lac, quelle représentativité peut-on accorder aux résultats obtenus sur les sédiments de la fosse profonde à partir d'une carotte longue et de carottes pilotes ?.....	188
DG-4.3.1. Variabilité de l'archivage au sein de la fosse profonde : comparaison AIG17III et 16-05 et 16-06	188
DG-4.3.2. L'archivage au sein des deux fosses Sud du lac d'Aiguebelette	188
DG-4.3.3. Les épaisseurs des dépôts instantanés	191
DG-4.4. Quelle confiance peut-on avoir concernant la complétude de la chronique établie ? Quelle interprétation peut-on en tirer en termes d'aléa sismique ?	192
DG-4.5. Réflexions sur la part des variations climatiques et/ou des activités humaines dans l'enregistrement des dépôts de séismes au sein des séquences sédimentaires du lac d'Aiguebelette	196
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	201
Conclusions	201
Perspectives	202
Références bibliographiques	206
Informations additionnelles	226
Liste des figures et tableaux	226
Figures de la <i>Partie I</i> :	226
Figures de la <i>Partie II</i> :	227
Figures de la <i>Partie III</i> :	228
Figures de la <i>Partie IV</i> :	230
Figures de la <i>Partie V</i> :	232
Figures de la <i>Discussion Générale</i> :	233
Tableaux.....	233
Annexes.....	236

PRÉSENTATION GÉNÉRALE

Les enjeux autour de l'aléa sismique

Cette thèse s'inscrit dans le cadre des études visant à mieux définir l'aléa sismique en France, en particulier pour les installations sensibles telles que les installations nucléaires. Dans ce cadre, il est en particulier nécessaire de s'intéresser aux événements dont la probabilité d'occurrence est faible et donc la période de retour longue.

La notion d'aléa sismique représente la possibilité d'un site ou d'une région d'être exposé à une secousse sismique de caractéristiques données, au cours d'une période de référence (par exemple une probabilité sur un, cent ou mille ans). Pour calculer un aléa sismique, il est nécessaire :

- 1) d'évaluer l'activité sismique (localisation et fréquence) associée à des failles ou des zones sismotectoniques ;
- 2) de calculer le mouvement sismique en champ libre, associé à des événements ayant une période de retour fixée et d'ajouter les effets de site.

L'aléa sismique peut être défini de manière déterministe ou probabiliste. Ces deux approches se basent sur des données telles que les catalogues de sismicité, les modèles d'atténuation du mouvement du sol et le zonage sismotectonique. L'approche déterministe consiste à identifier un scénario magnitude-distance précis. L'approche probabiliste revient à calculer l'ensemble des mouvements du sol possibles en fonction de plusieurs scénarios (lieux d'occurrence, magnitude). En France par exemple, le zonage sismique réglementaire actuel repose sur une méthode probabiliste de calcul de l'aléa sismique tandis que les études menées dans le domaine du nucléaire sont menées de manière déterministe. Dans ces deux cas, la connaissance de la période de retour d'événements sismiques majeurs est nécessaire. Les études paléosismologiques apportent dans ce cadre des données inestimables qui permettent d'obtenir une archive de sismicité au-delà de la période historique.

Le risque sismique désigne les conséquences de l'aléa sismique sur le plan humain, matériel, économique et environnemental. Il est donc possible de résumer la relation entre le risque et l'aléa sismique par la formulation : $(\text{risque}) = (\text{aléa}) \times (\text{enjeu}) \times (\text{vulnérabilité})$.

Dans le cas où les enjeux sont forts (e.g. installations nucléaires), il est important de prendre en compte un aléa dont la probabilité d'occurrence est faible afin de maintenir un risque acceptable. Dans le cadre de ces travaux de thèse, il s'agit de caractériser l'occurrence de séismes "forts" dans une zone à sismicité modérée au moyen de la

paléosismologie lacustre. Ces travaux de thèse s'inscrivent donc dans la première étape nécessaire au calcul de l'aléa et visent à caractériser l'activité des sources, en recherchant des traces sur des périodes non couvertes par les catalogues de sismicité.

Cette étude paléosismologique se concentre sur les sédiments du lac postglaciaire d'Aiguebelette situé dans la zone préalpine et dont les plus proches lacs voisins à l'Est sont les lacs du Bourget et d'Annecy. En comparaison avec les autres lacs régionaux, la particularité du lac d'Aiguebelette, outre la proximité à certaines failles actives, consiste en deux bassins Sud positionnés de façon distale aux affluents principaux (Messenger et al., 2022 ; Banjan et al., 2022). Cette caractéristique permet de s'affranchir des dépôts de crues dans les séquences sédimentaires des fosses sud et d'archiver des dépôts instantanés liés à des mouvements gravitaires (générés par des glissements ou des séismes).

De plus, la comparaison de l'archive des dépôts instantanés entre les deux fosses est un atout pour la compréhension de la sensibilité d'un lac aux séismes, sachant que deux fosses au sein d'un même lac peuvent se comporter de manière différente dans l'archivage sédimentaire (Van Daele et al., 2015 ; Rapuc et al., 2018 ; Moernaut et al., 2014), bien que les distances épacentrales aux séismes restent du même ordre. L'un des points forts de ce site d'étude, révélé lors de l'analyse préliminaire de certaines sections de sédiment, se caractérise par des dépôts visuellement identifiés comme des lamines annuelles à saisonnières. Cette particularité peut permettre un calage temporel des dépôts à plus haute résolution que par les méthodes classiques de datation du sédiment.

Notion de séisme fort dans une zone d'étude à sismicité modérée

L'une des particularités de cette thèse en paléosismologie repose sur le choix de la zone d'étude, située entre le Jura et les Alpes et dont la sismicité est modérée.

Sachant que les séismes forts ont une période de récurrence plus longue dans les zones à sismicité modérée, l'étude des dépôts instantanés (induits par des séismes) au sein des sédiments lacustres doit permettre d'estimer les taux de récurrence de tels événements, sur de longues périodes de temps, au-delà des périodes couvertes par les catalogues de sismicité.

Dans le contexte de ces travaux de thèse, il est alors nécessaire de définir ce qu'est un séisme "fort". Cette notion semble principalement anthropocentrée et dépendante d'un lieu, des événements recensés depuis la période historique, de la récurrence de ces événements et de la vulnérabilité locale. De ce point de vue, un séisme "fort" est

généralement considéré comme générant des mouvements du sol suffisants pour induire des dégâts matériels (Lebrun et al., 2002 ; Keilis-Borok, 2002).

En cas de forts séismes, les volumes de sédiment remobilisés depuis les pentes d'un lac sont plus importants. Au cours des périodes de quiescence entre les forts séismes, il est possible d'enregistrer des dépôts liés à des événements sismiques de plus faible énergie. Dans les zones à sismicité modérée, l'enregistrement est plus complexe que dans les zones à fortes sismicité et permet une meilleure compréhension des processus impliqués dans la sensibilité d'un lac à l'archivage des événements forts et moins forts au sein des sédiments (chargement des pentes, remobilisation du sédiment).

Dans la zone étudiée, un séisme significatif peut être défini de plusieurs points de vue.

- Au niveau sociétal, un séisme fort est capable de générer des dégâts matériels et causer de sérieux dommages. Ce type de séisme peut donc produire des mouvements du sol capables de déstabiliser les pentes des lacs de la région (en fonction de la distance au lac, des amplifications de site et à d'autres paramètres de source sismique tel que la profondeur hypocentrale).

Pour induire un transport de masse ainsi archiver un dépôt instantané dans des sédiments lacustres, une intensité minimale de l'ordre de VI ou VII sur l'échelle MSK semble nécessaire (Strasser et al., 2006 ; Kremer et al., 2015). L'intensité, qui représente une échelle caractérisant la sévérité de la secousse sur les biens et les personnes en un point, diminue à mesure que la distance épacentrale augmente. Dans le contexte sismotectonique de la zone étudiée, les modèles montrent une atténuation rapide de l'intensité en fonction de la distance épacentrale (Fäh, 2003 ; Bakun et Scotti, 2006).

Dans les Alpes françaises, l'intensité MSK peut être associée à l'atténuation fonction de la distance épacentrale par l'équation suivante (Bakun et Scotti, 2006) :

$$\text{Intensité MSK} = 4.46 + 1.27 M_w - 4.05 * \log [\Delta^2 + h^2]^{1/2}$$

avec M_w : la magnitude instrumentale pour un événement sismique donné; Δ : la distance épacentrale et h : la profondeur focale la distance en km; on extrait la magnitude:

$$M_w = (\text{Intensité MSK} - 4.46 + 4.05 * \log [\Delta^2 + h^2]^{1/2}) / 1.27$$

En considérant qu'un dépôt de transport de masse est induit pour une intensité MSK de l'ordre de VI ou VII (Strasser et al., 2006 ; Kremer et al., 2015), il est possible de considérer qu'un séisme de M_w comprise entre 3 et 5 à une distance épacentrale entre 0 et 20 km ou bien un séisme de M_w comprise entre 7 et 8 à une distance épacentrale entre 50 et 150 km sont capables d'induire de telles déstabilisations sub-aquatiques

dans les lacs régionaux (pour une profondeur focale fixée à 5 km). Il est important de rappeler que l'intensité, si elle augmente avec l'amplitude et la durée du tremblement de terre, ne peut pas être directement reliée au mouvement réel du sol tel qu'il serait mesuré par des instruments (Ambraseys, 1985 ; Bakun et Scotti, 2006).

- Au niveau historique, le plus fort séisme connu dans la région est l'évènement du Bugey, survenu en 1822. Ce séisme sert de référence pour la zone sismotectonique associée à la région du Bugey et est considéré comme SMHV (Séisme Maximal Historiquement Vraisemblable) dans la définition de l'aléa sismique du CNPE de Bugey et des installations de Creys-Malville. Sa magnitude est estimée à $M_w=5.5 \pm 0.3$ et l'hypocentre se situe à 14 km de profondeur (Manchuel et al., 2018). Dans la zone sismotectonique du SMHV, les modèles de récurrence suggèrent une période de retour d'un tel évènement entre 500 et 1000 ans (Drouet et al., 2020).

- En ce qui concerne la problématique de ces travaux de thèse, un séisme significatif est un évènement qui est archivé dans les sédiments lacustres. Sur la base des études paléosismologiques lacustres existantes, la magnitude minimale permettant de déclencher de larges dépôts de transport de masse dans des lacs alpins est estimée au minimum à $M_w=4$ (Daxer et al., 2022). Au sein d'une même région, un même évènement sismique peut générer des dépôts instantanés dans plusieurs lacs, dans ce cas il s'agit souvent de séismes de $M_w > 4$. A titre d'exemple les lacs de Zurich et Lucerne en Suisse ont enregistré des dépôts instantanés de façon synchrone et associés à un même séisme déclencheur dont la magnitude est estimée à $M_w=6.5$ (Strasser et al., 2006).

- En se basant uniquement sur les lois d'échelle (Wells and Coppersmith, 1994), il est possible d'estimer grossièrement le rapport entre la magnitude et la rupture sur la faille (Tableau PG-1). En effet, le moment sismique (M_0) représente l'énergie sismique du séisme. M_0 est lié au déplacement sur la faille et s'exprime (en N.m) :

$$M_0 = \mu S \Delta u$$

Avec μ , le module de cisaillement (environ 30 GPa dans la croûte terrestre) ; S , la surface de la faille (calculée à partir de la longueur, du pendage et de la profondeur de la faille) et Δu , le déplacement moyen sur la faille.

La magnitude M_w peut être exprimée en fonction du moment sismique M_0 comme suit (Bormann et al., (2013)) :

$$M_w = 2/3 (\log_{10} M_0 - 9.1)$$

Magnitude Mw	Longueur de la faille	Déplacement sur la faille	Durée de la rupture
9	800 km	8 m	250 s
8	250 km	5 m	95 s
7	50 km	1 m	15 s
6	10 km	20 cm	3 s
5	3 km	5 cm	1 s
4	1 km	2 cm	0.3 s

Tableau PG-1 : Estimation du lien entre la magnitude Mw, la longueur, le déplacement sur la faille et la durée de la rupture lors d'un événement sismique. Extrait du site web du Musée de Sismologie et collections de Géophysique (<https://musee-sismologie.unistra.fr/comprendre-les-seismes/notions-pour-petits-et-grands/la-sismicite/la-magnitude-mw-et-le-moment-sismique/>).

Au vu de la longueur des failles actives dans la zone d'étude (< 40 km), des séismes de magnitude comprise entre 6 et 7 sont possibles (Tableau PG-1). Pour produire un événement d'une magnitude proche de 7, il faudrait un segment de faille suffisamment grand, ce qui semble difficile dans la région étudiée.

L'outil paléosismologique et les défis portés par cette thèse

Les catalogues de sismicité historiques sont souvent trop courts et incomplets pour de longues périodes de retour (associées aux forts séismes).

Pour caractériser la sismicité au-delà de la limite temporelle des catalogues historiques et instrumentaux, les études paléosismologiques ont été développées à terre dès les années 1960 avec pour objectif de relever les traces géologiques des séismes du passé le long des failles (Wallace, 1987 ; McCalpin, 2009; Bellier et al., 2021). Dans les zones à forte activité sismique (Japon, Chili, Alaska), les événements de faible probabilité d'occurrence correspondent à des séismes majeurs (Mw >7) sur de grands systèmes de failles (Kanamori, 1977). Dans les zones à sismicité modérée ou faible (loin des limites de plaques et des failles majeures (Nordenson et Bell, 2000), et en particulier dans les zones continentales dites stables (Johnston et al., 1994), les séismes de faible

probabilité d'occurrence sont des séismes de magnitudes plus modérées (typiquement $M_w \approx 6$), (Calais et al., 2016). Au sein de ces zones continentales stables, une hypothèse formulée récemment est que les séismes résultent de perturbations transitoires, qui à relâcher les tensions accumulées dans une lithosphère pré-contrainte (Calais et al., 2016). La paléosismologie à terre est alors complexe à mettre en oeuvre dans ces zones stables car il est nécessaire que les déformations co-sismiques affectent la surface et que ces déformations soient préservées (un séisme de $M_w=6$ a une probabilité d'environ 50 % d'atteindre la surface, et les taux d'érosion sont souvent du même ordre que les taux de déformation), (Ritz et al., 2022). Dans ce cadre, les sédiments lacustres présentent l'avantage de potentiellement enregistrer des événements plus faibles et d'en conserver la trace.

L'approche en paléosismologie lacustre est plus indirecte qu'à terre. Elle se base sur l'association entre l'occurrence d'évènements sismiques et les conséquences potentielles de ces derniers au sein de lacs (chutes de blocs, déstabilisations, glissements et remobilisation de sédiments). Dans ce cas, la source du séisme n'est pas identifiée directement et le lac est considéré comme un sismomètre naturel. Les sédiments lacustres présentent l'avantage de potentiellement enregistrer des événements plus faibles que ceux identifiables à terre, le long des failles. Ces enregistrements sédimentaires sont utilisés pour mieux comprendre les séismes passés par l'analyse de la distribution temporelle et géographique des dépôts associés à des évènements sismiques. Ainsi, les études paléosismologiques lacustres participent à mieux caractériser et quantifier l'activité tectonique sur des périodes de temps longues, couvertes par les archives sédimentaires (Beck et al., 1996 ; Chapron et al., 1999 ; Moernaut et al., 2011 ; Kremer et al., 2017 ; Audin et al., 2018 ; Bellier et al., 2021 ; Oswald et al., 2021).

Ces travaux de thèse s'inscrivent dans la lignée de ces études sédimentologiques lacustres ayant pour but de caractériser les dépôts liés à des événements sismiques, pour mieux appréhender l'évolution au cours du temps de cette sismicité au front des Alpes.

Cette thèse présente plusieurs défis. Le premier est de caractériser la nature et les processus sources des dépôts sédimentaires d'un lac préalpin, sur la base d'analyses multi-traceurs. Le deuxième défi consiste à extraire un calendrier des évènements sismiques régionaux sur le temps long. Enfin, le troisième est de mettre en perspective les interprétations sismotectoniques par rapport aux signaux climatiques et environnementaux régionaux afin d'identifier les potentielles inter-relations entre les variations climatiques et l'évolution de la sismicité.

Objectifs et plan de la thèse

Ces travaux de thèse s'inscrivent dans la lignée des études sédimentaires sur les dépôts instantanés (dépôts sédimentaires générés par des catastrophes naturelles (e.g.: séismes, crues) et leur implication dans la construction de chroniques d'événements sismiques pour une meilleure compréhension de l'aléa naturel.

L'objectif principal poursuivi consiste à restituer un calendrier de séismes au cours de l'Holocène afin de discuter de l'évolution temporelle de la sismicité au front des Alpes, sur la base d'archives sédimentaires provenant principalement du lac d'Aiguebelette (Savoie).

Pour répondre à la question : "comment a évolué la sismicité dans la zone périalpine française depuis la dernière période glaciaire ?", il est nécessaire de pouvoir atteindre les objectifs suivants :

- 1) Caractériser les différents types de dépôts instantanés ;
- 2) Corréler les dépôts potentiellement générés par des séismes avec les événements des catalogues de sismicité ;
- 3) Estimer la sensibilité du lac d'étude à un/des types de séismes ;
- 4) Caractériser les facteurs discriminants de la sensibilité d'un lac à des événements sismiques ;
- 5) Estimer l'évolution de la sismicité au cours de l'Holocène (en se basant sur les chroniques de dépôts instantanés archivés au sein des séquences sédimentaires étudiées).
- 6) Comparer la chronique des dépôts sismo-induits du lac d'Aiguebelette avec celle d'autres séquences sédimentaires lacustres régionales, afin d'estimer l'ampleur de l'événement.

Le manuscrit de thèse se compose de cinq parties principales, visant chacune à répondre à ces différents objectifs.

La première partie présente le contexte global sur lequel se fondent ces travaux de thèse. Un État de l'Art sur les différents points abordés par la suite. La deuxième partie présente le site d'étude et l'ensemble des méthodologies employées dans ces travaux. En troisième partie une chronique de sismicité régionale couvrant l'Holocène est proposée (papier en cours d'écriture). En quatrième partie les liens possibles sont énoncés entre la transition climatique du Younger Dryas – Holocène et l'augmentation

de la sismicité dans les Alpes et à plus large échelle. Cette partie a fait l'objet d'un article publié dans *Sedimentology* ([Banjan et al., 2022](#)). Une cinquième partie permet de présenter les résultats obtenus en employant les méthodes d'analyses magnétiques et paléomagnétiques (e.g. le possible enregistrement du Lachersee tephra et les différences de minéralogies magnétiques entre les sédiments constituant les dépôts instantanés tardiglaciaires et holocènes). Ces derniers résultats seront valorisés lors de l'écriture d'un futur article scientifique.

Finalement, nous discutons l'ensemble des résultats obtenus et concluons sur ces travaux de thèse.

En annexe, nous présentons les différentes analyses conduites au cours des trois années de thèse n'ayant pu être particulièrement valorisées (analyses hyperspectrales).

PARTIE I. Contexte global de l'étude (Etat de l'Art)

Ce chapitre présente le contexte global et les informations bibliographiques nécessaires à la réalisation et à la compréhension de ces travaux de thèse.

I.1. Introduction

La paléosismologie consiste à étudier des séismes anciens, particulièrement leur localisation, leur date et leur ampleur (McCalpin and Nelson, 2009). Dans le domaine subaquatique, cette discipline se base sur la déformation et/ou le dépôt quasi-instantané (quelques heures à quelques jours) de sédiments lors des événements sismiques. De nombreuses études indiquent, par exemple, l'initiation de glissements, coulées de débris et courants de turbidité en domaine subaquatique, suite à des événements sismiques historiques documentés (Heezen and Ewing, 1952, 1955 ; Ryan and Heezen, 1965 ; Krause et al., 1970 ; Inouchi et al., 1996 ; Nakajima and Kanai, 2000). Dans une approche a posteriori (i.e. paléosismologie), il apparaît pourtant difficile d'identifier avec certitude les processus déclencheurs de ces paléo-dépôts (Shanmugam, 2016 ; Gutierrez-Pastor et al., 2009 ; Atwater et al., 2011). En effet, de nombreux mécanismes peuvent générer des dépôts gravitaires observés en contexte subaquatique (e.g. la houle, les variations du niveau d'eau, les flux hyperpycniaux, la surcharge sédimentaire, les mouvements du sol induits par un séisme, une éruption volcanique ou encore d'autres catastrophes naturelles, (Hampton et al., 1996 ; Locat and Lee, 2002)). Ces processus peuvent induire des dépôts gravitaires qui enregistrent la signature géochimique du sédiment mobilisé ou remobilisé et peuvent archiver la signature du tri granulométrique lié au transport des particules. Ces signatures peuvent être représentatives de différentes étapes : du processus déclencheur jusqu'au dépôt des sédiments. Les analyses sédimentaires (géochimiques et granulométriques) peuvent aider à l'identification de l'événement initiateur. Les études paléosismologiques subaquatiques menées autour du globe se basent sur plusieurs critères pour discuter de l'attribution d'un processus sismique à des dépôts sédimentaires. Par exemple, sur la marge continentale dans la zone de subduction de Cascadia (au nord de la faille de San Andreas), les dépôts instantanés ont été attribués à des événements sismiques sur la base d'analyses stratigraphiques et de la synchronicité entre les dates de sédimentation des dépôts instantanés et les âges

attribués aux évènements enregistrés dans les catalogues sismiques (Adams, 1990 ; Goldfinger et al., 2003, 2008, 2009). Dans le lac Washington (Seattle), les glissements subaquatiques ont été interprétés comme ayant une origine sismique sur la quasi simultanéité des effondrements et sur leur distribution spatiale (Karlin and Abella, 1992 ; Karlin et al., 2004). Dans les lacs suisses de Lucerne et Zurich, les glissements subaquatiques et les dépôts aux faciès chaotiques observés sur les profils sismiques sont interprétés comme induits par des séismes sur la base de la synchronicité des écroulements (slumps) et sur la corrélation temporelle de certains d'entre eux avec un évènement sismique historique (Schnellmann et al., 2002, 2005 ; Strasser et al., 2006, 2007 ; Kremer et al., 2017 ; Strupler et al., 2018).

I.2. Les lacs de la zone étudiée : des enregistreurs du passé

Le lac d'Aiguebelette ainsi que les lacs périalpins et alpins mentionnés dans ces travaux (lac de La Thuile, lac d'Annecy, Lac du Bourget) se trouvent à la bordure de la marge Nord-Ouest des Alpes (Figure I-1). Leur remplissage sédimentaire s'est fait à partir de la fin de la dernière glaciation. Certains d'entre eux sont les reliques de grands lacs postglaciaires (Van Rensbergen, 1996). La géologie alpine et les variations climatiques au Quaternaire sont les principaux facteurs responsables de la localisation géographique de ces lacs (voir les chapitres suivants). Les hauts massifs alpins ont servi de source aux glaciers situés dans les vallées, tandis que les structures tectoniques ont facilité l'érosion et le transport des eaux de fonte vers les lacs.

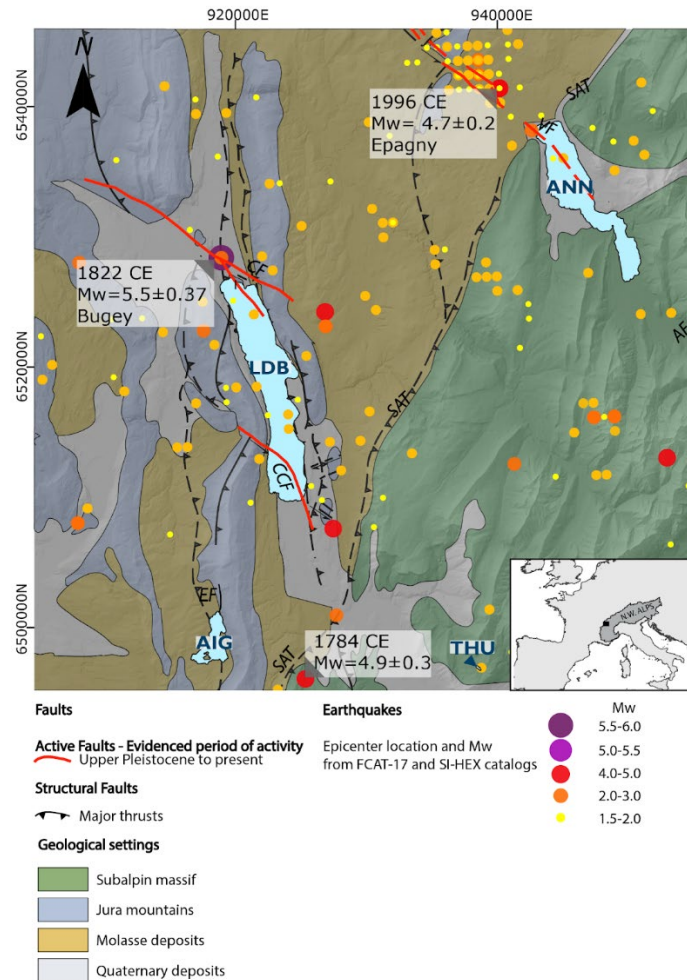


Figure I-1: Carte de sismicité des Alpes, à la bordure avec les montagnes du Jura. Les épicentres représentés sont issus des catalogues de sismicité FACT-17 et SI-HEX (Cara et al., 2015; Manchuel et al., 2018). Les failles actives à la fin du Pléistocène sont représentées en rouge. (CF: Faille de Culoz; CCF: Faille du Col Du Chat Fault; VF: Faille du Vuache). Les lacs d’Aiguebelette (AIG), Annecy (ANN), du Bourget (LDB) et de la Thuile (THU), dont nous parlerons dans cette étude, sont en bleu clair. Le contexte géologique représenté provient de la carte nationale du BRGM au 1/50000 et de communications personnelles avec C. Couzet. Projection: Lambert-93 (EPSG 2154).

I.2.1. Les sédiments lacustres

Dans un lac, les sédiments proviennent de sources internes et externes. Les apports externes ou allochtones correspondent aux ruissellements depuis les roches et les sols et aux retombées atmosphériques (poussières, cendres (tephras) et pollens). La fraction de sédiment apportée par ruissellement est un mélange minéral (argiles, sables, graviers) et organique (feuilles, bois...).

Les apports internes ou autochtones sont régis par la biogéochimie intrinsèque au lac. Il s'agit de la fraction minérale et organique produite dans le lac par précipitation d'oxydes, de carbonates de calcium, et de résidus d'organismes y vivant (diatomées, mollusques) ou de matière organique liée à la production primaire.

I.2.1.1. Les grands lacs de plaine d'origine glaciaire dans les zones alpines : une archive continue

Dans les Alpes françaises et suisses, plusieurs lacs postglaciaires ont été utilisés comme objets de choix pour l'étude des évolutions environnementales et climatiques, depuis la dernière période glaciaire. La plupart des sédiments carottés couvrent la période de l'Holocène (notamment les lacs d'Annecy, du Bourget, de Zurich et Genève ([Thompson and Kelts \(1974\)](#) ; [Manalt, 1998](#) ; [Chapron, 1999](#) ; [Nomade \(2005\)](#) ; [Baster et al., \(2003\)](#) ; [Arnaud et al., \(2016\)](#)). Les séquences du lac d'Aiguebelette, d'Annecy et de la Thuile couvrent aussi (au moins en partie) la période tardiglaciaire ([Manalt, 1998](#) ; [Brauer & Casanova, 2001](#) ; [Nomade \(2005\)](#) ; [Banjan et al., \(2022\)](#)). Certains de ces lacs ont permis d'effectuer des corrélations entre les séquences sédimentaires et les unités sismo-stratigraphiques (issues des analyses de profils sismiques).

Le projet CLIMASILAC, mené en 1992 a permis une étude multidisciplinaire du lac d'Annecy ([Brauer & Casanova, 2001](#)). Les buts principaux de ce projet étaient de mieux comprendre l'origine de ce lac, la nature de son remplissage sédimentaire et les influences anthropiques sur le système limnique. Sur la base des études de profils sismiques et d'analyses sédimentaires, nous décrivons les principales unités de faciès sismique connues dans le lac d'Annecy et du Bourget (de la base vers le sommet du remplissage sédimentaire ([Van Rensbergen \(1996\)](#) ; [De La Taille \(2015\)](#), ([Figure I-2](#))) :

Unité 1 – Unité chaotique et irrégulière couvrant le substratum ;

Unité 2 – Unité basale sans réflecteurs ; interprétée comme un remplissage par des dépôts glaciaires.

Unité 3- Remplissage stratifié en "onlap". L'âge du sommet de cette unité est estimé sur la base de datations dans les carottes CLIMASILAC à 16 ka ([Brauer and Casanova, 2001](#)) ;

Unité 4 – Remplissage stratifié divergeant ou progradant (unité mise en place entre 16 et 11.5 ka) ;

Unité 5 – Couverture ou drapé à faible amplitude (unité mise en place depuis 11.5 ka jusqu'à aujourd'hui). Il s'agit du "drapé holocène".

On note particulièrement le drapé holocène (unités 5) présent dans les lacs de la région et les faciès chaotiques associés aux dépôts de transport de masse (Chapron et al., 1996; Van Rensbergen et al., 1998; De La Taille, 2015), (cf. partie III).

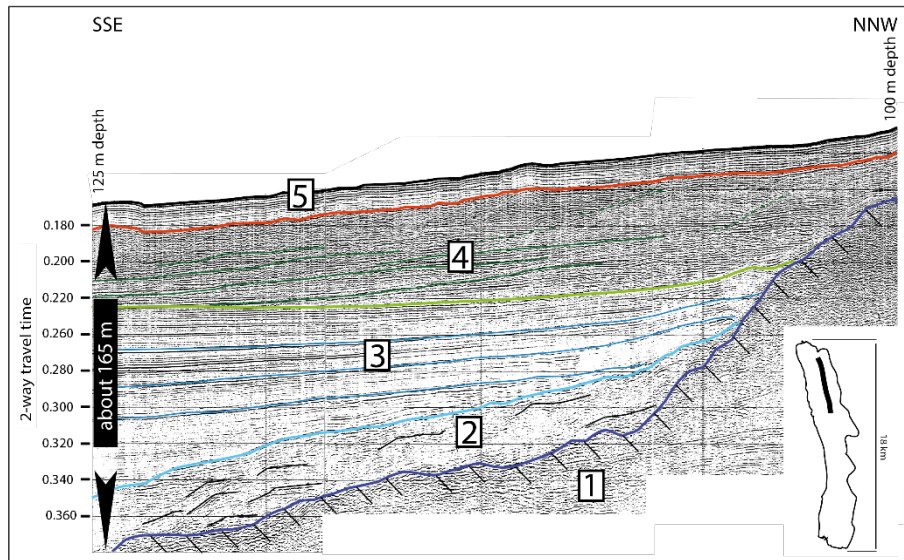


Figure I-2 : Profil sismique haute résolution acquis au nord du Lac du Bourget (issu de Van Rensbergen et al., 1998, modifié par De La Taille (2015)). Sur ce profil les 5 unités principales sont détaillées comme suit : (1) Bedrock Pre-Quaternaire (calcaires, grès etc.); (2) tills remobilisés; (3) sédiments détritiques; (4) sédiments avec une apparente stratification (en partie progradante), un onset graduel est visible, lié à l'activité biologique; (5) "Drapé sédimentaire" typique et représentatif des sédiments déposés de l'Holocène à nos jours. Les unités 3 et 4 représentent 80 à 90 % de remplissage postérieur au LGM (dernier maximum glaciaire), ces dépôts datent de la période Tardiglaciaire.

Dans les travaux de thèse de De La Taille (2015), de nombreux dépôts de transport de masse sont constatés sur les profils sismiques des lacs d'Annecy et du Bourget. La plupart se situent à l'interface entre l'unité 4 et 5, c'est-à-dire au début de l'Holocène. Les hypothèses d'une synchronicité de ces dépôts, d'une potentielle origine sismique et d'un lien avec les variations climatiques à la transition Tardiglaciaire-Holocène ont été émises. Au-dessus des dépôts de transport de masse, l'unité 5 est affectée par des ruptures aussi bien dans le lac d'Annecy que dans le lac du Bourget. La faille du Vuache est identifiée sur les profils sismiques au nord du lac d'Annecy De La Taille (2015).

Les lacs d'Annecy et du Bourget sont les deux grands lacs principaux de la région étudiée dans ces précédents travaux de thèse. Les investigations géophysiques et les sondages carottés permettent un enregistrement continu des sédiments du

Tardiglaciaire à nos jours (Benedetti-Crouzet, 1972 ; Coppee, 1993 ; Beck et al., 1996, 2001 ; Manalt, 1998 ; Chapron, 1999 ; Van Rensbergen et al., 1996, 1998 ; Chapron et al., 1999, 2002, 2005 ; Brauer and Casanova, 2001 ; Arnaud et al., 2005 ; Revel-Rolland et al., 2005). Ces lacs tempérés et carbonatés présentent des varves de type biochimique, comme la plupart des lacs périalpins (Kelts et Hsü, 1978 ; Lotter, 2001 ; Francus, 2004 ; Giguët-Covex et al., 2010). Le développement de ces varves se base sur une sédimentation printanière dominée par les dépôts de tests de diatomées, suivi à la fin du printemps ou au début de l'été par la bioprécipitation de carbonates, puis par la décantation hivernale de sédiments argileux et organiques (Kelts et Hsü, 1978), Figure I-3.

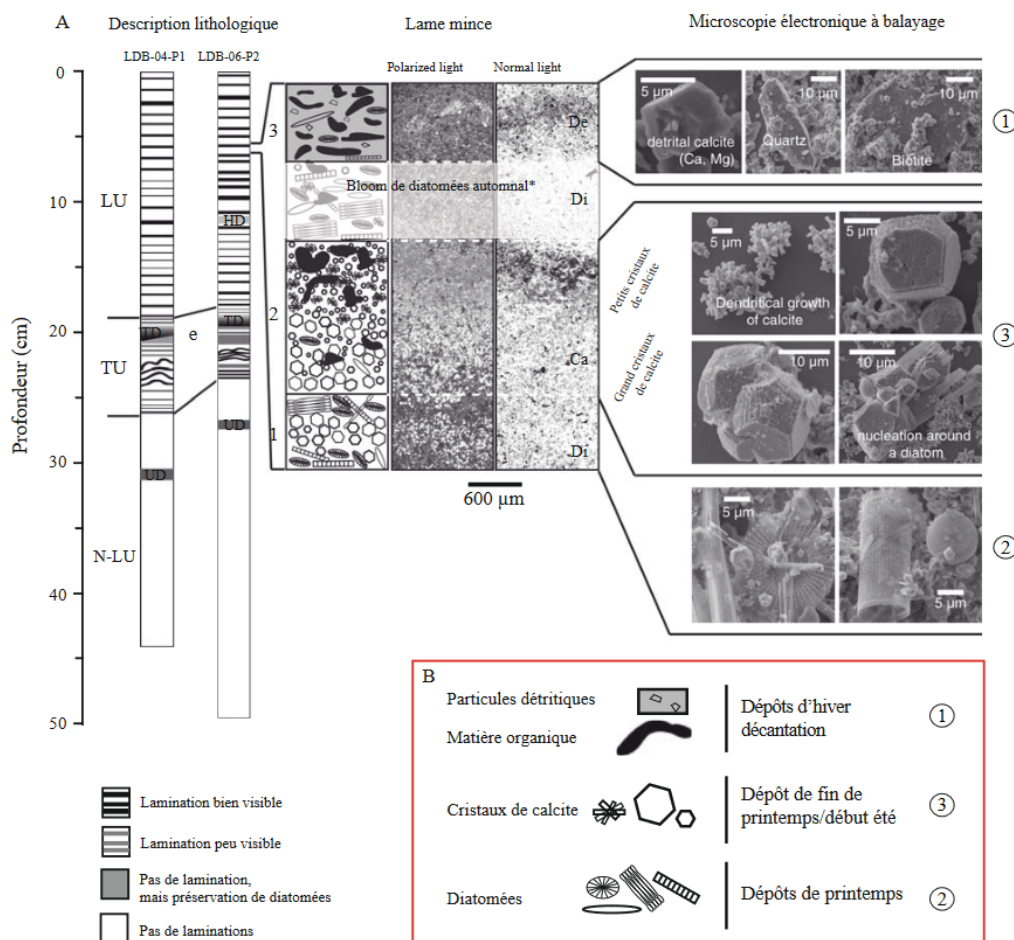


Figure I-3 : Les varves biochimiques, cas du lac du Bourget (Giguët-Covex et al., 2010).

Dans le lac du Bourget, la sédimentation détritique est dominée par les apports du Rhône sur les sept derniers millénaires (Revel-Rolland et al., 2005 ; Arnaud et al., 2005). Le Rhône constitue l'exutoire du lac du Bourget, sauf en cas de crues majeures : les charges liquides et solides du fleuve sont alors déversées dans le lac du Bourget. Des dépôts de paléo-cures et crues sont présents dans les archives sédimentaires disponibles du Lac du Bourget (Arnaud et al., 2012 ; Rapuc, 2022). Dans le lac d'Annecy,

des paléo-crues et des crues sont aussi observées dans les archives sédimentaires (Foster et al., 2003 ; Nomade, 2005).

Bien que les possibilités d'utiliser les archives sédimentaires de ces lacs comme paléosismomètres furent envisagées, les études menées suggèrent la présence de dépôts de crues dans les sédiments. Il reste préférable de s'en affranchir, pour se concentrer uniquement sur les dépôts instantanés générés par de potentiels séismes.

I.2.1.2. Les variations climatiques depuis la dernière période glaciaire

Le dernier maximum glaciaire se situe entre 30 et 19 ka. Durant ce temps, les glaciers s'étendaient jusqu'à l'avant-pays sur l'ensemble de la chaîne alpine. Le retrait de ces glaciers a débuté il y a environ 24 ka. Des oscillations et ré-avancées mineures ont eu lieu durant quelques milliers d'années, créant les moraines du LGM (dernier maximum glaciaire), (Clark et al., 2009 ; Shakun and Carlson, 2010 ; Hughes et al., 2013). Au Nord et au Sud des Alpes, les âges des différentes avancées ne sont pas identiques. Dans la zone d'intérêt de ces travaux de thèse, les datations au ^{10}Be suggèrent un recul initial du glacier du Rhône autour de 24 ± 2 ka (Ivy-Ochs et al., 2014). Suite à l'extension du LGM datée à 24-21 ka, le lobe Lyonnais est totalement déglacé vers 16.5 ka (Roattino et al., 2022). Cette temporalité de retrait glaciaire semble aussi correspondre à l'initiation du déclin de la calotte glaciaire des montagnes du Jura (Buoncrisiani et Campy, 2011 ; Ndiaye et al., 2014).

I.2.1.2.1. Le Tardiglaciaire

Dans les Alpes, le Tardiglaciaire débute avec la récession des glaciers et le déclin des lobes glaciaires de piedmont. Cette période de fonte s'étend de 19 à 11.65 ka BP (Hoek, 2008). Le Tardiglaciaire se compose de la période froide du Dryas ancien (16 500 – 14 600 BP), la période plus chaude du Bølling-Allerød (14 690 - 12 890 BP) et la période froide du Dryas récent (12 850 – 11650 BP) (Ammann et al., 1994). Au Tardiglaciaire, les ré-avancées glaciaires successives à faible amplitude ("stadials" ou "stades du Tardiglaciaire") sont principalement causées par des changements dans la circulation océanique Nord Atlantique et la diminution du transfert de chaleur aux plus hautes latitudes (Kerschner et Ivy-Ochs, 2007). Au cours de l'épisode froid du Dryas récent, les glaciers alpins ont subi une ré-avancée, tout en restant cantonnés aux hautes vallées. Par exemple, le glacier de l'Arc en Maurienne a avancé jusqu'aux moraines de Bessans à 1750 m d'altitude (Roattino, 2023) et celui de l'Arve jusqu'aux moraines de Chamonix à 1040 m d'altitude (Ballandras et Lucena, 1999).

I.2.1.2.2. La transition Tardiglaciaire – Holocène

La limite Tardiglaciaire – Holocène a été établie sur la base du forage NGRIP de carottes de glace au Groenland (Walker et al., 2009). La transition du Pléistocène supérieur à l'Holocène correspond à un changement climatique abrupt avec de fortes variations de températures (hausse globale) et des concentrations en $\delta^{18}\text{O}$ dans les lacs préalpins (variations importantes de la composition isotopique de l'oxygène au sein des sédiments influencée par les précipitations (Schwander et al., 2000 ; Von Grafenstein et al., 2000). Dans tous les lacs alpins, ce changement climatique se traduit par un changement brutal de la nature des sédiments (Références)

I.2.1.2.3. L'Holocène

L'Holocène s'est déroulé sur les 11 650 dernières années (Hoek, 2008) et correspond au dernier interglaciaire du Quaternaire. L'Holocène se caractérise par un climat relativement stable et chaud, avec des fluctuations glaciaires limitées comparées aux avancées glaciaires du Tardiglaciaire (Dansgaard et al., 1993 ; Leroy, 2011).

Les fluctuations glaciaires ont conduit à la formation de complexes morainiques mis en place durant tout l'Holocène, dans le périmètre des hautes vallées alpines. Des analyses chronologiques (sur des débris de bois et de tourbe) autour des glaciers, ainsi que les études géomorphologiques dans les Alpes ont révélé plusieurs épisodes chauds avec la fonte des glaciers (Joerin et al., 2006 ; Ivy-Ochs et al., 2009 ; Cossart et al., 2012 ; Schimmelpfenning et al., 2012, Le Roy et al., 2015).

Ces périodes correspondent à des moments d'activité solaire accrue. Toutefois, un épisode froid connu sous le nom de Petit Âge Glaciaire s'est produit entre 1350 et 1850 après JC (Gardent, 2014). Il est nécessaire de noter que l'extension réduite des glaciers dans les Alpes n'implique pas nécessairement un climat plus chaud, car les glaciers ont un temps de réajustement aux changements climatiques compris entre 30 et 50 ans (Joerin et al., 2006).

I.2.2. Les dépôts instantanés : archive sédimentaire de l'interruption de la sédimentation continue par des phénomènes ponctuels

I.2.2.1. Processus à l'origine des dépôts instantanés

Les dépôts instantanés archivés dans les sédiments peuvent être mis en place par différents processus. Certains de ces processus sont gravitaires comme les crues (Wils et al., 2021), les glissements de terrain, les avalanches (Fouinat et al., 2018) ou les

séismes (Kremer et al., 2017 ; Gastineau et al., 2021 ; Daxer et al., 2022). D'autres catastrophes naturelles peuvent donner lieu à des dépôts instantanés, comme les éruptions volcaniques (Walton, 1979 ; Van Daele et al., 2014) ou les tsunamis (Biguenet et al., 2021), parfois eux-mêmes déclenchés par des séismes (Figure I-4).

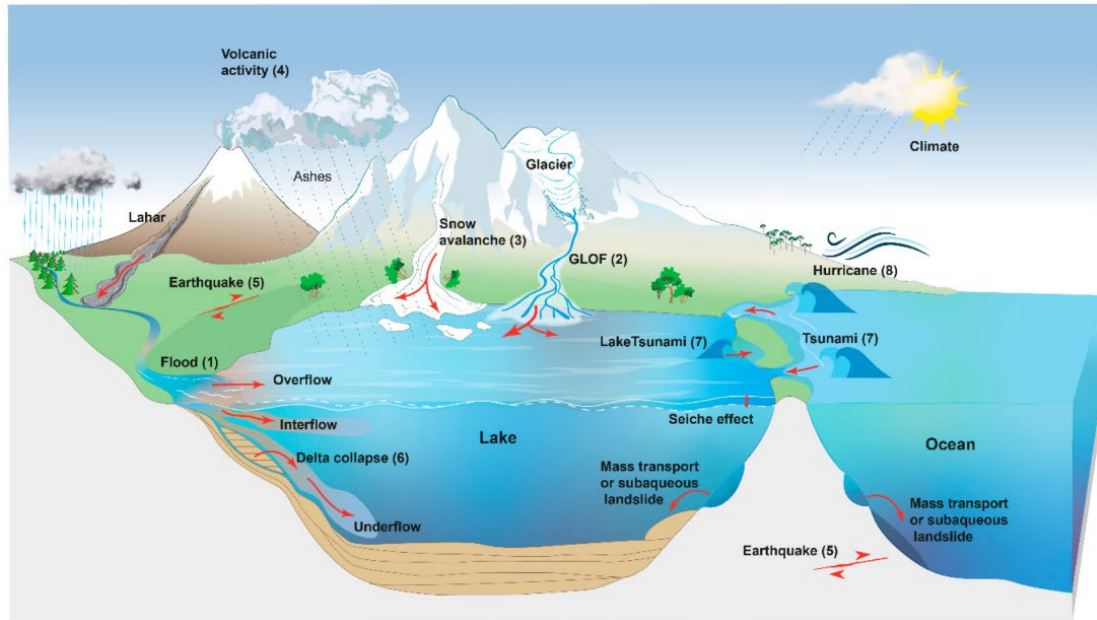


Figure I-4 : Processus à l’origine des dépôts instantanés dans les sédiments lacustres. Les types d’évènements suivants sans sont illustrés (1) crues, (2) vidange de lac glaciaire, (3) avalanche neigeuse, (4) éruption volcanique, (5) séisme, (6) effondrement de delta, (7) tsunamis marins ou lacustres, (8) ouragans. Figure extraite de Sabatier et al., 2022.

Pour pouvoir construire une chronique de sismicité sur la base des couches “évènements” archivées dans les sédiments, il est nécessaire de pouvoir identifier et caractériser les dépôts instantanés. Les faciès sédimentaires ainsi que les proxys géochimiques, granulométriques et magnétiques associés aux dépôts instantanés permettent de corréliser les résultats obtenus aux mécanismes/processus sources de la génération de ces dépôts (e.g. séismes, crues, glissements gravitaires, éruption volcanique etc. Sabatier et al., 2022).

Dans la zone d’étude de ces travaux de thèse, les lacs d’Annecy, du Bourget, d’Aiguebelette et de la Thuile) sont des enregistreurs de dépôts de séismes, de crues et de glissements gravitaires (Beck et al., 1996 ; Manalt, 1998 ; Chapron et al., 1999).

I.2.2.2. Identification analytique des dépôts instantanés

Nous listons les différentes analyses permettant l'identification des dépôts instantanés :

- Suite à l'ouverture des carottes sédimentaires, l'analyse visuelle des dépôts permet de caractériser les faciès sédimentaires et de différencier les dépôts instantanés de la sédimentation continue.
- Les analyses géochimiques apportent une information au sujet des sources du sédiment remobilisé au sein des dépôts instantanés ainsi que des processus (Wilhelm et al., 2013 ; Sabatier et al., 2017). Par exemple, constater une augmentation de la teneur en Mn en base des dépôts instantanés est un moyen d'identifier des dépôts de crue (en lien avec la réoxygénation de l'eau au fond du lac et la formation d'oxydes), (Wilhelm et al., 2016b ; Sabatier et al., 2017).
- Les paramètres granulométriques (D50, D90 et tri) donnent des informations sur l'origine des particules et sur l'évolution de l'écoulement qui a mené au dépôt (Chapron et al., 1999 ; Beck, 2009 ; Wilhelm et al., 2013 ; Sabatier et al., 2017 ; Praet et al., 2020 ; Van Daele et al., 2020 ; Vandekerkhove et al., 2020 ; De Gelder et al., 2022).
- Les paramètres magnétiques (ASM foliation) permettent de constater des variations en lien avec la minéralogie magnétique du sédiment et les processus de dépôts. Par exemple, une augmentation de la foliation magnétique peut s'expliquer par l'oscillation de la masse d'eau lors du dépôt, dont un séisme peut-être le potentiel déclencheur (Campos et al., 2013 ; Rapuc et al., 2018 ; Banjan et al., 2022).

I.2.2.3. Les différents faciès connus

Dans la littérature, les turbidites induites par des séismes consistent en une base grossière (par rapport à la sédimentation continue) et granoclassée (faciès turbidite "Tu") suivie d'un faciès homogène silto-argileux (faciès homogénite "Hm") qui est le résultat de la retombée du nuage en suspension du courant de turbidité. Cet ensemble sédimentaire constitue un dépôt instantané de faciès "Tu+Hm". L'association des dépôts de type Tu et Hm a été décrite dans des bassins en pull-apart et attribuée à des séismes pour lesquels la source a pu être clairement identifiée (Beck et al., 2007 ; Gasteineau et al., 2021). Selon la position du point de carottage, il peut arriver que seul le faciès Tu ou uniquement le faciès Hm soit archivé (Figure I-5).

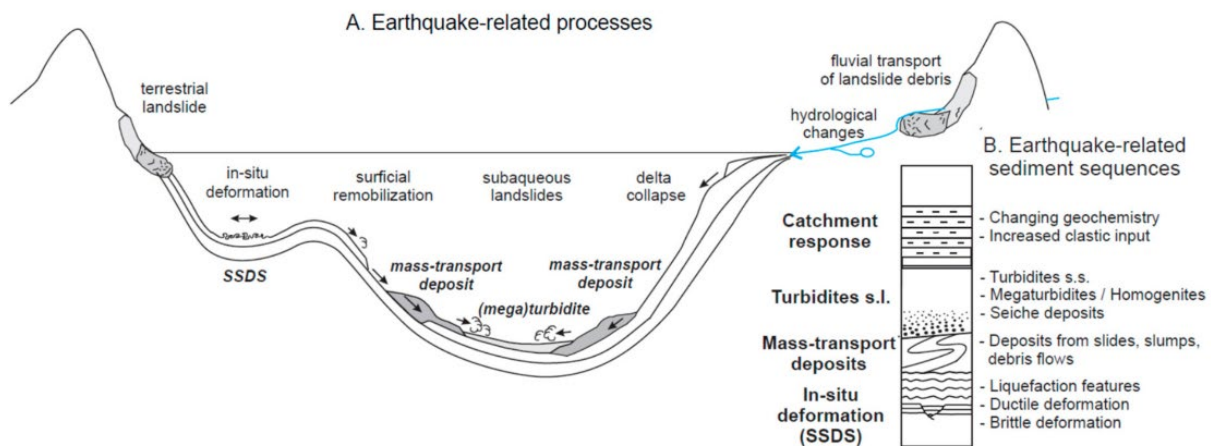


Figure I-5 : (A), Processus de dépôt déclenchés par un séisme (déformation in situ, remobilisation, glissement subaquatiques, effondrement de delta) ; (B), Faciès sédimentaires associés aux dépôts instantanés générés par des séismes. (s.l., sensu lato ; s.s., sensu stricto). Issu de [Sabatier et al. \(2022\)](#).

Les séismes ont une durée dépendante de la surface de faille mobilisée (et donc de la magnitude), qui varie de quelques secondes à quelques minutes. La durée des oscillations du sol en un point dépend alors à la fois de la taille du séisme, mais aussi des conditions géologiques locales qui peuvent conduire à allonger voire même amplifier le signal (i.e. effets de sites), en conséquence de quoi une oscillation de la colonne d'eau (dans les lacs ou les océans) peut être générée ([Kvale 1955](#) ; [Barberopoulou et al., 2004, 2006](#)).

Ce mécanisme appelé "effet de seiche" (terme utilisé pour la première fois par l'hydrologue suisse F.-A. Forel) impacte l'évolution des particules en suspension dans les lacs ([Siegenthaler et al., 1987](#) ; [Karlin and Abella, 1992](#) ; [Chapron et al., 1999](#) ; [Wang et al., 2020](#)). Les premiers effets de seiche d'origine sismique bien documentés remontent à l'époque du séisme de Lisbonne (Mw 8-9) et se sont fait ressentir jusque dans des lacs écossais et scandinaves ([Wilson, 1972](#) ; [Baptista et al., 1998](#)). De nombreuses études, notamment les travaux sur les sédiments en Mer de Marmara et du golfe de Corinthe ([Campos et al., 2013](#)) et dans les lacs alpins ([Siegenthaler et al., 1987](#)) ont montré une corrélation entre l'effet de seiche et les dépôts instantanés de type Hm.

Dans une colonne d'eau "stable", un granoclassement normal (plus grossier à la base du dépôt et avec un classement de particules de plus en plus fines vers le sommet du dépôt) caractérise la plupart des dépôts instantanés ([Avsar et al., 2014](#)). Dans le cas d'oscillations de la masse d'eau induites par un séisme (effet de seiche), la plus fine fraction de sédiment est maintenue en suspension. L'effet de seiche influence

l'orientation des particules lors de leur retombée. Cette caractéristique est identifiable par de hautes valeurs de foliation d'anisotropie de susceptibilité magnétique au sein des dépôts de type 'homogénite' (Chapron et al., 1999 ; Monecke et al., 2006 ; Bertrand et al., 2008 ; Beck, 2009).

I.3- Contexte géodynamique général

I.3.1. Géologie alpine, massifs subalpins et linéaments principaux

La zone étudiée se trouve à la bordure entre les Alpes et le massif du Jura. Les Alpes peuvent être divisées en une zone interne et une zone externe séparées par le front Pennique (Debelmas and Lemoine, 1970 ; Coward et Dietrich, 1989), Figure I-6. La zone interne est constituée d'un empilement complexe d'unités tectono-métamorphiques, avec des reliques de la croûte océanique de la Thétys. Dans cette zone, le métamorphisme et les déformations sont d'âge Crétacé à Paléogène.

La zone externe, principalement constituée par les Massifs Cristallins Externes et leur couverture sédimentaire (zone dauphinoise interne et chaînes subalpines) s'est structurée à l'Oligo-Mio-Pliocène (Figure I-6).

Les massifs subalpins sont composés de nappes chevauchantes (marnes et calcaires) dont le front de chevauchement est orienté NE-SO (Guellec et al., 1990 ; Deville et al., 1994, Philippe, 1995). Dans notre secteur d'étude, on retrouve les massifs subalpins du Vercors, de la Chartreuse, des Bauges, des Bornes et du Haut-Giffre, séparés par les cluses de Grenoble, Chambéry, Annecy et la Vallée d'Arve. Les chaînes subalpines chevauchent le bassin molassique et les chaînons les plus internes du Jura.

Le bassin molassique s'étend entre le front de chevauchement subalpin et les monts du Jura (Figure I-6). Ce bassin flexural d'avant chaîne s'est développé au cours de l'Oligo-Miocène et les dépôts atteignent plusieurs kilomètres d'épaisseur (Homewood et al., 1989). Le bassin molassique s'étend du Sud de Chambéry jusqu'au plateau suisse oriental et au Nord de l'Autriche.

Les chaînons jurassiens se divisent en trois parties structurellement différenciables (Chauve, 1980) : (1) le Jura interne caractérisé par des plis (anticlinaux de rampe et pop-up), des chevauchements et décrochements ; (2) le Jura externe représenté par des régions faillées (présence de chevauchements) et déformées sans fort relief ; (3) le Jura tabulaire composé de la couverture mésozoïque du socle cristallin de la Forêt Noire et des Vosges.

La forme arquée du Jura présente un changement notable de l'orientation des structures passant de N-S au niveau de sa terminaison méridionale à E-W dans sa partie suisse alémanique.

Dans notre secteur d'étude, l'avant-pays alpin est constitué par le front des massifs subalpins, le bassin molassique et les chaînons du Jura. On note la présence de failles décrochantes d'orientation NW-SE (Bergerat, 1978 ; Vialon et al, 1989, Philippe, 1995). Les linéaments principaux sont les failles de Cruseille, du Vuache, de Droisy, de Culoz et celle du Col du Chat. Ces failles semblent avoir influencé la localisation de certaines cluses séparant les chaînes subalpines (Van Rensenberg, 1996).

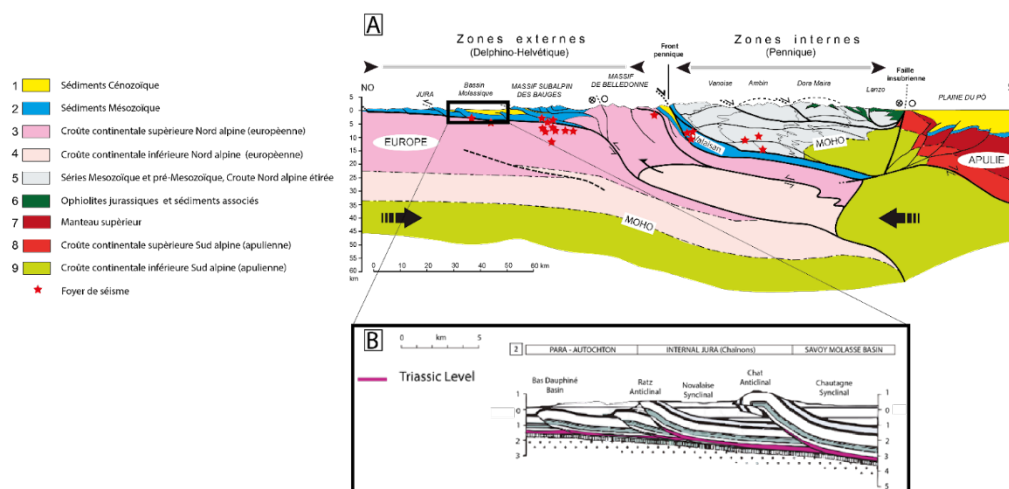


Figure I-6 : (A) Coupe équilibrée du Jura externe aux massifs cristallins externes alpins en passant par le bassin molassique (issue de Tardy et al., 2004). (B) Zoom sur la zone d'étude : coupe du Jura méridional avec l'Anticlinal du Chat d'après Philippe (1995) (Le Lac du Bourget se situe à l'Est de l'Anticlinal du Chat et le lac d'Aiguebelette à l'Ouest).

I.3.2. Contexte sismo-tectonique des zones alpines occidentales et péri-alpines

I.3.2.1. Une zone à sismicité modérée

En réaction à des contraintes tectoniques accumulées au cours du temps, une rupture et un glissement soudain peuvent se produire le long de failles affectant la croûte terrestre. Ce sont les séismes. De nos jours, il est difficile de prévoir de manière fiable l'occurrence de séismes, particulièrement en zone à sismicité modérée (Figure I-7). Dans ces régions, les séismes les plus forts se produisent, statistiquement, à intervalles

de temps plus longs que les périodes (historique et instrumentale, de \cong 500 ans CE à nos jours) couvertes par les catalogues de sismicité.

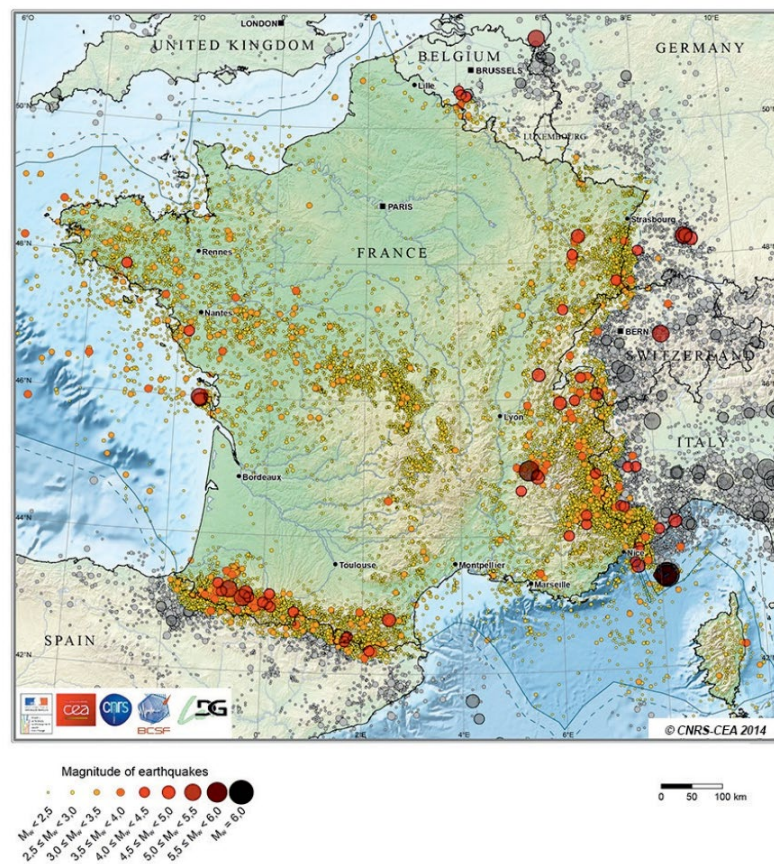


Figure I-7 : Carte de la sismicité entre 1962 et 2009 en France métropolitaine. Les cercles indiquent la position des épicentres et leur couleur indique la magnitude associée à chaque évènement. En gris sont représentés les évènements localisés à plus de 20km de la frontière (non contenus dans le catalogue). Figure tirée de [Cara et al. \(2015\)](#).

Autour des grandes villes françaises de Lyon, Grenoble et Chambéry, une sismicité faible à modérée est enregistrée ([Cara et al., 2015](#) ; [Manchuel et al., 2017](#)). Pour autant, les enjeux sociétaux, démographiques et industriels liés au risque sismique sont majeurs. Il est important de mieux appréhender la sismicité sur le long terme dans ces zones, pour mieux assurer la sécurité des populations et adapter le dimensionnement des infrastructures (installations nucléaires et autres).

Pour caractériser et mieux estimer la sismicité dans les zones sismotectoniques, la loi de Gutenberg-Richter peut être utilisée. Cette loi donne une relation empirique entre la fréquence et la magnitude des séismes. La probabilité d'occurrence d'un séisme en fonction de sa magnitude ([Gutenberg and Richter, 1954](#)) est décrite ainsi :

$$\log_{10}N = a - bm$$

Avec N, le nombre de séismes de magnitude m. La valeur de la constante b dépend de la pente de décroissance en loi puissance de la distribution de Gutenberg-Richter, au-dessus de la magnitude de complétude. La magnitude de complétude correspond à la magnitude au-dessus de laquelle la probabilité de détection des séismes est de 100%. En France métropolitaine, la magnitude de complétude est d'environ 2 (Béthoux et al., 2013).

Selon Scholz (2015), la valeur de b dans la loi de Gutenberg-Richter dépend du contexte tectonique, notamment des contraintes σ_1 et σ_3 (Figure I-8).

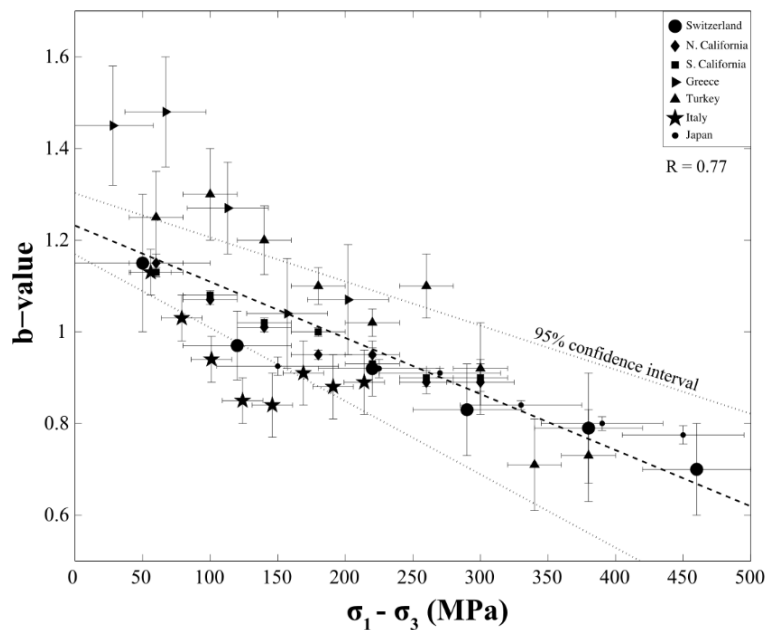


Figure I-8 : Valeur de b en fonction des contraintes σ_1 et σ_3 . Figure extraite de Scholz (2015).

Dans les Alpes occidentale et la zone péri-alpine associée, la sismicité est considérée faible à modérée (Thouvenot et al., 1990). La zone sismiquement la plus active se trouvant dans les Alpes internes et le long du Front Pennique (Figure I-1).

Le lac d'Aiguebelette étudié dans ces travaux de thèse se situe plus précisément au Sud du Jura, entre l'orogène alpin et son avant-pays. Dans cette zone, la sismicité est plus diffuse, sauf le long de quelques segments de failles orientés NW-SE. Parmi ces failles, on compte les failles de Vuache et de Culoz, le long desquelles plusieurs indices néotectoniques ont été archivés (Baize et al., 2002 ; Walpersdorf et al., 2006 ; de la Taille et al., 2015). D'importants événements sismiques ($I_0 \geq VII$) ont notamment été associés à l'activité de la faille du Vuache (1839 CE ; 1936 CE ; 1975 and 1996 CE), (Thouvenot et al., 1998 ; Manchuel et al., 2018).

Des analyses menées sur 11777 événements sismiques localisés dans les Alpes de l'Ouest et survenus entre 1989 et 2005 ont permis d'obtenir une b-value de 0.95 ± 0.03 pour cette zone (ce qui est proche de la b-value moyenne de 1.0 généralement utilisée en France métropolitaine), (Jenatton et al., 2007). Dans la zone d'étude de ces travaux de thèse (zone IRSN 4006), les valeurs obtenues sur la base de Drouet et al. (2018), sont : $a = 4.8114$ et $b = 0.9794$ (voir le détail dans le 'Supplementary Material' de la Partie IV du manuscrit).

I.3.2.2. Les failles actives

Une faille est dite active lorsque : (1) elle est susceptible de produire un séisme dans le futur, (2) si elle est sismogène actuellement ou (3) si elle a produit un séisme dans une période de temps proche (Larroque, 2010).

Cette période de temps varie selon le contexte tectonique et le taux de déformation régional. Par exemple, elle peut être de 10 000 ans pour la faille de San Andreas (vitesse de glissement long terme rapide (20 à 35 mm/an), Titus et al. (2005)), alors qu'elle est de 2 Ma dans le domaine ouest-européen (pour les failles à faible taux de glissement long terme ($\sim 0,1$ mm/an), Masson et al., 2019 ; Mathey et al., 2020).

Les failles décrites dans cette section sont localisées dans la zone péri-alpine, étudiée dans le cadre de cette thèse. Elles ont la particularité d'être associées à des séismes historiques et/ou instrumentaux connus (Chapron et al., 1999) et d'intérêt pour cette étude (Figure I-1 et I-9).

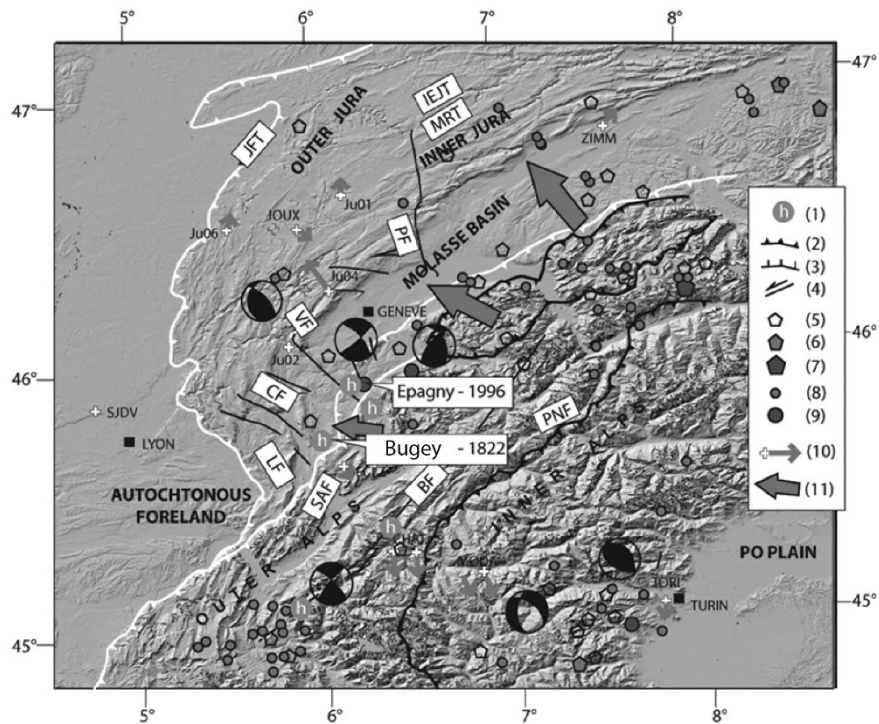


Figure I-9 : Déformation active dans le sud du Jura et dans la zone du bassin molassique. (1) Evidences tectoniques ; (2) faille inverse; (3) faille normale; (4) faille décrochante; (5) séismes historiques d'intensité MSK VII<lo< VIII ; (6) VIII<lo<IX ; (7) lo > IX ; (8) sismicité instrumentale (catalogue CEA/ LDG) 4< MI< 5 ; (9) MI > 5; (10) vitesses GPS, la flèche représente 1 mm/an ; (11) forces induites par la poussée des nappes subalpines sur l'avant-pays du Jura. JFT : Chevauchement frontal du Jura ; IEJT : Chevauchement du Jura Interne-Externe ; MRT : Chevauchement du Mont-Risoux; PT: Faille de Pontarlier; VF: Faille du Vuache; CF: Faille de Culoz; LF : Faille de Lagnieu; SAF : front subalpin; BF: Faille de Belledonne; PNF : Front Pennique; PAL: Ligne Peri-Adriatique. Mécanismes aux foyers de [Baize et al. \(2011\)](#). Figure modifiée à partir de [de la Taille et al., \(2015\)](#).

- La faille bordière de Belledonne et Arcalod-Arclusaz :

Le système de la faille bordière de Belledonne (à L'Ouest du Massif de Belledonne) a été découvert suite à l'observation d'un "alignement sismique" ([Thouvenot et al., 2003](#)) et sur la base d'évidences géomorphologiques ([Darmendrail et al., 1994](#) ; [Billant et al., 2015](#)), ([Figure I-10](#)). Il s'agit d'un chevauchement de socle à l'origine qui est actuellement actif en décrochement (souligné par la sismicité) mais affleurant pas en surface, probablement dû à la présence de la couverture sédimentaire.

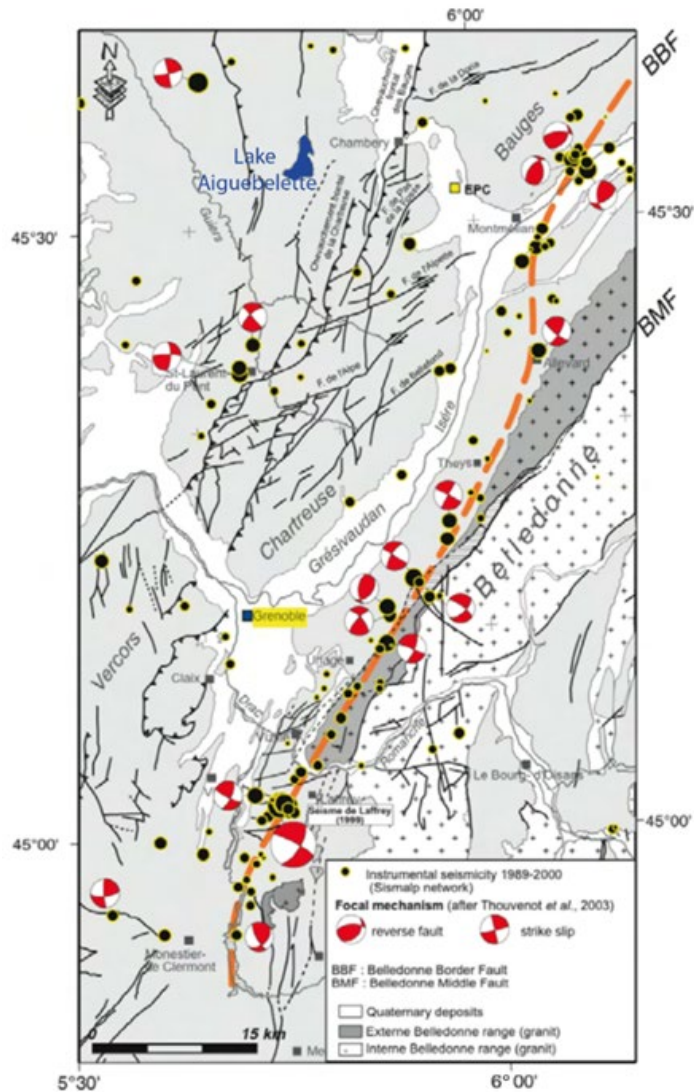


Figure I-10 : Localisation de la faille de Belledonne (BBF) et des séismes principaux détectés par le réseau SISMALP (modifié d'après Thouvenot et al., 2003).

La faille de l'Arcalod-Arclusaz (Figure I-11), est une faille supposée active et une possible prolongation vers le NE de la faille de Belledonne. Les évidences géomorphologiques suggèrent un jeu normal dextre (Nicoud, 1983).

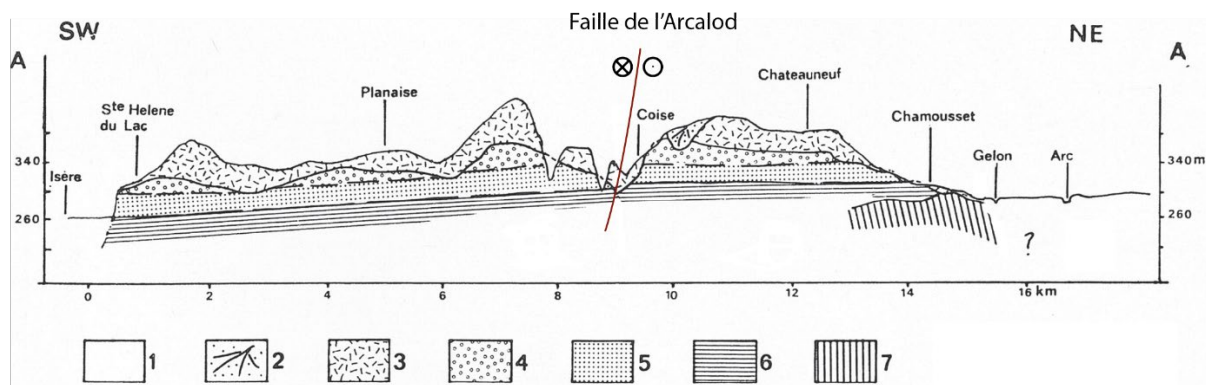


Figure I-11 : Position de la faille de l'Arcalod-Arclusaz sur un profil longitudinal SW-NE de Planaise (issu de Nicoud, 1983). Lithologies : (1) alluvions de vallée, (2) alluvions de retrait wurmien, (3) moraine wurmienne, (4) alluvions fluviatiles, (5) sables fluviolacustres, (6) argiles lacustres, (7) substratum secondaire.

Les failles du Vuache, de Culoz et du Col du Chat sont caractérisées comme étant des failles décrochantes et des failles de transfert (qui accommodent les contraintes tectoniques dans des zones de transfert/ zones de déformation), Figures I-1 et I-9.

-La faille du Vuache :

Les données GPS acquises au Sud du Jura sont compatibles avec un déplacement sénestre le long de la faille du Vuache, avec un déplacement du bloc Nord-Est de l'ordre 1mm/an vers le NO, relativement au bloc sud-ouest (Walpersdorf et al., 2006). Le foyer du séisme d'Epagny (15 Juillet 1996) et de ses nombreuses répliques (Figure I-11) ont été localisés le long de la faille du Vuache (Thouvenot et al., 1998 ; Baize et al., 2011). Le mécanisme au foyer du choc principal est compatible avec le mouvement sénestre d'une faille NO-SE.

La sismique lacustre à haute résolution a permis d'imager des segments actifs de l'extrémité méridionale de cette faille, dans les sédiments du lac d'Annecy (De La Taille, 2015).

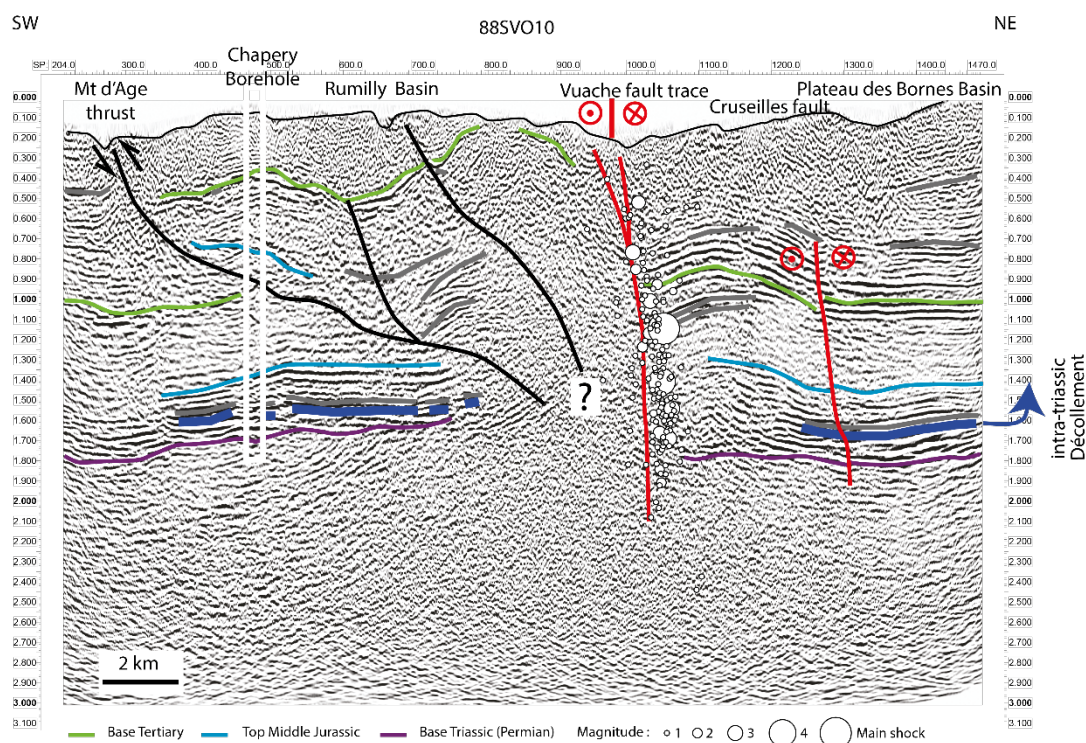
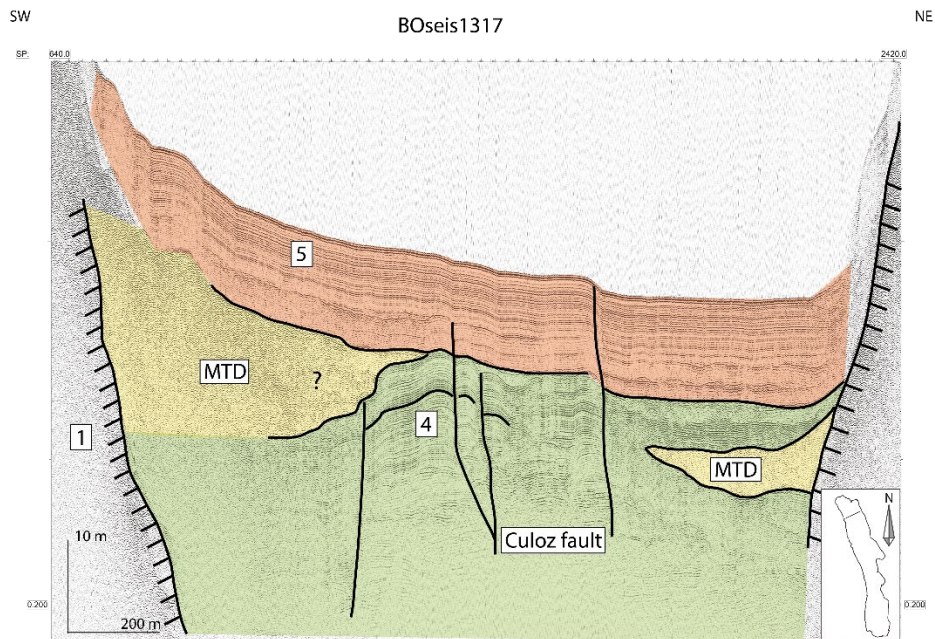


Figure I-11 : Profil sismique 88SVO10 acquis par ESSO REP et interprété par Baize et al., 2011 et Paolacci (2012). L'échelle verticale est en temps double (en secondes). Le séisme de 1996 ainsi que les répliques sont reportés sur ce profil sismique (d'après Thouvenot et al., 1998). Issu de De la Taille (2015).

- La faille de Culoz :

La faille de Culoz, dont l'extension cartographique totale pourrait atteindre une centaine de kilomètres (Bergerat, 1978), est suspectée comme étant la source du séisme historique de 1822 (Billiet, 1851 ; Vogt and Godefroy, 1979, Beck, 2009), (Figure 8). Sur la base de profils sismiques, De La Taille (2015) a démontré l'activité récente de la faille de Culoz (taux de glissement estimé entre 0.7 et 3.1 mm/an au cours de l'Holocène), (Figure I-12). Cette faille est localisée au Nord du Lac du Bourget (Chapron, 1999).



[Figure I-12](#) : Profil sismique à haute résolution acquis au nord du Lac du Bourget. La partie active de la faille de Culoz est visible (segment noir recoupant l'unité 5 jusqu'au sommet). Le remplissage sédimentaire est présenté, les MTD ('mass transport deposits') sont interprétés comme étant la HDU ('Hautecombe Disturbed Unit'). Issu de [De la Taille \(2015\)](#). Pour le détail des unités, se référer à la Figure I-2.

- La faille du Col du Chat :

Sur la base de profils sismiques, la faille du Col du Chat a été démontrée active au cours de l'Holocène (taux de glissement estimé entre 0.2 et 1.8mm/ an au cours de l'Holocène), ([De La Taille et al., 2015](#)), ([Figure I-13](#)). Cette faille est localisée au Sud du Lac du Bourget ([Ledoux et al., 2010](#)).

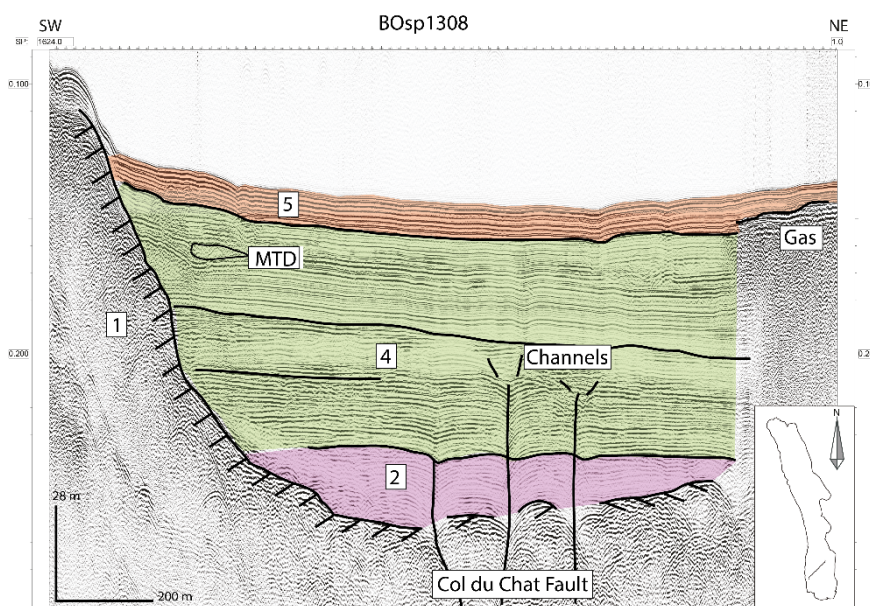


Figure I-13 : Profil sismique acquis au sud du Lac du Bourget. Le remplissage sédimentaire ainsi que la faille du Col du Chat sont visibles sur ce profil. Issu de De La Taille (2015). Pour le détail des unités, se référer à la Figure I-2.

I.3.2.3. La sismicité historique et instrumentale

Dans le cadre de notre étude, deux types de données sismiques ont été utilisées sur la base du catalogue FCAT-17 (Manchuel et al., 2017, (Figure I-14)) :

1. Les séismes historiques (issus de la base de données SISFRANCE, Jomard et al., 2021), définis par leur intensité épacentrale, leur localisation (longitude, latitude, profondeur) et la magnitude M_w estimée. La qualité associée à ces données provient des calculs présentés dans Traversa et al. (2018) ;
2. Les séismes instrumentaux couvrant la période de 1962 à 2009, provenant du catalogue SiHex. Les incertitudes sur les valeurs de magnitudes sont extraites de Cara et al. (2015).

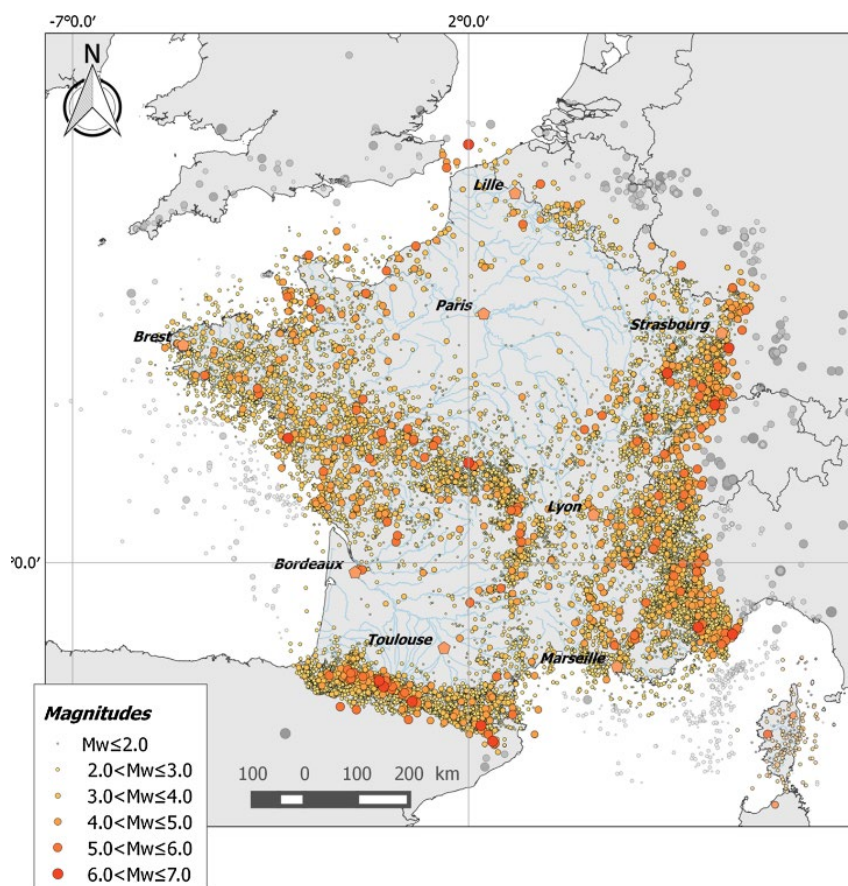


Figure I-14 : Carte des évènements issus du catalogue de sismicité FCAT-17, extraite de Manchuel et al. (2017). La taille des cercles dépend des valeurs de magnitude. Les cercles gris correspondent aux épicentres historiques et instrumentaux situés à une distance supérieure à 20km de la frontière et des côtes.

En dehors du séisme d'Epagny de 1996 (séisme d'Epagny, $M_I=5.3$, $I_0=VII$), peu d'événements importants ont été enregistrés dans la région d'intérêt au cours de la période instrumentale (post-1962). Parmi les événements historiques significatifs, les événements notables par leur proximité au lac d'Aiguebelette sont survenus en février 1822 ($I_0=VII-VIII$), août 1839 ($I_0= VII$), avril 1936 ($I_0=VII$) et octobre 1784 ($I_0 VI-VII$). Ce dernier événement ayant un épicentre estimé très proche du lac d'Aiguebelette.

Au-delà des séismes localisés sur le territoire de France métropolitaine mais toujours en contexte alpin, on constate que des séismes d'intensité supérieure à VIII ont été enregistrés, comme le séisme de Brig ($I_0=VIII-IX$; année=1755) et le séisme de Visp ($I_0=IX$; année : 1855), dans les Alpes suisses (région du Valais).

La répartition des tremblements de terre suggère une relaxation des contraintes en réponse au raccourcissement alpin et marque aussi la tectonique actuelle du domaine alpin externe (carte de Lacombe et Mouthereau (2002)).

PARTIE II. Présentation du site et méthodologies employées

II.1. Le site d'étude : le lac d'Aiguebelette

Le lac d'Aiguebelette est localisé à 373 mètres au-dessus du niveau de la mer, entre les montagnes du Jura et le front Alpin. Il s'agit du 7ème plus grand lac naturel de France. Son affluent principal, la Leysse de Novalaise, rejoint le lac au Nord. Le bassin versant (~70 km²) a une topographie hétérogène avec de fortes pentes recouvertes de forêts à l'Est qui constituent la Chaîne de l'Épine. Ces pentes contrastent avec les terres cultivées et les pâturages plus plats, à l'Ouest du lac. Dans le bassin versant, les lithologies et les sources principales des apports sédimentaires sont constituées par les calcaires jurassiques et crétacés à l'Est et les molasses sableuses néogènes ainsi que les tills wurmiens à l'Ouest (Fudral et al., in press ; Banjan et al., 2022).

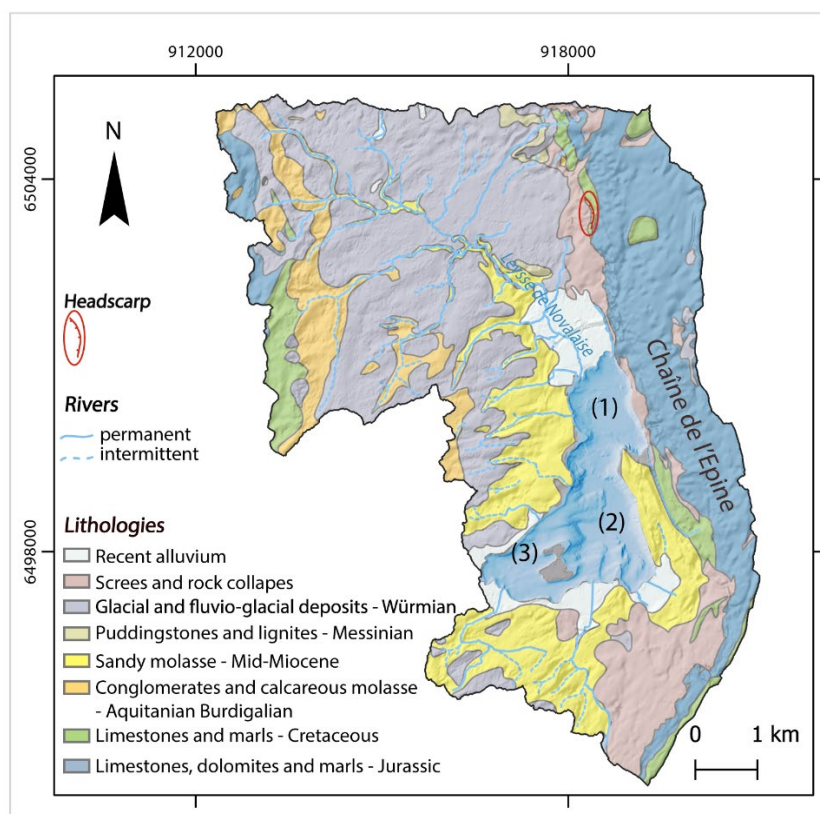


Figure II-1 : Présentation du lac d'Aiguebelette dans son bassin versant et description des lithologies principales. Source : BRGM 1/50 000 regional map ; projection : Lambert-93 (EPSG 2154). Les trois sous-bassins – (1) le bassin nord et les bassins sud (2) profond et (3) peu profond – sont indiqués. La zone d'arrachement liée à l'effondrement de Nances est représentée en rouge au Nord-Est du lac.

La bathymétrie du lac d'Aiguebelette se caractérise par 3 bassins, avec une fosse Nord profonde de 45 m et deux fosses au Sud séparées par deux îlots. La fosse Sud-Est est la plus profonde (avec 71 m au point le plus profond) tandis que la fosse Sud-Ouest est la moins profonde (25 m au point le plus profond). Les fosses Sud du lac d'Aiguebelette sont distantes de l'affluent principal (La Leysse de Novalaise) dont les apports détritiques alimentent majoritairement la fosse Nord. Dans le cadre de cette étude paléosismologique, le travail sur les sédiments de la fosse Nord est écarté et se centre sur les sédiments des fosses Sud. L'étude des sédiments des fosses Sud du Lac d'Aiguebelette permettent de s'affranchir le plus possible des dépôts de crue dans l'analyse des dépôts instantanés.

La partie Est du lac présente des pentes subaquatiques allant jusqu'à 40 degrés (avec une majeure partie des pentes comprises entre 20 et 30 degrés), contre le massif de l'Épine. Les pentes subaquatiques à l'Ouest sont en majeure partie comprises entre 0 et 20 degrés, à l'exception de quelques zones où le maximum atteint 30 degrés. Cette étude se centre principalement sur les dépôts sédimentaires de la fosse Sud-Est (plus fortes pentes et potentielle sensibilité accrue aux destabilisations gravitaires).

II.2. Les méthodes employées

II.2.1. Bathymétrie

Une campagne d'acquisition bathymétrique dans le lac d'Aiguebelette a eu lieu en octobre 2020 (dans le cadre des travaux menés par Jean-Philippe Jenny au Centre de Limnologie INRAE USMB), en utilisant un échosondeur multifaisceaux Reson 8101 (Teledyne Reson, Angerup, Danemark). Les mesures ont été acquises en deux phases, la première avec un faisceau de 1.5 à 2° et une fréquence de 400 kHz. Entre 0 et 5 de profondeur l'angle de couverture maximale utilisé se situe entre 120 et 130° ; entre 5 et 20 m il est de 110° et au delà de 20 m, il est de 90°. La précision sur la profondeur dépend de la capacité du capteur de mouvement à compenser l'action des vagues sur la position des capteurs. La précision sur la profondeur d'eau est de l'ordre de quelques centimètres dans les eaux peu profondes et de quelques décimètres à des profondeurs supérieures à 50 m. Les données ont été acquises et traitées par l'entreprise iXBlue avec le logiciel QINSy 8.15.0 (QPS, Pays-Bas). Les cartes bathymétriques et cartes de pentes sont disponibles dans la [Discussion Générale](#) (Figure II-4 et DG-4) du manuscrit.

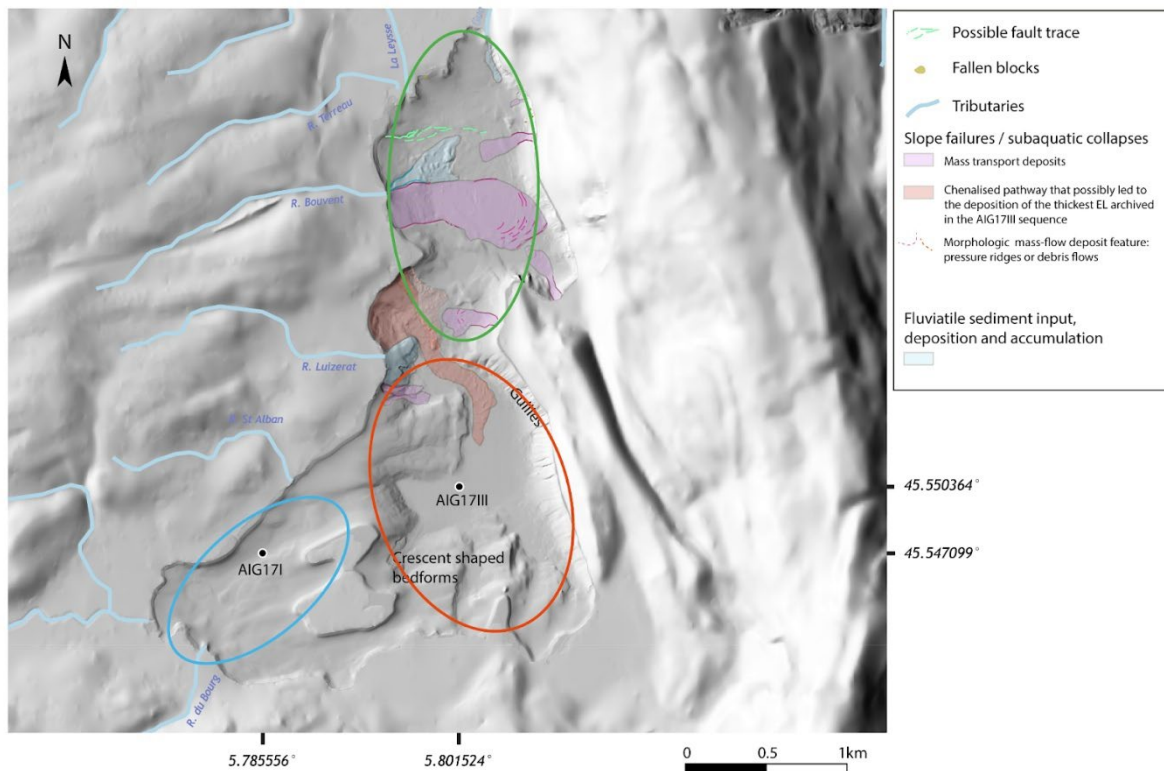
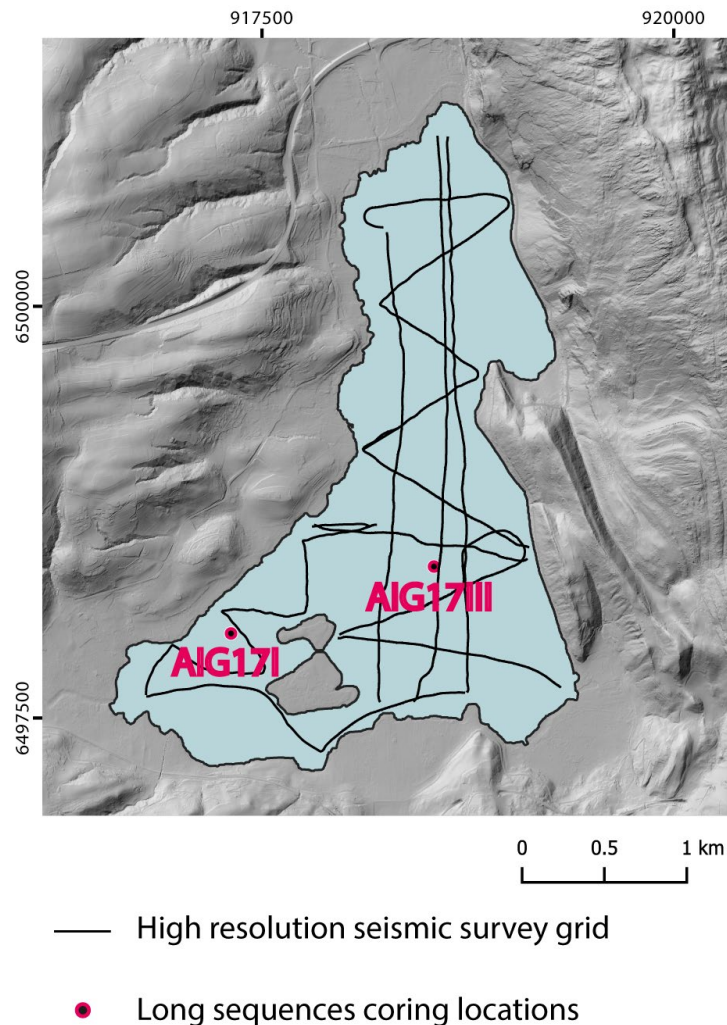


Figure II-2 : Carte obtenue sur la base des données bathymétrique du lac d'Aiguebelette. Les niveaux de gris permettent d'identifier les éléments caractéristiques de la morphologie du fond du lac. Les points de carottages des séquences longues des fosses sud sont indiqués par des points noirs cerclés de blanc. Les trois fosses sont indiquées par des cercles (vert : fosse Nord ; rouge : fosse profonde ; bleu : petite fosse). La légende indique les interprétations effectuées sur la base des observations de la morpho-bathymétrie du lac.

II.2.2. Sismique réflexion

En Novembre 2020, dans le cadre de ces travaux de thèse, 17.5 km de profils sismiques ont été acquis dans le lac d'Aiguebelette avec l'entreprise Exail (anciennement iXblue). L'acquisition de données a été réalisée avec le logiciel Delph Geo Acquisition (module Delph Seismic) et un sondeur de sédiments de type Echoes 10 000. Le signal acoustique émis est un Chirp FM linéaire couvrant la bande de fréquences de 5 kHz à 15 kHz soit une bande passante de 10 kHz offrant une résolution verticale inférieure à 8 cm. La durée choisie pour ce signal est de 10 ms afin de couvrir toute la gamme de

profondeurs du site. Les profils sismiques ont été enregistrés au format XTF et positionnés par un récepteur GNSS (Global Navigation Satellite System) avec une précision inférieure à 10 mètres. Les données ont ensuite été traitées et exploitées avec le logiciel Delph Geo Interpretation. Le traitement comprend les corrections de positionnement, la compression d'impulsion du Chirp (matching filter - gain signal/bruit et filtrage), la correction de gain et la suppression de la colonne d'eau.



[Figure II-3](#) : Carte du lac d'Aiguebelette incluant les lignes de navigation suivie lors de l'acquisition des profils sismiques. Projection : Lambert-93.

II.2.3. Prélèvements sédimentaires

Plusieurs campagnes de carottages ont été réalisées dans le lac d'Aiguebelette, aussi bien dans la fosse Nord que dans les deux fosses Sud (Figure II-4).

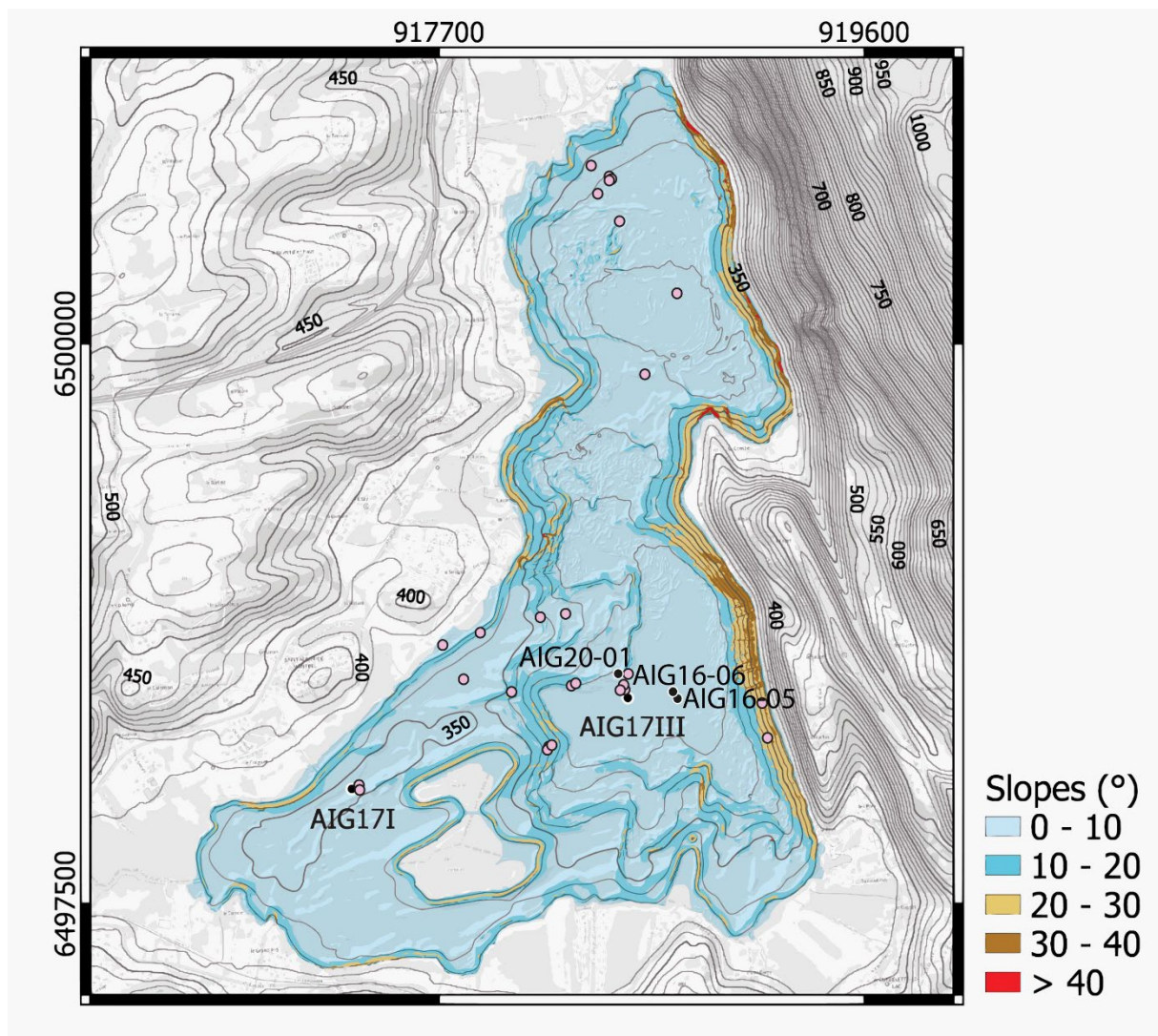


Figure II-4 : Carte des pentes du lac d'Aiguebelette, avec le report de l'ensemble des échantillonnages effectués dans le lac. Les pentes sont représentées avec un code couleur légendé sur la droite de la carte. Les points de carottage de l'ensemble des carottes disponibles sont en rose. Les points correspondants aux séquences étudiées sont en noir, cerclés de blanc avec les noms des séquences indiqués. (Projection : Lambert-93).

Initialement, ces campagnes de carottage avaient pour objectif de retracer l'histoire des activités agro-pastorales et les impacts sur les paysages et la dynamique de l'érosion (Messager et al., 2022 ; Giguët-Covex pers. com.). Les carottages en transects ont été réalisés pour évaluer la variabilité spatiale des enregistrements (ADN et pollen notamment).

Une étude préliminaire (observations visuelles, logs) des carottes pilotes prélevées dans la fosse Nord, montre la présence potentielle de dépôts de crue.

Pour cette raison, les carottes présentées dans le cadre de cette thèse (construction de chronique de sismicité) sont celles prélevées dans les fosses Sud, de manière à s'affranchir le plus possible des dépôts de crue dans l'analyse des dépôts instantanés.

II.2.3.1. Carottages courts

Pour les prélèvements de carottes courtes (< 3 m de longueur), un carottier UWITEC d'interface ainsi qu'un système de marteaux a été utilisé. Un tube en PVC est enfoncé dans le sédiment depuis une embarcation et le tube s'enfonce par martèlement. Les carottes courtes font 63 mm de diamètre et de longueur entre 150 et 200 cm.

II.2.3.2. Carottages longs

Dans le cas de prélèvements de carottes longues (> 3m de longueur), une plateforme de carottage UWITEC a été utilisée avec un carottier à piston-stationnaire. Les carottes ont un diamètre de 90 mm.

Les carottes des séquences longues ont été prélevées dans deux (AIG17I) et trois (AIG17III) trous parallèles. Un décalage (d'environ 70 cm) est induit aux profondeurs de prélèvement entre les différents trous pour assurer une superposition des niveaux prélevés entre chaque section ([Annexes : A-1 et A-2](#)).

Dans le cadre de ces travaux de thèses, les différentes analyses ont été menées sur les séquences AIG16-05 ; AIG16-06 ; AIG17III ; AIG20-01 de la fosse profonde (Sud-Est) du lac d'Aiguebelette et sur la séquence AIG17I de la petite fosse (Sud-Ouest) de ce lac ([Figure III-2](#) et [Figure II-4](#), [Tableau II-1](#)). Des analyses préliminaires ont été réalisées sur quelques carottes pilotes localisées au Nord du lac pour comparer les faciès des dépôts instantanés au Nord (zone proximale à l'affluent du lac et sujette aux crues) et au Sud (zone distante de l'affluent du lac et peu sujette aux crues).

Séquence étudiée	Numéro ISGN	Localisation géographique du point de carottage (WGS84)
AIG16-05	TOAE0000000165	45.55075000 5.80295000
AIG16-06	TOAE0000000166	45.55080000 5.80281000
AIG17III	TOAE0000000393 à TOAE0000000411	45.55043000 5.80143700
AIG20-01	TOAE0000000325	45.55080800 5.80106900
AIG17I	TOAE0000000380 à TOAE0000000390	45.54710000 5.78555600

[Tableau II-1](#) : Informations (numéro ISGN et localisation géographique du point de carottage (en WGS84) pour les sequences étudiées au cours de ces travaux de thèse.

L'ensemble des carottes prélevées dans le lac d'Aiguebelette ainsi que leur localisation sont accessibles sur la Cyber Carothèque Nationale (<https://cybercarotheque.fr>) dans le cadre des missions "Aiguebelette".

II.3. Nature du sédiment

II.3.1. Ouverture des sections et descriptions

Les sections sont découpées dans l'axe de la longueur, ce qui résulte en deux demi-cylindres, l'un étant conservé comme "archive" (X) et l'autre utilisé pour les analyses sédimentaires (notamment les mesures destructives), que l'on appelle section "travail" (W).

Suite à l'ouverture des sections, les sédiments sont photographiés et décrits avec précision, de manière à conserver une archive de leur état (couleur, faciès, profondeur et épaisseurs des différents dépôts), ([Figure III-6](#), [SM-IV-3.4](#), [DG-2](#), [DG-5](#)).

Les descriptions détaillées des différents dépôts et faciès sédimentaires permettent l'identification de différents points de corrélation entre les carottes d'une même séquence dont certaines profondeurs se recouvrent. Ces corrélations plus tard confirmées suite aux analyses chimiques ou magnétiques des sédiments permettent de construire une séquence de carottes composites en Master Core Depth (MCD), ([Partie III](#), [Figure III-6](#)).

Pour une préservation optimale des sédiments entre les différentes analyses, les sections sont stockées dans un conteneur frigorifique au laboratoire EDYTEM.

II.3.2. Mesures sédimentologiques

II.3.2.1. Granulométrie

Un granulomètre laser (modèle Beckman Coulter Life Science 13 230 XR) a permis l'acquisition des données granulométriques nécessaires à ces travaux.

Des essais ont été conduits pour évaluer l'impact de la matière organique sur les données acquises à plusieurs profondeurs sur les séquences sédimentaires du lac d'Aiguebelette. Certains échantillons ont été traités chimiquement (suppression de la matière organique) puis analysés. Une partie de ces mêmes échantillons a été

conservée (témoin) puis analysée pour comparaison. Les résultats de ce test méthodologique montrent un faible impact de la matière organique dans les sédiments du lac d'Aiguebelette. Par gain de temps et praticité, les analyses ont été effectuées sans traitement des échantillons (sans suppression de la matière organique).

Pour un même échantillon de sédiment, deux mesures ont été effectuées (de 30 s chacune). Les ultrasons ont été utilisés pour dé-floculer les particules avant et durant la mesure.

Les paramètres granulométriques ont été obtenus à partir des logiciels Adapt V. 1.3.337 et Gradistat V9.1 (Blott et Pye, 2001).

II.3.2.2. Géochimie minérale à haute résolution (X-ray fluorescence (XRF))

La fluorescence X permet une analyse non-destructive de la composition chimique des sédiments. Les mesures sont effectuées sur la section "archive". Selon la concentration en éléments chimiques du sédiment, les intensités des rayons X émis seront différentes. Cette méthode permet l'estimation semi-quantitative, en continu et à haute résolution des éléments majeurs et mineurs contenus dans les sections sédimentaires.

Dans le cadre de cette thèse, les analyses XRF ont été effectuées avec un scanner Avaatech, au laboratoire EDYTEM.

Pour obtenir des estimations semi-quantitatives de concentrations en éléments chimiques, les mesures ont été effectuées pour 2 settings différents : (1) 10kV / 0.1mA / 30s pour la détection des éléments légers Al, Si, S, K, Ca, Ti et (2) 30 kV/ 0.3mA / 30s pour la détection des éléments plus lourds tels que Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Br, Rb, Sr, Zr, Pb).

Pour éviter les influences les effets de la matrice sédimentaire, les données géochimiques (XRF) sont présentées en log-ratio comme suggéré dans Weltje et al. (2015), voir les Parties III et IV.

II.3.2.3. Observations microscopiques (lames minces) et cartographies chimiques

Dans le but de mieux caractériser la minéralogie des sédiments, des blocs de sédiment de 7 à 8 cm, caractéristiques des différents faciès, ont été prélevés pour réaliser des lames minces. Une fois ces blocs de sédiments lyophilisés, ils sont imprégnés dans de la résine puis séchés. Ils sont ensuite découpés à une épaisseur de 1mm puis collés sur

des lames en verre. La surface des lames est recouverte de 20 nm de graphite pour effectuer les analyses au microscope électronique à balayage (MEB) Vega3 Tescan. Le MEB est associé à une sonde EDX pour réaliser des cartographies chimiques, au Laboratoire ISTERRE. Les tensions utilisées pour les analyses se situent entre 10 et 16 kV.

II.3.3. Mesures physiques

II.3.3.1. Magnétisme

Dans cette section, les éléments de magnétisme nécessaires à cette étude sont présentés. Les différentes méthodes employées sont particulièrement utiles dans le cadre de cette thèse, pour caractériser la nature des dépôts sédimentaires et celle des processus qui permettent leur mise en place. Une hypothèse de base est nécessaire à l'étude du paléomagnétisme sur les sédiments : le vecteur représentant l'aimantation est parallèle et proportionnel au champ magnétique appliqué lors de l'acquisition de la rémanence (Collinson, 1965 ; Stacey, 1972 ; Tauxe, 1993 ; Spassov and Valet, 2012 ; Roberts et al., 2013).

II.3.3.1-1. Les aimantations rémanentes naturelles (ARN)

L'aimantation rémanente naturelle des sédiments (ARN) peut être de différente nature. Les minéraux magnétiques peuvent acquérir différents types d'aimantations en fonction de leur nature et de l'histoire de la roche ou du sédiment (Stoner et St-Onge, 2007). Il s'agit soit d'une aimantation rémanente détritique (ARD) dans les roches sédimentaires ou alors d'une aimantation thermorémanente (ATR) dans les roches magmatiques et métamorphiques ou encore d'une aimantation rémanente chimique (ARC) si des processus de cristallisation ont eu lieu.

II.3.3.1-1.a. L'aimantation rémanente détritique (ARD)

Lors de dépôts sédimentaires, une aimantation est acquise par les minéraux ferromagnétiques. Les grains magnétiques présents dans les sédiments s'orientent dans la direction du champ géomagnétique ambiant lors du dépôt. Cette orientation est ensuite bloquée lors de la compaction du sédiment (les minéraux ne peuvent plus bouger). L'alignement des grains magnétiques dans la direction du champ ambiant

("fossilisation" du champ magnétique) est conditionné par plusieurs paramètres dont principalement la nature des minéraux magnétiques, la taille des particules et l'hydrodynamisme lors du dépôt.

Lorsque le sédiment est déposé la bioturbation ou la compaction peuvent modifier l'aimantation (Roberts et Winklhofer, 2004 ; Roberts et al., 2013). Lorsque des processus bio-géochimiques post-dépôt ont lieu et affectent l'aimantation initiale, on parle alors d'aimantation rémanente post-dépôt (ARpD).

Dans les dépôts instantanés, notamment les turbidites, l'acquisition semble influencée principalement par la variation de la taille des grains et la dynamique du dépôt (Tanty et al., 2016).

II.3.3.1-1.b. L'aimantation thermorémanente (ATR)

Les grains magnétiques peuvent acquérir une aimantation thermorémanente parallèle au champ magnétique H et de même sens, lorsqu'ils refroidissent depuis une température supérieure vers une température inférieure à la température de blocage des grains (passage de la température de Curie pour les ferromagnétiques). L'ATR peut aussi être acquise en laboratoire de façon proportionnelle à H (pour un champ induit faible).

II.3.3.1-1.c. L'aimantation rémanente chimique (de cristallisation) ARC

L'ARC résulte de transformations minéralogiques et chimiques des grains magnétiques. Lors de processus tels que la diagenèse ou l'altération, de nouveaux minéraux magnétiques. L'ARC est acquise lorsque les minéraux ferromagnétiques croissent et atteignent leur volume de blocage. En effet, lorsque le volume du grain croît, le temps de relaxation augmente et l'aimantation rémanente chimique acquise est stable. L'ARC se distingue souvent difficilement d'une ARD ou d'une ART.

II.3.3.1-2. Les aimantations rémanentes acquises en laboratoire

II.3.3.1-2.a. L'aimantation rémanente anhystérétique (ARA)

Il s'agit d'une aimantation artificielle créée par l'application d'un champ alternatif décroissant sur les sédiments, combiné à un champ continu de faible intensité.

II.3.3.1-2.b. L'aimantation rémanente isotherme (ARI)

Il s'agit aussi d'une aimantation artificielle. Elle est créée par l'application d'un champ fort (champ magnétique d'intensité supérieure au champ magnétique terrestre et capable de saturer une partie des grains magnétiques contenus dans le sédiment). Cette aimantation permet de dépasser le champ coercitif des grains magnétiques. Tous les grains sont alors remobilisés et acquièrent une aimantation stable: les aimantations rémanentes des grains ayant un $H_c < B$ vont être détruites et une nouvelle aimantation rémanente est créée, parallèlement à B.

Pour créer une ARI sur les sédiments prélevés dans les U-channels, un aimant et les anneaux de Halbach ont été utilisés (Rochette et al., 2001).

Cette aimantation est acquise en faisant passer les échantillons de sédiment dans un anneau de Halbach de 0.6 T (ARI_{0.6T}). Une autre ARI plus faible est ensuite appliquée en faisant passer les sédiments dans un anneau de Halbach de 0.3T en sens inverse (ARI_{0.3T}) pour ne remobiliser que les minéraux de faible coercivité. L'acquisition de ces données permet le calcul du S ratio (Bloemendal et al., 1992 ; Stonner et St Onge, 2007).

II.3.3.1-3. Susceptibilité magnétique et son anisotropie

La susceptibilité magnétique caractérise la facilité du matériel étudié à s'aimanter. Elle est définie par la relation : $K = dM/dH$;

avec K la susceptibilité (sans dimension), M l'aimantation induite et H le champ magnétique inducteur, tous deux exprimés en A/m.

Selon les directions de l'espace, la susceptibilité magnétique d'un corps peut varier, on parle alors d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM).

Dans le cas où M varie linéairement avec H, nous avons $M = K H$.

K est un tenseur qui peut être représenté par un ellipsoïde d'axes principaux $K_{max} > K_{int} > K_{min}$ (respectivement la susceptibilité maximale, intermédiaire et minimale). La forme de cet ellipsoïde peut être caractérisée par différents paramètres (Jelinek, 1981, Figure II-3) :

- la foliation : $F = K_{int}/K_{min}$,

- la linéation : $L = K_{max}/K_{min}$,

- le paramètre de forme : $T = 2 \ln(K_{int}/K_{min}) / \ln(K_{max}/K_{min}) - 1$.

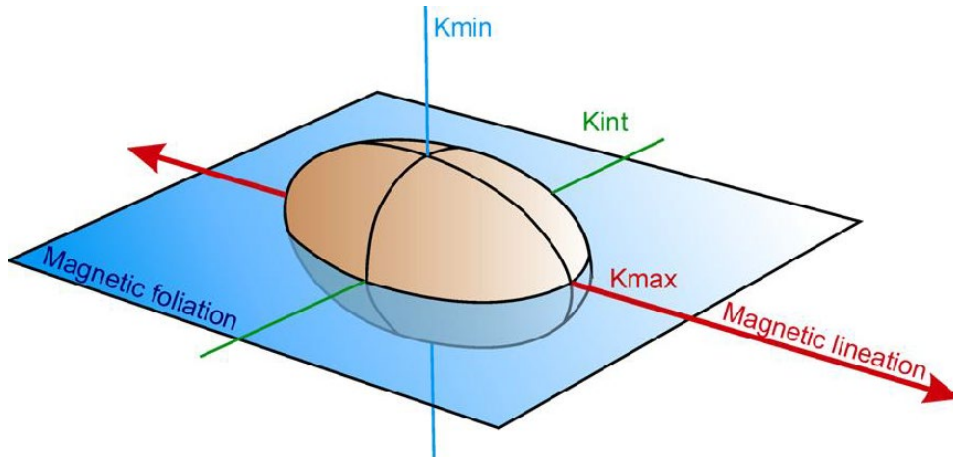


Figure II-5 : Représentation du tenseur symétrique K par l'ellipsoïde défini par Jelinek (1981). Les axes principaux sont K_{\max} la susceptibilité maximale ; K_{int} la susceptibilité intermédiaire et K_{\min} la susceptibilité minimale. Figure extraite de Chadima (2016).

Plusieurs études montrent que la foliation d'AMS est un paramètre caractéristique utilisé pour identifier les dépôts de type homogénite (Chapron et al., 1999 ; Carrillo et al., 2008 ; Beck, 2009 ; Campos et al., 2013 ; Petersen et al., 1994 ; Rapuc et al., 2018 ; Banjan et al., 2022) ou contourite (Beckers et al., 2016).

Toutefois, les déformations liées à l'échantillonnage peuvent affecter la fabrique sédimentaire et donc les données d'anisotropie mesurées.

II.3.3.1-4. Les courbes d'hystérésis

Selon le type de comportement magnétique des minéraux (dia-, para- ou ferromagnétique) compris dans la matrice sédimentaire, l'évolution de l'aimantation induite sera différente en fonction du champ magnétique externe appliqué.

Dans le cas des minéraux ferromagnétiques, lorsque le champ H appliqué augmente dans le temps, l'aimantation augmente de façon logarithmique, jusqu'à arriver à saturation. L'aimantation à saturation (M_s) est alors atteinte pour le champ à saturation H_s .

Lorsque le champ magnétique (H) appliqué est ramené à une valeur nulle, l'aimantation rémanente à saturation (M_{rs}), reste "enregistrée" dans l'échantillon. Pour annuler cette aimantation rémanente, il faut appliquer une force coercitive (H_c) dans le sens opposé à H . Lors de l'acquisition d'une courbe d'hystérésis, un champ de

fond est appliqué (back-field), de manière à connaître la force coercitive rémanente nécessaire à annuler toute magnétisation rémanente.

La "boucle" d'hystérésis est obtenue en appliquant un champ magnétique H' dont la direction est opposée à celle de H .

Au cours de l'acquisition des paramètres caractéristiques d'hystérésis, un champ inducteur créant une aimantation est appliqué. Lorsque ce champ est coupé, il subsiste une aimantation rémanente. H_{cr} est la valeur du champ pour laquelle la rémanence devient nulle, une fois le champ induit coupé.

La forme de la courbe obtenue ainsi que les paramètres de sortie : M_s , M_{rs} , H_c , H_{cr} dépendent de la nature des minéraux, de la structure cristalline, de la forme et de la taille des grains (Figure II-4).

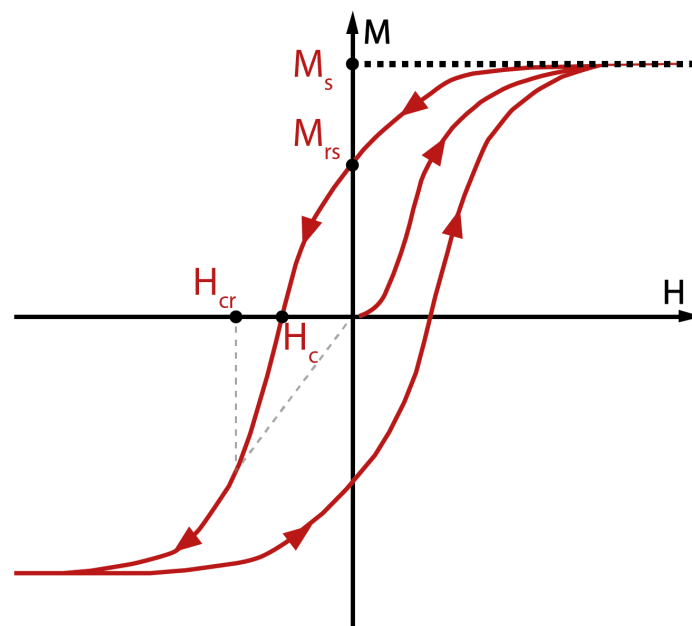


Figure II-6 : Cycle d'hystérésis pour des matériaux ferromagnétiques avec en abscisses le champ H et l'aimantation en ordonnées. Les paramètres de sortie M_s , M_{rs} , H_c et H_{cr} sont représentés.

II.3.3.1-5. Appareils de mesures magnétiques utilisés

Toutes les mesures magnétiques de cette étude ont été effectuées au laboratoire du CEREGE (Aix-Marseille Université). Des échantillons (cubes et U-channels) ont été prélevés au sein des carottes du bassin profond du lac d'Aiguebelette (notamment

dans séquences sédimentaires AIG17III, AIG20-01, AIG16-05). Des mesures complémentaires (centrées sur un dépôt instantané) ont été réalisées sur deux sections de la séquence longue de la petite fosse Sud (AIG17I). Les analyses et mesures magnétiques continues présentées dans les sections suivantes ont été réalisées sur des U-channels à section carrée de 2x2 cm. Les analyses et mesures discrètes ont été effectuées sur des cubes de 2x2x2 cm. Ces cubes ont été prélevés dans les dépôts instantanés de plus de 2 cm d'épaisseur et dans la sédimentation continue à la base et au sommet de ces dépôts instantanés, dans le but d'étudier préférentiellement les propriétés magnétiques des dépôts instantanés, dont l'ASM.

Dans le cadre de ces travaux, les différentes mesures (acquisition de la NRM et de l'ARA) permettant de déterminer le champ destructif moyen (MDF) ont été effectuées avec un magnétomètre cryogénique (2G 760 R), dans une salle où le champ géomagnétique est très réduit. L'ARI a été mesurée avec un scanner magnétique (Demory et al., 2019) et la susceptibilité magnétique avec un susceptibilimètre MFK1 (AGICO).

II.3.3.2. Imagerie hyperspectrale

Les résultats des analyses hyperspectrales sont présentés en annexe de ce manuscrit de thèse.

Les mesures hyperspectrales ont été réalisées au Laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière (M2C) de Rouen avec l'utilisation de deux caméras d'imagerie hyperspectrale. La caméra VNIR ('visible and near-infrared', visible et proche infrarouge) couvre les longueurs d'onde entre 400 et 1000 nm, avec une résolution spectrale entre 0.75 et 6 nm. Nous choisissons de travailler à une résolution de 6 nm pour réduire la quantité de données tout en gardant l'information spectrale (sachant que pour 16 m de sédiment, 96 Go sont nécessaires à 6 nm et 768 Go sont nécessaires à 0.75 nm). La caméra SWIR ('short-wave infrared', infrarouge courtes ondes) couvre les longueurs d'onde entre 1000 et 2500 nm, avec une résolution spectrale maximale de 6 nm. L'imagerie permet d'obtenir des données à haute résolution spatiale : 47 microns pour la VNIR et 165 microns pour la SWIR. Le protocole d'acquisition peut se résumer en trois étapes principales : (1) La surface du sédiment doit être la plus plate possible et les structures sédimentaires doivent être visibles ; (2) les hauteurs des caméras et de l'illuminant doivent être réglées pour obtenir un rapport signal/ bruit optimal pour les spectres. Le focus de la caméra doit être réglé manuellement pour obtenir une image nette ; (3) les données doivent être calibrées avec le "blanc" et le "noir" pour obtenir un spectre de réflectance de l'échantillon analysé. Le "noir" sert à enregistrer le bruit de l'acquisition et le "blanc" sert à enregistrer le maximum de réflectance. Une fois le "noir" retiré, le signal est corrigé du bruit (S-noir). Pour

normaliser le spectre entre 0 et 100 %, le signal corrigé est divisé par la différence entre le “blanc” et le “noir” : $(S\text{-noir}) / (\text{blanc-noir})$. Ce protocole est décrit par [Butz et al. \(2015\)](#) et [Jacq et al. \(2020 ; 2022\)](#).

Dans le cadre de ces analyses, 2 U-channels ont été imagés à la fois pour minimiser la quantité de données. Sachant que les caméras permettent l'acquisition d'une largeur de 6 cm et qu'un U-channel occupe 2 cm de largeur, nous optimisons la mesure. En passant les U-channels deux par deux, nous estimons le gain de volume à 60 Go pour 16 mètres de sédiment (en effet, si l'on passait les U-channels un par un, nous aurions 96 Go d'images VNIR et 24 Go d'images SWIR, soit 120 Go. Pour le passage des U-channels deux par deux, nous avons 48 Go d'images VNIR et 12 Go d'image SWIR, soit 60 Go de volume de données total).

Pour détecter les dépôts instantanés de façon automatisée, caractériser leur nature et les différencier de la sédimentation continue (laminée et non laminée), nous avons suivi l'approche proposée dans [Jacq et al 2022](#). Dans cette étude, plusieurs méthodes de classification sont testées pour différencier la sédimentation continue des dépôts instantanés. Pour cela, les données acquises ont été labellisées manuellement avec la sélection de rectangles sur la base d'images pseudo-RGB ('red-blue-green', rouge-bleu-vert). Les zones sélectionnées sont associées à une classe labélisée, qui correspond à un faciès sédimentaire. Ces données servent de référence pour l'apprentissage automatisé des méthodes de classification. Une fois qu'un modèle est jugé satisfaisant sur la base de ses capacités de prédiction, il peut être utilisé sur la totalité des images hyperspectrales.

Les faciès choisis sont les suivants :

- Lamine claire
- Lamine sombre
- Lamine intermédiaire
- Sédimentation continue non laminée
- Sédimentation continue laminée non varvée
- Dépôt instantané (non différencié)
- Faciès Hm
- Faciès Tu
- Base granoclassée
- Dépôt sableux

II.4. Méthodes de datation du sédiment

II.4.1. Radioéléments de courte période

Dans le cadre de ces travaux de thèse, la carotte pilote AIG20-01 a été échantillonnée pour effectuer les datations radioéléments, entre 0 et 26 cm de profondeur. Les échantillons ont été séchés pendant 48h à 60°C. Ils ont ensuite été broyés au mortier en agate jusqu'à obtention d'une poudre fine.

L'activité des radionucléides a été déterminée au Laboratoire souterrain de Modane avec un détecteur SAGe (Small Anode Germanium). L'activité du ^{137}Cs a été mesurée à partir du pic d'émission de 661.7 keV.

Sur la base des données radioéléments, la chronologie des dépôts est estimée avec le package R serac (Bruel et Sabatier, 2020).

II.4.1.a. ^{210}Pb

Le ^{210}Pb est un isotope naturel dont la période de demi-vie est de 22.3 ans. Il s'agit donc d'un isotope de choix pour la datation de sédiments récents (Bruel et Sabatier, 2020).

Dans l'atmosphère, le ^{210}Pb est lessivé par la pluie ou les retombées sèches, ce ^{210}Pb est dit en excès car il n'est pas à l'équilibre avec son isotope père le ^{222}Rn qui lui reste dans l'atmosphère. Dans les bassins versants, le ^{210}Pb est piégé dans les sols, tandis que dans les lacs et les océans, il est incorporé à la masse d'eau et se fixe sur les particules de sédiment. L'activité due au $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ diminue avec la profondeur dans la colonne de sédiment en raison de la désintégration radioactive de l'isotope (Bruel et Sabatier, 2020).

Une partie du ^{210}Pb est produite dans le bassin versant et correspond à la fraction supportée ($^{210}\text{Pb}_{\text{sp}}$), en équilibre avec ses isotopes père comme le ^{222}Rn et le ^{226}Ra , (Bruel et Sabatier, 2020). La valeur du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ atmosphérique s'obtient en soustrayant le ^{210}Pb total par le ^{226}Ra (Figure II-5). Il est possible de calculer le taux de sédimentation pour les 100 à 150 dernières années.

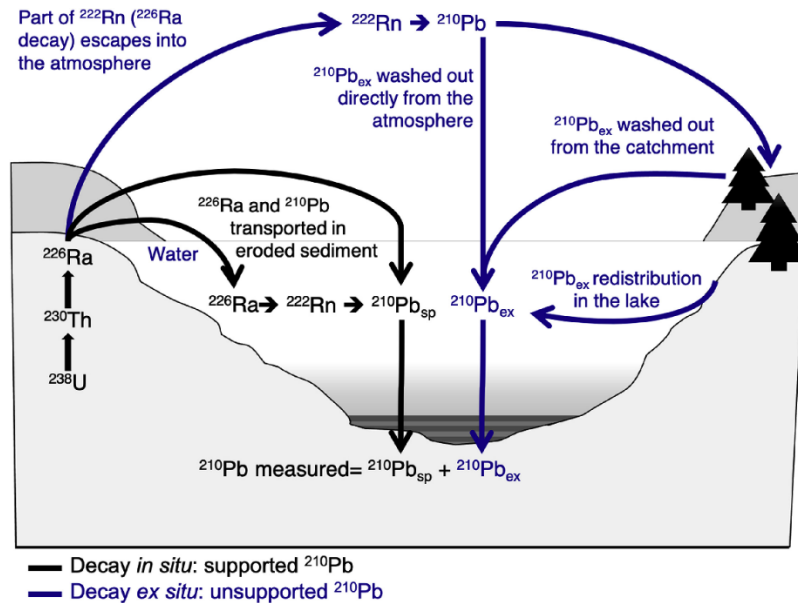


Figure II-7 : Les sources du ^{210}Pb dans les lacs. Extrait de Bruel et Sabatier (2020).

Sur la base de la diminution du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ avec la profondeur, différents modèles existent et permettent une estimation quantitative du taux de sédimentation.

II.4.1.b. Les isotopes artificiel $^{137}\text{Cs}/^{241}\text{Am}$

Le ^{137}Cs (dont la période de demi-vie est de 30 ans) est un isotope artificiel qui fut libéré dans l'atmosphère lors des essais nucléaires de la deuxième moitié du 20^{ème} siècle avec une première apparition en 1955 et un maximum en 1963 dans l'hémisphère Nord. Une partie importante de ^{137}Cs a également été émise dans l'atmosphère lors de l'accident nucléaire de Tchernobyl en 1986, qui a provoqué des retombées principalement limitées à l'Europe (Foucher et al., 2021).

Tout comme le ^{137}Cs , l' ^{241}Am est un radioisotope artificiel (dont la période de demi-vie est de 432 ans. Durant les premiers essais nucléaires, le ^{241}Pu (élément père du ^{241}Am) a été libéré en grande quantité. En revanche, lors de l'accident de Tchernobyl les retombées de ^{241}Pu sont restées plus limitées à l'Est de l'Europe. Ainsi nous observons que rarement un pic de ^{241}Am associé au pic de Tchernobyl de ^{137}Cs en Europe de l'Ouest (Appleby et al., 1991).

II.4.2. Datation radiocarbone

Sur les séquences sédimentaires longues présentées dans cette thèse (AIG17I et AIG17III), la chronologie des dépôts est contrainte par des analyses ^{14}C , effectuées sur des macrorestes d'origine terrestre (feuilles, racines et graines) recueillis lors d'un tamisage du sédiment à 500 μm . Sur AIG17III, 19 datations ont été effectuées entre 73.1 cm et 1008.0 cm de profondeur MCD (Partie IV, Table IV-2). Sur AIG17I, 9 datations ont été effectuées entre 124.5 cm et 650.9 cm de profondeur MCD (Partie IV, Table IV-1). Ces analyses ont été effectuées au Poznan Radiocarbon Laboratory et au Laboratoire de Mesure 14C (LMC14) ARTEMIS à Saclay. Les âges sont calibrés avec la courbe d'étalonnage Intcal20 (Reimer et al., 2020) et les modèles d'âge sont réalisés avec le package R clam (Blaauw, 2010).

II.4.3. Le champ magnétique terrestre et ses variations séculaires

En se basant sur l'enregistrement des variations d'orientation du champ magnétique terrestre lors de la sédimentation, il est possible de dater les sédiments. Le champ magnétique est une conséquence 1) des mouvements du noyau liquide externe (composé de fer et de nickel en fusion) et 2) de la rotation de la Terre.

Le champ magnétique terrestre peut être représenté par un dipôle magnétique géocentrique d'axe N-S proche de l'axe géographique. Au niveau des pôles magnétiques, les lignes de champ sont verticales.

Le champ magnétique est défini par :

- son inclinaison: angle formé avec l'horizontale
- sa déclinaison: angle formé avec le Nord géographique
- la magnitude du champ

Au cours du temps, le champ magnétique terrestre subit des variations de direction et de sens. Les variations de direction sont étudiées sur la base des enregistrements sédimentaires, de données archéomagnétiques et de mesures instrumentales (Collinson, 1965 ; Korte et al., 2009 ; 2011). Les changements de sens sont étudiés dans les roches sédimentaires ainsi que dans les laves basaltiques des fonds océaniques (Hulot et al., 2010) contribuent à la construction de l'échelle magnétostratigraphique de référence.

La plupart des études en limno-magnétisme se basent sur la construction de courbes de variation séculaires paléomagnétiques pour mieux contraindre les modèles du

champ magnétique terrestre (Lougheed et al., 2014). Le développement des modèles globaux pour les variations du champ magnétique terrestre holocène (ARCH3k et CALS10k) permet de comparer ces courbes de références avec les variations séculaires paléomagnétiques enregistrées dans le monde entier au sein de séquences sédimentaires lacustres ou marines (Korte et al., 2009 ; 2011). Les correspondances entre les courbes de références issues des modèles globaux et les directions de l'aimantation rémanente mesurée permet de déterminer une relation entre l'âge et la profondeur. Ces points de données chronostratigraphiques permettent de mieux contraindre les modèles d'âge de séquences sédimentaires (Barletta et al., 2010 ; Crouzet et al., 2019).

PARTIE III. Chronique de sismicité régionale

Partie III-A : Les différents faciès sédimentaires identifiés et les caractéristiques des dépôts sismo-induits

Afin de construire une chronique de sismicité régionale couvrant le temps long, il est nécessaire de discriminer les dépôts sismo-induits. Pour cela, l'identification multi-proxy des différents faciès constituant les archives sédimentaires est essentielle.

III-A.1. Principaux faciès sédimentaires identifiés

Au sein des séquences étudiées provenant du lac d'Aiguebelette, le matériel principalement argilo-silteux constitue différents faciès. Visuellement, il a été possible de définir trois faciès principaux : (1) laminé, (2) homogène et (3) granoclassé (Figure III-A-1).

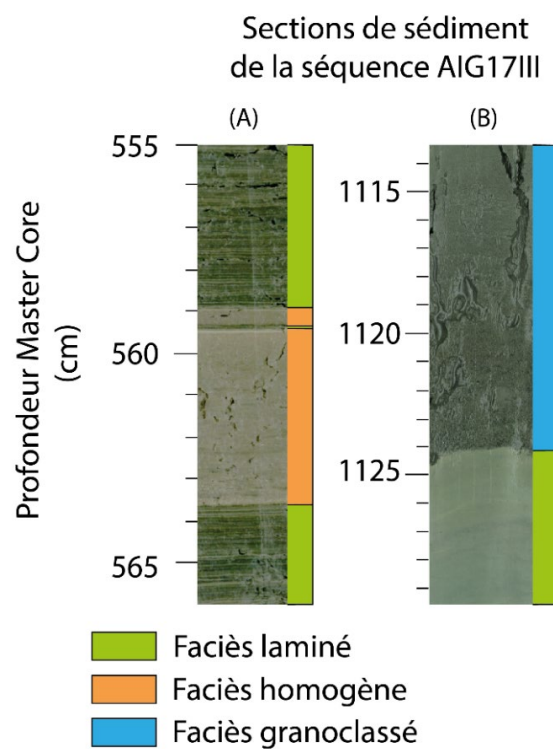


Figure III-A-1 : Faciès principaux (laminé, homogène et granoclassé) identifiés visuellement dans les sédiments des fosses sud du lac d'Aiguebelette. Les photos (A) et (B) sont des extraits des sections AIG17III-B03 et AIG17III-B06-1, respectivement. Le faciès laminé est bien marqué sur la photo (A), tandis qu'il est diffus sur la photo (B).

- (1) Le faciès laminé peut être bien marqué ou diffus. Les lamines constituant ce faciès sont d'épaisseur millimétrique. Lorsque les lamines sont bien marquées, une alternance entre une lamine sombre et une lamine claire peut être visible à l'œil nu.
- (2) Le faciès homogène (Hm), comme le qualificatif l'indique, est uniforme sur toute son épaisseur, sans tri granulométrique visible. Le matériel le constituant est argileux ou silteux. Ce faciès est le plus souvent coiffé d'une fine lamine claire. Ce faciès homogène peut être précédé, à sa base, par le faciès granoclassé.
- (3) Le faciès granoclassé (Tu) a la particularité d'avoir des grains plus grossiers à sa base et un tri granulométrique vers des grains plus fins à son sommet. Lorsqu'il est suivi à son sommet par un dépôt de type Hm, les deux faciès sont qualifiés de dépôt de type Tu+Hm.

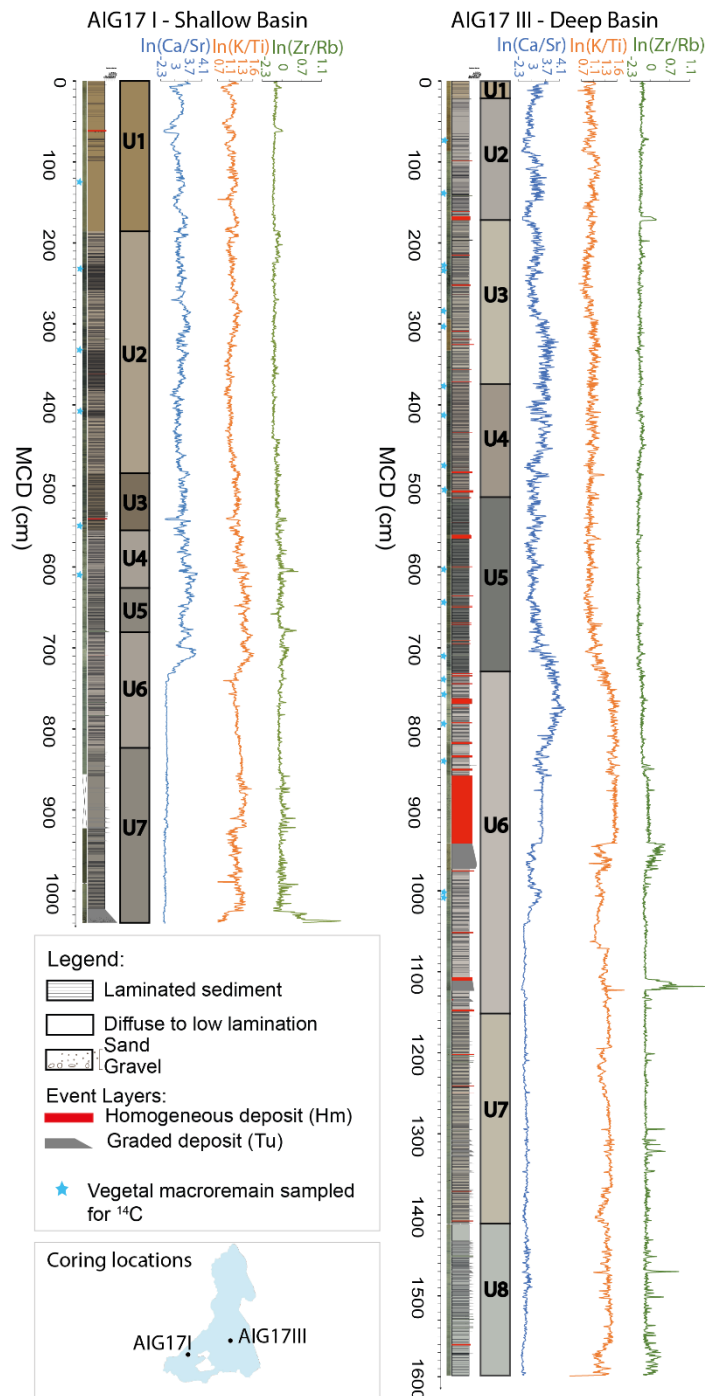
Le faciès laminé, qu'il soit bien marqué ou diffus est interprété comme de la sédimentation continue.

Les dépôts intercalés au sein de la sédimentation continue (qu'ils soient de type Hm, Tu ou Tu+Hm) sont interprétés comme des dépôts instantanés.

III-A.2. Description des séquences longues

Les 3 faciès principaux sont observés tout au long des séquences sédimentaires des fosses sud. Leur répartition et leurs caractéristiques ont permis de définir des unités principales pour les deux séquences longues AIG17I et AIG17III. Sept unités (de AIG17I-U1 à AIG17I-U7) sont définies pour la séquence AIG17I et huit unités (de AIG17III-U1 à AIG17III-U8) pour la séquence AIG17III.

Les variations des ratios géochimiques, notamment (1) $\ln(Ca/Sr)$, (2) $\ln(K/Ti)$ et (3) $\ln(Zr/Rb)$, sont respectivement interprétées comme des marqueurs de (1) l'apport du calcium biogène par rapport à celui du bassin versant, (2) l'altération des sols dans le bassin versant et (3) la granulométrie des sédiments. Ces ratios géochimiques varient en fonction de la nature et des sources du sédiment ([Figure III-A-2](#)).



[Figure III-A-2](#) : Logs sédimentaires des séquences longues étudiées (AIG17I et AIG17III). Le trois faciès principaux (laminé, homogène et granoclassé) sont représentés. Les unités de chaque séquence sont délimitées à droite des logs. Les ratios logarithmiques des données géochimiques (Ca/Sr, K/Ti et Zr/Rb) sont représentés.

III-A.2.1. Description de la séquence AIG17I (fosse sud-ouest du lac d'Aiguebelette)

Pour la séquence AIG17I (petite fosse), le faciès laminé est diffus sur les premiers 100 cm. Le sédiment est argileux et brun du sommet de la séquence, jusqu'à 185.7 cm MCD (profondeur mastercore) et constitue la première unité de la séquence (AIG17I-U1)). Les sédiments sont plus sombres, brun-gris et les lamines bien marquées, entre 185.7 et 483.8 cm MCD, il s'agit de la deuxième unité (AIG17I-UII).

Sous cette deuxième unité, les sédiments observés sont bruns et présentent une lamination diffuse jusqu'à 554.5 cm MCD, il s'agit de la troisième unité de cette séquence (AIG17I-U3). En-dessous (entre 554.5 et 625.5 cm MCD), les sédiments ont une teinte vert-olive à grise et sont argileux. La lamination, généralement diffuse dans cette quatrième unité (AIG17I-U4), contraste avec quelques portions de sédiment où les lamines sont plus marquées. Dans l'unité 5 (AIG17I-U5), entre 625.5 et 691 cm MCD, les sédiments argilo-silteux sont bruns à gris et les lamines peuvent apparaître diffuses. La caractéristique de l'unité située en-dessous, entre 691 et 823.4 cm MCD, (unité 6, AIG17I-U6), consiste à la présence de quelques niveaux plus sableux et plus sombres. Finalement, la dernière et 7ème unité (AIG17I-U7) de cette séquence est constituée de sédiments argilo-silteux brun à gris sombre, entre 823.4 et 1039.57 cm MCD. Cette 7ème unité est marquée par la présence de plusieurs dépôts silteux visuellement granoclassés, leur épaisseur peut être de quelques millimètres à plusieurs centimètres. Entre 1022 et 1038.9 cm MCD, un dépôt particulier sans classement de taille des grains est observé. Ce dépôt inclut des graviers et galets allant jusqu'à plusieurs centimètres, au sein d'une matrice silto-argileuse à silto-sableuse. Ce dépôt ressemble visuellement à un diamicton.

Sur l'ensemble de la séquence AIG17I, quatre dépôts correspondant au faciès homogène (Hm) sont identifiés.

III-A.2.2. Description de la séquence AIG17III (fosse sud-est du lac d'Aiguebelette)

Pour la séquence AIG17III de la fosse la plus profonde, entre 0 et 21 cm profondeur MCD, le faciès principal correspond à une alternance de lamines marrons à vertes bien marquées et successives. Il s'agit de l'unité 1 (AIG17III-U1) de cette séquence. En-dessous, l'unité 2 (AIG17III-U2) est définie de 21.1 à 165.5 cm MCD, les sédiments sont argileux, gris à bruns avec des lamines très peu marquées. De 165.5 à 374.2 cm MCD, les sédiments qui composent l'unité 3 (AIG17III-U3) sont

gris à brun et les lamines bien marquées. Cette troisième unité est marquée, au sommet, par un dépôt de 5 cm d'épaisseur au faciès homogène (le plus épais observé jusqu'à cette profondeur MCD).

Entre 374.2 et 513.9 cm MCD, les sédiments argileux qui constituent la 4^{ème} unité (AIG17III-U4) sont de couleur olive à bruns et les lamines millimétriques sont marquées. L'alternance entre de ces lamines millimétriques gris clair à gris-jaune est visible.

En-dessous, de 513.9 à 728.7 cm MCD, l'unité 5 (AIG17III-U5) est composée de sédiments bruns à gris-verts, avec de fines lamines sub-millimétriques, plus sombres. De 728.7 à 1150.3 cm MCD, les sédiments qui caractérisent l'unité 6 (AIG17III-U6) sont bruns à gris-verdâtres avec la présence de lamines d'épaisseur millimétrique. Une partie de cette unité est constituée d'un faciès granoclassé (de 31.4 cm d'épaisseur) avec juste au dessus un faciès homogène (de 83.6 cm d'épaisseur). Ces deux faciès constituent un épais dépôt de 115 cm (le plus épais de toute cette séquence) qui ressemble visuellement aux dépôts de type Tu+Hm observés dans d'autres études paléosismologiques (voir la [Partie I.2.2.3.](#)).

La 7^{ème} unité (AIG17III-U7) est observée de 1150.3 à 1410.7 cm MCD. Elle se caractérise par des sédiments argilo-silteux, gris-bruns, avec de fines lamines sombre et gris clair, sans alternance particulière. Des dépôts silto-sableux d'épaisseur millimétrique à centimétrique sont présents au sein de cette unité.

La dernière et 8^{ème} unité de cette séquence sédimentaire (AIG17III-U8), entre 1410.7 et 1597.6 cm MCD, présente des sédiments argilo-silteux gris à vert olive. Les lamines sont plus épaisses que dans les autres unités de cette séquence, allant jusqu'à plusieurs millimètres d'épaisseur. Les derniers 70 cm sont caractérisés par une lamination diffuse.

Sur l'ensemble de la séquence AIG17III, 55 dépôts sont identifiés comme ayant un faciès homogène (Hm) ou étant une combinaison du faciès granoclassé suivi à son sommet par le faciès homogène (Tu+Hm).

III-A.3. Les dépôts de type Hm ou Tu+Hm

Dans la littérature, les turbidites induites par des séismes sont associées aux faciès de type Hm ou Tu+Hm ([Chapron, 1999](#) ; [Campos et al., 2013](#) ; [De Gelder et al., 2022](#) ; [Sabatier et al., 2023](#)).

En effet, les dépôts instantanés interprétés comme sismo-induits, sont rapportés comme subséquents à une violente oscillation de la masse d'eau, appelée effet de seiche ([Partie I.2.2.](#)). Par exemple, le dépôt de type Tu+Hm archivé dans les sédiments

du Lac du Bourget et associé au séisme de 1822 CE (survenu dans la zone d'étude) a été interprété comme induit par un effet de seiche (Chapron, 1999 ; Beck, 2009).

Le processus est discuté comme suit dans la littérature (Beck, 2009). Lorsqu'un séisme survient, il peut induire des déstabilisations gravitaires. Les sédiments sont remobilisés dans un courant de turbidité. L'effet de seiche synchrone (provoqué par le séisme) augmente la ségrégation des particules les plus fines qui sont maintenues en suspension. Lors de l'oscillation de la masse d'eau, les feuillettes de phyllosilicates contenus dans les sédiments en suspension sont ré-orientés. Cela induit une augmentation de la foliation de susceptibilité magnétique (allant de 1 à 5%) des sédiments qui constituent le faciès homogène du dépôt instantané (Beck, 2009 ; Campos et al., 2013 ; Yakupoglu et al., 2019).

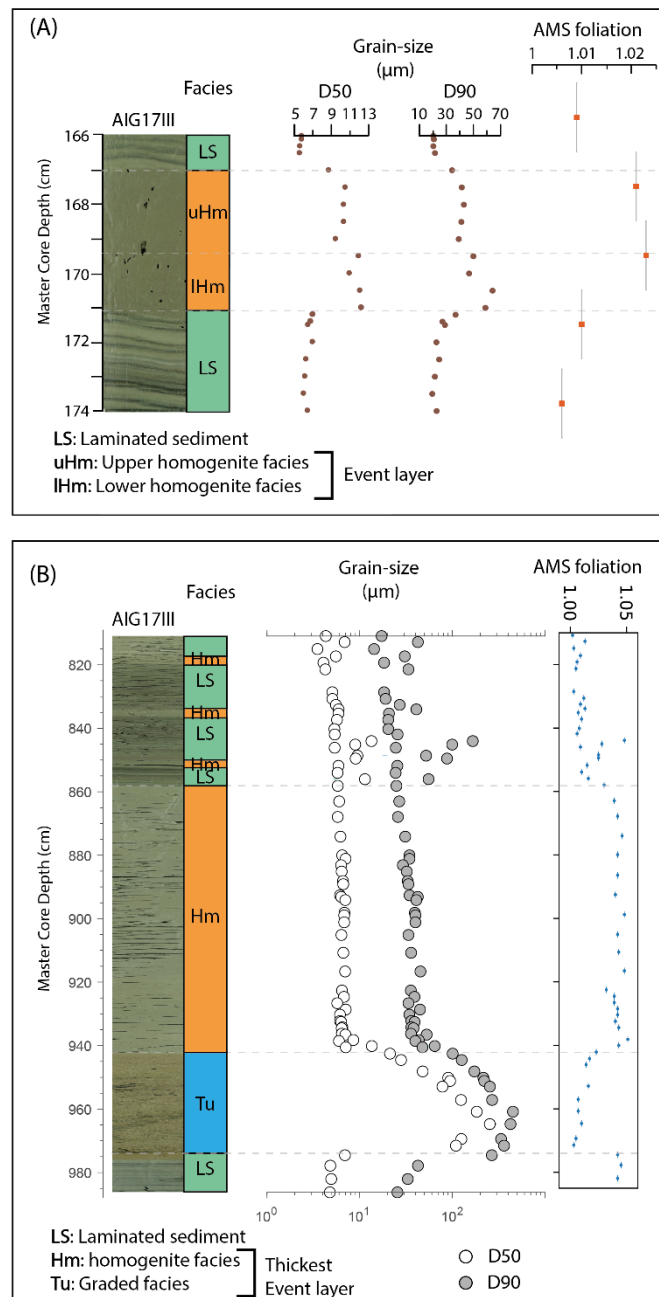
Dans le cas des sédiments du lac d'Aiguebelette il n'existe pas d'éléments (ou de ratio d'éléments) géochimiques permettant d'identifier de manière systématique l'ensemble des dépôts de type Hm ou Tu+Hm (Figure III-A-2). Les teneurs en éléments géochimiques des dépôts instantanés dépendent de la nature du sédiment remanié ainsi que de sa provenance, ce qui est variable dans les séquences étudiées.

Comme énoncé dans la Partie I.2.2., différentes analyses permettent l'identification des dépôts instantanés sismo-induits dans les séquences du lac d'Aiguebelette. Pour identifier ces dépôts, la distribution de la taille des grains ainsi que les valeurs de la foliation d'anisotropie de susceptibilité magnétique sont clés (Figure III-A-3). La distribution de la taille des grains (D50 et D90) permet de confirmer quantitativement les observations visuelles qualifiant les faciès décrits : homogène (Hm) ou granoclassé (Tu), (Figure III-A-3).

Il existe toutefois une limite analytique en lien avec l'épaisseur des dépôts instantanés. Les analyses granulométriques peuvent être réalisées sur des dépôts d'épaisseur $\geq 0.5\text{cm}$. Pour les analyses de foliation d'anisotropie de susceptibilité magnétique, il est nécessaire que les dépôts analysés aient une épaisseur $\geq 4\text{cm}$ afin d'avoir au moins deux points de données (voir les données associées au faciès Hm épais (situé au-dessus du faciès Tu) et celles associées au faciès Hm peu épais (intercalés avec la sédimentation continue laminée, entre 815 et 855 cm MCD), Figure III-A-3 (B)).

Pour le dépôt instantané d'épaisseur présenté dans la Figure III-A-3 (A) et visuellement identifié comme étant de type Hm, il est possible de caractériser deux parties distinctes sur la base des données granulométriques : lHm (homogénite basale) et uHm (homogénite sommitale). Le D90 moyen de la lHm est de $54.9\ \mu\text{m}$ (les valeurs sont comprises entre $46.8\ \mu\text{m}$ et $64.1\ \mu\text{m}$) avec un $\sigma_{\text{lHm}_D90} = 6.5\ \mu\text{m}$. La uHm a un D90 moyen de $39.8\ \mu\text{m}$ (les valeurs sont comprises entre $34\ \mu\text{m}$ et $43\ \mu\text{m}$), avec un σ_{uHm_D90} de $3.4\ \mu\text{m}$ (Figure III-A-3 (A)). Sur son épaisseur totale, le dépôt instantané contient des grains plus grossiers (de l'ordre de 1 à 2 σ) en comparaison avec la sédimentation continue. Le D50 et D90 de la lHm sont supérieurs à ceux de la uHm, ce qui doit être lié aux

différentes phases de dépôt du nuage en suspension, comme expliqué par Campos et al. (2013). Dans ce dépôt, la foliation d'ASM est ≥ 1.02 , tandis qu'elle est < 1.01 dans la sédimentation continue qui encadre le dépôt instantané.



[Figure III-A-3](#) : Dépôts instantanés ($\geq 4\text{cm}$ d'épaisseur) de type Hm (partie (A) de cette figure) ou Tu+Hm (partie (B) de cette figure), identifiés dans la séquence AIG17III. Ces dépôts instantanés sont encadrés par la sédimentation continue laminée (LS) ou d'autres homogénites de plus faibles épaisseurs. La profondeur mastercore est en ordonnée. De gauche à droite sont présentés : la photographie des sédiments, les faciès identifiés visuellement, les données granulométriques (D50 et D90 en μm) et la foliation d'ASM. Les faciès constituant les dépôts instantanés $\geq 4\text{cm}$ d'épaisseur sont délimités par des lignes en pointillés gris.

Le dépôt instantané le plus épais (115 cm) des séquences étudiées du lac d'Aiguebelette est identifié visuellement comme étant de type Tu+Hm (Figure III-A-3 (B)). La sédimentation continue située sous le dépôt instantané a présente les caractéristiques suivantes : $3 \mu\text{m} < D50 < 5 \mu\text{m}$, $\sigma_{LS_D50} = 0.06$ et $11 \mu\text{m} < D90 < 13 \mu\text{m}$, $\sigma_{LS_D90} = 5.89$. Une augmentation des valeurs de D50 et de D90 est observée à la base du dépôt (faciès Tu), respectivement : de 9 à 120 μm (D50), $\sigma_{Tu_D50} = 49.02$, et de 130 à 150 μm , $\sigma_{Tu_D90} = 92.25$. La plus forte abondance du matériel le plus sableux se situe à la base du faciès Tu. Dans le faciès Hm de ce dépôt instantané, les valeurs de D50 et D90 sont : $5 \mu\text{m} < D50 < 7 \mu\text{m}$, $\sigma_{Hm_D50} = 0.62$ et $25 \mu\text{m} < D90 < 64.5 \mu\text{m}$, $\sigma_{Hm_D90} = 5.46$. Sur la base de ces données la distinction entre le faciès Tu et Hm est très clair. Le faciès homogène attribué visuellement est confirmé par la donnée granulométrique. La foliation d'ASM est de l'ordre de 1% dans la sédimentation continue et le faciès Tu du dépôt instantané, tandis qu'elle est de 4% dans la partie homogène (Hm).

Dans le cas des dépôts instantanés du lac d'Aiguebelette, les faciès Tu+Hm ou Hm identifiés visuellement sont bien confirmés par les données granulométriques (Figure III-A-3). Le faciès Hm des dépôts $\geq 4\text{cm}$ est associé à une augmentation de la foliation d'ASM. Ces facteurs permettent d'interpréter ces dépôts instantanés comme étant sismo-induits. Sur la base de cette interprétation pour les dépôts les plus épais (les mieux contraints par les données de foliation d'ASM), l'ensemble des dépôts instantanés d'épaisseur $\geq 0.5 \text{ cm}$ sont représentés dans un diagramme de type Passega (Figure III-A-4).

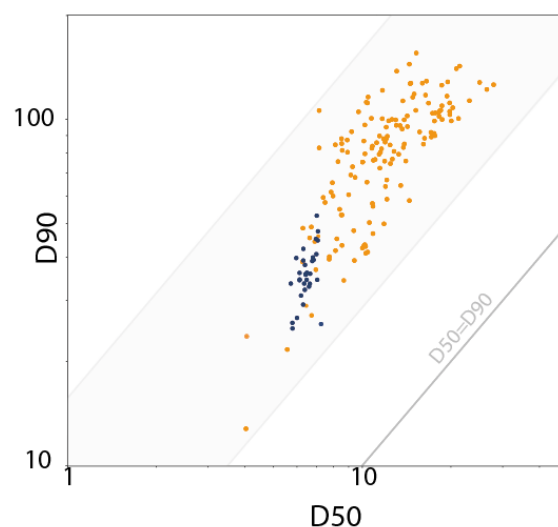


Figure III-A-4 : Diagramme de type Passega (D90 vs. D50). Les points oranges correspondent au faciès Hm de 26 dépôts (issus des séquences AIG17III et AIG16-05) de type Hm ou Tu+Hm et d'épaisseur $\geq 0.5 \text{ cm}$. Les points bleus correspondent au faciès Hm du dépôt le plus épais de type Tu+Hm, identifié dans la séquence AIG17III et interprété dans Banjan et al. (2022) comme étant sismo-induit (Partie IV).

Une même tendance est observée pour l'ensemble des dépôts instantanés représentés dans ce graphique. Les données correspondantes au dépôt le plus épais de la séquence de la fosse profonde sont incluses. Le critère d'interprétation sismo-induit est le plus fort pour ce dépôt. Il est donc possible de considérer que le même processus est à l'origine de ces dépôts. Une discussion sur ces interprétations et les limites associées, incluant des notions abordées dans d'autres parties de ce manuscrit est disponible à la [Partie DG-4](#).

Partie III-B : Chronique de sismicité holocène dans la zone périalpine

Cette partie du manuscrit s'articule autour d'un article prêt à être soumis pour publication à 'Natural Hazards and Earth System Sciences (NHES)'.

Les résultats présentés dans cet article ont été en partie exposés en Septembre 2022 à Aix en Provence, lors du congrès International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (valorisé sous forme de résumé étendu, Banjan et al., 2022b), et lors du congrès de l'ASF (Association Sédimentologique Française) en Septembre 2022 à Brest.

III-B.1. Résumé étendu

Les sédiments lacustres sont de précieuses archives et peuvent permettre de construire une chronique de dépôts instantanés induits par des événements sismiques (Nakajima and Kanai, 2000 ; Beck et al., 2007 ; Moernaut et al., 2014 ; Yakupoğlu et al., 2022). Ce type de chronique peut être utilisé pour mieux comprendre les temps de récurrence entre les événements sismiques sur de plus longues périodes de temps que celles couvertes par les catalogues de sismicité historique. Pourtant, seules quelques études en paléosismologie lacustre s'attardent sur les zones à sismicité modérée (Kremer et al., 2015 ; 2017 ; Daxer et al., 2022).

Parmi les archives paléosismologiques, les sédiments lacustres ont fourni des données précieuses via l'identification et la datation de dépôts de transport de masse (MTD) dans les Alpes de l'Ouest (Wilhelm et al., 2016). Entre plusieurs lacs d'une même région, il existe toutefois une variabilité dans l'enregistrement des dépôts instantanés induits par des séismes. Cette variabilité s'explique par la différence de sensibilité aux séismes entre les différents lacs (Moernaut et al., 2014 ; Van Daele et al., 2015 ; Wilhelm et al., 2016) et dont les facteurs principaux sont le taux de sédimentation via la capacité de recharge des pentes sub-aquatiques de ces lacs. Cette étude a pour but d'améliorer le catalogue d'archives paléosismologiques dans les Alpes occidentales. Dans cette partie, de nouvelles données multi-proxy provenant des archives sédimentaires du Lac d'Aiguebelette permettent l'identification de 32 homogénites (d'épaisseur ≥ 0.5 cm) interprétées comme d'origine cosismiques sur l'Holocène. Un modèle d'âge basé sur des données radioéléments, paléomagnétiques et sur des âges radiocarbone contraignent la chronologie des dépôts sédimentaires dans la fosse profonde du Lac d'Aiguebelette. Parmi ces homogénites, plusieurs se sont déposées à

des intervalles de temps compatibles avec des événements sismiques historiques. Pour corréler les événements sismiques historiques susceptibles d'avoir généré les dépôts instantanés identifiés dans les séquences sédimentaires du bassin profond du Lac d'Aiguebelette, la méthode de l'indice de sensibilité aux séismes : Earthquake Sensitivity Threshold Index (ESTI) est utilisée (Wilhelm et al., 2016). Comparativement aux autres lacs alpins, le taux de sédimentation (2.1 mm.an^{-1}) et l'ESTI (0.18) du Lac d'Aiguebelette sont relativement élevés, faisant de ce lac un bon enregistreur des séismes passés. Dans les catalogues de sismicité historique, les incertitudes sur les intensités (reportées selon l'échelle MSK 64 dans le catalogue de sismicité historique SISFRANCE) et les coordonnées des épicentres pour les séismes rendent les corrélations aux dépôts instantanés difficiles. Dans le but de mieux comprendre quels événements sismiques ont potentiellement été archivés, une nouvelle approche a été menée en comparant les valeurs d'accélération pseudospectrale (PSA) calculées pour chaque événement du catalogue de sismicité FCAT-17 (French seismic CATalog, Manchuel et al., 2018) et pour deux fréquences distinctes.

Sur la base de cette approche PSA il est possible de constater qu'à basse fréquence (0.5 Hz) les accélérations spectrales sont relativement similaires pour les événements modérés et proches comparativement aux événements forts et lointains. Dans le cas où le lac d'Aiguebelette serait plus particulièrement sensible aux basses fréquences, alors il semble qu'un plus grand nombre de séismes historiques auraient dû être enregistrés dans les sédiments.

Pour de plus hautes fréquences (5 Hz), la contribution des événements proches et modérés est significativement plus forte que celle des événements forts et lointains, ce qui semble correspondre aux événements historiques dont les temps d'occurrence correspondent à ceux de l'archivage de dépôts instantanés dans la séquence du lac d'Aiguebelette.

L'approche consistant à évaluer l'importance relative des mouvements sismiques au lac se révèle alors, au moins dans le cas du lac d'Aiguebelette, complémentaire à celle développée par Wilhelm et al., (2016) et fondée sur la donnée historique à l'épicentre.

Ainsi, la chronique établie sur la base des dépôts instantanés archivés dans les sédiments du lac d'Aiguebelette, est interprétée comme représentative d'événements locaux (distance épicentrale au lac $< 50 \text{ km}$). Cette interprétation est particulièrement renforcée sur la période de 0 à 2017 CE, où la distribution des dépôts instantanés en fonction du temps suit une distribution de type Gamma, correspondant au temps d'interoccurrence. Ce point est en accord avec les analyses menées sur la période historique suggérant l'archivage de séismes locaux à régionaux.

III-B.2. Article scientifique pour publication : “A Holocene alpine seismic chronicle from Lake Aiguebelette (NW French Alps)”

La revue sélectionnée pour soumettre ce papier est Natural Hazard and Earth System Sciences. Les auteurs impliqués sont : Banjan, M. ; Crouzet, C. ; Jomard, H. ; Sabatier, P. ; Messenger, E.

III-B.2.1. Introduction

Currently, it is a challenge to predict the occurrence of seismic events, particularly in areas of moderate seismicity. In such areas, the time interval between strong seismic events is greater than the period covered by seismic catalogs (Cara et al., 2015). Therefore, paleoseismic data covering a long period are required to better understand the seismic cycle in areas of moderate seismicity.

In recent decades, it has been demonstrated that sediments are valuable archives for reconstructing seismic chronicles (Nakajima and Kanai, 2000; Beck et al., 2007; Moernaut et al., 2014; Henry et al., 2022). In order to build a seismic chronicle based on sediment archives, a mandatory step is to demonstrate that event layers deposition is related to a seismically-induced process (Sabatier et al., 2022), in general by using comparison with historical seismicity (Chapron et al., 1999; Strasser et al., 2006; Wilhelm et al., 2016; Kremer et al., 2017). However, lacustrine palaeoseismological studies often focus on active geodynamic contexts where the occurrence of major earthquakes with magnitudes typically exceeding Mw7 is common (Moernaut et al., 2011; 2018; 2020). Only a few seismic chronicles have been established for areas of moderate seismicity in the available literature (Kremer et al., 2015; 2017; Daxer et al., 2022). The main difficulty of the exercise lying in the fact that macroseismic intensities commonly associated with moderate earthquakes are often very close to the sensitivity limit of lakes sediments to seismic destabilization, generally accepted as being close to VI - VII in lacustrine environments (Petersen et al., 2014; Wilhelm et al., 2016). In the perialpine area, strong earthquakes capable of generating MTD have MSK intensities ranging between VI and VII (Strasser et al., Kremer et al., 2015).

In parallel, several studies show that the number of earthquake-triggered mass movement deposits varies between lakes of the same region (Wilhelm et al., 2016). This variability between lake sequences suggests a different sensitivity to seismically induced instabilities (Moernaut et al., 2014; Van Daele et al., 2015; Wilhelm et al., 2016). For a given earthquake with a known magnitude and epicenter, the main factors

controlling a lake's variation in sensitivity to record the seismic event are the sedimentation rates linked to slope recharge capabilities (Wilhelm et al., 2016, Rapuc et al., 2018; Gastineau et al., 2021). To date, a wider lake compilation is required to better understand the relationship between lake sensitivity and earthquake shaking.

The aim of this work is to (1) better understand perialpine lake sensitivity to earthquake shaking, in a moderately active seismotectonic region and (2) improve the Holocene paleoseismic catalog in the NW Alps. These objectives are studied through the case of Lake Aiguebelette. This lake is selected as a unique paleoseismological archive in the region with little to no flood record and finely laminated sediments (which is not the case of neighboring lakes (Chapron et al., 1999; Nomade, 2015; Bajard et al., 2016)).

III-B.2.2. Regional Settings

The study site is located at the border between the NW Alps and the Jura Mountains (Figure III-1). In this area, Lake Aiguebelette is a postglacial perialpine lake located 373 meters above sea level in the inner Jura Mountains. The main tributary (Leyse de Novalaise) enters the northern part of the lake. The catchment area (~70 km²) is contrasted by the steep slopes of "Chaîne de l'Épine" covered by forests on the eastern flank of the lake and flatter grasslands on the western side. The main lithologies and sediment sources in the watershed are Jurassic and Cretaceous limestones on the eastern flank and Neogene sandy molasses and Quaternary Würmian tills on the western side (Messenger et al., 2022; Fudral et al., in press; Banjan et al., 2022). The lake's morphology consists of three subbasins. Depths reach up to 45 m in the northern basin, 71 m in the southeastern basin and 25 m in the southwestern basin. Small islets separate the shallow and deep southern basins.

The study area is located in a moderately active seismotectonic zone at the junction between the Jura Mountains and the western Alpine domain. While the Alpine region is, together with the western Pyrenees, the most seismically active part of France, the seismicity appears diffuse in southern Jura Mountains (located between the alpine orogen and its foreland). However, several active NW-SE faults have been recognized there (e.g., the Col du Chat, Culoz and Vuache faults (Figure III-1), (Baize et al., 2011; de la Taille et al., 2015; Jomard et al., 2017)). Major historical and instrumental regional events being related to the activity of these faults, such as the 1822 CE Bugey earthquake, which probably occurred along the Culoz fault with an estimated

Mw=5.5±0.37, or the 1996 CE Epagny earthquake (Mw=4.7±0.2), triggered along the Vuache fault (Manchuel et al., 2018).

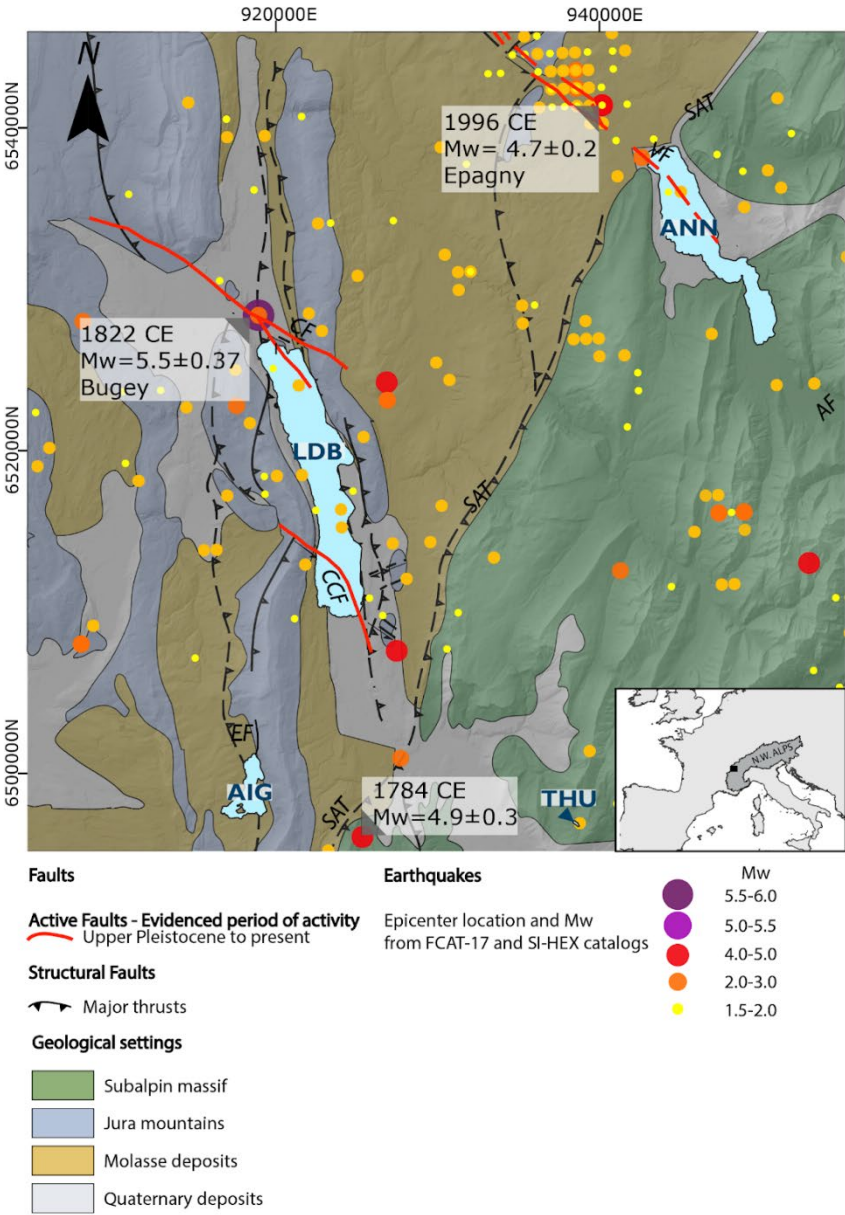


Figure III-B-1: Seismicity map of the NW Alps at the border with the French Jura Mountains. Epicenter locations and magnitudes are based on the FCAT-17 and SI-HEX databases (Cara et al., 2015; Manchuel et al., 2018). The main active faults from the Upper Pleistocene are presented in red (CF: Culoz Fault; CCF: Col Du Chat Fault; VF: Vuache Fault). Lakes Aiguebelette (AIG), Annecy (ANN), Bourget (LDB) and La Thuile (THU) are presented in light blue. The geological settings are from the BRGM 1/50000 regional map and C. Crouzet personal communications. Projection : Lambert-93 (EPSG 2154).

III-B.2.3. Methods

In Lake Aiguebelette, a total of 5 cores were studied. These cores were retrieved through several campaigns using a Uwitec platform and corers. Four cores from the southern basins are meaningful to this study (Figure III-2), including a ~16 m-long sediment sequence, AIG17III (45.550430; 5.801437; at a water depth of ca 70 m; IGSN: TOAE0000000393 to TOAE000000410), and three pilot cores, AIG20-01 (45.550808; 5.801069; at a water depth of ca 70.6 m; ISGN:TOAE0000000325), AIG16-06 (45.550800; 5.802810; at a water depth of ca 73.6 m; ISGN: TOAE0000000166) and AIG16-05 (45.550750; 5.802950; at a water depth of 73.7 m; ISGN: TOAE0000000165).

For the long sequence (AIG17III), the sediment was retrieved from three parallel holes (with a 70 cm depth offset between them to ensure large section overlaps), using 2 m long core liners of 90 mm in diameter with a piston corer. For the three pilot cores, 2 m long core liners of 63 mm in diameter were used with a gravity corer and hammering.

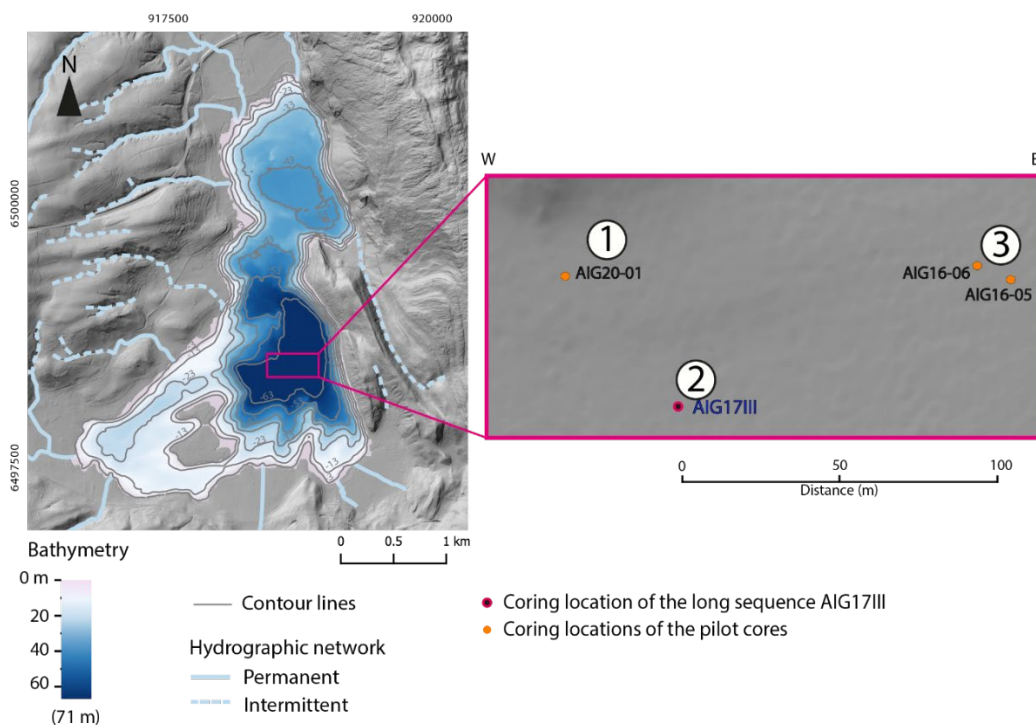


Figure III-B-2: Map of Lake Aiguebelette with a zoom on the deepest southern basin displaying core locations (AIG20-01, AIG17III, AIG06-05). White disks with black borders are displayed with digits ①, ② and ③, associated with cores of interest for this study, as follows: ① core AIG20-01, radioelement dating; ② core AIG17III, long sequence covering the entire Holocene period and ③ cores AIG16-06 and AIG16-05, bearing the most recent event layers.

III.2.3.1. Sedimentology

The four studied cores were split into two halves, and one of each half-section was described in detail and photographed. The sediment logs are provided in [SM-III-1](#) (supplementary materials). The different sedimentary facies were first identified with the visual criteria used in a previous study to build the long sequence AIG17III ([Banjan et al., 2022](#)). These criteria are helpful in the visual characterization of event layers interbedded in the continuous sedimentation.

Grain-size analyses were performed with a Beckman Coulter Life Science 13230 XR laser particle-size analyser (EDYTEM Laboratory). A 5 mm sampling step was selected along the Holocene event layers (thickness ≥ 5 mm) of the AIG 16-05 and AIG 17III sediment sequences.

An 8 cm long sediment slab sampled in the AIG17III sequence and representative of the laminated facies was resin-embedded to make a 1mm thick thin section for microscope observation and chemical analyses.

III.2.3.2. Geochemistry

X-ray fluorescence (XRF) analyses were performed on the sediment surface of the split cores at 5-mm intervals with an Avaatech core scanner (EDYTEM laboratory). Relative geochemical compositions were obtained for different settings in measurement runs (1) and (2) as follows: (1) 10 kV and 0.1 mA for 30 s to detect lightweight elements such as Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, and Fe; (2) 30 kV and 0.3 mA for 30 s to detect heavier elements Br, Rb, Sr, Zr and Pb. To avoid dilution effects due to water and the influence of the sediment matrix, the relative abundances of elements are expressed as log-ratios ([Weltje et al., 2015](#)).

A Vega3 Tescan Scanning Electron Microscope (IsTerre laboratory) was used on a sediment thin section representative of laminated facies. In order to map chemical elements and examine the elemental composition of precise areas on the sediment thin-section, further analyses were conducted with an Energy-Dispersive Spectroscopy (EDS) probe (Rayspec and SamX electronic system and software).

III-B.2.3.3. Magnetic and paleomagnetic investigations

Magnetic measurements and analyses were performed at the CEREGE laboratory (Aix-Marseille University). U-channels were sampled from the AIG17III, AIG20-01 and AIG16-05 sedimentary cores.

First, the U-channels were exposed to a stepwise alternating field (AF) to progressively demagnetize the Natural Remanent Magnetization (NRM) with steps of 10 mT until the remanence passed a threshold (equivalent to 20% of the NRM) or until the maximum capacity of the measuring instrument. The magnetization was measured before any treatment and after each AF treatment using a superconducting quantum interference device (SQUID) passthrough cryogenic magnetometer (2G 760R) located in a shielded room. The NRM data were analyzed with demagnetization curves and principal component analyses (Puffin Plot software) (Lurcock and Wilson, 2012), in order to establish Characteristic Remanent Magnetization (ChRM) curve versus depth.

An Isothermal Remanent Magnetization (IRM) was created by successively passing the U-channels through Halbach rings imparting 0.3 T and 0.6 T magnetic fields. The field induced by the magnetized sediment was measured after each application of the field with a high-resolution magnetic scanner (Demory et al., 2019).

To determine the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), cubic samples were collected from the event layers (with a thickness ≥ 2 cm) and surrounding sediment of the AIG17III sequence in 8 cm³ nonmagnetic plastic boxes. The measurements were conducted with a magnetic susceptibility meter MFK1 (AGICO) to determine the susceptibility tensor that can be represented by an ellipsoid with three eigenvectors (K_{max}, K_{int} and K_{min}). The AMS ellipsoid is assumed to reflect the preferred orientation of magnetic particles in the sediments. The magnetic foliation $F = K_{int}/K_{min}$ has been used to characterize homogenite-type deposits (Campos et al., 2013; Rapuc et al., 2018; Banjan et al., 2022).

III-B.2.3.4. Time constraints on the sediments

The comparison between NRM data (inclination, declination) and continuous global geomagnetic field models (Crouzet et al., 2019a) adds multiple constraints to the existing age-depth model for the AIG17III sequence (Banjan et al., 2022), (SM-III-4, SM-III-5). This study presents a new robust age-depth model based on short-lived radioelements, varve counting, radiocarbon dating and paleomagnetic data, with the

use of the clam R package (Blaauw, 2010). It is mandatory to build an event-free composite depth before generating the age-depth model, as the event layers are interpreted as instantaneous deposits (Sabatier et al., 2022). Serac R package is used to create an age model from short-lived radionuclides (Brueel and Sabatier, 2020).

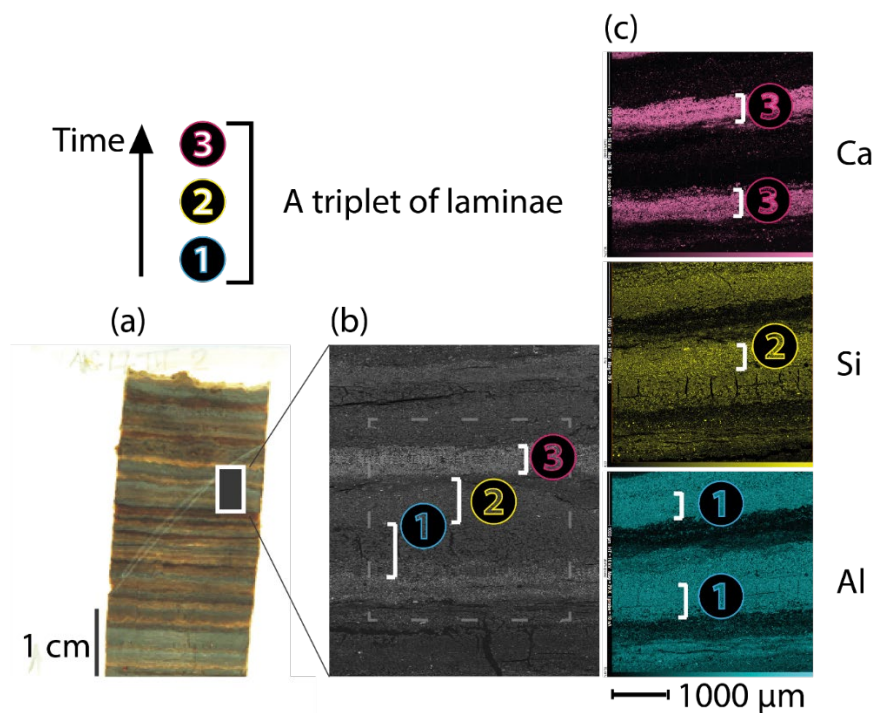
III-B.2.4. Results and interpretations

III-B.2.4.1. Sediment facies in Lake Aiguebelette

In Lake Aiguebelette deep basin, 8 sediment units were defined in previous studies performed on the 16-meter-long core AIG17III (Banjan et al., 2022; entire sequence description available in SM-III-1). These units mainly consist of brown greenish and greyish clayey to silty sediments. Some units are characterized by alternation of distinct laminae (units 1, 3, 4, 6, and 8), others are characterized by faint laminations (units 2, 5, and 7).

The four sediment sequences of interest in this study consist of clayey to silty laminated sediment. In sequences AIG17III, AIG16-05 and AIG16-06, the background sediments are intermittently interbedded with event layers of different thicknesses (millimetric to pluricentimetric) (SM-III-2, SM-III-3). In several units of the AIG17III sequence and in the pilot cores, mm-scale laminations are visible and consist in the repetition/alternation of triplets of laminae, identified through SEM analyses and geochemical cartography. One triplet is composed of (1) a dark Al- and Ti-rich (dark-grey to brown) lamina, (2) an olive to grey Si-rich lamina and (3) a clear Ca-rich (white) lamina (Figure III-B-3).

Diatoms have been observed in the Si-rich lamina that can be interpreted as a seasonal spring deposit such as in other alpine lakes, whereas the Al-rich lamina can be interpreted as a fall/winter deposit (Giguet-Covex et al. (2010); Wirth et al. (2013)).



[Figure III-B-3](#): AIG17III sediment thin section and SEM observation of the background lamination. (a) Thin section with laminae triplets visible to the naked eye; (b) SEM picture of a few selected laminae (magnification x50); (c) geochemical cartographies: Al in blue, Si in yellow and Ca in pink (magnification x79; high tension 16 kV).

Visual criteria allow the identification of event layers (thickness ≥ 0.5 cm) such as turbidites (Tu, poorly sorted normal graded deposit), homogenites (Hm, homogeneous clayey sediment topped by a clay cap) or the succession of both (Tu+Hm), ([Ambraseys and Finkel, 1991](#); [Campos et al., 2013](#); [de Gelder et al., 2022](#); [Banjan et al., 2022](#)).

In cores AIG16-05 and AIG16-06, seven event layers are visually identified in the top 100 cm. In the AIG17III long sediment sequence (16 m long), a total of 56 event layers are identified and the youngest event layer (with a thickness ≥ 0.5 cm) is archived at 161 cm (master core depth).

III-B.2.4.2. Event deposits characterization

The first step of the event deposit characterization is based on the visual observation of the studied cores. Tu+Hm and Hm facies are identified as mentioned in the previous section.

In the top 5 m of the long deep basin sediment sequence, the thickest event layer (of all other event layers in the studied cores) contrasts with the laminated background sediment. Visually, this 4.8 cm-thick deposit consists of a silty brown-olive homogeneous sediment with a clear millimetric clay cap, interpreted as a homogenite (Hm). Sometimes, the Hm deposit is subdivided into a “lower homogenite”, corresponding to a settling phase under the seiche effect, and an “upper homogenite”, corresponding to a settling phase of stable suspension (these facies can be identified through magnetic (AMS foliation) and grain-size data (Campos et al., 2013)). This high AMS foliation criterion (which brings the highest level of confidence in the event deposit characterization) can only be established on Hm deposits with a thickness ≥ 2 cm.

In order to characterize the event layers with a thickness ranging between 0.5 and 2cm, it is possible to compare their grain-size distribution in a Passega chart, with the one of Hm and Tu+Hm deposits ≥ 2 cm (previously characterized by a high AMS foliation). If they are all following the same trend, it is possible to interpret the thinner deposits as induced by the same process.

Grain size analyses are also key to differentiate the sediment characteristics within the event layer. The grain size of the continuous background sediment preceding the event layer has a D90 mean of 21.58 μm (with values ranging between 17 μm $<D90 < 25$ μm) and a $\sigma_{sc_D90} = 1.87$ μm . Within the Hm facies, two parts can be identified: a lower part (lHm) with a D90 mean of 54.9 μm (values ranging between 46.8 μm $<D90 < 64.1$ μm) and $\sigma_{lHm_D90} = 6.5$ μm and an upper part (uHm) with a D90 mean of 39.8 μm (values ranging between 34 μm $<D90 < 43$ μm), with $\sigma_{uHm_D90} = 3.4$ μm (Figure III-B-4). The whole Hm facies is slightly coarser than the background sediment facies. Within the Hm facies, lHm is coarser than uHm, certainly due to different settling phases of the sediment, as explained in Campos et al. (2013).

The logarithmic ratio of Ca/Ti is lower in the event layer than in the background sediment (Figure III-B-4), suggesting either a different source for the event layer sediment remobilized before deposition with higher Ti content (possibly the remobilization of sediment on unstable slopes).

The anisotropy of magnetic susceptibility foliation (F) measured in the background sediment and in the graded base of the event layer is < 1.01 , whereas it is ≥ 1.02 in the

Hm facies (Figure III-B-4). IRM data show values $\leq 0.38 \mu\text{m}$ in the event layer (with the lowest values at depth corresponding to the Hm facies, similar to the Hm in the 115 cm-thick event layer of the same sequence, which was previously interpreted as seismically induced (Banjan et al., 2022)).

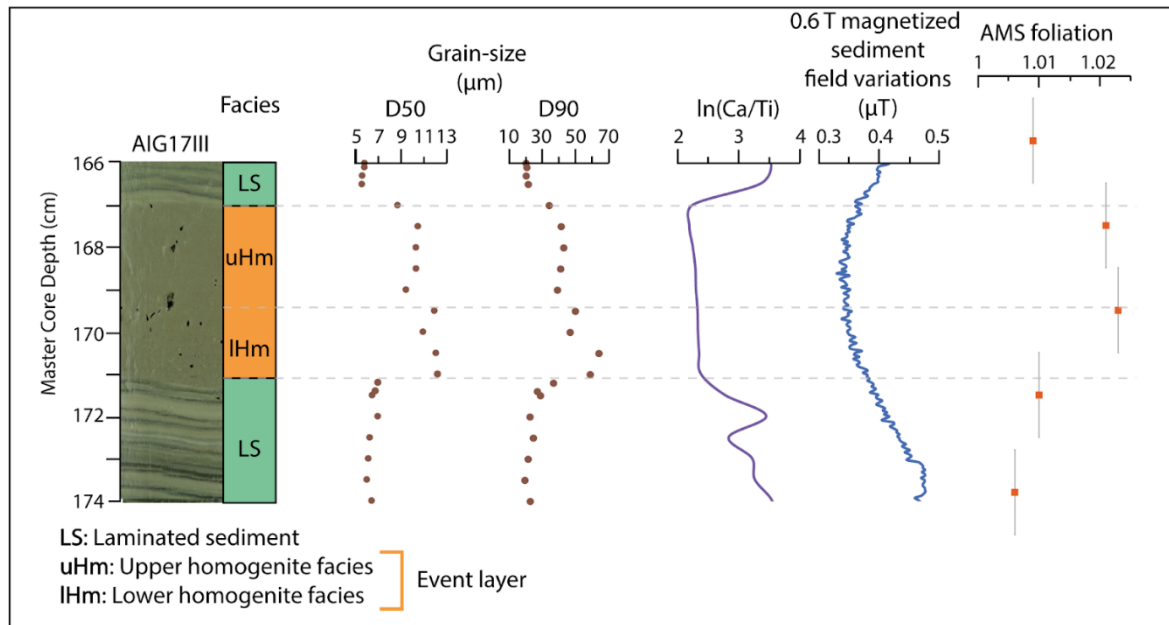
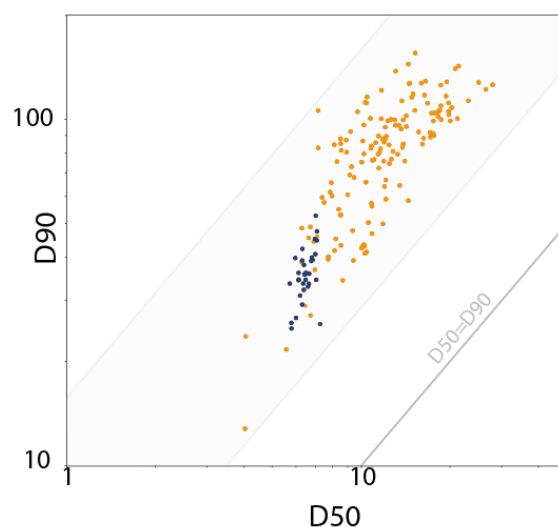


Figure III-B-4: Main sedimentological, geochemical and magnetic results for a thick event layer present between 167.5 and 171 cm in the AIG17III sequence. From left to right, data are presented versus MCD depth (cm): photography and identification of the different facies; grain-size measurements, with D50 and D90 values (μm); geochemical \ln ratio (Ca/Ti); magnetic field variations induced by the magnetized sediment (equivalent to low isothermal remanent magnetization, Demory et al., 2019); Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) foliation.



[Figure III-B-5](#): Passega-type diagram (D90 vs. D50 and logarithmic sorting vs. D50). Orange dots: grain-size data of 26 event layers thicker than 0.5 cm from the AIG16-05 and AIG17III sequences (interpreted as Hm or Tu+Hm deposits). Blue dots: grain-size data of the homogenite constituting the thickest event layer of the deep basin sequence, presented in [Banjan et al. \(2022\)](#) and interpreted as seismically induced.

In a Passega chart, grain-size data acquired on all the event layers with a thickness > 0.5 cm and visually interpreted as homogenites or turbidite-homogenites are aligned and follow the same trend ([Figure III-B-5](#)), which probably indicate the same depositional mechanisms ([Wilhelm et al., 2013](#)).

III-B.2.4.3. Core-to-core correlations

In cores AIG16-05 and AIG16-06, seven event layers are visually identified in the top 100 cm. The four upper event layers (total thickness of 32 mm for the four deposits) are successive and are the only layers positioned in this way. In the AIG17III long sediment sequence, the youngest event layer (with a thickness \geq 0.5 cm) is at 161 cm (MCD).

Core-to-core correlations were first established visually, with the use of laminae succession or the color and thickness of a specific deposit that stand out in both cores. Single XRF element (Ca and K) variations along the cores were also used to confirm the first correlations. In the same way, additional correlations were made possible with the use of IRM data ([Figure III-B-6](#)).

To estimate the depositional age range for each event layer of the AIG16-05 sequence, core-to-core correlations were made with the deep basin long sequence (AIG17III) (Figure III-B-6).

Four event layers are correlable between the two sequences (AIG16-05 and AIG17III). This enables to constrain the chronology of the AIG16-05 sequence and to improve the count of the event layers deposited during the historical period (Table III-B-1).

Depositional age range (yr CE)	Base (MCD depth)	Top (MCD depth)	Thickness (cm)	Comment
1921-1929	16.1	13.5	2.6	4 successive event layers
1760-1824	40	39.2	0.8	
1528-1586	82.5	82.3	0.2	
1581-1647	90	89.3	0.7	
1327-1372	128	127.5	0.5	
1186-1256	144.5	140.5	4	*
1039-1127	163.8	163.2	0.6	*
945-1033	177.8	177.2	0.6	
712-801	208.6	205.8	2.8	*
630-729	218.2	217.2	1	*

[Table III-B-1](#): Identification of event layers in the AIG16-05 sequence (depth), estimated time of deposition based on radiocarbon ages dating and correlations with the AIG17III sequence. The asterisks in the comment section indicate the event layers that have been identified in the AIG16-05 sequence and correlated to event layers in the AIG17III sequence.

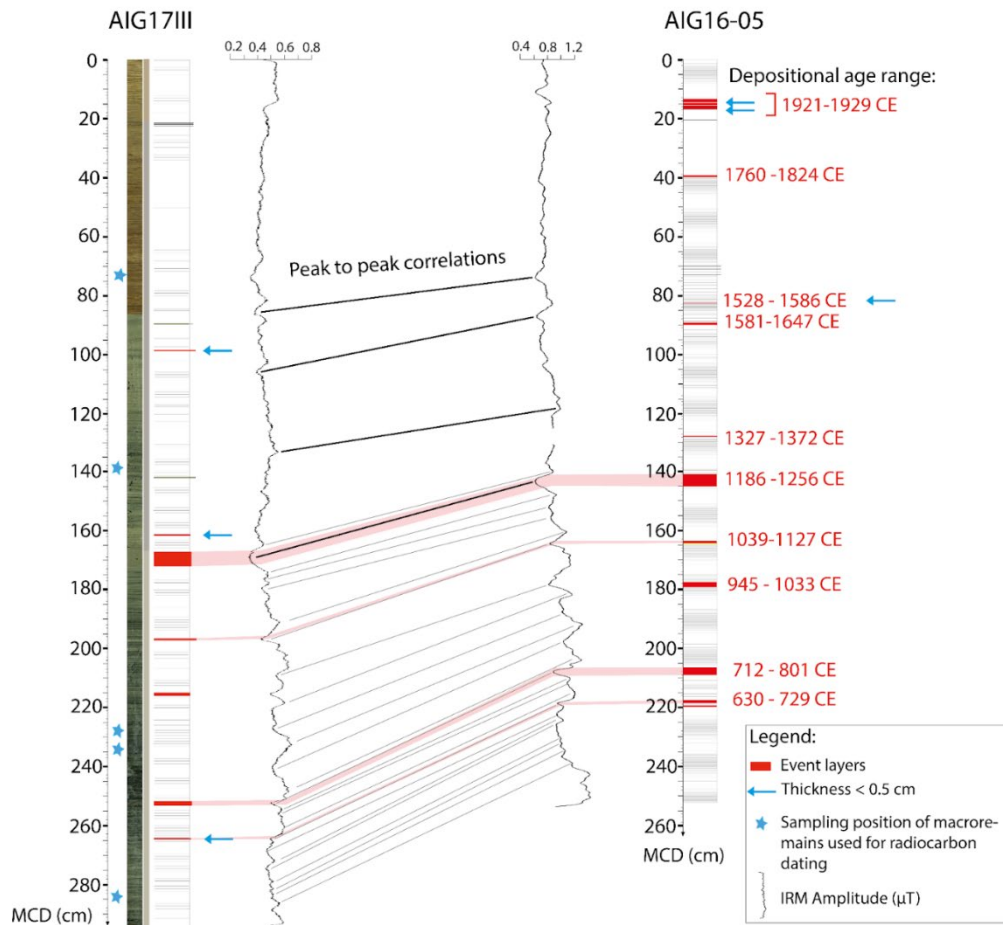


Figure III-B-6: Core-to-core correlation between AIG17III and AIG16-05 sequences based on IRM data. Depositional age ranges are given in red next to each event layer of the sediment sequence AIG16-05. These ages are derived from the age-depth model presented in Figure III-8. The event layers are represented by red rectangles, the ones with a thickness < 0.5 cm are indicated by a blue arrow.

III-B.2.4.4. Synthetic age depth model

Multiproxy data are used to build a robust age-depth model at the scale of the deep basin.

The long sequence's age-depth model gives robust chronological estimations of sediment deposition. To better constrain the age of the most recent event layers, varve counting on the upper 16 cm and correlation with core AIG20-01 on which short-lived radioelement dating was performed were used. Correlations between the different cores used to constrain the chronology of the event layers are available in SM-III-2, SM-III-3.

III-B.2.4.4.a.Radioelements

The ^{210}Pb in excess is plotted downcore on a logarithmic scale. A CFCS model based on the R package serac was used to calculate the ages continuously along the core depth (Bruel and Sabatier, 2020). The mean sedimentation rates are estimated at $2.1 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ for the upper 18 cm (Figure III-B-7). The ^{137}Cs downcore profiles present an upper peak at 5.5 cm, which corresponds to the 1986 CE Chernobyl accident (C 1986 in Figure III-B-7), and a lower peak at 10.5 cm, which corresponds to the maximum of the Nuclear Weapon Tests (NWT) in the Northern Hemisphere in 1963 CE (NWT 1963 in Figure III-B-7). The last interpretation is confirmed by a peak of ^{241}Am activities, which corresponds to the NWT (Appleby, 1991). The first augmentation of ^{137}Cs is observed at 13.5 cm and corresponds to 1955 CE (Robins and Edgington, 1975).

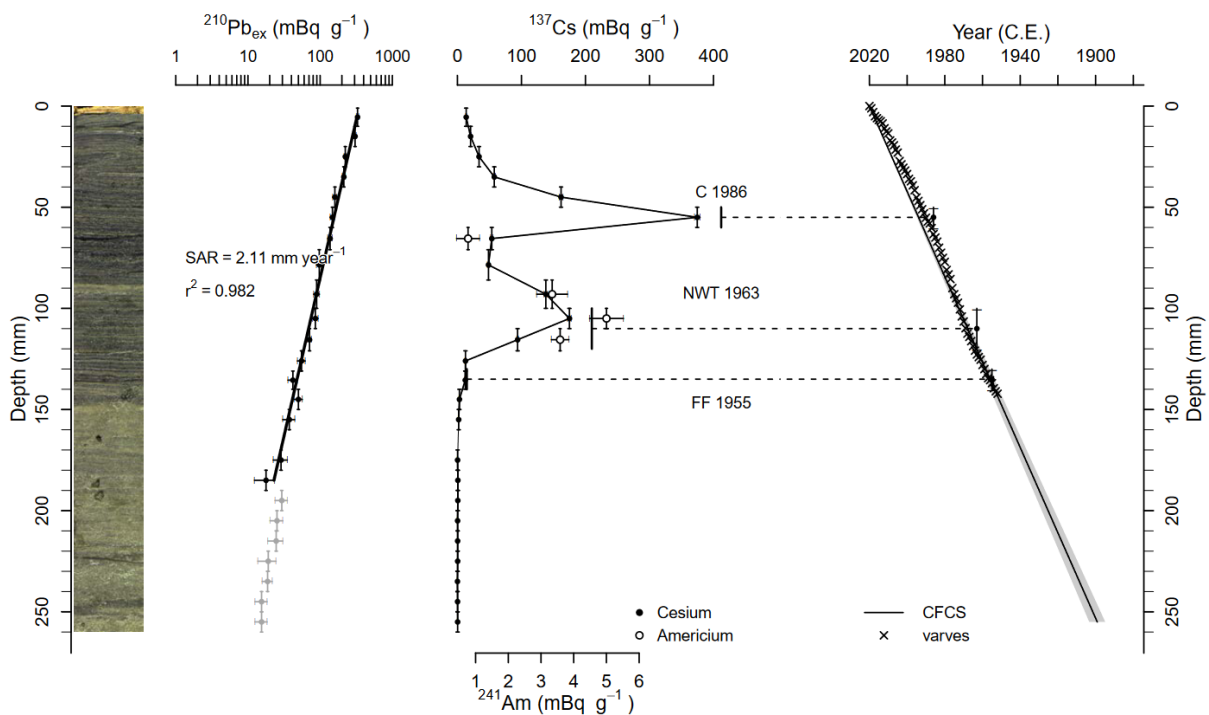


Figure III-B-7: Age-depth model based on short-lived radionuclides for the top of the AIG20-01 sequence. The model is derived from the serac package. From left to right: picture of AIG20-01 sediment; $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$; ^{137}Cs and ^{241}Am activities with the CFCS age model. In the age-depth model, the crosses correspond to lamina counting.

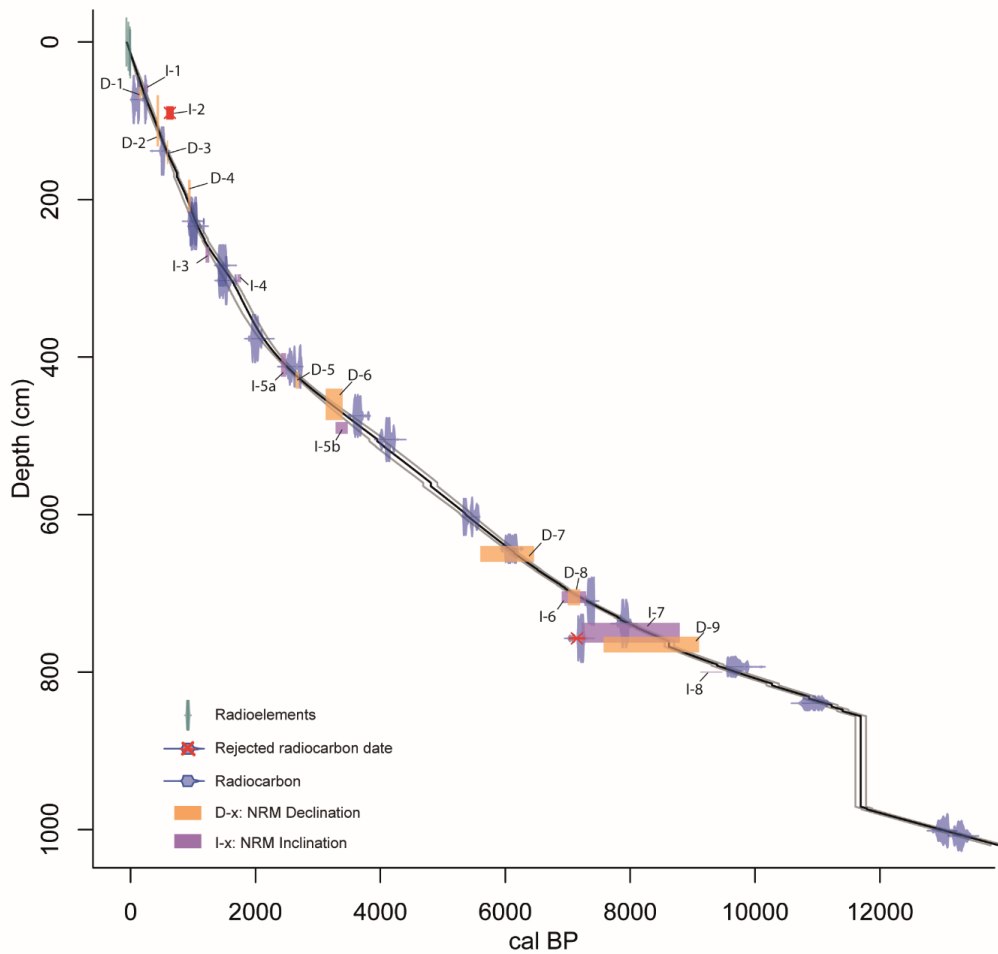
Based on sediment core visual observations and photos, clear laminae were counted from the top of the sequence (AIG20-01) to 16 cm (MCD). Each clear lamina was considered as a year of sediment deposition (Ca-rich clear laminations are associated

in other French alpine lakes with late spring to summer seasonal biogenic deposition (Giguet-Covex et al., 2010). Ages resulting from lamina counting are compatible with the radioelement age-depth model (Figure III-B-7). In sediment sequences from the Lake Aiguebelette deep basin, laminations can be considered as varves. Unfortunately, varved sediment is not continuous nor present in the whole sequence. Varves can only be counted on the uppermost part of the deep basin sequences.

III-B.2.4.4.b. Paleomagnetism: characteristic remanent magnetization (ChRM) versus depth

In most analyses of orthogonal diagrams (Zijderveld, 1963), ChRM data are aligned with the origin and indicate a stable magnetic component. To visualize the results and compare them to existing models, a ChRM versus depth diagram is built (as explained in Crouzet et al., 2019a). Data from each sediment core section are corrected to have the same declination orientation (toward the north). Inconsistent measurement points at the top and base of the sections were removed.

The correlations of the ChRM data with the continuous global geomagnetic field model Cals10K (Korte et al., 2011) add a total of 18 time–depth constraints (Sup. mat. Figure S2).



[Figure III-B-8](#): Age-depth model for core AIG17III combining radioelement data (green), ^{14}C ages (dark blue) and magnetic features based on declination (orange) and inclination (purple) data. The vertical bars correspond to the depths and ages of the event layers in the sediment sequence.

III.2.4.4.c. Radiocarbon dating

Nineteen radiocarbon ages on terrestrial vegetal macroremains allow us to constrain the depositional timing of AIG17III sediments (see [Table IV-2](#)). The radiocarbon ages were calibrated with the Intcal20 calibration curve ([Reimer et al., 2020](#)). Prior to modeling the age-depth relationship of the sediment sequence, an event-free master

core was built. Then, the age-depth model was created with the R package clam smooth spline function (Blaauw 2010).

The first 10 meters of the sequence cover the last 13000 yr cal BP (Figure III-B-8). Therefore, a Holocene event layer chronology can be built on the basis of this robust multiproxy age-depth model.

III-B.2.5. Discussion

III-B.2.5.1. Paleoseismological interpretation of event layers

Based on the multiproxy approaches we identify a total of 55 event layers deposited during the Holocene. 32 of event layers have a thickness ≥ 0.5 cm and 23 have a thickness < 0.5 cm. Event layers deposited during the Lateglacial period are not mentioned in this discussion for two main reasons: 1) the age-depth model is not well constrained; 2) sedimentation- and triggering- processes of the event layers deposition may have been different during the Lateglacial than during the Holocene. For the historical period, the event layers presented in this study are based on the identification of Tu+Hm and Hm deposits in two cores AIG17III and AIG16-05 from the deep basin. In cores AIG16-06 and AIG16-05, retrieved from the eastern side of the deep basin, several event layers were identified and none of them were found to be synchronous with events of the AIG17III cores. The higher number of event layers identified in the AIG16-05 and AIG16-06 cores is certainly related to the presence of steep slopes on the eastern side of the deep basin, making the coring location of these two sediment sequences more prone to archive event layers deposits than the AIG17III.

A synthesis and census of all the event layers from cores AIG16-06 and AIG 17III was made in order to correlate them to the event from the seismic catalogs. The time of deposition of these event layers is constrained by core-to-core correlations based on the IRM data and age-depth model of the AIG17III sequence. All these event layers are interpreted as seismically induced.

As suggested in several studies (Chapron et al., 1999; Carrillo et al., 2008; Beck, 2009; Campos et al., 2013; Crouzet et al., 2019 b), seismically induced homogenites should be characterized by specific magnetic fabric and grain size characteristics. In parallel, several studies have shown that the AMS foliation is higher in Hm than in continuous sedimentation, interpreted as due to the oscillation of the water mass during a seiche induced by an earthquake (Petersen et al., 2014; Rapuc et al., 2018; Yakuppoglu et al.,

2022). The geochemical signature of these event deposits allows us to identify that the sedimentary material is previously deposited on the slope of the lake and then remobilized (Figure 4). Based on the interpretations of grain-size and geochemical data associated with high AMS foliation and low IRM amplitudes, we suggest that the event layers (Hm-type and Tu+Hm types) in the studied sequences are of seismic origin. The following discussion is based on this interpretation.

In this study, event layers were identified with the same criteria (multiproxy data: XRF logarithmic geochemical ratios (Figure DG-2), D50 and D90 grain-size data, high AMS foliation values, low IRM amplitudes, (Figure III-B-4) as the thickest event layer of the deep basin sequence, deposited at the Younger Dryas - Early Holocene transition (Banjan et al., 2022). These data are not available for all the event layers of the sequence since some of them are not thick enough (< 0.5 cm) to perform the analyses. The depositional characteristics of a process can however result in a similar grain size pattern in the Passega diagram (D50 and D90, Passega, 1964, Sabatier et al., 2022), which is the case here where there is a similar trend between event layers that are too thin to perform AMS foliation analyses and those interpreted as originating from the same seismically induced process (Figure III-B-5).

III-B.2.5.2. Correlations between the event layers and the seismic catalog

III-B.2.5.2.a. The Earthquake Sensitivity Threshold Index (ESTI) method

In the top 200 cm of the AIG16-05 sediment sequence, seven event layers are observed and their depositional times (between 945 and 1824 CE) correspond to the period covered by the SisFrance historical seismic catalog at the national scale (Jomard et al., 2021).

The two uppermost event layers (in fact 4 consecutive EL, but two of them are thinner than 0.5 cm) were deposited between 1921 and 1929 CE, based on the age-depth model and varves counting. There is no record of a local to regional earthquake occurring at that time, as well as no record of significant flooding events. On the other hand, the exploitation of the lake (for tourism and industrial activities (i.e. energy production)), led to numerous developments within the lake and in its periphery starting from the end of the 19th century. Dredging activities in the lake are noted in the archives at a period compatible with the EL deposits. For the sake of this study, these event layers will then not be considered.

In the SisFrance catalog, several earthquakes occurred in the same time range as the deposition of each of the AIG16-05 event layers. In order to test the possible

association between these earthquakes and the event layers, we first applied the method developed by Wilhelm et al., 2016, based on the determination of the sensitivity of a lake to record seismic deposits.

We plotted the conceptual diagram “epicentral distance to the lake versus epicentral MSK intensity” (Figure III-B-9) based on data contained in the SisFrance catalog (Jomard et al., 2021) and then added the earthquake sensitivity threshold index (ESTI) developed by (Wilhelm et al., 2016). The ESTI empirical limit is supposed to separate the recorded from the non-recorded earthquakes in the lake. It represents the sensitivity threshold for a lake to record seismic events and it is defined by the equation $y = a \cdot \ln(x) + b$, with x : the distance between the lake and the epicenter; y : the epicentral intensity of the historical earthquake;. It is applied to Lake Aiguebelette using the same slope as defined in Wilhelm et al. (2016) for the same area (Western Alps), with $a = 1.13$ (Figure III-B-9 (B)). Using such a threshold line implies that the effects of the regional geology may be considered negligible and homogeneous across the studied area.

The mean sedimentation rate in Lake Aiguebelette covering the first 1.7 m of sediments (\approx past 700 years CE) is $2.1 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$, which is close to the sedimentation rate of the Central French Alps Lake Laffrey’s (Nomade et al., 2005; Wilhelm et al., 2016). According to previous studies, Lake Laffrey (ESTI value between 0.18 and 0.19) has a relatively high sensitivity to seismic events compared to other lakes in the French Alps and beyond (Wilhelm et al., 2016; Rapuc et al., 2019). The ESTI value was attributed to Lake Aiguebelette taking into account the $2.1 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$ sedimentation rate value and the position of the other alpine lakes in the ‘EST Index vs. sedimentation rate’ chart (Figure III-B-9 (A)). In this chart, a third degree polynomial fit was used (equation: $0.004969x^3 - 0.0364x^2 + 0.09273x + 0.1028$) and for $x = 2.1 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$, an ESTI value of $y = 0.183$ is obtained for lake Aiguebelette. Hence in Figure III-B-9 (B), the inverse value of the estimated ESTI (≈ 5.55) is used as the intercept of the threshold line with the intensity axis at an epicentral distance of 10 km.

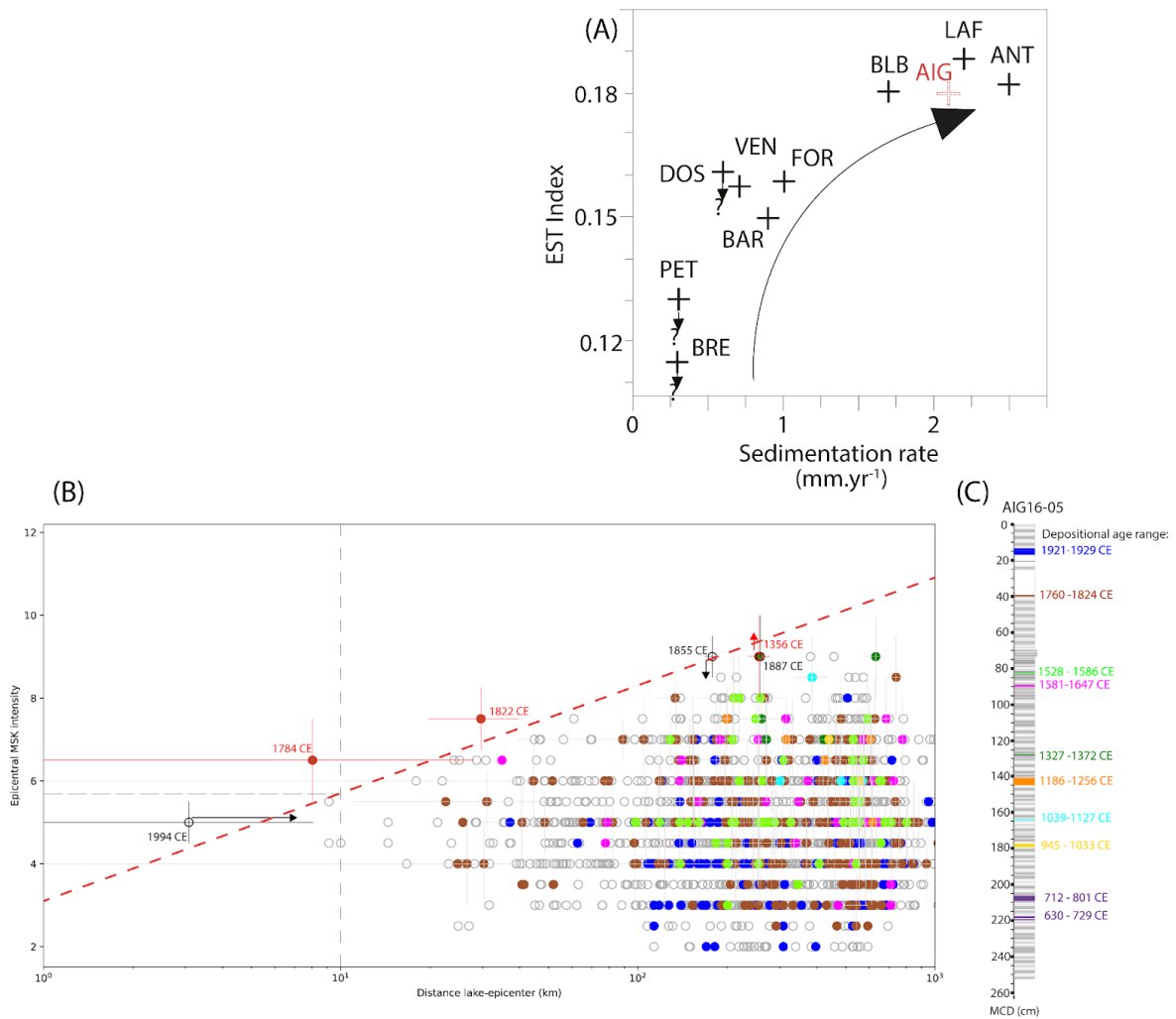


Figure III-B-9 : (A) ESTI plotted against the sedimentation rate for several french alpine lakes (black crosses) and Lake Aiguebelette (red cross), (modified from Wilhelm et al., (2016)); (B) Epicentral distance to the lake vs. epicentral MSK intensity diagram for historical earthquakes contained in the SisFrance catalogue (dots), with their associated uncertainties (Jomard et al., 2021). The sensitivity threshold is represented by a red dashed line. Historical earthquakes that occurred at the time of deposition of a specific event layer are colored in the same way. Transparent dots correspond to earthquakes that occurred at a time not compatible with the event layer deposition. Red/black contoured dots and arrows are historical earthquakes specifically discussed in the main text. (C) AIG16-05 sediment sequence with the identified event layers.

Once the threshold line is fixed, we can observe that that some seismic events from the SisFrance database have an absolute position above it but are not compatible with

the depositional time of the archived event layers (e.g., the 1994 CE event, which is the closest to Lake Aiguebelette in this diagram, or the 1855 CE event; and that events that may be situated above are not (e.g. the 1356 Basel earthquake). A possible way to discuss these apparent discrepancies is to integrate uncertainties contained within the SisFrance database in the diagram (Figure III-B-9 (B)). Indeed, each earthquake in the SisFrance database is associated with a number of uncertainties, depending on the knowledge we have on each event (Scotti et al., 2004; Jomard et al., 2021). By considering uncertainties associated with epicentral earthquake parameters (intensity and location), all these events could be either placed over or below the ESTI line (Figure III-B-9 (B)).

Both the 1784 and 1822 CE earthquakes have an absolute position well above the sensitivity threshold, and both seismic events are compatible with the depositional time range of the same event layer (between 1760 and 1824 yr cal CE). At first glance, it would seem more probable if the triggering event was the 1822 CE Bugey earthquake event, because it was the strongest known local seismic event, also formerly identified within the sediments of lake Le Bourget (Chapron et al., 1999). However, the ESTI approach here is not capable of differentiating which earthquake is archived in lake Aiguebelette, even in considering their associated uncertainties.

In the conceptual diagram based on Wilhelm et al. (2016), it seems mandatory to consider the uncertainties associated with historical earthquakes. However, because these uncertainties are mainly based on written archives and hence rather qualitative in nature, especially concerning the epicentral characteristics (Jomard et al., 2021), the epicentral intensity might not be the best parameter to discriminate which of the two seismic events might have triggered event layer deposition in the lake. And more generally, this method alone might not be sufficient to identify the seismic events to which a lake may be sensitive. In the following section, ground motion prediction equations (GMPE) will be used to complement and discuss results from the ESTI approach. Apart from uncertainties associated with historical earthquakes, another important aspect to consider is the incompleteness of historical seismic catalogs. For instance, it is probable that the event layer deposited in the Lake Aiguebelette deep basin between 1327 and 1372 yr cal CE cannot be related to the 1356 CE Basel earthquake itself but to an earthquake that occurred closer to the lake (local event), not recorded in the historical catalog.

III.2.5.2.b. Contribution of ground motion prediction equations (GMPE)

Ground motion parameters and models can be useful to target the events to which a given lake is sensitive (Strasser et al., 2013; Avşar et al., 2016; Moernaut, 2020). In Lake Aiguebelette, the GMPE approach was first used in order to better discriminate which of the 1784 or 1822 CE seismic events might have produced the strongest ground

motions at the lake. Then, the approach was extended to the overall historical earthquake catalog, using the FCAT-17 seismic catalog which provides magnitude-depth estimates for historical earthquakes contained in the SisFrance database. For some strong and distant events located far from the french boundary (>20 km), the EPICA catalog is used to complement the FCAT catalog (Rovida et al., 2022). In this light, PSA values were calculated with GMPE, after Bindi et al. (2017) and Akkar et al. (2014) for all seismic events of the FCAT-17 catalog, these GMPEs were selected because the metrics used (hypocentral distance) as well as their validity domain are compatible with our dataset. PSA values were calculated and plotted in Figure III-B-10 for two frequencies representative of a low frequency content (0.5Hz) and a high frequency content (5Hz). Because many parameters related to the source of the earthquakes, the path of the seismic waves and the geological parameters of the site can contribute to modify the seismic motion, we focus in first approach on the relative differences between earthquakes of interest rather than on the absolute values of ground motion.

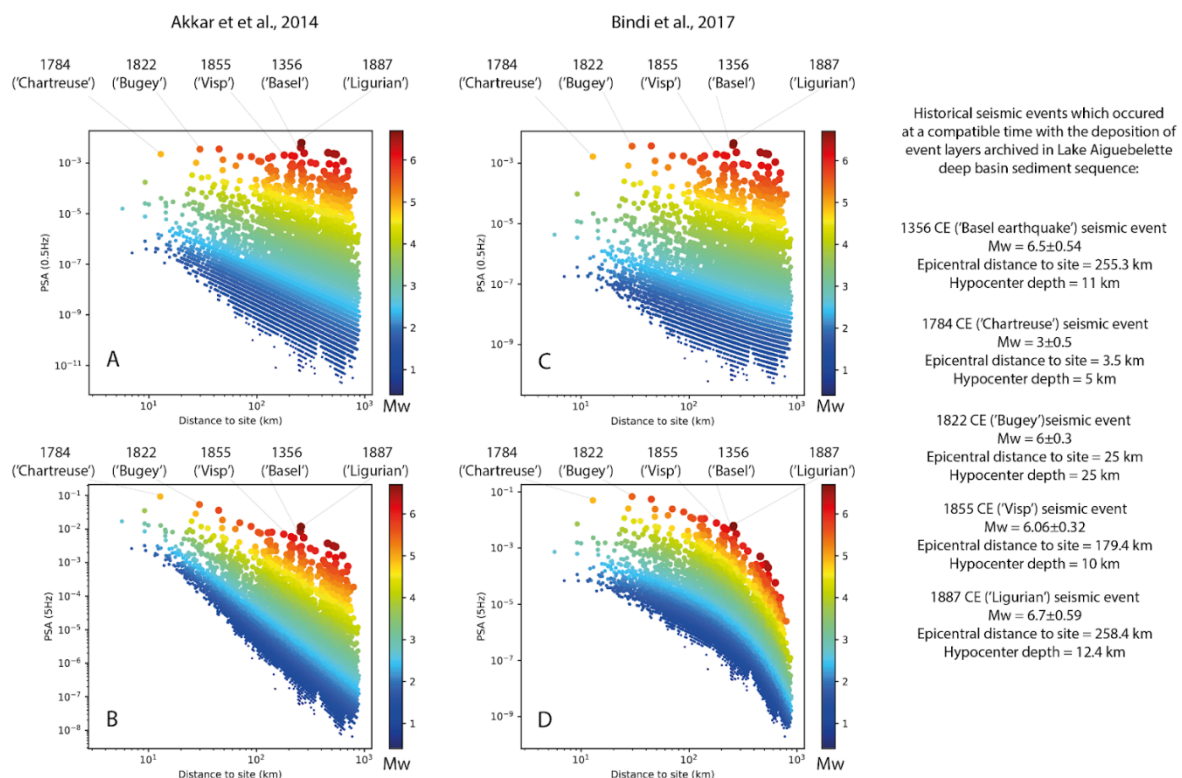


Figure III-B-10: Calculated PSA values for several seismic events versus their epicentral distance to Lake Aiguebelette. PSA values are calculated with the GMPE from Akkar et al., 2014 (A, B) and Bindi et al., 2017 (C, D). A and C are plotted for a 0.5 Hz input, B and D for a 5 Hz input. Dots correspond to all events from the FCAT-17 earthquake catalog. Events discussed in the main text are reported as: 1356 (“Basel”), 1784 (“Chartreuse”), 1855 (“Visp”), 1887 (“Ligurian”). Uncertainties in the PSA values are not displayed, in this case, the relative PSA value for each event is compared to the others.

The results of this seismic motion-oriented approach do not give a strong argument to discriminate which of the 1784 CE or 1822 CE earthquakes led to the deposition of an event layer in Lake Aiguebelette. Indeed, the expected ground motions for the two events are globally very close. Only Akkar's law for a frequency of 5Hz shows a significant difference between the two events, with a higher ground motion associated with the 1784 CE earthquake.

By considering the whole catalog, it is possible to highlight a general tendency, in particular concerning the relative sensitivity of the lake to the local events or to those more distant. For a low frequency input (0.5 Hz, [Figure III-B-10 \(A\) and \(C\)](#)), many distant events have PSA values of the same order as those associated with the 1784 CE and 1822 CE earthquakes. If the lake is sensitive to this frequency content, then it is likely that a greater number of events would have been recorded. For instance, the events of 1356 CE and 1887 CE, of comparable magnitude and distance, would present the highest spectral accelerations.

While the presence of the Basel earthquake in the sediments of Lake Aiguebelette is debatable (although unlikely in our opinion, cf. discussion in the previous section), the 1887 CE event is clearly absent. A similar observation can be made regarding the Visp earthquake (1855 CE), which would potentially be recorded in the ESTI approach and should also be recorded if the lake was sensitive to low frequency content. However, no event-layer corresponds to this event.

For a higher frequency input (5 Hz) conversely, strong and distant seismic events from Lake Aiguebelette present significantly lower PSA values compared to moderate and nearby events, which is more in line with the fact that few events are archived in lake sediments. In this case, the event layers chronicle archived in the Lake Aiguebelette deep basin sediments would be representative of a local to regional seismic chronicle.

In this light the event layers that deposited during the historical period covered by the SisFrance database could be interpreted as follows:

- 1760-1824 yr cal CE: This event layer shall correspond to either the 1784 or the 1822 earthquakes. Based on the GMPE method, if Lake Aiguebelette has a higher sensitivity to high frequencies, the 1784 CE event can be favoured as the triggering process for this event layer ([Figure III-B-10 \(B\)](#), [SM-III-5](#), [SM-III-6](#)).

From a sedimentological perspective it might be possible to favour one of the two seismic events as a trigger for the deposition of this event layer. Based on the SEM analyses of the lamina at the top and bottom of the event layer, it is possible to constrain the season during which the event layer was deposited ([Figure III-B-11](#)). The lamina which was deposited before the event layer is Ca-rich and can be interpreted as a summer varve. Additionally, the lamina that was deposited before the event layer is Ca-rich and can be interpreted as a summer varve. Additionally, the lamina topping

this event layer is Al-rich and can be interpreted as a winter varve (Figure III-B-3). Both laminae correspond to the facies presented in Figure III-B-3. Combined with the varve counting analysis (Figure III-B-7) and interpretations made in other alpine lakes (Figure I-3; Giguët-Covex (2010); Wirth et al., 2013) the seasonal deposition could be considered as a strong constrain to favour the 1784 CE seismic event as the trigger for this event layer.

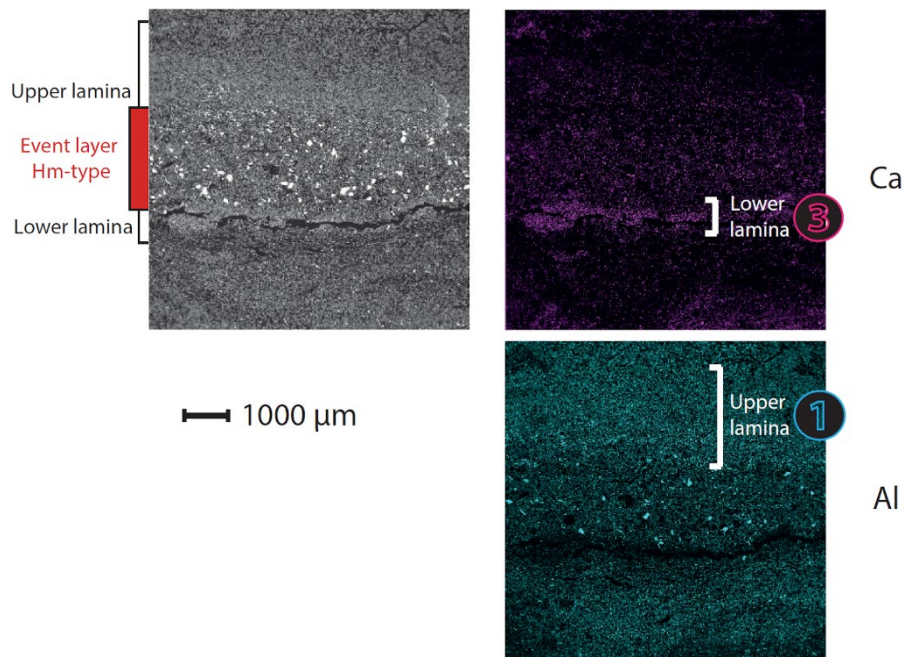


Figure III-B-11: AIG16-05 sediment SEM observation focused on the Hm-type event layer which deposited between 1760 and 1824 cal CE. The laminae under the base (lower lamina) and at the top (upper lamina) of the event layer are displayed. Al is in blue and Ca in pink. (Magnification x34; high tension 10 kV). The laminae can be associated with a season (The Al-rich lamina can be interpreted as a winter varve, while the Ca-rich lamina can be interpreted as a summer-varve; see Figure III-B-3).

It is therefore possible to suggest that the event layer deposited between summer and winter. It is known that the 1784 CE seismic event occurred on the 15th of October (<https://www.sisfrance.net/seismes/details/380016>), while the 1822 CE seismic event occurred on the 19th of February (<https://www.sisfrance.net/seismes/details/10007>).

On this basis, it is possible to favor the 1784 CE seismic event as a possible trigger to the event layer deposition in Lake Aiguebelette deep basin. It means that the ground

motions of this seismic event were close to the sensitivity threshold of lake Aiguebelette;

- 1581-1647 and 1528-1586 yr cal CE: Only one regional historical earthquake corresponds to these event layers, occurring the 20th of May 1578 (Io = VI-VII in SisFrance, i.e. the closest purple point to the ESTI line in figure 10). This event is very poorly characterized (location and intensity are arbitrarily defined in SisFrance). However, the knowledge concerning historical earthquakes in the region is poor before the XVIIth century (Table III-B-2). This means that some events, even relatively strong ones such as the one reported in 1578 may be missing in the catalog;
- 1327-1372 yr cal CE: The situation is even worse for the XIVth century. As discussed before, even if the major Basel earthquake could correspond in date with the event layer, it is highly probable that a local moderate earthquake will not appear in the SisFrance database;
- 1186-1256 yr cal CE: Same as previous. However, a question may arise regarding the relationship between this event layer and the Mount Granier collapse (Berlioz, 1987), which occurred in 1248 CE and constitutes the most important and local natural hazard event reported in medieval times. Although it is not possible to demonstrate the existence of a potential triggering earthquake to this collapse, the question deserves to be explored in the future.

Century	XIV th	XV th	XVI th	XVII th	XVIII th	XIX th	XX th
Nb of Earthquakes	0	0	1	0	11	28	40

Table III-B-2: Number of earthquakes per century reported in the SisFrance database (Jomard et al., 2021) within a 50 km radius around the Aiguebelette lake.

The approach presented in this study is complementary to the work developed by Wilhelm et al., 2016 as it completes the discussion for establishing an event layer chronicle. However, it should be noted that the approach developed in this paper is relatively preliminary as it does not, for example, take into account local conditions that could lead to changes in seismic motion for certain frequency ranges (Ergin et al, 2004; Maufroy et al, 2015, Courboulex et al., 2020) and thus could alter the proposed interpretations.

III.2.5.3. Toward a local seismic chronicle?

Event layers are spread over the analysed deep basin sequences (see section III.2.5.1.), interbedded with the background sedimentation. Based on AMS foliation, geochemistry, grain-size data and previously defined visual criteria, Hm and Tu+Hm deposits were evidenced among all event layers in the sequences (Figures III-B-5 and III-B-6). Similar proxies have been used in several studies to identify seismically-induced event layers in sediment sequences (Campos et al., 2013; Wilhelm et al., 2016; Sabatier et al., 2022). On this basis, it is possible to extrapolate the visual criteria to all the event layers of the sequence and build a long-term chronicle of sediment deposits visually similar to an event layer interpreted as seismically-induced. Only considering the ≥ 0.5 cm thick seismically-induced event layers, a mean return period of approximately 376 years could be defined, between -9890 and -2000 yr cal CE (Figure III-B-12). In a previous study (Banjan et al., 2022), a return period of 769 years was estimated for $M_w \geq 5.5$ events occurring within a 25 km radius around Lake Aiguebelette. This was based on actual regional seismicity rates (i.e. Gutenberg-Richter) provided in Drouet et al., (2020). This estimated return period is thus twice higher than the earthquake deposit frequency in the deep basin sequence and during the Early- to Mid- Holocene (Figure III-B-12). Therefore, these results suggest that the recorded chronicle represents mainly lower than 5.5 magnitude seismic events.

Based on this observation, the frequency of event layer occurrence in Lake Aiguebelette deep basin sequence between two successive event layers for different periods could help in better understanding the repartition of earthquake deposits over time (Figure III-B-12).

It is possible to evidence 3 stages, through the repartition of event layers, along with sedimentation rates through time (Figure III-B-12; Table III-B-3).

1) The first stage corresponds to the period from -9890 to -2000 yr cal CE. During this stage, the mean return period is of 4.56 event layers/ kyr (independently of their thicknesses), while it is of 2.66 event layers/ kyr (thickness ≥ 0.5 cm), with a low mean sedimentation rate of 0.04 cm/yr.

2) In the event layer chronicle, a period of quiescence is visible between -2000 and 0 yr cal CE (Figure III-B-12; III-B-13). This absence of event layers (thickness ≥ 0.5 cm) during this period could be explained by a lower water level. This hypothesis is based on the observation of pile-dwelling sites (palafittes) in lake Aiguebelette correlated to low-water level, sociological and climatic changes (Pétrequin and Bailley, 2004). Dendrochronological studies show 3 main occupation phases during the late Bronze age, around -1100 CE; -1000/-990 CE and from -930 to -805 CE (Billaud and Lachenal, 2017).

3) Since ~ 0 yr cal CE, the sedimentation rate in Lake Aiguebelette deep basin has increased (almost doubled compared to stage 2 and is more than 5 times higher than the rate of stage 1). This trend goes along with a diminution of the time gaps between the occurrence of earthquake deposits and an increase of their frequency until current times (Figure III-B-13 and III-B-14, Table III-B-2 and 3).

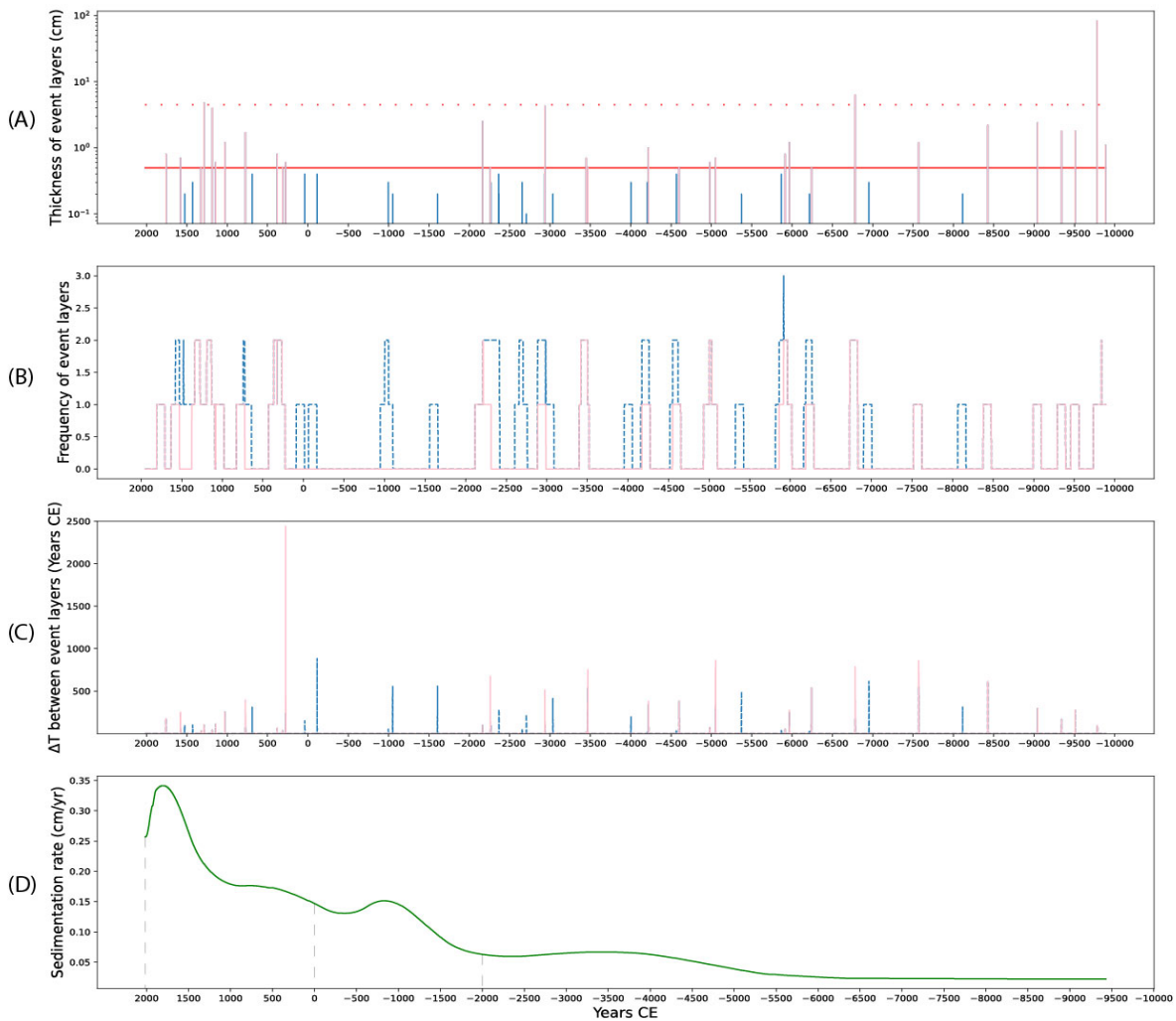


Figure III-B-12: Different parameters ((A) thickness, (B) frequency (101-year running sum), (C) interval of time between each deposit) characterizing the event layers deposited in the deep basin sequences of Lake Aiguebelette (and interpreted as Hm or Tu-Hm deposits), are represented over the last 11800 yr cal BP (since -9890 yr cal CE). The sedimentation rate ($\text{cm}\cdot\text{yr}^{-1}$) is represented at the bottom of the chart (C). The red horizontal line on the upper chart (A), represents the limit between event layers with a thickness ≥ 0.5 cm, which are represented in light pink. The other event layers are represented in blue. The red dotted line represents the limit for a thickness of 4.5 cm. It is possible to see a time interval of the same order between the event layers with a thickness ≥ 4.5 cm. The gray dotted lines on the bottom chart indicate separate 3 periods of time : from -9890 to -2000 CE; from -2000 to 0 CE and from 0 to 2017 CE.

As shown in Wilhelm et al. (2016), each lake has a different sensitivity to earthquake shaking in regards to sedimentation rate. An increase in the sedimentation rate in the deep basin could lead to a sensitivity to earthquake shaking increase (ESTI variability related to a change in slope recharge capabilities). Such sedimentation rate increases might have been emplaced since the anthropisation of Lake Aiguebelette's watershed (Messenger et al., 2022). Such an increase in seismically-induced deposits have already been observed in Lake Bohinj (Rapuc et al., 2018) and Lake Iznik (Gastineau et al., 2021), in relation to increased erosion related to human activities and thus could produce misinterpretation in terms of seismic chronicle. Over the last 2000 years, an increased earthquake frequency in Lake Aiguebelette deep basin is clearly visible (Figure III-B-12). During this period of time, most event layers were deposited with a decrease in the time gap (ΔT) between each of them ranging between 25 and 125 years (Figure III-B-13). Hence, this higher frequency can be interpreted as related to a sedimentation rate which increases the sensitivity to the lake system to record earthquake events rather than an increased earthquake frequency. The resulting interpretation of a lower time gap between event layer deposition when the sedimentation rate is higher in the Lake Aiguebelette deep basin is compatible with similar observations in several other alpine lakes (Wilhem et al., 2016; Rapuc et al., 2018).

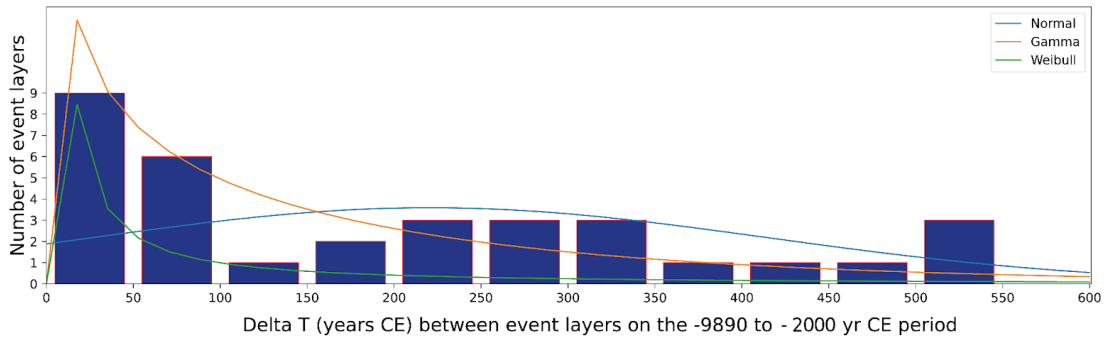
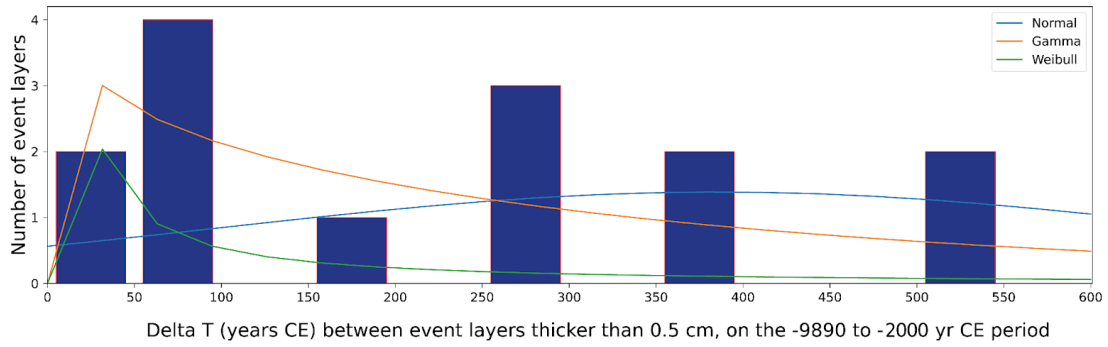
In other sediment core based paleoseismological studies, long pattern with a return period of 3 to 4 kyr (recurrence of seismic events) combined with shorter cycles has been identified as "supercycles", (Ratzov et al., 2015; Philibosian et al., 2020).

According to the literature, no clear relationship was observed between the thickness of the event layer and the energy released during seismically-induced ground shaking. However, in Lake Aiguebelette, a return period of ≈ 3000 to 4000 years (± 500 years, based on the age-depth model uncertainties) is visible for the thickest event layers (thickness ≥ 4.5 cm) (Figure III-B-12 (A)). Such a return period was estimated for seismic events occurring within a circle of 10 km radius centered on Lake Aiguebelette (a return period of 3435 years for an M5 earthquake and a return period of 4857 years for a $M \geq 5.5$), (Banjan et al., 2022). Adequate sediment load on the subaqueous slopes combined with a strong and local earthquake may lead to thicker (> 5 cm) event layer deposition in Lake Aiguebelette.

Time interval	-9890 to -2000 yr CE	-2000 to 0 yr CE	0 to 2017 yr CE
Mean sedimentation rate (cm/ yr)	0.04	0.12	0.22
Number of all event layers archived in the deep basin sediment sequences	36 event layers 4.56 event layers/ kyr	4 event layers 2 event layers/ kyr	15 event layers 7.45 event layers/ kyr
Number of event layers with a thickness ≥ 0.5 cm archived in the deep basin sediment sequences	21 event layers 2.66 event layers/ kyr	0 event layers 0 event layers/ kyr	11 event layers 5.45 event layers/ kyr

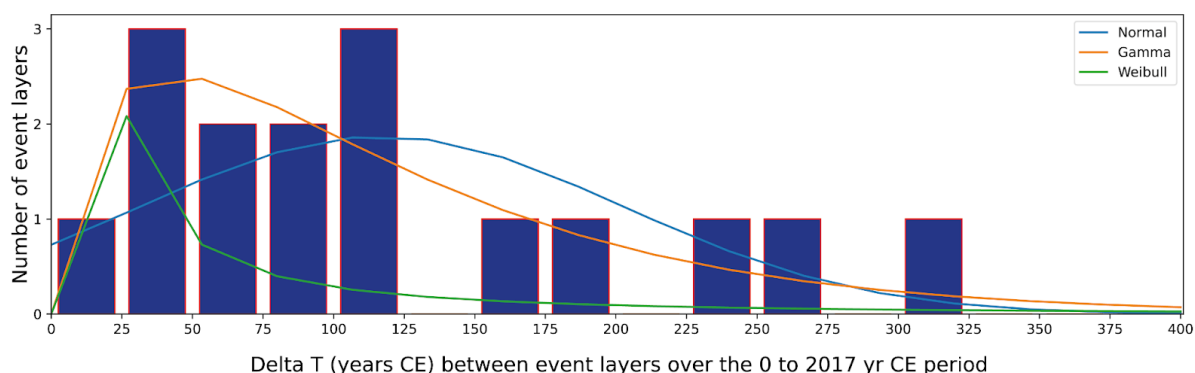
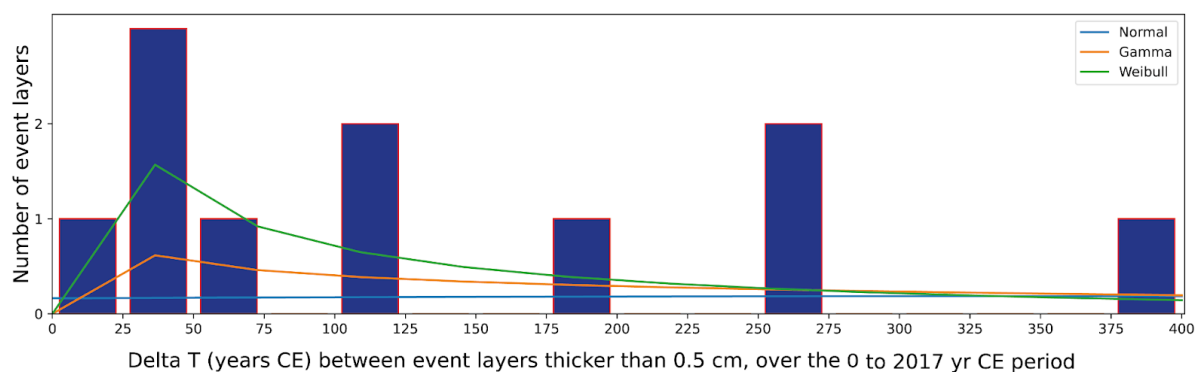
[Table III-B-3](#): Estimated number of event layers deposited in the deep basin based on the sum of all the event layers archived during two different time intervals.

[Williams et al. \(2019\)](#) show that quasiperiodic failure seems the norm for faults in the seismogenic crust, with less than 10% of the studied cases produced through random recurrence. Their study is based on a compilation of 31 published earthquake chronologies (each chronology includes at least 5 dated earthquake events; the analyzed chronologies include strike-slip, normal, and reverse faults in both plate-boundary and intraplate environments). Probability density functions for several distribution laws (Gamma, Weibull, Normal) may be representative of a specific type of seismicity ([Hasumi et al., 2018](#); [Moernaut et al., 2018](#); [Praet et al., 2020](#)). The recurrence time of strong earthquakes usually follows a Weibull distribution with exponent $\alpha_1 < 1$ or a Normal distribution ([Hasumi et al., 2018](#); [Moernaut et al., 2018](#); [Praet et al., 2020](#)). The Normal distribution usually shows that the hazard rate after a large event is near to zero and increases with time ([Moernaut et al., 2018](#)). A Gamma distribution is associated with the interoccurrence times. They correspond to the intervals between earthquakes on all faults in a region, whereas recurrence times are the time intervals between earthquakes in a single fault or fault segment ([Abaimov et al., 2008](#)).



[Figure III-B-13](#): Number of event layers deposited in Lake Aiguebelette deep basin vs. the time gap between the deposition of each event layer over the -9890 to -2000 yr cal CE period of time. Upper chart: for event layers ≥ 0.5 cm; bottom chart: for all event layers (independently of their thicknesses). Probability density functions (PDF) are presented for Normal, Gamma and Weibull distributions best fitting the data. Comparisons between the upper and lower charts show the importance of considering all the identified Tu+Hm or Hm deposits (independently of their thicknesses) and its impact on the interpretations of the seismic chronicle.

Between the 0 to 2017 yr cal CE period, the event layers distribution vs. the interval of time between each event layer deposition seems to follow a gamma distribution ([Figure III-B-14](#)). It might confirm that Lake Aiguebelette is not prone to archive event layers generated by strong earthquakes but rather a moderate, local seismicity occurring on different faults (at least between 0 to 2017 CE).



[Figure III-B-14](#): Number of event layers deposited in Lake Aiguebelette deep basin vs. the time gap between the deposition of each event layer over the 0 to 2017 yr cal CE period. Upper chart: for event layers ≥ 0.5 cm; bottom chart: for all event layers (independently of their thicknesses). Probability density functions (PDF) are presented for Normal, Gamma and Weibull distributions best fitting the data. Comparisons between the upper and lower charts show the importance of considering all the identified Tu+Hm or Hm deposits (independently of their thicknesses) and its impact on the interpretations of the seismic chronicle.

The shape of the histogram ([Figure III-B-13](#)) over the period from -9890 to -2000 yr cal CE is not compatible with a specific distribution (either for the event layers ≥ 0.5 cm or all event layers) and therefore does not allow a similar interpretation. A first possible explanation for this observation could be related to the lower sedimentation rates over this period. This lower sedimentation rate could induce a lower sensitivity to local or regional earthquakes during this period of time. Thus, it is possible to suggest a lower capacity to archive the interoccurrence time on regional to local faults over this period of time.

A second explanation is possible for the number of event layers' distribution (regardless of their thickness), from -9890 to -2000 yr CE. By looking closely to the

gamma and weibull probability density functions best fitting curves to the data (Figure III-B-13, lower chart), it is possible to see that both are fitting two distinct regions of the histogram. It suggests that the data is likely to be partly following those two distributions (Baker and Cousins, 1984; Larson and Farber, 2019). Consequently, from -9890 to -2000 yr CE, Lake Aiguebelette can be interpreted as a natural archive that provides evidence for both local to regional fault activity (as represented by the gamma distribution) and larger seismic events (as represented by the Weibull distribution). It is important to consider that further investigation on the data and the use of additional statistical methods are necessary to confirm this second interpretation.

III.2.6. Conclusions

The multiproxy approach applied to Lake Aiguebelette deep basin sequences allowed the identification of eleven event layers as homogenites or turbidite-homogenites in the top 250 cm of sediment which covers the period of the historical seismic catalogs. Based on visual observations, grain-size, geochemical and AMS foliation data, these event layers are interpreted as seismically-induced. A robust age-depth model based on short-lived radionuclides, radiocarbon and paleomagnetic data constrains their depositional ages and allows a correlation with earthquakes archived in the seismic catalogs SisFrance and F-CAT.

Based on the ESTI (earthquake sensitivity threshold index) method, one historical earthquake is likely to have been archived in Lake Aiguebelette deep basin sequence, but it could correspond to either the 1784 or 1822 CE earthquake. The ESTI method does not allow deciphering which of these two earthquakes triggered the deposition of the event layer dated between 1760 and 1824 yr cal CE.

Complementary to the ESTI method, the calculation of PSA values for historical seismic events in function of the epicentral distance to Lake Aiguebelette show that it is more sensitive to regional earthquakes. If Lake Aiguebelette is sensitive to high frequencies, the 1784 CE earthquake can be favoured as the triggering event. The SEM, and seasonal varves analyses (at the base and top of the event layer) support this interpretation.

During the -9890 to -2000 yr CE period, a total of 36 event layers were archived, with 21 of them being ≥ 0.5 cm thick. The mean return period of the event layers independently of their thickness is 376 years (which equals to half the calculated recurrence rate of $M \geq 5.5$ earthquakes occurring within a 25 km radius circle centered on Lake Aiguebelette, (Banjan et al., 2022)). In the Holocene chronicle of the event layers interpreted as seismically-induced and covering the Holocene in the long sediment sequence a return period of ≈ 3000 to 4000 years (± 500 years, based on the age-depth model uncertainties) is observed for the thickest event layers (thickness ≥ 4.5 cm). It is compatible with the previously calculated return period of 3435 years for

an $M=5$ earthquake and a return period of 4857 years for a $M \geq 5.5$ (in an area of 2300 km² around Lake Aiguebelette and for regional seismicity rates). Based on the comparison of historical seismic events PSA values calculated with two GMPE laws, in function of the epicentral distance to the lake, it seems that the event layers archived in the sediment sequences could be generated by local seismic events (epicentral distance < 50 km from Lake Aiguebelette).

From -2000 CE to 0 yr CE no event layers ≥ 0.5 cm thick were archived (only 4 deposits < 0.5 cm-thick were identified), probably due to a period of low-water level.

From -0 to 2017 yr CE, the distribution of the number of event layers (identified independently of their thickness) archived in Lake Aiguebelette deep basin vs. the interval of time between each event layer deposition follows a gamma distribution. This type of distribution is usually interpreted as representative of the interoccurrence time on regional to local faults and supports the interpretation that Lake Aiguebelette is prone to archive event layers generated by local and moderate earthquakes on different local faults, rather than strong earthquakes.

Further interpretations based on this study needs to be conducted carefully as the sedimentation rate in the Lake Aiguebelette deep basin has risen and might increase the sensitivity to the lake sediment to record earthquake events, since 0 yr cal CE.

Further work on horizontal-to-vertical (H/V) response on background noise spectral ratios measured in Lake Aiguebelette would help discriminate whether the site is more prone to amplify high or low frequencies.

III.2.7. Acknowledgements

This work was conducted as part of a PhD project funded by a joint grant from the University Savoie Mont Blanc and Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucleaire. The acquisition of bathymetric data was made possible thanks to Conservatoire des Espaces Naturels de Savoie, CCLA and Réserve Naturelle Régionale du Lac d'Aiguebelette. ¹⁴C analyses were acquired thanks to the CNRS-INSU ARTEMIS national radiocarbon AMS measurement programme at Laboratoire de Mesure ¹⁴C (LMC14) of the CEA Institute at Saclay (French Atomic Energy Commission). We thank the EDYTEM sedimentology lab team for providing constant support and help in retrieving the sediment cores. François Demory is acknowledged for his help during the paleomagnetic data acquisition at the CEREGE. We give special thanks to Aurore Laurendeau and Oona Scotti from the IRSN for the discussions on the GMPEs. We also want to thank Celine Beauval for our helpful discussions and models regarding regional seismicity rates which were included in a previous paper on Lake Aiguebelette sediments.

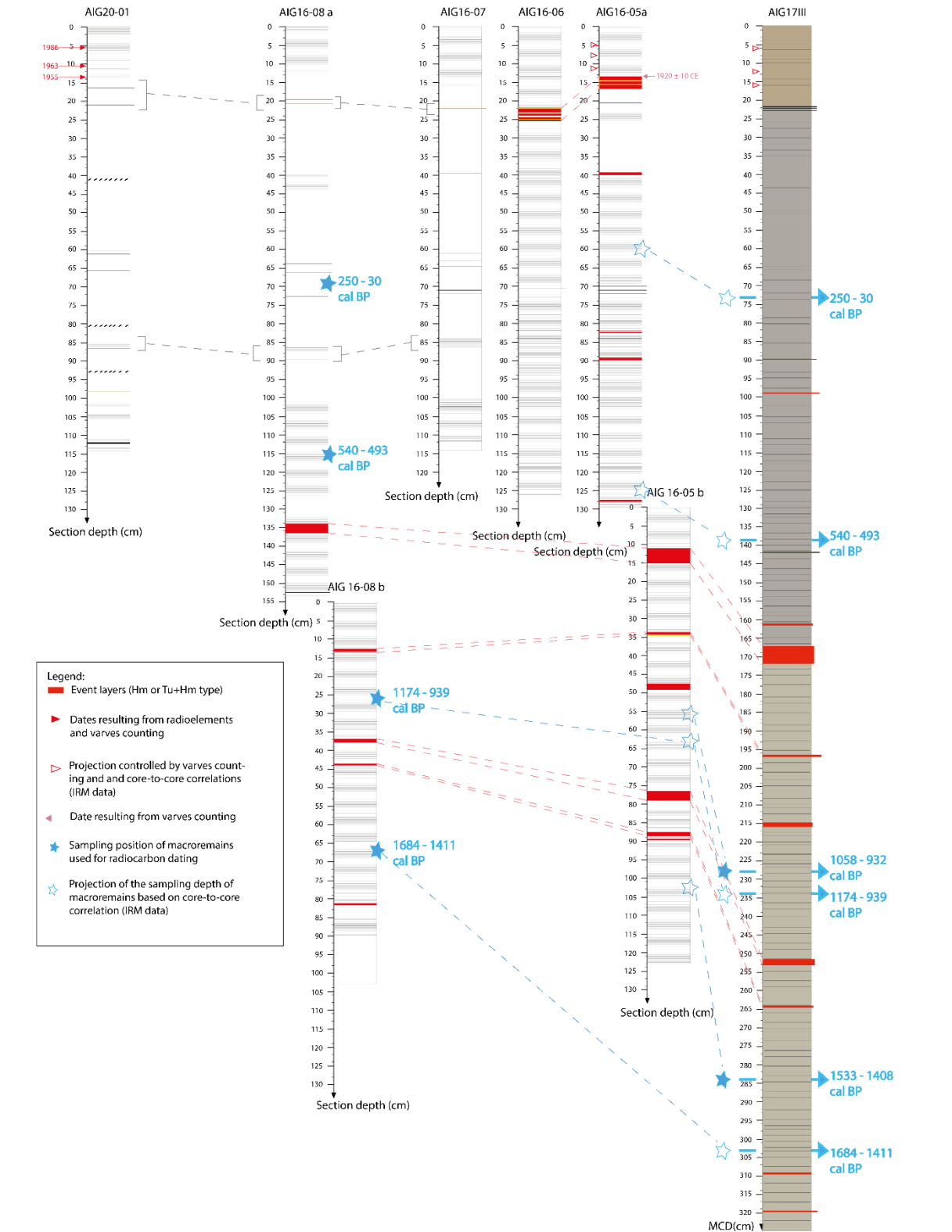
III.2.8. Supplementary Materials

[SM-III-1](#): Description of the AIG17III (Lake Aiguebelette deep basin) sequence and its 8 units (from [Banjan et al. 2022](#)).

Unit	Depth MCD (cm) *	Description	Specific characteristics
1	0 - 21	Brown to greenish clays with alternations of type 1), 2) and 3) laminae	-
2	21.1 - 165.5	Gray to brownish clay with faint lamination	Topped by three silty layers (of 2 to 3 mm each); laminae are less diffuse from 104.5 to 165 cm MCD
3	165.5 - 374.2	Gray to brownish sediments with alternation of type 1), 2) and 3) laminae	Topped by a 5 cm-thick visually homogeneous brown clayey to silty event layer (the thickest one observed in this unit)
4	374.2 - 513.9	Olive brown clays	Alternating thin clayey to silty dark sections and clear gray to yellow laminae
5	513.9 - 728.7	Thin clayey to silty layers of brown to greenish-gray with submillimeter-scale darker laminae	-
6	728.7 - 1150.3	Brown to greenish-gray clayey-silty sediment with millimeter-scale laminae	Part of this unit is composed of an event layer. This event layer is constituted by a 31.4 cm thick sandy graded base topped by an 83.6 cm thick homogenous deposit (Fig. 6). These two facies constitute the thickest (115 cm) event layer of the sediment sequence
7	1150.3 - 1410.7	Gray-brownish clay and silt with fine millimeter-scale dark and clear gray laminae with no specific repetitive pattern	Millimetric- to centimetric-graded sandy event layers are observed in this unit
8	1410.7 - 1597.6	Clayey to silty gray and olive green sediments with thicker (several mm thick) laminae	The lower 70 cm are characterized by faint lamination

*: MCD (master core depth)

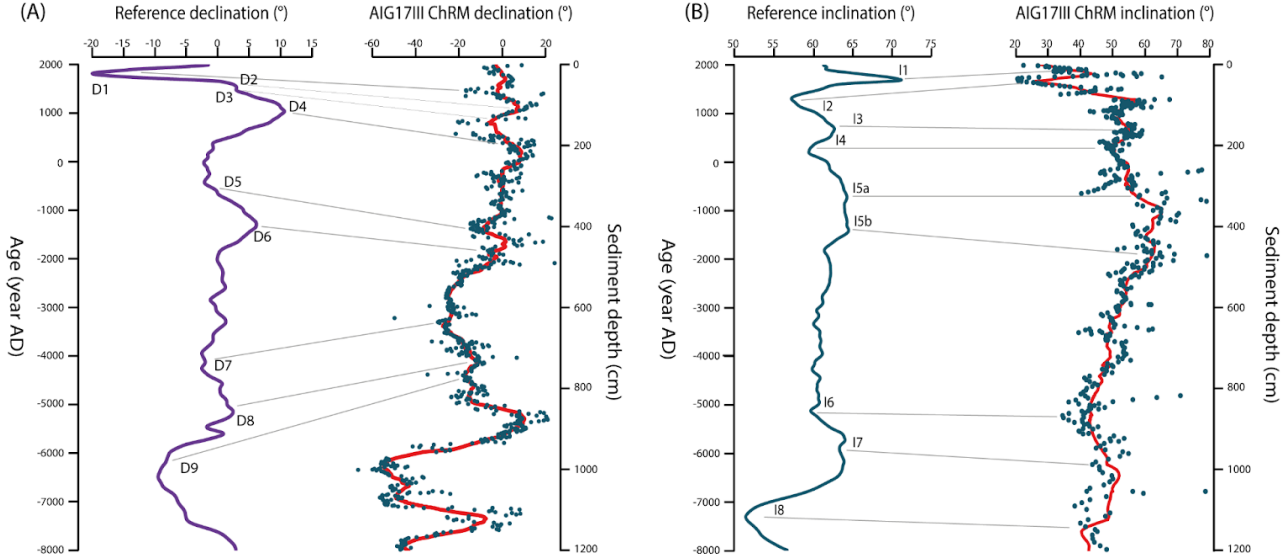
SM-III-2: Correlations between cores at the scale of the deep basin. Correlations between cores at the scale of Lake Aiguebelette deep basin.



SM-III-2: Presentation of the event layers (Hm or Tu+Hm type) interpreted as seismically-induced and correlations between cores at the scale of the deep (AIG16-05; AIG17III) basin. Possible correlations to historical earthquakes identified in other regional lakes are suggested in this table. The depositional date of the event layer is given based on (based on the age-depth model (Figure III-B-8) and core-to-core correlations) The thickness of each event layer is indicated in orange and the depth in green (cm MCD). Based on this study, a confidence index is provided: (+) indicates it is highly possible that the historical earthquake triggered the archived event layer, whereas (-) indicates that a correlation is possible in terms of occurrence but has been disregarded.

AIG16-05	AIG17III	Depositional date of the event layer (CE)	Possible triggering historical earthquake, confidence index	Earthquake archived in the sediments of Lake
0.2 82.2-82.5		1760-1824	*1822 CE Bugey, (-) **1784 CE Chartreuse, (+)	*Bourget: Chapron et al. (1999) **Paladru (?): Chapron et al. (2016)
0.7 89.3-90		1528-1586		
0.5 127.5-128		1581-1647		
4 140.5-144.5	4.8 166.6-171.4	1327-1372	1356 CE Basel, (-)	Zurich: Strasser et al. (2013) Baldegg See: Monecke et al. (2004) Vierwaldstätter See: Schnellmann et al. (2002)
0.6 163.2-163.8	0.6 195.9-196.5	1186-1256		
0.6 205.8-208.6		1039-1127		
2.8 205.8-208.6	1.7 250.9-252.6	712-801		
1 217.2-218.2	0.4 263.6-264	630 – 729		

SM-III-4: Correlations of the ChRM data with the continuous global magnetic field model Cals10K from Korte et al. (2011).



SM-III-5: Standard deviation (STD) and maximal angular variation (MAV) of the declination and inclination of the Characteristic Remanent Magnetization for different studied lakes compared to the Arch 3k model. Lake Aiguebelette is indicated in bold. The data from several lakes from [Crouzet et al. \(2019a\)](#) and [Lund and Platzman \(2015\)](#) are indicated for comparison. The number (Nb) of values used for calculation is indicated.

	Declination		Inclination			Nb
	STD	MAV	Average	STD	MAV	
THU	24.8	101.3	56.8	8.1	48.3	218
ALO	5.2	21.8	49.6	7.1	34.8	64
BLB	15.0	61.8	56.6	7.2	30.6	49
EYC	19.6	76.5	62.5	9.8	37.4	46
DOS	18.8	68.8	72.5	6.5	25.0	33
ZACA	-	65.0	50.0	-	20	-
AIG (0-300)	8.8	58.1	46.1	11.7	49.7	178
Arch 3k	10.7	39.7	61.9	4.2	14.5	160

SM-III-6: Records of historical earthquakes in lakes Aiguebelette (AIG), Le Bourget (LDB) and Paladru (LP). Data for LDB and LP are from [Chapron et al. \(2016\)](#). The presence of event layers in the lake at a compatible date with the earthquake occurrence is indicated by a cross.

AIG	LDB	LP	Historical earthquake
		x	1881 CE
		x	1869 CE
x	x		1822 CE
x			1784 CE
		x	1754 CE

III.3. Conclusion et perspectives de cette étude

L'étude multiproxy menée sur les séquences sédimentaires du bassin profond du lac d'Aiguebelette a permis l'identification d'un total de onze dépôts instantanés (de plus de 0.5 cm d'épaisseur) dans les premiers 250 cm de sédiments, interprétés comme étant de type Hm ou Tu+Hm. Sur la base d'un critère d'identification visuelle, d'analyses granulométriques, géochimiques et de la foliation d'ASM, ces onze dépôts sont interprétés comme étant sismo-induits. Un modèle d'âge robuste, basé sur des données radioéléments, radiocarbone et paléomagnétiques contraignent les âges de dépôt et permettent d'établir des corrélations avec les temps d'occurrence des événements sismiques recensés dans les catalogues SisFrance et F-CAT.

Sur la base de la méthode ESTI (acronyme en anglais pour 'earthquake sensitivity threshold index', traduit comme 'indice de palier pour la sensibilité aux événements sismiques'), les possibilités que plusieurs séismes soient archivés dans les sédiments du lac d'Aiguebelette sont discutées. Pourtant, un seul séisme recensé dans les catalogues historiques a très probablement été archivé dans les séquences de la fosse profonde du lac d'Aiguebelette. L'évènement déclencheur de ce dépôt instantané archivé entre 1760 et 1824 ans cal CE peut être le séisme de 1784 CE ("Chartreuse"), ou bien celui de 1822 CE ("Bugey"). Cette méthode ESTI n'a pas permis de discriminer lequel de ces deux séismes a pu entraîner la mise en place.

De façon complémentaire à la méthode ESTI, l'approche utilisant les valeurs d'accélération pseudo-spectrale (PSA) pour les événements sismiques en fonction de la distance épacentrale au lac a permis de montrer que le lac d'Aiguebelette semble plus sensible aux événements sismiques régionaux ou locaux.

Cette nouvelle approche quantitative utilisée en complément de la méthode ESTI n'a pas non plus permis de différencier lequel des deux événements (1784 et 1822 CE) a pu générer la mise en place d'un dépôt instantané. Les différences entre les valeurs d'accélération pseudospectrales calculées pour chaque événement sismique ne sont pas suffisamment significatives.

La chronique de dépôts instantanés construite dans ces travaux couvre la période Holocène. Pour les dépôts instantanés ayant des épaisseurs ≥ 4.5 cm, il est possible d'observer une période de retour de 3000 à 4000 ans (± 500 , sur la base des incertitudes du modèle d'âge). Ces observations sont compatibles avec la période de retour de 3435 ans, obtenue pour un séisme de magnitude 5 et celle de 4857 ans, obtenue pour un événement sismique de magnitude ≥ 5.5 (pour une zone de 355 km² autour du lac d'Aiguebelette et des taux de sismicité régionaux). Ces valeurs sont calculées pour les zones sismotectoniques CJC (bassins permo-carbonifères du Jura central) et SJE (zone

de failles submeridiennes du Jura externe) délimitées par GEOTER, sur la base de [Drouet et al. \(2018\)](#), en utilisant le modèle de Gutenberg-Richter suivant (avec N, le taux d'événements de magnitude supérieure ou égale à M) :

$$N = 10^{a-bM}$$

Sur la base des résultats obtenus par les calculs de PSA, il semble que les dépôts instantanés archivés dans le lac d'Aiguebelette, couvrant la période historique, soient générés par des séismes locaux à régionaux. Sur cette base et en faisant l'hypothèse que le séisme de Bâle est archivé dans les dépôts instantanés du lac d'Aiguebelette, il est possible de considérer que l'ensemble des événements sismiques archivés ont une distance épacentrale au lac inférieure à 260 km. Dans le cas où le séisme de Bâle n'est pas l'événement déclencheur du dépôt instantané daté entre 1327 et 1372 CE, le séisme de 1822 CE serait alors le plus distant (distance épacentrale au lac = 25 Km), corrélable avec l'occurrence de dépôts instantanés dans la séquence. Dans ce cas, il serait possible de considérer une distance épacentrale au moins inférieure à 50 km du lac d'Aiguebelette, pour pouvoir enregistrer des dépôts instantanés sismo-induits. En effet les séismes récents et bien documentés du Grand Bornand (1994, Mw = 5.1 à 65 Km) de Corrençon-en-Vercors (1962, Mw = 5.3 à 60 Km) et d'Epagny-Annecy (1996, Mw = 5.2 à 48 Km) n'ont pas laissés de trace dans la sédimentation du lac d'Aiguebelette.

Dans les deux cas, il est possible d'appuyer cette interprétation locale à régionale des dépôts instantanés archivés dans le lac d'Aiguebelette, sur la base de la chronique construite en fonction de l'occurrence de ces dépôts. En effet, de 0 à 2017 CE, la distribution du nombre de dépôts instantanés archivés dans le lac d'Aiguebelette est compatible avec une fonction de probabilité de densité suivant une loi Gamma. Ce type de distribution est interprété comme représentatif du temps d'interoccurrence sur des failles régionales et locales.

La chronique de dépôts instantanés sismo-induits est donc interprétée comme représentative d'évènements locaux. Il est nécessaire d'être prudent sur les interprétations en termes d'aléas et donc de prédiction de temps de retour. En effet, depuis ~ 0 CE, le taux de sédimentation dans la fosse profonde du lac d'Aiguebelette a augmenté considérablement et a pu générer une augmentation de la sensibilité du lac à l'archive de dépôts sismo-induits.

A l'Holocène, il est possible de décomposer trois stades principaux. Entre -9890 et -2000 yr CE (-2000 CE étant la limite de transition vers des valeurs du taux de sédimentation significativement plus élevées), 36 dépôts instantanés (de type Hm ou Tu+Hm) ont été archivés. Cela correspond à 4.56 dépôts instantanés par ka. La période de -2000 à 0 yr CE correspond à une quiescence, aucun dépôt instantané (d'épaisseur

≥ 0.5 cm) n'a été archivé et seulement 4 au total. Sur la période de 0 à 2017 CE, 15 dépôts instantanés sont comptés, ce qui correspond à 7.45 dépôts instantanés par ka. Comparativement, cette sensibilité est plus de 1.5 fois supérieure dans la période entre -2000 et -9890 yr CE. La comparaison conjointe des taux de sédimentation entre la période de -9890 à -2000 CE et de 0 à 2017 CE permet de proposer un lien entre l'augmentation de l'enregistrement du nombre de dépôts instantanés et celle du taux de sédimentation.

Une des premières perspectives de cette étude consiste à discriminer lequel des deux évènements sismiques (1784 CE ou 1822 CE) a pu induire le dépôt instantané daté entre 1760 et 1824 CE. La première approche consiste à effectuer des analyses au MEB à partir de lame mince prélevée au sommet de cet événement, pour identifier précisément les lamines au sommet de ce dépôt instantané et estimer la saison à laquelle le dépôt a été mis en place.

Le séisme de 1784 CE a eu lieu à la mi-octobre et celui de 1822 CE a eu lieu en février. Il est raisonnable d'envisager que dans le cas où la lamine coiffant le dépôt instantané est riche en Al et Ti, elle pourra être interprétée comme une lamine d'hiver (postérieure à la mi-octobre) et ce serait alors le séisme de 1784 CE qui serait favorisé comme ayant donné lieu au dépôt instantané. Dans le cas où la lamine au sommet du dépôt est riche en Ca, elle aura pu se déposer à la fin du printemps ou bien en été (à la suite du mois de février). Il sera alors possible de favoriser le séisme de 1822 CE comme ayant engendré le dépôt instantané en question.

La deuxième approche se base sur le travail réalisé avec l'utilisation des GMPEs et la comparaison relative des valeurs de PSA pour les évènements sismiques issus du catalogue FCAT-17 dans les diagrammes 'PSA vs. distance épacentrale au lac'. Ces observations ont permis de dégager une tendance. En effet, l'enregistrement d'évènements locaux (distance au lac de quelques dizaines de km) et modérés ($M_w > 3.5$) semble favorisé par rapport aux séismes plus forts et lointains, dans le cas où le lac d'Aiguebelette est sensible aux hautes fréquences. Pour une sensibilité à des fréquences plus faibles, il est possible que le lac soit en mesure d'archiver des séismes plus lointains (distance au lac > 100 km). Cependant, les dépôts instantanés archivés dans la fosse profonde du Lac d'Aiguebelette ne permettent pas de favoriser cette dernière option, sachant que les corrélations temporelles aux catalogues de sismicité ne sont possibles qu'avec des évènements locaux à régionaux (méthode ESTI et approche PSA).

Une autre perspective de ce travail consiste à quantifier et considérer les éventuelles amplifications de certaines fréquences liées au site (zone de vallées avec une géologie locale majoritairement constituée de calcaires, de tills et molasses). Il serait également important de déterminer l'influence de la morphologie du lac et de l'interaction eau/sédiments. Pour cela, il est nécessaire d'analyser la différence d'amplification pour

chaque fosse du lac, ainsi que l'inclinaison des pentes subaquatiques. Une comparaison entre ces résultats et les dépôts instantanés présents dans les séquences de chaque fosse du lac sera aussi représentative de la variabilité d'archivage de dépôts induits par des séismes au sein du même lac (en lien avec l'effet de site pour chaque fosse).

De tels travaux pourraient permettre de mieux comprendre la sensibilité du lac d'Aiguebelette aux séismes, particulièrement la sensibilité au contenu fréquentiel des événements sismiques. Pour cela, l'enregistrement des campagnes géophysiques pourraient être envisagées, en utilisant par exemple et en première approche les méthodes de caractérisation des fréquences fondamentales de résonance par mesure du ratio H/V (Nakamura, 1989). Les rapports H/V (horizontal - vertical) sur le bruit de fond des spectres de réponses mesurés au lac d'Aiguebelette pourraient aider à discriminer si le lac est plus prône à l'amplification de hautes ou basses fréquences.

PARTIE IV. Interrelations entre la transition climatique du Younger Dryas – Holocène et l’augmentation de la sismicité dans les Alpes et à plus large échelle

Cette partie du manuscrit se compose du premier article publié dans le cadre de ces travaux de thèse, intitulé : “Did the Younger Dryas to Holocene climate transition favour high seismicity rates in the north-western Alps?”. Cet article a été accepté le 27 septembre 2022 par la revue *Sedimentology* (doi:10.1111/sed.13050).

Les résultats présentés dans cet article ont aussi été partiellement exposés lors de communications orales aux congrès de l’ASF (Association des Sédimentologues Français) en 2019 et 2022 ; l’AGU (American Geophysical Union), l’EGU (European Geosciences Union) et la RST (Réunion des Sciences de la Terre) en 2020 ; l’AFEQ (Association Française pour l’Etude du Quaternaire) et la SGM (Swiss Geoscience Meeting) en 2021 et les JDT (journées des thèses) de l’IRSN en 2021 et 2022.

IV.1. Résumé et introduction

Dans la partie nord-ouest des Alpes françaises, plusieurs lacs d’origine glaciaire tels que le lac d’Aiguebelette et le lac de la Thuile comportent des dépôts instantanés/ dépôts de transport de masse (MTD) au sein de leurs séquences sédimentaires. Ces dépôts instantanés peuvent provenir de la déstabilisation des sédiments dans le lac, possiblement générée par des séismes. Sur la base d’analyses sédimentaires, géochimiques et magnétiques ainsi que l’étude de profils sismiques haute résolution et de la bathymétrie du lac d’Aiguebelette, un dépôt instantané d’environ 1 mètre d’épaisseur a été identifié dans le bassin profond du lac d’Aiguebelette. Un dépôt instantané synchrone de 2 cm d’épaisseur a été identifié dans le bassin peu profond. Les modèles d’âge basés sur les datations radiocarbone montrent que ces deux dépôts ont été mis en place dans le lac d’Aiguebelette autour de la transition climatique du Younger Dryas – Holocène (vers 11700 cal BP). Dans le lac de la Thuile (situé à 30 km du lac d’Aiguebelette), un seul dépôt de transport de masse (MTD) de type translationnel a été archivé dans les sédiments, à la même période de temps. De plus, dans les lacs d’Annecy et du Bourget, les analyses de profils sismiques haute résolution appuient l’hypothèse de l’occurrence de dépôts de transport de masse à la transition entre le Younger Dryas et l’Holocène.

Ces observations à l'échelle de quatre lacs de zones péréalpines et alpines françaises montrent un trend régional dans l'occurrence de dépôts de transport de masse à la transition Younger Dryas – Holocène. Dans cet article, les processus sources possibles (événements sismiques et éboulements) ayant donné lieu à ces dépôts de transport de masse d'âges similaires sont discutés. Sur la base de cette étude et d'une synthèse bibliographique, nous suggérons que les mécanismes tels que le rebond crustal et l'érosion induits par un changement climatique rapide et le retrait des glaciers peuvent favoriser l'initiation de séismes et d'éboulements rocheux. Notre étude favorise l'hypothèse d'une sismicité accrue comme processus source des dépôts de transport de masse archivés dans les lacs des Alpes du nord-ouest à la transition Younger Dryas – Holocène.

Les intervalles de récurrence entre les séismes majeurs sont plus généralement plus importants que les périodes couvertes par les catalogues sismiques instrumentaux et historiques. Pour autant, ils sont clés pour mieux estimer la sismicité d'une zone sismotectonique donnée et pour évaluer le risque sismique (Stein et Mazotti, 2007 ; Calais et al., 2016). La paléosismologie lacustre permet de mieux appréhender les temps de récurrence entre les événements sismiques à l'échelle régionale (Wilhelm et al., 2016 ; Kremer et al., 2017 ; Moernaut et al., 2018). Cet axe d'étude repose sur l'identification indirecte des effets induits par les mouvements du sol suite à un séisme, par exemple les dépôts de transport de masse (MTD) ou bien les déformations de structures au sein de séquences sédimentaires (Alsop et al., 2016). L'article scientifique présenté dans cette partie IV du manuscrit de thèse s'inscrit dans le cadre des études de paléosismologie lacustre. Ce travail de recherche se concentre sur 1) l'identification des dépôts instantanés dans les séquences sédimentaires et sur la base des analyses de profils sismiques haute résolution ; 2) de la temporalité de ces dépôts ; 3) de la répartition spatiale des dépôts d'âges similaires et 4) des liens connexes entre l'occurrence de dépôts interprétés comme induits par des séismes et une période de transition climatique (Younger Dryas – Holocène).

IV.2. Article scientifique publié dans la revue *Sedimentology*: “Did the Younger Dryas to Holocene climate transition favour high seismicity rates in the north-western Alps?”

IV.2.1. Introduction

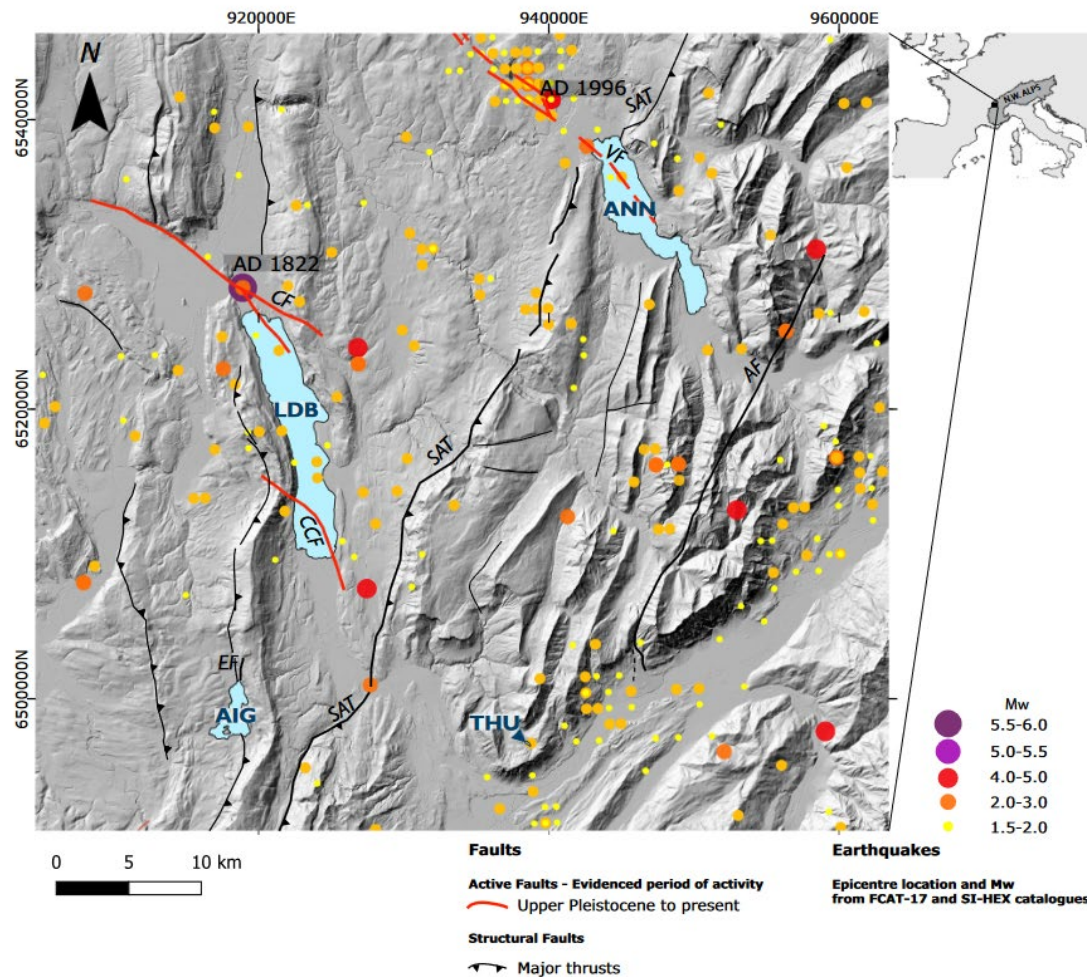
The recurrence intervals of major earthquakes are often longer than those of instrumental and historical seismological records, although they are key to better understanding regional seismicity and related seismic hazards (Stein & Mazzotti, 2007; Calais et al., 2016). In a given area, palaeoseismology may help constrain the timing of surface-rupturing earthquakes of a given seismogenic source (Atwater et al., 2003; McCalpin, 2009), while lacustrine palaeoseismology allows us to focus on the occurrence of regional events over time (Wilhelm et al., 2016; Kremer et al., 2017; Moernaut et al., 2018). Regional palaeoseismology mostly relies on the identification of indirect effects of seismic ground motions, such as mass-transport deposits (MTDs) or soft sediment deformation structures evidenced within sedimentary sequences (Alsop et al., 2016). MTDs are processes including subaqueous landslides and mass flows that result in the deposition of debris flows, mudflows and turbidites. MTDs are usually recognized by internal chaotic or transparent seismic facies (Jenner et al., 2007; Shipp et al., 2011).

The most common sedimentary facies of an MTD is usually a turbidite. It consists of a coarse, fining-upward, basal part overlain by a clay cap. Additionally, a homogeneous silty-clay part (i.e. the homogenite) can occur between the coarse basal part and the clay cap, leading to a turbidite–homogenite (Tu + Hm) facies. Turbidite–homogenite layers can be imaged as seismically transparent facies in high-resolution seismic reflection profiles (Kastens & Cita, 1981; Cita & Rimoldi, 1997; Beck et al., 2007; McHugh et al., 2011; Eris et al., 2012).

The synchronicity of such sedimentary markers in several lakes is key to inferring a seismic triggering mechanism at a regional scale (Schnellmann et al., 2005). However, to characterize regional palaeoseismicity through sediment archives, the following main challenges remain: (i) the characterization of source processes; (ii) establishing an accurate and robust chronology; (iii) the identification of the imprint of paleoearthquakes within sediment sequences; (iv) attributing earthquakes to their respective seismogenic sources; and (v) estimating the magnitude of identified events.

In the Alps in general and in the studied area in particular (north-western Alps – NW Alps), glacier retreat during the Late Glacial gave birth to a number of natural lakes (Fig. 1). These lakes acted as natural recorders of tectonic, environmental and climatic processes affecting the lakes themselves or their catchments (e.g. [Beck et al., 1996, 2001](#); [Beck, 2009](#); [Arnaud et al., 2016](#)). Lake sediments can be regarded as continuous archives in which discrete event layers can be recorded, including MTDs related to the occurrence of seismic events. In the study area, multiproxy sediment analyses in sequences from Lake Bourget (France) allowed the identification of an event layer related to a well-known historical seismic event: the 1822 CE earthquake ([Chapron et al., 1999](#); [Beck, 2009](#)). This event has been characterized by an epicentral intensity of VII–VIII (MSK-64 macroseismic scale) in the French database of historical seismicity SIS-FRANCE ([Jomard et al., 2021](#)), equivalent to $M_w = 5.5 \pm 0.3$ ([Manchuel et al., 2018](#)). In addition, the combination of seismic profiles and sediment core analyses in this lake has allowed the identification of a much thicker and older (approximately 9900 cal BP, [Arnaud et al., 2012](#)) MTD, which may also have been triggered by an earthquake. However, the potential source of such an earthquake is unknown. This type of seismically induced deposit has been identified at a broader scale in other peri-Alpine and Alpine lakes, for instance, in Switzerland (see [Kremer et al., 2020, and references therein](#)).

In addition, studies based on seismically induced event layers have shown that each lake has its own sensitivity to earthquakes that also evolves through time ([Wilhelm et al., 2016](#); [Gastineau et al., 2021](#)). Indeed, it has been proven worldwide that constraining major changes in sedimentation rates and geotechnical properties of sediments is mandatory to assess an accurate seismic record of a lake ([Van Daele et al., 2015](#); [Wilhelm et al., 2016](#); [Praet et al., 2017](#); [Rapuc et al., 2018](#); [Gastineau et al., 2021](#)). These major changes are usually influenced by climate change ([Peizhen et al., 2001](#); [Delmas et al., 2009](#)). However, human settlement and activities in a watershed may also lead to increased erosion rates and subsequently to higher sedimentation rates within a lake over the Mid to Late-Holocene ([Bajard et al., 2016](#); [Rapuc et al., 2018](#); [Gastineau et al., 2021](#)). Therefore, long sediment sequences retrieved in north-western Alpine lakes covering a major climatic transition, such as the Late Glacial to Holocene transition, are expected to have archived a change in sedimentation rate at this specific time and a subsequent difference in event layer deposition (for example, event layer thickness and frequency) ([Wilhelm et al., 2016](#)).



[Figure IV-1](#): Seismicity map of the north-western Alps at the border with the French Jura Mountains. Epicentre locations and magnitudes are based on the FCAT-17 and SI-HEX databases (Cara et al., 2015; Manchuel et al., 2018). The main active faults from the Upper Pleistocene are presented in red (CF: Culoz Fault; CCF: Col Du Chat Fault; VF: Vuache Fault). Lakes Aiguebelette (AIG), Annecy (ANN), Bourget (LDB) and La Thuile (THU) are presented in blue in the digital terrain model (IGN RGE ALTI 1 m). Projection: Lambert-93 (EPSG 2154).

In this paper, two new significant event layers will complete the list of existing MTDs identified in French peri-Alpine lakes and occurring near or at the Younger Dryas – Early Holocene (YD–EH) transition (ca 11 700 cal yr BP, [Hoek, 2008](#)). These two new event layers were identified through analyses of two lacustrine records of Lake Aiguebelette and Lake La Thuile ([Figure IV-1](#)).

Initial focus is on the thickest event layer observed in Lake Aiguebelette, investigated through a multiproxy approach, which constitutes the main analytical contribution of this paper. More specifically, sedimentological, geochemical and magnetic analyses were performed on two sedimentary sequences acquired within the two main basins of the lake, along with radiocarbon dating. To complete these sets of analyses, high-

resolution seismic and bathymetric surveys were performed. High-resolution seismic data allow the identification of different seismic facies and mainly transparent facies, which are usually interpreted as mass-transport deposits (Sammartini et al., 2019). Bathymetric data allow the morphological identification of ablated areas, channelized deposits and slumps.

In a second step, new data are presented from Lake La Thuile sediment sequence THU10 on the 6.2 to 10.0 m Master Core Depth (MCD). The upper 6.2 m of data were previously published in Bajard et al. (2016). The aim is to compare the occurrence of major MTDs in the Aiguebelette and La Thuile sedimentary sequences.

To assess the possible palaeoseismological significance of these new data, the source and processes leading to the deposition of these two significant MTDs will then be discussed, considering their occurrence near or at the Younger Dryas/Early Holocene climatic transition. Then, our new data will be compared with published seismic profiles from the neighbouring lakes Annecy and Bourget (France), as well as with datasets coming from other regional lakes.

IV.2.2. Study sites

IV.2.2.1. Geological settings

The study area encompasses different geological domains from the western Alpine domain to the south-east to the molasse basin and the Jura Mountains to the north-west. The structure is inherited from the Alpine compression that took place mainly during Mio-Pliocene times (Burkhard & Sommaruga, 1998; Sommaruga, 1999; Affolter & Gratier, 2004). Several active faults are recognized over the study area (Jomard et al., 2017; Figure IV-1). Among them, the Col du Chat, Culoz (Talling et al., 2012) and Vuache faults (Baize et al., 2011) have been studied extensively, highlighting active strike–slip deformations that affect Quaternary morphologies and deposits. In addition to geological observations, both geodetic data and earthquake focal mechanisms highlight a general north-west/south-east orientation for both compression and shortening axes (Rabin et al., 2018), resulting in dominant strike–slip to oblique thrust faulting (Mazzotti et al., 2020; Larroque et al., 2021) over the area. In addition, geodetic data also reveal a current and general uplift, ranging between 0.5 mm/yr near the studied lakes and increasing up to 2.0–2.5 mm/yr in the higher chain (Sánchez et al., 2018, Sternai et al., 2019).

The instrumental seismicity in the area appears mostly diffuse, even though some significant instrumental events could be related to the activity of the mentioned faults, such as the 1996 Epagny earthquake triggered along the Vuache fault (Mw = 4.9;

Manchuel et al., 2018). In addition, several damaging events are reported in macroseismic catalogues, for instance, more than twenty earthquakes of epicentral intensity greater than VII (MSK-64 macroseismic intensity scale) in the SISFRANCE database of historical seismicity (Jomard et al., 2021). In the vicinity of the studied lakes, the strongest historical reported event is ‘the Bugey earthquake’, which occurred north of Lake Bourget in 1822 CE, probably along the Culoz fault, with an epicentral intensity of VII–VIII and an estimated magnitude of $M_w = 5.5 \pm 0.3$ (Manchuel et al., 2018). This event triggered an up to 19 cm thick homogenite-type deposit revealed in sediment cores from Lake Bourget’s infill (Chapron et al., 1999).

IV.2.2.2. Lake Aiguebelette

Lake Aiguebelette (AIG) is a post-glacial peri-Alpine lake located in the inner Jura Mountains, on till and sandstone, between anticlines. Lake Aiguebelette is 373 m above sea level. Its surface area is approximately 5.45 km². The main tributary is the ‘Lysse de Novalaise’ entering the northern part of the lake. The lake catchment area of 70 km² is characterized by an area occupied by grasslands and cereal fields and pastures on the western side, contrasted with steep slopes covered by forests on the eastern flank of the ‘Chaîne de l’Epine’ mountain ridge (Figure IV-2), where numerous rockfalls have been mapped. Three geological formations constitute the main source of sediment to the lake: Jurassic and Early Cretaceous limestones, Neogene sandy molasse and Quaternary Würmian tills (Figure IV-2; Gidon, 1962). Lake Aiguebelette was overdeepened by glacier erosional action during the Würm period (Coutterand, 2010). It can be divided into three subbasins of 29 m, 45 m and 71 m depths separated by two glacial rock sills (Figure IV-2). One of these partially emerges as islets to the south (Jargot & Loup, 1983).

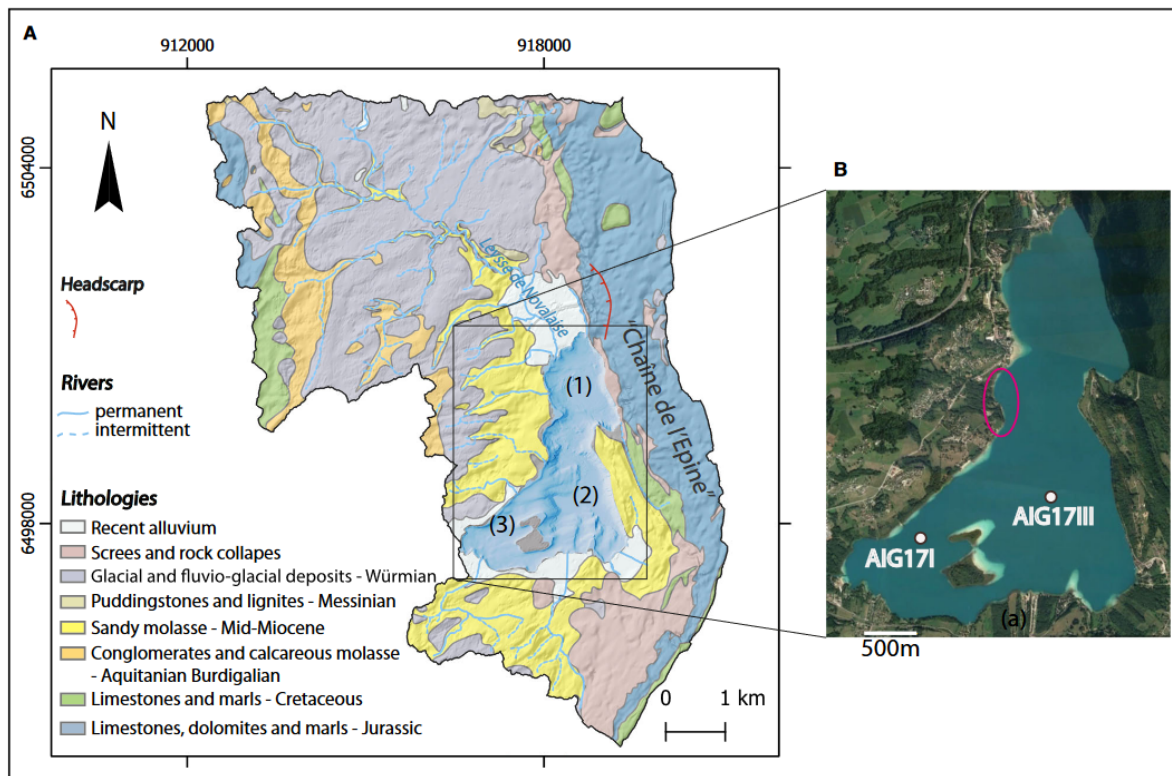


Figure IV-2: Settings of Lake Aiguebelette (AIG). (A) Geology of the catchment area. Description and age of each geological layer from the BRGM 1/50 000 regional map. Projection: Lambert-93 (EPSG 2154). The three subbasins – (1) northern basin and southern (2) deep and (3) shallow basins – are indicated. The headscarp of the Nances land- slide is indicated in red. Detailed bathymetry can be found in SM-IV-3.1. (Supplementary Materials section). (B) Aerial picture showing the surrounding lake. Coring locations of sediment sequences (AIG17I) in the shallow basin and (AIG17III) in the deep basin are displayed by the white dots. Note the occurrence of carbonates on the shallow slopes of the lake along the western coast (clear blue colour). The area circled in red shows an absence of carbonates (Discussion section).

IV.2.2.3. Lake La Thuile

Located in the south of the French sub-Alpine Bauges Massif at 874 m above sea level and 30 km away from Lake Aiguebelette, Lake La Thuile is a 0.0713 km², oval-shaped lake of glacial origin with a maximal water depth of 8 m (Figure IV-3). There is an absence of steep slopes in Lake La Thuile and in its watershed. There is no evidence of major past gravitational movements. Two temporary streams enter the lake during snow melt and long rainfall periods (Bajard et al., 2016). The lake catchment area of 1.6 km² is mainly forested, except for the grasslands and anthropized areas near the lake. According to the geological map (1/50 000), the catchment area is composed of

carbonate rocks: Jurassic micritic limestones and Cretaceous marls, shales and spathic limestones (Gidon & Barféty, 1969).

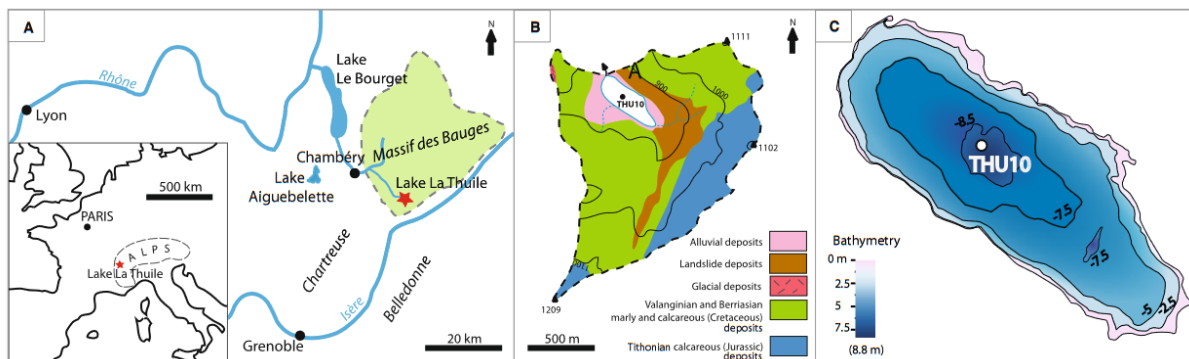


Figure IV-3: Lake La Thuile in the Massif des Bauges, modified from Bajard et al., 2016: (A) location; (B) geology of the watershed; and (C) bathymetry and coring location (white dot) of the THU10 sequence.

IV.2.3. New data and methods

IV.2.3.1. Bathymetry

A bathymetric survey was conducted in October 2017 in Lake Aiguebelette using a Reson 8101 multibeam echo-sounder (Teledyne Reson, Angerup, Denmark). Measurements were made in two phases, the first with a 1.5 by 2° beam width and 210 kHz frequency and the second with a 1.2 by 1° beam width and 400 kHz frequency. Between 0 m and 5 m depth, the maximum angular coverage (mac) was 120 to 130°; between 5 m and 20 m, mac was 110°, and below 20 m, mac was 90°. The absolute depth accuracy depends on the motion sensor's capability to compensate movements due to waves and positioning accuracy. The water depth accuracy is in the range of centimetres in shallow waters to a few decimetres at depths of >50 m. Data were acquired and processed by iXBlue company, with QINSy 8.15.0 software (QPS, The Netherlands).

A bathymetric survey was conducted in Lake La Thuile in December 2009 for ecological and piscicultural works by the private company 'SAGE environment' with a multibeam echo-sounder (200 kHz frequency and 4000 watts crest to crest). The positioning system (dual- antenna receiver Trimble BD982 GNSS system; Trimble, Sunnyvale, CA, USA) includes a 16-channel GPS receptor with centimetre accurate positions. Complementary spot measurements were acquired every 10 m on several transects.

IV.2.3.2. Reflection seismic

A total of 17.5 km of seismic profiles were acquired in November 2020 in Lake Aiguebelette by the iXblue company. An Echoes 10 000 (5– 15 kHz) chirp subbottom profiler (iXblue, Saint- Germain en Laye, France) designed for shallow water environments was used at 2 kVA power. A 10 ms pulse was emitted using frequency modulation of 5 to 15 kHz, thus delivering high- resolution (<8 cm) seismic data (CHIRP signal was processed for 10 ms for the total length signal). Seismic profiles were recorded in SEG-Y format using a global positioning system (GPS used is Garmin GNSS differential without RTK correction allowing a precision lower than 10 m) and processed with Delph Seismic soft- ware. Data processing involved digital subtraction noise filtering, water bottom mute and bandpass filtering.

Due to the shallow depth of THU Lake (8 m at its deepest point), no seismic survey was conducted here, as problems may arise with the almost simultaneous arrival of different wave types and the occurrence of multiples at a short time interval after the primary event.

IV.2.3.3. Lake sediment coring and description

In Lake Aiguebelette, two sediment sequences were retrieved using a Uwitec platform and corers (Uwitec, Mondsee, Austria). The cores were collected before acquiring seismic data. The coring sites were determined based on the bathymetric map in two different subbasins far from the main tributaries to minimize the impact of potential flood deposits. In 2017, two cores were retrieved, including a ca 16 m long core named AIG17III in the deepest basin of Lake Aiguebelette (45.5503°N, 5.8015°E, at a water depth of ca 70 m; IGSN: TOAE0000000393 to TOAE0000000410) and a 10.4 m long core named AIG17I in the shallowest basin (45.5470°N, 5.7855°E, at a water depth of 26.9 m; IGSN: TOAE0000000380 to TOAE0000000390).

The sediment was retrieved from two (AIG17I) and three (AIG17III) parallel holes using 2 m long core liners of 90 mm in diameter. A depth offset (70 cm) was maintained for the second and third holes to ensure section overlaps. A short gravity core (AIG-20-pilote) was also taken to obtain a well-preserved sediment–water interface. The cores were split into two halves at the EDYTEM laboratory (Université Savoie Mont Blanc). Each half-section was described in detail, and pictures were taken. Lithological description of the sequence allowed the identification of different sedimentary facies and marker layers from the overlapping sections and was used to build two composite Master Core Depth (MCD) sequences.

The same methodology was applied to cores retrieved from Lake La Thuile, constituting the THU10 sequence (IGSN: IEFRA00BB) previously described in [Bajard et al. \(2016\)](#).

IV.2.3.4. Sedimentological and geochemical analyses

IV.2.3.4.1. Grain-size analyses

To determine grain-size distributions within the main event layers (ELs) and compare them to those of the continuously accumulated background sediments, the cores were sampled with a 2 cm sampling step (r). Depending on the encountered facies, the step-resolution, r , was decreased (i.e. sandy layer) or increased (i.e. transition between facies) with $1 \text{ cm} < r < 5 \text{ cm}$. Analyses were conducted with a Beckman Coulter Life Science 13230 XR laser particle-size analyzer (Beckman Coulter, Brea, CA, USA) at the EDYTEM laboratory. To avoid flocculation, the sonication tool was enabled during measurements. Grain-size distribution datasets were processed with MATLAB R2019b software. The sediment grain size in THU10 was determined at a 2 cm step resolution using a Malvern Mastersizer 2000G laser particle sizer (Malvern Panalytical, Malvern, UK). The sonication tool was used to avoid flocculation.

IV.2.3.4.2. Geochemistry

Relative variations in major elements were measured continuously every 5 mm by X-ray fluorescence (XRF) using an Avaatech core scanner (Avaatech, Dodewaard, The Netherlands) at the EDYTEM laboratory. The XRF measurements were performed on split cores of the AIG17I, AIG17III and THU10 composite sequences covered with a 0.4 mm thick Ultralene foil. On the Lake Aiguebelette sequences, a first measurement run was performed with analytical settings at 10 kV and 0.1 mA for 30 s to detect lightweight elements such as Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn and Fe. A second run at 30 kV and 0.3 mA for 30 s allowed the detection of Br, Rb, Sr, Zr and Pb. Each power spectrum was transformed into intensities expressed in counts per seconds (cps). On the Lake La Thuile sequence (THU10), a first run at 10 kV and 0.1 mA for 10 s and a second run at 30 kV and 750 IA for 30 s were used.

This paper represents the XRF data in log-ratios according to [Weltje et al. \(2015\)](#) to avoid the influence of the sediment matrix effect in the geochemical (XRF) data. The data presented in this paper are focused on the thickest event layer of the deep basin sequence.

IV.2.3.4.3. Loss on ignition

Following the procedure of [Heiri et al. \(2001\)](#), loss on ignition (LOI) was measured at 550°C for 4 h and at 950°C for 2 h to estimate the organic matter (OM), carbonate and terrigenous content in the samples from the THU10 sequence. These results are available and described in [Bajard et al. \(2016\)](#) for the top of the sequence (0–6 m). The same methodology was applied to samples from greater depths in the THU10 sequence.

IV.2.3.5. Magnetic properties

Rock magnetic measurements and analyses were performed at the CEREGE laboratory at Aix-Marseille University. U-channels were sampled from sediment cores of the AIG17III (deep basin) sequence.

Two types of artificial remanent magnetization were induced and measured on the sediments.

First, anhysteretic remanent magnetization (ARM) was acquired using a 100 mT alternating field with a superimposed 0.05 mT steady field. ARMs and their stepwise demagnetization at 10, 20, 30 and 40 mT were measured with a superconducting magnetometer (2G Enterprises model 760R) to determine the mean destructive field (MDF) (i.e. the field needed to destroy half of the ARM). Second, isothermal remanent magnetization (IRM) was created by successively passing the U-channels through Halbach rings imparting 0.3 T and 0.6 T magnetic fields. The field induced by the magnetized sediment was measured after each application of the field with a high-resolution magnetic scanner ([Demory et al., 2019](#)).

To determine the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), 29 cubic samples were collected from the event layer and surrounding sediment in 8 cm³ nonmagnetic plastic boxes. The measurements were conducted with a magnetic susceptibility meter MFK1 (AGICO, Brno, Czech Republic) to determine the susceptibility tensor that can be represented by an ellipsoid with three eigenvectors (K_{max}, K_{int} and K_{min}). The AMS ellipsoid is assumed to reflect the preferred orientation of the magnetic grains in the sediments. According to [Jelinek \(1981\)](#), several parameters can be used, especially the magnetic foliation: $F = K_{int}/K_{min}$ has been used to characterize homogenite deposits ([Campos et al., 2013](#); [Rapuc et al., 2018](#)).

IV.2.3.6. Acoustic velocity measurements

To process seismic data with accurate sound velocity values, P-wave velocity was measured on an upper interval (0 to 151 cm MCD). This interval was selected because it is representative of the Holocene facies. The unavailability of unopened cores representative of the Late Glacial facies in this sequence did not allow us to perform P-wave measurements on older sediments. Measurements were performed with a Discrete P-Wave (MSCL-DPW) benchtop instrument at the Chronoenvironnement laboratory (Besançon University, France) designed to make precise measurements of P-wave velocity on rock or sediment samples.

IV.2.3.7. Chronology

The chronology of the sedimentary sequences from Lake Aiguebelette's deep (AIG17III) and shallow (AIG17I) basins is based on nineteen and nine 14C AMS measurements of terrestrial macroremains (plant leaves, roots and seeds), respectively, performed at the Poznan Radiocarbon laboratory and Laboratoire de Mesure 14C (LMC14) ARTEMIS in Saclay (Tables IV-1 and IV-2).

Lake La Thuile's sediment sequence chronology is based on nineteen 14C AMS measurements of terrestrial macroremains. The Holocene age model was previously published by Bajard et al. (2016). This study presents four additional radiocarbon ages constraining the time of deposition of the sequence's base (THU10, Table IV-3).

Sample name	Lab. code	Depth (mm)	Sample type	Age (BP)	Cal. min (cal. BP)	Cal. max (cal. BP)	P
AIG 17 I A01-1 W 124-125	Poz-118614	1245	Plant macroremains	270 ± 30	154	439	95
AIG 17 I B01-1 W 135	Poz-118615	2317	Plant macroremains	1580 ± 35	1390	1531	95
AIG 17 I A02-1 W 136-137	Poz-118616	3319	Plant macroremains	2475 ± 30	2373	2718	95
AIG 17 I B02-1 W 97-98	Poz-118617	4074	Plant macroremains	3600 ± 40	3730	4076	95
AIG 17 I B03-1 W 21-23	Poz-118618	5490	Plant macroremains	6210 ± 50	6979	7254	95
AIG 17 I B03-1 W 82-83	Poz-118971	6095	Plant macroremains	7950 ± 40	8645	8985	95
AIG 17 I A04-1 W 20.5-21.5	Poz-125958	6179	Plant macroremains	7760 ± 520	7668	9896	95
AIG 17 I A04-1 W 26.2-27.5	Poz-126027	6239	Plant macroremains	13 750 ± 70	16 413	16 940	95
AIG 17 I A04-1 W 53.5-54.5	Poz-126026	6509	Plant macroremains	8930 ± 70	9779	10 232	95

Table IV-1: 14C dates for AIG17I, calibrated with IntCal20 (Reimer et al., 2020). Samples in bold correspond to rejected dates. All samples are terrestrial macroremains.

Sample name	Lab. code	Depth (mm)	Sample type	Age (BP)	Cal. min (cal. BP)	Cal. max (cal. BP)	P
AIG16-08a 68-70	Poz-91100	731	Plant macroremains	80 ± 30	30	258	95
AIG16-08a 115	Poz-91101	1381	Plant macroremains	470 ± 30	493	540	95
AIG 17 III A02-1w 67	SacA 50487	2278	Plant macroremains (leaf)	1090 ± 30	932	1058	95
AIG16-08b 25-27	Poz-91102	2342	Plant macroremains	1115 ± 30	939	1174	95
AIG 17 III A02-1123.2	SacA 50484	2840	Plant macroremains	1600 ± 30	1408	1533	95
AIG16-08b 66-68	Poz-91103	3025	Plant macroremains	1640 ± 35	1411	1684	95
AIG 17 III B02-1w 108.9	SacA 50488	3759	Plant macroremains (leaf)	2055 ± 30	1929	2106	95
AIG 17 III A03-1w 38	SacA 50489	4127	Plant macroremains (leaf)	2530 ± 30	2495	2741	95
AIG 17 III A03-1100-101	SacA 50485	4752	Plant macroremains	3400 ± 30	3566	3813	95
AIG 17 III A03 1w 130.5	SacA 50493	5052	Plant macroremains	3760 ± 30	3990	4235	95
AIG 17 III A04-1w 19	SacA 50490	6029	Plant macroremains (leaf)	4720 ± 30	5325	5576	95
AIG 17 III A04-1 59-60	SacA 50483	6185	Plant macroremains	5305 ± 30	5955	6192	95
AIG 17 III B04-1w 30.2	SacA 50491	7075	Plant macroremains (tree bark)	6445 ± 30	7285	7426	95
AIG 17 III B04-1 58.7	SacA 57458	7073	Plant macroremains	7090 ± 40	7836	8008	95
AIG 17 III B04-1 77.5	SacA 50486	7548	Plant macroremains	6270 ± 35	7026	7269	95
AIG 17 III B04-1113.8	SacA 57459	7934	Plant macroremains	8725 ± 45	9548	9890	95
AIG17 III A05-1-34-35	SacA 53193	8371	Plant macroremains	9590 ± 45	10 753	11 153	95
AIG 17 III C05-1 81.7	SacA 57460	10 014	Plant macroremains	11 100 ± 50	12 896	13 108	95
AIG 17 III C05-1 88.3	SacA 57461	10 080	Plant macroremains	11 420 ± 60	13 173	13 424	95

[Table IV-2](#): ¹⁴C dates for AIG17III, calibrated with IntCal (Reimer et al., 2020). Samples in bold correspond to rejected dates.

The IntCal20 calibration curve was used for 14C age calibration (Reimer et al., 2020) in the software R with package ‘clam’ (version 3.0.2; R Core Team, 2020). This package was used to generate an age/depth model (Blaauw, 2010) for each sedimentary sequence (AIG17III, AIG17I and THU10). Because the event layers in the sequence are interpreted as instantaneous deposits, it was mandatory to first build an event-free composite depth for each sedimentary sequence before generating the age-depth model. In each case, a smooth spline model was used [AIG17III: smooth parameter (sp) = 0.48; AIG17I: sp = 0.2; THU10: sp = 0.3].

Sample name	Lab. code	Depth (mm)	Sample tyle	Age (BP)	Cal. min (cal. BP)	Cal. max (cal BP)	P
THU10-01A1b	SacA 24161	1000	Twigs and plant macroremains	250 ± 30	151	427	95
THU10-02A1a	Poz 41716	1970	Plant macroremains	6440 ± 180	6952	7660	95
THU10-01B1a	SacA 24162	2600	Twigs and plant macroremains	960 ± 30 792	923	95	
THU10-02B1b	Poz 41624	3450	Reed fragments	1050 ± 30	917	1053	95
THU10-01C1b	SacA 24163	4500	Wood	1630 ± 30	1410	1567	95
THU10-01C1b	Poz 41625	4530	Wood	1650 ± 30	1414	1687	95
THU10-02C1a	Poz 41626	4850	Twigs wood and reeds	2525 ± 35	2493	2741	95
THU10-01C1b	SacA 24164	4990	Seed	2475 ± 30	2373	2718	95
THU10-01C1b	Poz 41627	5050	Seed	2840 ± 30	2865	3058	95
THU10-02C1a	SacA 24166	5100	Leaf (Fagus)	2835 ± 35	2856	3058	95
THU10-02C1a	Poz-51001	5240	Plant macroremains	3715 ± 35	3931	4215	95
THU10-02C1a	Poz-51002	5320	Plant macroremains	4440 ± 35	4878	5281	95
THU10-02C1a	Poz-44340	5590	Plant macroremains	6240 ± 40	7011	7257	95
THU10-02C1a	SacA 24167	5840	Peat	9110 ± 45	10 196	10 405	95
THU10-02C1a	Poz 41632	6210	Tree bark	10 220 ± 50	11 653	12 424	95
THU10-01D2b	Poz 41628	7480	Plant macroremains	11 230 ± 60	13 073	13 293	95
THU10-02D1b	SacA 24168	8380	Plant macroremains and seed	12 120 ± 60	13 804	14 122	95
THU10-01E1b	SacA 24165	9680	Plant macroremains, bark	12 580 ± 60	14 803	15 180	95
THU10-01F1a	Poz 41629	11 620	Plant macroremains, herbs, roots	13 580 ± 60	16 208	16 596	95

Table IV-3: ¹⁴C dates for THU10 sequences. Samples in bold correspond to rejected dates. Notice that several facies are similar at different depths.

IV.2.4. Results

IV.2.4.1. Bathymetry and reflection seismics in AIG: morphology and stratigraphy

High-resolution seismic profiles were acquired across Lake Aiguebelette with dense coverage of the deepest basin (see SM3-IV-3.1.). In the deepest basin area, 3 km of profiles were analyzed. Acoustic velocities are based on mean P-wave values measured on a representative Holocene core section ($v = 1410$ m/s) in the AIG sediment sequence.

Above the low-reflection acoustic basement, the deepest basin is filled with up to 25 ms (two-way-time TWT) of sediment, equivalent to 15.2 to 17.6 m, based on the measured P-wave values. The sediment package can be divided into three seismic units. The Lower Unit consists of parallel, high-amplitude reflections with low-amplitude folding along the profile. The Middle Unit is a transparent layer contrasting with the Upper Unit in terms of facies. According to the P-wave value (1410 s), the thickness of this unit is ca 1 m. The Middle Unit is continuous at 500 m on a north–south axis (visible on profile 114516, Figure IV-4) and at 37.5 m on a south-west–

north-east axis (profile 163358, Figure IV-4). The Upper Unit is composed of parallel continuous reflectors with higher reflection amplitudes and a closer succession of reflections than the Lower Unit.

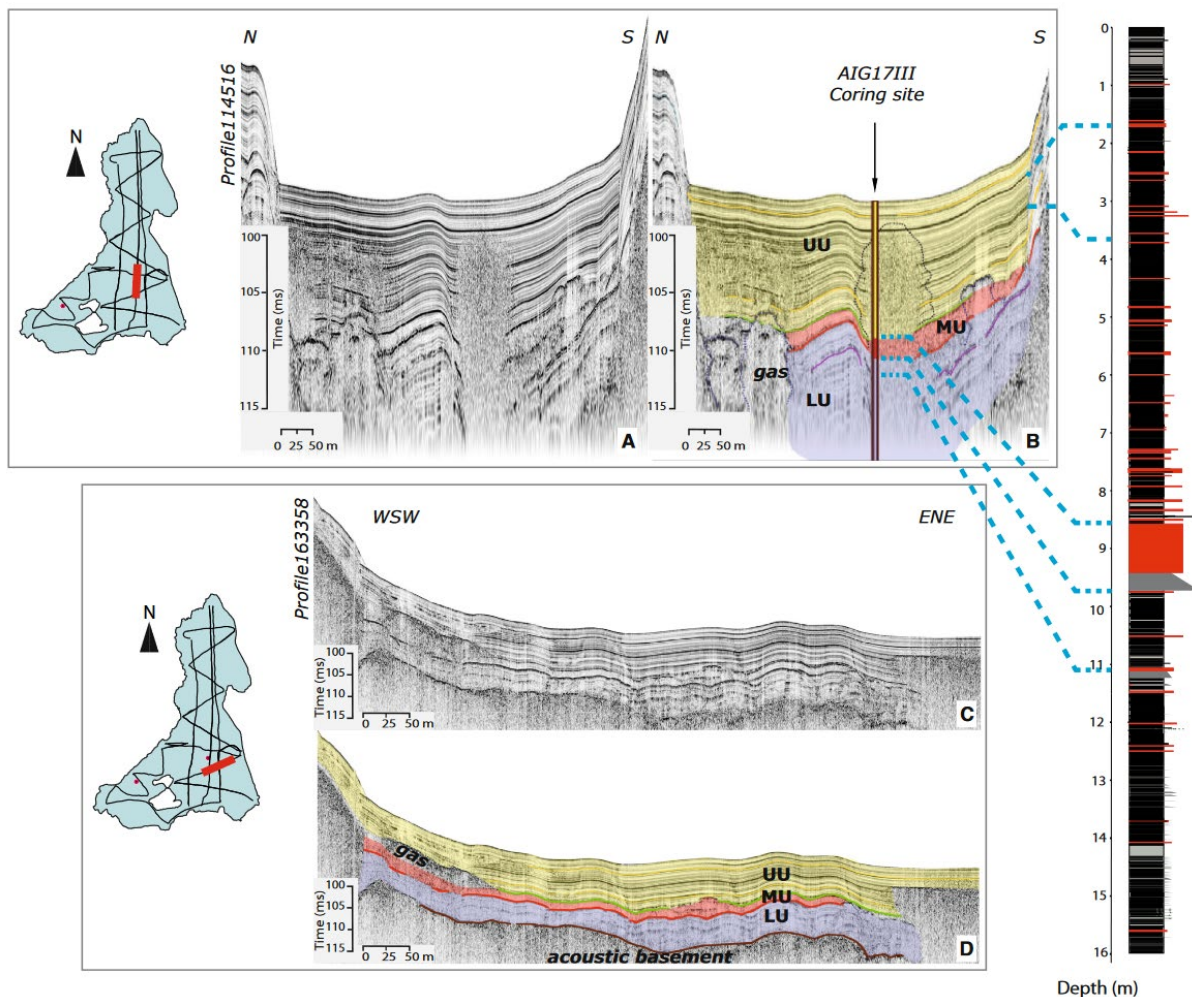


Figure IV-4: Seismic reflection data from Lake Aiguebelette. (B) and (D) show the interpreted versions of the (A) and (C) seismic profiles, respectively. Plain brown lines indicate the top of the acoustic basement. The lower Unit 'LU' is highlighted in purple (B) and (D). The chaotic-transparent seismic facies from the Middle Unit 'MU' is interpreted in red. The Upper Unit 'UU' is highlighted in yellow. Reflectors at the base and top of the 'MU' have higher amplitudes and are highlighted by red and green lines, respectively, on the interpreted profiles. Gas blanking zones are contoured in thin dark-blue dotted lines. On the right, the simplified version of the AIG17III sediment sequence is correlated to seismic profile (B) by bold blue dotted lines.

On bathymetric maps (Figure IV-5), a geomorphological feature was observed that is channel-shaped. This feature is spread over 1 km with two main axes (north-west-south-east in the proximal part; north-south in the distal part). It extends from the

midwestern slopes of the lake towards the deep basin (the most distal lobe still observable in bathymetric data is located 288 m north of the AIG17III coring point location) (Figure IV-5B). Two east–west-oriented seismic profiles crossing the channel-shaped feature’s southern distal lobe give an estimation of the levée bulge height (Figure IV-5D). The bulges are inherited from the channel-shaped feature underlying the drape visible on both seismic profiles. The bulge height is estimated from the seismic profiles and ranges between 36 m and 152 cm.

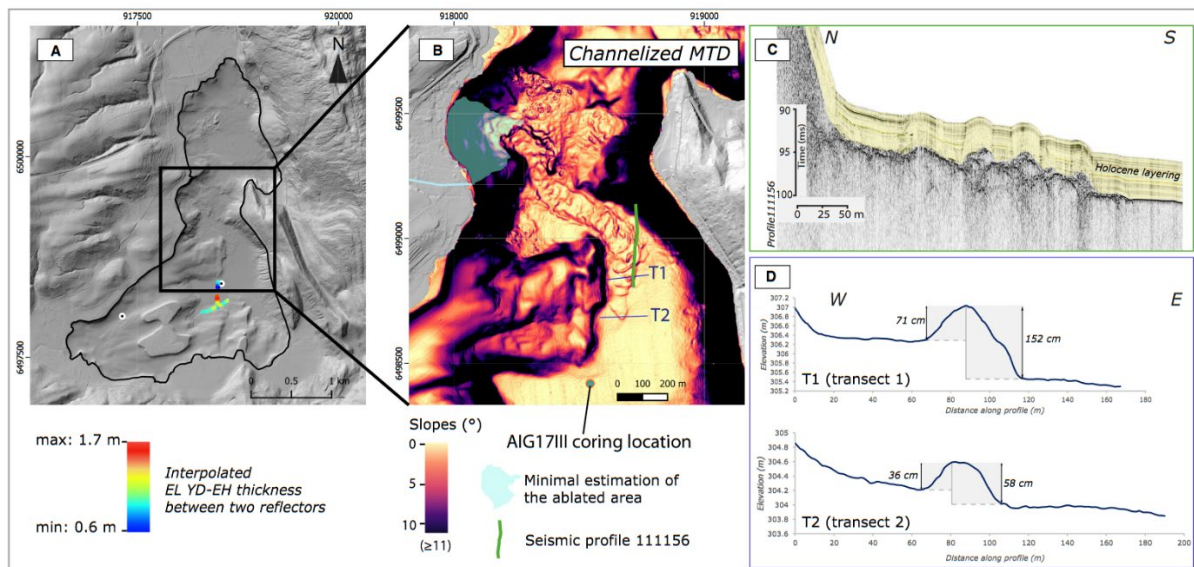


Figure IV-5: (A) Digital elevation model and bathymetry of Lake Aigueblette. The colour gradient indicates the thickness of the Younger Dryas – Early Holocene (YD–EH) event layer estimated from seismic profiles 1114516 and 163358 (cf. Fig. 4). (B) Map of the slope angles derived from the bathymetric data with an enlarged image of a channelized deposit north of the AIG17III core point. Consecutive concentric bulges are visible along the channelized feature (bathymetric map). (C) North–south seismic profile 111156 crossing levées – location on map (B). (D) West–east transects T1 and T2 across the most distal head lobe – location on map (B).

IV.2.4.2. Lake Aigueblette deepest subbasin sediment data (AIG17III)

IV.2.4.2.1. Stratigraphic unit descriptions

The following stratigraphic unit descriptions of AIG17III are based on macroscopic observations (facies) and XRF results.

The AIG17III sequence consists of clayey to silty finely laminated (<5 mm) sediment intermittently interbedded with fifty-seven event layers with thicknesses ranging from 0.2 to 115 cm. Visual criteria allow identification of event layers such as turbidite (Tu),

homogenite (Hm) or the succession of both (Tu + Hm). The homogenite (Hm) facies consists of a homogenous clayey (green to grey) sediment topped by a thin and clearer-coloured (often white) clay cap (SM-IV-3.1., in the Supplementary Material section); the graded turbidite facies (Tu) consists of a poorly sorted (high standard deviation), normal graded deposit. Both facies contrast with background sediment. Between 0 cm and 21 cm and between 172 cm and 816 cm in the AIG17III sequence, a characteristic alternation in the laminated facies was observed, including successive: (i) white; (ii) grey; and (iii) dark-grey to brown millimetre-scale laminae (SM-IV-3.1., in the Supplementary Material section).

In AIG17III, eight different stratigraphic units were defined from the top to the bottom of the sequence (Table IV-4).

Unit	Depth MCD (cm)	Description	Specific characteristics
1	0 to 21.0	Brown to greenish clays with alternations of type (1), (2) and (3) laminae	–
2	21.1 to 165.5	Grey to brownish clay with faint lamination	Topped by three silty layers (of 2 to 3 mm each); laminae are less diffuse from 104.5 to 165 cm MCD
3	165.5 to 374.2	Grey to brownish sediments with alternations of type (1), (2) and (3) laminae	Topped by a 5 cm thick visually homogeneous brown clayey to silty event layer (the thickest one observed in this unit)
4	374.2 to 513.9	Olive brown clays	Alternating thin clayey to silty dark sections and clear grey to yellow laminae
5	513.9 to 728.7	Thin clayey to silty layers of brown to greenish-grey with submillimetre-scale darker laminae	–
6	728.7 to 1150.3	Brown to greenish-grey clayey-silty sediment with millimetre-scale laminae	Part of this unit is composed of an event layer. This event layer is constituted by a 31.4 cm thick sandy graded base topped by an 83.6 cm thick homogenous deposit (Fig. 6). These two facies constitute the thickest (115 cm) event layer of the sediment sequence
7	1150.3 to 1410.7	Grey–brownish clay and silt with fine millimetre-scale dark and clear grey laminae with no specific repetitive pattern	Millimetric to centimetric-graded sandy event layers are observed in this unit
8	1410.7 to 1598.7	Clayey to silty grey and olive green sediments with thicker (several millimetres thick) laminae	The lower 70 cm are characterized by faint lamination

Table IV-4: Description (units) of the sediment sequence AIG17III. MCD: master core depth.

Grain-size analyses performed on the thickest event layer of the section confirm the homogeneous grain-size distribution of the Hm facies (Figure IV-6).

IV.2.4.2.2. Thickest event layer in the Lake Aiguebelette deep basin sequence

This section focuses on the thickest event layer archived in the Lake Aiguebelette deepest sequence and compares it to the surrounding sediment facies (continuous background sediment) characteristics.

The XRF data display higher $\ln(\text{Ca}/\text{Ti})$ contents in the event layer (Tu + Hm facies: mean of 5.1) than in the background sediment surrounding the event layer (mean of 4.6). In the graded base facies, the values are higher (mean of 5.2) than in the Hm facies (mean of 4.9), (Figure IV-6).

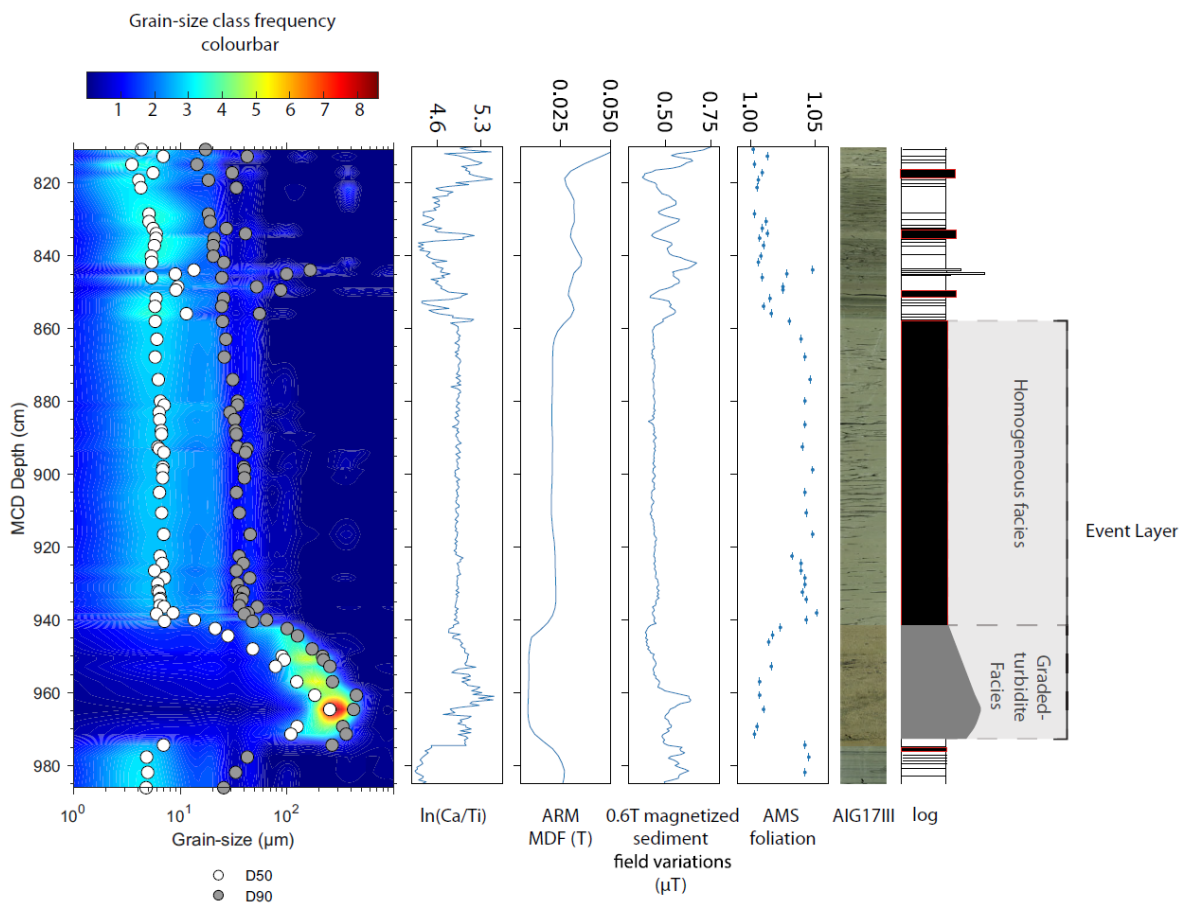


Figure IV-6 : Main sedimentological, geochemical and magnetic results at depths covering the large event layer of the AIG17III sequence. From left to right: grain-size measurements presented in a contourplot. D50 and D90 values are superimposed on the contourplot (white and grey dots, respectively); \ln ratio; Mid-Destructive Field (MDF) of the Anhyseretic Remanent Magnetization (MDF ARM); magnetic field variations induced by the magnetized sediment (equivalent to low isothermal remanent magnetization; Demory et al., 2019); Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) foliation; photography and macroscopic log description of the different facies types observed (plain black lines: laminated facies; black rectangles contoured in red: homogenite facies; grey graded symbol: graded turbidite facies with inverse-graded base topped with a main normal-graded facies).

The grain size of the continuous background sediment preceding the event layer is $3 \mu\text{m} < D50 < 5 \mu\text{m}$, $\sigma_{SC_D50} = 0.06$ and $11 \mu\text{m} < D90 < 13 \mu\text{m}$, $\sigma_{SC_D90} = 5.89$. Increasing D50 and D90 values are observed in the graded base, respectively, from 9 to $120 \mu\text{m}$, $\sigma_{GB_D50} = 49.02$, and 130 to $150 \mu\text{m}$, $\sigma_{GB_D90} = 92.25$, with the highest abundance of coarser material occurring at the base of the graded deposit. Grain-size values in the homogeneous facies range from $5 \mu\text{m} < D50 < 7 \mu\text{m}$, $\sigma_{Hm_D50} = 0.62$ and $25 \mu\text{m} < D90 < 64.5 \mu\text{m}$, $\sigma_{Hm_D90} = 5.46$. In the thickest event layer of Lake Aiguebelette's deep basin sequence, the Hm facies is slightly coarser than the back-ground sediment facies, while the graded base is clearly different facies with coarser sediment.

The anisotropy of magnetic susceptibility foliation measured in the background sediment and in the graded base of the event layer is ca 1%, whereas it is ca 4% in the Hm facies (Figure IV-6).

Along the event layer, ARM MDF data are ≤ 30 mT, whereas they are ≥ 30 mT in the continuous sedimentation. It was observed that ARM MDF values centered on 24.6 ± 0.5 mT in the Hm, on 10.2 ± 0.5 mT in the graded-base and on 41.2 ± 4.5 mT in the continuous sedimentation (Figure IV-6). Induced IRM measured amplitudes are ≤ 0.4 μT in Hm only (Figure IV-6). All of these magnetic parameters indicate important differences in terms of magnetic mineralogy and magnetic grain sizes in each facies.

IV.2.4.3. Lake Aiguebelette shallowest subbasin sediment data (AIG17I)

The AIG17I sequence (seven sedimentary units) (Table IV-5) contrasts with the deep basin sequence in core AIG17III, with very few laminae in the upper part of the sequence (Table IV-4, SM-). In the AIG17I sequence, twenty-one event layers are identified based on the same criterion presented in the AIG deepest subbasin sediment data (AIG17III) section, with thicknesses ranging from 0.3 to 17.3 cm. Event layers are interbedded in the continuous sedimentation, mainly consisting of diffuse and sporadic laminae along the sequence.

Table 5. Description (units) of the sediment sequence AIG17I. MCD: master core depth.

Unit	Depth MCD (cm)	Description	Specific characteristics
1	0 to 185.7	Brown clay sediments	Faint and diffuse laminae in the upper 100 cm
2	185.7 to 483.8	Brown greyish clay with millimetre-scale laminae	Darker sediments between [227 to 258]; [332 to 399.8]; [407 to 414] cm MCD
3	483.8 to 554.5	Brown clayey to silty sediments	Faint laminae
4	554.5 to 625.5	Clear olive to grey clays with alternating dark and clear grey to yellow laminae sections	–
5	625.5 to 691.0	Clayey to silty brown to grey sediments with millimetre-scale laminae that are sometimes diffuse	–
6	691.0 to 823.4	Brown–greenish-grey clayey silty sediments with millimetre-scale laminae	Some layers are sandier and darker
7	823.4 to 1039.57	Brown to dark grey clay and silts	Marked by the presence of several millimetre to centimetre-scale sandy graded event layers and a major thick layer from 1022 to 1039.5 cm MCD with gravels and pebbles at its base

[Table IV-5: Description \(units\) of the sediment sequence AIG17I. MCD: master core depth.](#)

IV.2.4.4. Lake Aiguebelette sequences: chronology

Nine and nineteen ¹⁴C measurements on terrestrial plant macroremains constrain the chronology and age-depth relationship of AIG17I and AIG17III sediment sequences from Lake Aiguebelette’s shallow and deepest basins, respectively ([Figure IV-7](#)).

One sample from each sequence was rejected after calibration to avoid age inversions (AIG17I, [Table IV-1](#); AIG17III, [Table IV-2](#)). The rejection of these two samples allows the generation of an age-depth model with no major variation in the sedimentation rate. A possible explanation for the younger radiocarbon ages could be contamination during sampling.

These age models ([Figure IV-7](#)) show that both sequences cover the whole Holocene period without hiatus and at least part of the Late Glacial, with sedimentation rates ranging downcore between 0.05 and 0.1 cm/yr post-11 500 cal BP and ≥ 0.1 cm/yr since 2000 yr cal BP.

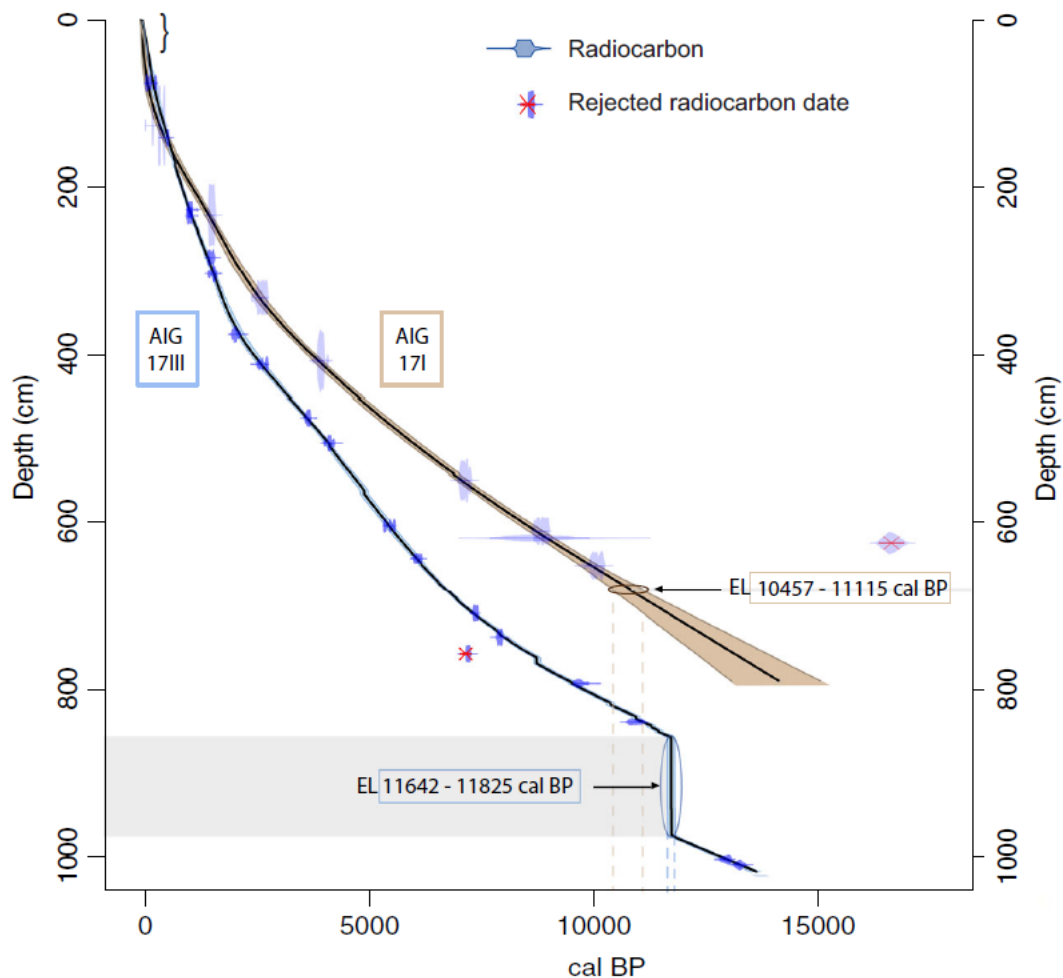


Figure IV-7: AIG17III (blue) and AIG17I (brown) age-depth models. The Younger Dryas – Early Holocene (YD–EH) large event layer in the deep basin sequence is circled, and its depositional time range is marked by blue dashed lines. The EL of compatible depositional time archived in the shallow basin is circled in brown, and its depositional time range is marked by brown dashed lines.

The large event layer in the deep basin sequence (AIG17III) has a depositional age that ranges between 11 642 and 11 825 cal BP with 95% confidence. In the same way, in the shallow basin sequence, a 2 cm thick event layer occurs at a time range estimated between 10 457 and 11 115 cal BP (through extrapolation of the age-depth model) with 95% confidence and at least older than 10 229 cal BP (maximum age of the last dated sample in the continuous sediment facies 27.2 cm above the event layer).

IV.2.4.5. Lake La Thuile sediment data and chronology

The Lake La Thuile sequence is composed of 11 sedimentary units (facies units) mainly composed of clayey to silty material. These facies are defined according to the sediment characteristics. The uppermost 620 cm of the THU10 sequence is fully described in [Bajard et al. \(2016\)](#). The present paper studies the lower part of this sequence, and focuses on an event layer. Four additional radiocarbon dates supplement the existing age-depth model of fifteen dates ([Table IV-3](#)) previously published in [Bajard et al. \(2016\)](#). In the THU10 sedimentary sequence, multiple repetitions of the same facies were observed ([Figure IV-8](#)). The descriptions of facies 1 to 11 are summarized in [Table IV-6](#).

Facies	Depth MCD (cm)	Description	Specific characteristics
1 and 2	0 to 450	Light clay and silt	Described in Bajard et al. (2016)
3 to 5	450 to 623	Dark sediments with higher OM content and present intervals of millimetric lamination	Described in Bajard et al. (2016)
6	[623 to 648]; [685 to 735]; [768 to 827]	Light grey clayey to silty deposits	Punctual presence of darker, normal graded sandy levels with shell debris
7	[648 to 660]; [735 to 747]; [882 to 890]	Dark grey clayey to silty deposits	Three darker centimetric levels for the uppermost depth interval
8	[660 to 684]; [747 to 769]; [827 to 840]; [890 to 898]	Clayey to silty olive grey deposits occur with shell debris	See the detailed description in the <i>Lake La Thuile sediment data and chronology</i> section
9	[898 to 1465]; [1490 to 1748]	Light olive grey silty clay with laminae between fine silty-clay and sandy deposits	Presence of fine to medium coarse sands (shell and organic matter rich) as well as limestone gravels and angular pebbles
10	1465 to 1490	Silty to clayey yellowish-brown deposits with fine to coarser dark sands	Presence of organic matter occurs. The coarser material is composed of micaschists
11	1748 to 1818	Top: coarse sand; base: gravels and angular pebbles (some rounder than others), within a light olive grey clayey to silty hardened matrix	Pebbles are mainly limestones from the catchment but also crystalline material with quartz, micas and amphiboles, demonstrating their glacial origin

[Table IV-6](#): Description (facies) of the sediment sequence THU10. MCD: master core depth. Notice that several facies are similar at different depths.

A particular repetition of the sediment interval is visible in the sequence: the interval between 623 cm and 723 cm MCD appears to be a repetition of the interval between 723 cm and 810 cm MCD. This is reinforced by the similar fluctuations in $\ln(\text{Ca}/\text{Ti})$ (XRF) and OM content and three sand layers in each part ([Figure IV-8](#)). The only difference between the two intervals is the disturbed base of sandy layers (from 685 to 723 cm) in the lower part of the upper interval. This repetitive upper interval (between 623 cm and 723 cm MCD) is later interpreted as an event layer (EL) (see Lake La Thuile event layer section below and [SM-IV-3.5](#). (Supplementary Material

section). Between 623 m and 650 cm MCD, a clay to silty deposit topped with three normally graded sandy layers containing shell fragments was also observed. Compared to upper and lower sedimentation, this deposit has high $\ln(\text{Ca}/\text{Ti})$ and low OM (LOI 550 ca 10%). From 650 to 660 cm, a darker clay to silty deposit with three distinct dark laminae was found. These deposits hold higher OM ($15 \leq \text{LOI } 550\% \leq 30$) and relatively low Ca levels (Figure IV-8).

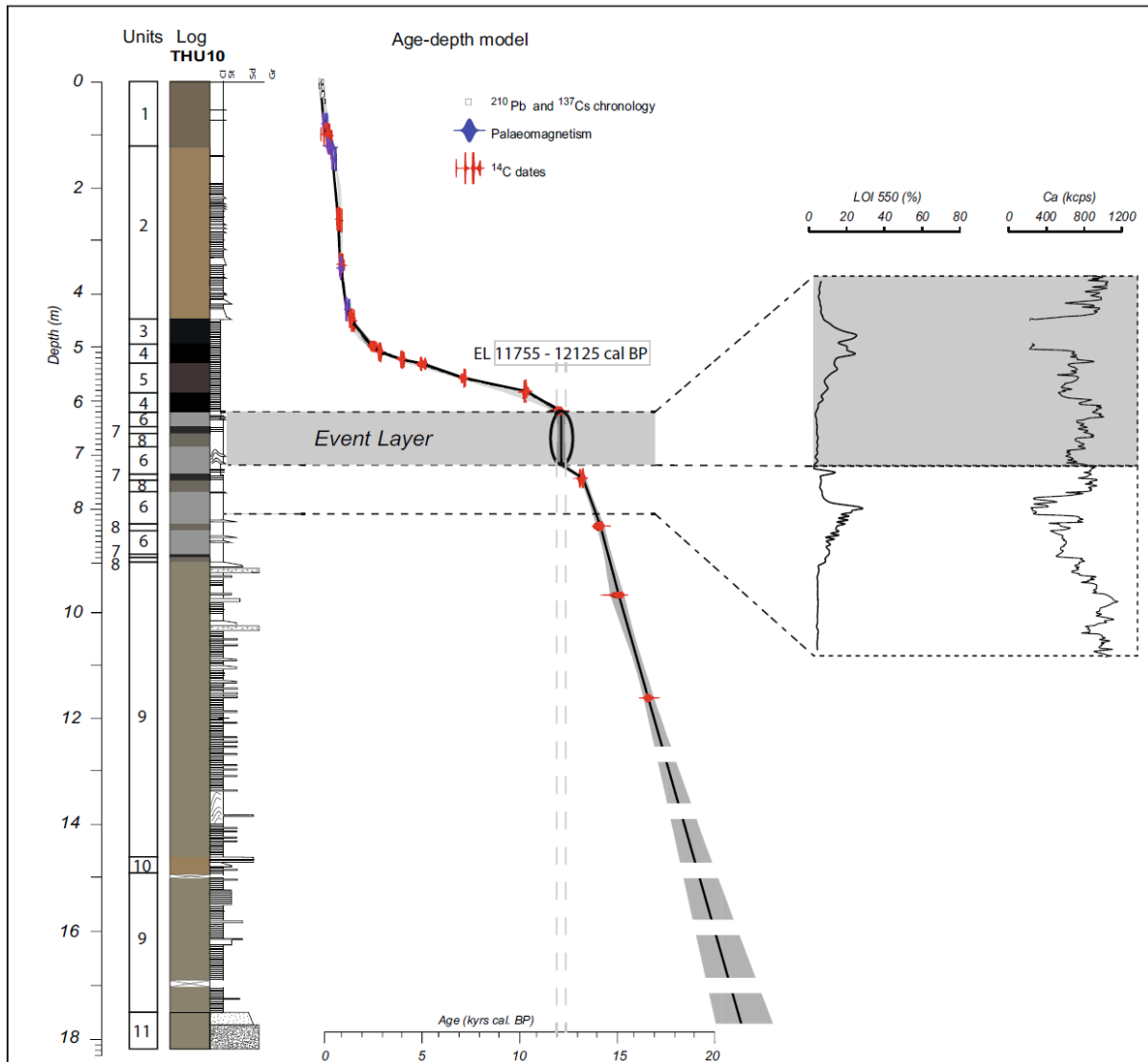


Figure IV-8: THU10 main sedimentological and geochemical results. From left to right: THU10 sediment log; age-depth model including $^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$ chronology (white rectangles); ^{14}C ages (red symbols) and paleomagnetic secular variation constraints (blue symbols); loss on ignition 550°C; Ca content. From depths of 623 to 723 cm, an instantaneous deposit is evident.

The depositional chronology of the THU10 core sequence is constrained by nineteen ^{14}C measurements on terrestrial plant macroremains, short-lived radionuclides and

palaeomagnetism. Short-lived radionuclide and radiocarbon ages of macroremains from the sedimentary sequence are available in [Bajard et al. \(2016\)](#) and reported in Table 3. Palaeomagnetic data are provided in [Crouzet et al. \(2019a\)](#).

The deepest macroremain was found at 1162 cm MCD, yielding a radiocarbon date ranging between 16 200 and 16 600 cal BP ([Table IV-3](#)). The base of the sedimentary sequence is located 650 cm below this level and shows crystalline material of glacial origin. The oldest laminated lacustrine sediments should have been deposited immediately after the glacial withdrawal estimated to be approximately 18 500 1500 BP, according to cosmogenic dating ([Wirsig et al., 2016](#); [Roattino et al., 2022](#)).

The event layer depositional time is constrained by a ¹⁴C date from a sample taken from a 1 mm thick continuous sediment layer immediately above the event layer (which is the best available option to date the EL). This sample has a depositional time range of 11 755 to 12 125 cal BP. Given that this sample was taken 1 mm from the top of the event layer and, given the radiocarbon range of uncertainties, the authors assumed that THU10's main event layer was deposited between 11 755 and 12 125 cal BP.

IV.2.5. Discussion

IV.2.5.1. Source and depositional processes related to the thickest event layer in Lake Aiguebelette

The thickest event layer evidenced in the AIG17III sedimentary sequence (115 cm thick) shows inverse grading (coarsening towards the top) within the first 10 cm ([Figure IV-6](#)). This could be interpreted as a consequence of an upward velocity gradient combined with a laminar regime ([Mulder & Alexander, 2001](#)). Above it, a classical fining-upward pattern is present, indicating a decrease in the sediment flow velocity during deposition ([Mutti et al., 2009](#); [Zavala & Arcuri, 2016](#)). Compared to the entire normal graded base, the homogenous part of the event layer (i.e. Hm facies) is characterized by little variation in the D90 and D50 parameters (Fig. 6). This suggests that Hm deposition was mainly controlled by sediment settling rather than by flow velocity ([Arnaud et al., 2012](#); [Wilhelm et al., 2016](#)). This type of event layer has been described as a 'turbidite + homogenite' (Tu + Hm) facies in marine environments ([Campos et al., 2013](#); [de Gelder et al., 2022](#)).

In the Hm facies, an increase in AMS foliation was observed. High magnetic anisotropy suggests that specific hydrodynamic conditions prevailed during sediment deposition, which allowed the physical alignment of elongated or flattened grains (Tanty et al., 2016). The homogenite facies is characterized by a flattening of the magnetic

susceptibility ellipsoid (i.e. high foliation parameter), which could be interpreted as related to a seiche (Campos et al., 2013; Petersen et al., 2014; Rapuc et al., 2018). Water mass oscillation in a lake may be induced by an earthquake (Campos et al., 2013) and/or a large proximal aerial or subaquatic landslide (Kremer et al., 2012; Hilbe & Anselmetti, 2014; Van Daele et al., 2015). These processes can produce seismic ground motions and trigger aquatic landslides (cf. discussion in the Origins of the mass-transport deposits section).

Based on correlations between the vertical thickness on the seismic profiles and AIG17III sequence units (Figure IV-4), the seismic stratigraphy was interpreted as follows. (i) A 'Lower Unit' (LU) corresponding to sediments deposited during the Late Glacial where undulations follow the bedrock structure. (ii) A 'Middle Unit' (MU) highlighting a transparent facies overlying a high-amplitude reflector and corresponding to the AIG17III event layer at the YD–EH transition. Such seismic signatures have been interpreted from other lakes as MTD facies (Chapron et al., 1996; Moernaut & De Batist, 2011; Bellwald, 2012; Kremer et al., 2017). (iii) An 'Upper Unit' (UU) characterized by high amplitude and continuous reflectors of Holocene layered sedimentation. Acoustic masking cross-cutting seismic units are interpreted as caused by interstitial gas.

The AIG17III coring location (Figure IV-5A) is located south of the channelized MTD observed in the bathymetry. The source area of this MTD was identified on the western flank of the lake by mapping landslide headscarps through GIS analysis of bathymetric data (Figure IV-5). The volume of remobilized sediment generated by the MTD is estimated at ca 375 300 m³ through the reconstruction of a prefailure slope profile on the bathymetric data by kriging (surface used for kriging shown in Figure IV-5B). The obvious question is whether the transparent seismic facies of the MTD and AIG17III YD–EH event layers represent common deposits from the same depositional event.

On the bathymetric map and the available seismic reflection profiles, it is not possible to follow the MTD from the frontal lobe, visible in the bathymetry, to the AIG17III coring location (Figure IV-5B) due to a lack of information in this zone (gas). However:

- A north–south seismic profile crosses the south-eastern levée deposits of the MTD. On this profile, ca 3 m thick continuous Holocene sediment layering that drapes the levée bulges was observed. As the thicknesses of the southern distal lobes (maximal height measured in the bathymetry between 58 cm and 152 cm, Figure IV-5D) are of the same order of magnitude as the thickness of the AIG17III sedimentary YD–EH event layer (115 cm) retrieved in the deep basin sediment sequence, the channelized MTD and the major event layer could correspond to the same event. In other seismic profiles (Figure IV-3), a transparent facies is positioned under the Holocene drape. This facies (Middle Unit) has been interpreted as an MTD.

- At the MCD (master core depth) immediately under the Holocene sediments in the AIG17III sediment sequence, a turbidite–homogenite (Tu + Hm) facies was observed. In the Hm facies, a higher Ca/Ti content suggests a Ca enrichment compared to the background sediment (located under and above the event layer) (Figure IV-10). The source of this sediment could be the shallow coastal carbonate area on the western flank of the lake.
- The channelized deposit is visible in the bathymetric maps (see Figure IV-5B). It is sourced from the western flank of the lake in a zone where coastal carbonates are not visible. However, coastal carbonates are present everywhere else on the western flank of the lake except where the channelized morphobathymetric feature is taking its source (Figure IV-2).
- Using geochemical data (Figure IV-9), it was observed that the slope of the relation between Ca and Ti is negative in the continuous background sediment above and below the event layer, whereas it is positive inside the YD–EH event layer, which suggests that the source of the event layer is different from the surrounding background sediments. This point also supports the possible origin of the event layer sediment from the western flank of the lake, which has more coastal carbonates (Figure IV-2). In this case, deposition of carbonates during Late Glacial or Early Holocene periods should have occurred in Lake Aiguebelette, such as in Lake Le Bourget or in several other French lakes (Magny et al., 2006).

Then, the assumption that the channelized MTD and YD–EH event layers reflect the same object seems reasonable. The MTD (Figure IV-5) should have been strong enough to transport sediments downslope towards the deep basin. The transportation over the entire basin could have been induced by a change from plastic to fluidal behaviour of the flow, while slope angles decreased from the flanks to the bottom of the lake (Shanmugam, 2002).

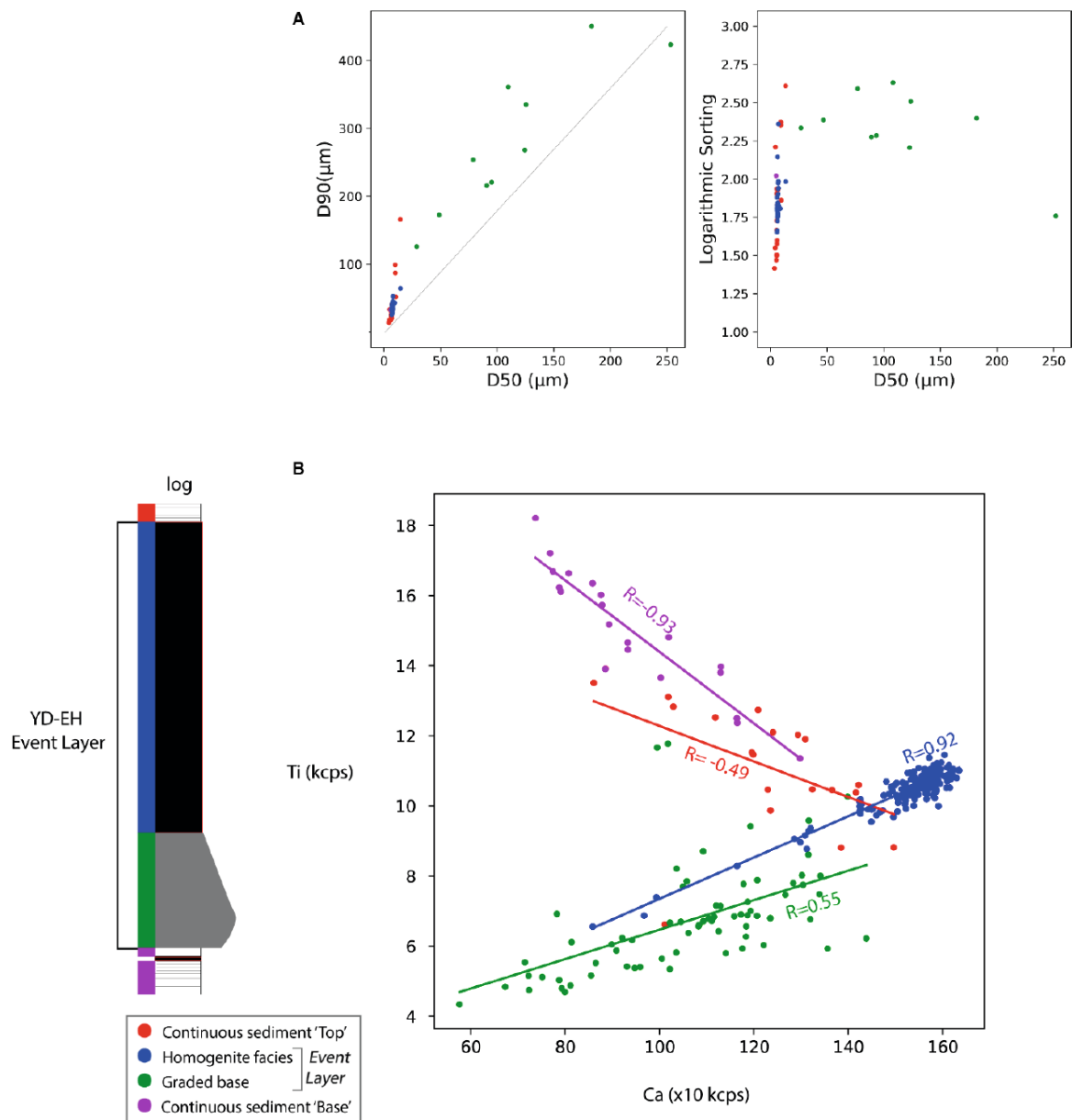


Figure IV-9: (A) Passega-type diagram (D90 versus D50 and logarithmic sorting versus D50). Green dots: grain-size data of the upward-graded base; blue dots: grain-size data of the homogenite constituting the Younger Dryas – Early Holocene (YD–EH) event layer [which is interbedded in background sediments (magenta dots: grain-size data of the background sediments below the event layer; orange dots: grain-size data of the background sediments above the event layer)]. (B) Ti versus Ca diagram. Elemental X-ray fluorescence (XRF) data from the background sediments below the YD–EH event layer (purple dots); background sediments above the YD–EH event layer (orange dots); the graded base of the YD–EH event layer (green dots) and the homogenite facies (blue dots). R: correlation coefficient for each facies.

IV.2.5.2. Similarly aged event layers during the Late Glacial to Holocene transition

IV.2.5.2.1. Lake Aiguebelette YD–EH event layers in the two southern basins

AIG age-depth models for the AIG17III sequence provide a time range between 11 642 and 11 825 cal BP for the thick event layer deposit. In the AIG17I sequence (shallow subbasin), the event layer is dated from 10 457 to 11 115 cal BP (Figure IV-7). The chronology for the event layer in AIG17I, however, is less well-constrained because of the absence of any radiocarbon dates below the event layer (due to the absence of vegetal terrestrial macroremains). Age-depth models suggest that both event layers are located at or close to the transition between the Late Glacial deposits and the Holocene continuous background, known as the Younger Dryas to Holocene transition dated at 11 700 cal BP (Hoek, 2008). Despite the uncertainties in the ^{14}C ages and differences in the age-depth modelling between the cores, it is possible that the two similarly aged event layers were generated by the same triggering event. Because the cores were collected in two separated subbasins with different bathymetry, sedimentation rates and processes, there is no possible correlation. In the case of a unique triggering event, the sedimentation dynamics at the lake scale could have been impacted and could have generated a seiche as attested to by magnetic properties of the sediment in the deep subbasin.

IV.2.5.2.2. Lake La Thuile event layer

In the sediment sequence of Lake La Thuile, visual, sedimentological and geochemical analyses show the superposition of identical sediment sequences separated by a disturbed horizon (Figure IV-8). The upper one together with its disturbed base is interpreted as an event deposit. In this deposit, the top three sandy layers are thicker than the ones in situ (below the disturbed base). This result suggests that the translated sediment package was closer to the source of the sandy particles, i.e. closer to the lake shore.

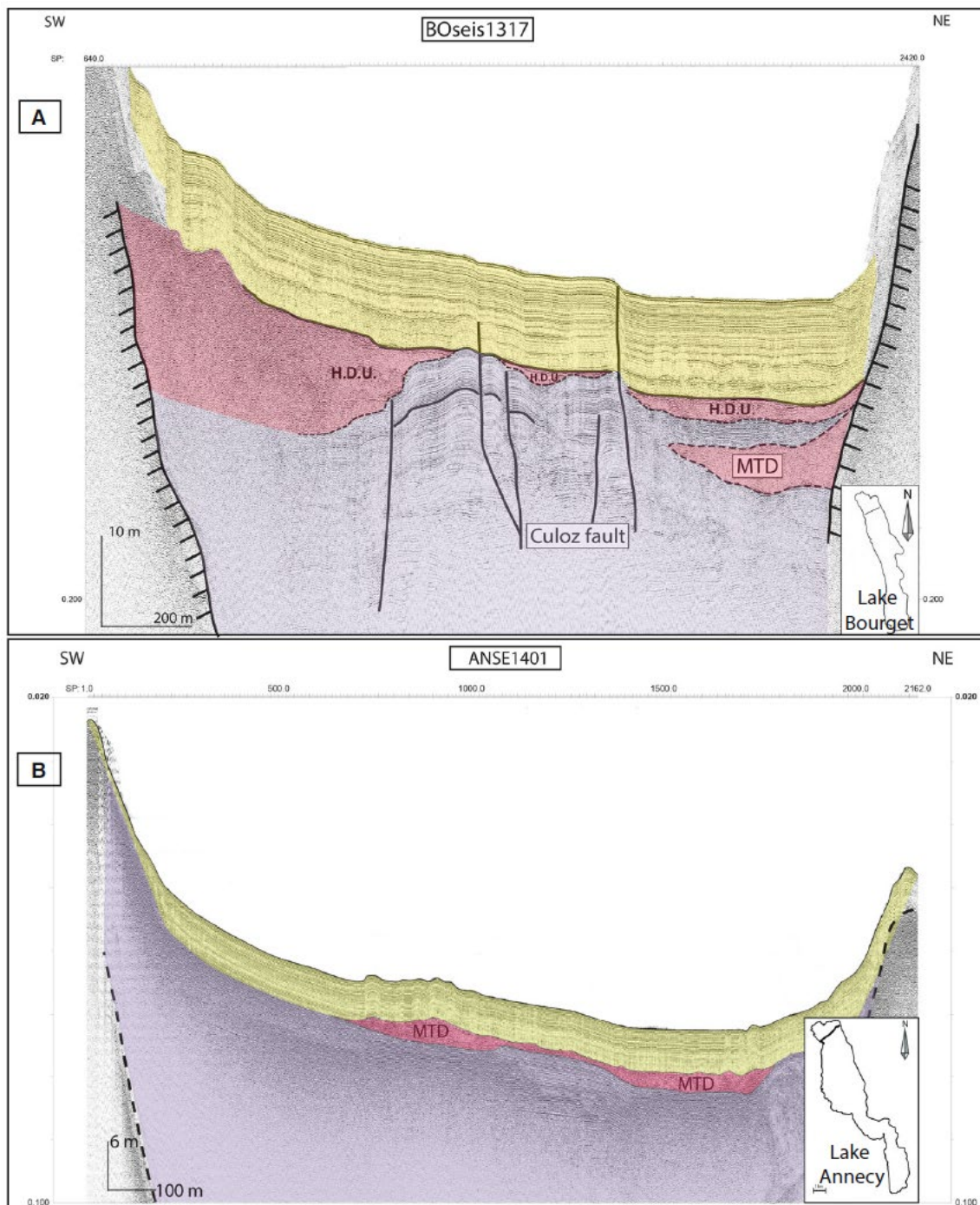
The setting of the THU event layer can be explained as follows: (i) the initiation of a sliding surface located at the basal part of the event layer, where the failure surface forms in the vicinity of an interface between sandy layers and clayey facies, may have favoured the slip process and rotational slide (Locat et al., 2014; Gatter et al., 2021); and (ii) the displacement of the sediments from a shallower slope towards the deeper basin during translational sliding (mass movement that produces the translational sediment package), favouring the preservation of the upper part of the displaced sediments (SM-IV-3.4.). Although Lake La Thuile is shallow (current maximum depth:

8 m, certainly 6 m deeper 12 000 years ago; [Bajard et al., 2016](#)) and the bottom is quite flat, other examples of mass movement are known in shallow lakes with moderate slopes, such as Lake Savine and Lake Negre ([Sabatier et al., 2017](#); [Lefebvre et al., 2021](#)). Such mechanisms have also been evidenced in submarine environments by [Mulder & Cochonat \(1996\)](#) and [Talling et al. \(2012\)](#). Lacustrine studies on Lake Lucerne also document such a mechanism ([Schnellmann et al., 2005](#); [Sammartini et al., 2021](#)).

Age-depth modeling constrains THU10 event layer deposition between 11 755 and 12 125 cal BP with a probability of 95% ([Figure IV-7](#)). This time range corresponds approximately to the Younger Dryas – Early Holocene transition, similarly aged in comparison with the event layers found in Lake Aiguebelette.

Similarly-aged events at a regional scale Several major MTDs have been observed in other Alpine lakes in the YD–EH transition time range. Among them, Lake Annecy and Lake Bourget (at distances to Lake Aiguebelette of ca 60 km and ca 15 km, respectively) were studied using seismic reflection surveys ([Beck et al., 1996, 2001](#); [Van Rensbergen et al., 1998](#); [Nomade, 2005](#); [Beck, 2009](#); [Arnaud et al., 2012](#); [Talling et al., 2012](#)).

In Lake Annecy, MTDs are mostly located in the northern part of the lake, where the active Vuache fault is evidenced ([Beck et al., 1996](#); [Nomade, 2005](#); [Beck, 2009](#); [Talling et al., 2012](#)). They are located stratigraphically between Late-Glacial sediments and Holocene layering ([Figure IV-10B](#)), which chronologically equates to the YD–EH transition ([Beck et al., 1996, 2001](#)). In Lake Bourget, seismic profiles (BOseis1317, among others, [Figure IV-10A](#)) acquired in the deepest basin suggest the presence of a major MTD (identified as the chaotic-transparent HDU – Hautecombe Disturbed Unit) ([Chapron et al., 1996](#); [Van Rensbergen et al., 1998](#); [Talling et al., 2012](#)). In [Arnaud et al. \(2012\)](#), the maximum interpreted age of the HDU is 9900 cal BP. The stratigraphic position of the HDU (i.e. between Late-Glacial and Holocene sediments – precisely at the basal part of the Holocene drape) suggests that it occurred around the YD–EH transition, i.e. ca 11 700 cal BP ([Chapron et al., 1996, 2016](#)).



[Figure IV-10](#): Seismic profiles illustrating mass-transport deposits in two Alpine lakes, modified from de [La Taille et al. \(2015\)](#). (A) BOseis1317 seismic profile from the northern part of Lake Bourget. (B) ANSE-1401 south-west– north-east seismic profile from the northern part of Lake Annecy. In both profiles, the Lower Unit (purple) represents Late-Glacial sediments, whereas the Upper Unit (yellow) represents Holocene sediment draping. Between the units, the transparent-chaotic lenses (highlighted in red) correspond to mass-transport deposits (MTDs).

IV.2.5.3. Origins of the mass-transport deposits

According to the previous paragraph, major MTDs are observed at the regional scale around the YD–EH transition. While a seismic origin has clearly been established for several Swiss lakes (Strasser et al., 2013; Kremer et al., 2020), this remains unsolved for lakes in the north-western French Alps. This study, however, found for Lake Aiguebelette that the major observed event layer is most likely associated with the occurrence of a seiche and MTD. Hence, two hypotheses will hereafter be discussed to explain the occurrence of similarly aged MTDs at the YD–EH transition in the studied lakes as well as a seiche effect in Lake Aiguebelette:

- Climate change at the YD–EH transition favoured the occurrence of major catastrophic gravitational movements in the lakes' vicinity and/or the triggering of major MTDs within lakes;
- Regional stress modifications induced by local mass transfers (glacier melt and subsequent erosion) or broader scale glacio-isostatic uplift, favoured the release of seismic energy.

IV.2.5.3.1. Gravitational movements

Less than 1 km from the north-eastern shore of Lake Aiguebelette, a major rockslide locally known as the 'Nances collapse', affects the Jurassic limestone series of the western subvertical flank of the Montagne de L'Épine anticline (Fig. 2). Its head scarp reaches 800 m, its total height reaches 430 m, and it is 1.5 km wide. At the foot of the slope, the deposit thickness exceeds 35 m. Assuming that it occurred at the YD–EH transition, could this event have triggered a major MTD in the lake as well as a seiche and hence be the source of the thickest event layer archived in the deep basin? Can such events also have occurred in the neighbourhood of other regional lakes highlighting major MTDs at the YD–EH transition?

The rationale behind these questions is that both slope debuttressing (Pellegrini et al., 2006; Cossart et al., 2008; Geertsema & Foord, 2014; Chiarle et al., 2021) and permafrost melting (Noetzli et al., 2003; Bodin et al., 2015; Deline et al., 2021) are known to be significant factors in triggering slope failures. Several major rockfall events have, for instance, been associated with such effects (Gruber et al., 2004; Hug- gel, 2009; Pirulli, 2009). Additionally, within the lakes, underconsolidation and excess pore pressure due to excessive sediment load in a short period of time (Prior et al., 1982) may increase the lake's sensitivity to the triggering of MTDs. Hence, seismic waves generated by rock-slides would be capable of triggering MTDs in lakes, especially if the

lake sediments are more prone to destabilization. Finally, gravitational movements reaching the lakes can also produce major MTDs, as was shown in the nearby Lake Geneva. In this lake, the 563 AD turbidite resulted in a delta collapse triggered by the major Tauredunum rockfall (Kremer et al., 2015).

Even though rockfalls are able to generate seismic waves (Lin et al., 2015; Manconi et al., 2016), these waves are known to attenuate greatly with distance (Deparis et al., 2008). Additionally, according to De Blasio et al. (2018), the maximum equivalent magnitude of the energetic Cengalo rockfall (106 m³) is approximately 3. Hence, their effect must only be very local and not affect other lakes at significant distances. For instance, the 1248 CE major Mount Granier collapse (5.10⁹ m³ of rock displaced, around 13 km and 12 km away from Lake Aiguebelette and from Lake La Thuile, respectively) (Pachoud, 1991; Nicoud et al., 1999; De Blasio et al., 2018) did not induce any significant (>10 cm thick) MTD in the studied lakes.

Furthermore, the close environment of other lakes from the study area (La Thuile, Bourget and Annecy) does not present any evidence of major catastrophic rockfalls capable of inducing significant and widespread MTDs. As a consequence of the above observations, the hypothesis of an enhanced occurrence of near-field major rockfalls as a source process to the event layer evidenced in the different sediment sequences presented here is very unlikely.

IV.2.5.3.2. Seismic activity

Covering long timescales and wide areas, glacioisostatic adjustment (GIA) following deglaciation leads to surface uplift with subsequent crustal stress changes and potentially increased seismotectonic activity. However, it is unclear whether such a mechanism is needed to explain the contemporary earthquake activity in former glaciated shields (Stewart et al., 2000) or if it plays a minor role (Bungum et al., 2010). At more regional scales, however, it is well-established that the release of seismic energy may be temporarily enhanced (during a few kyr) along faults by local transient stress changes related to ice melting (e.g. Turpeinen et al., 2008). Indeed, palaeoseismic evidence of post-glacial fault activity has been evidenced in several former glaciated shields, particularly in Fennoscandia, where 100 km long faults generated up to 7 m of coseismic displacement during Mw ≥ 7.5 earthquakes (Mörner, 2004, and references therein).

In lacustrine palaeoseismology, however, there is not direct access to the seismogenic source responsible for the occurrence of MTDs, and it is difficult to decipher whether a specific seismically triggered MTD could have been triggered by a stronger and more

distant earthquake or by a weaker and closer one. Concerning the studied region, similarly aged events may be:

1) Indicative of the occurrence of a major regional seismic event (Scenario 1) Such a hypothesis has, for instance, been tested by [Strasser et al. \(2006\)](#), who determined the necessary source parameters of an earthquake to produce multiple MTDs in lakes Zurich and Lucerne in Switzerland (300 km east of our study area). Based on the assumption that a macroseismic intensity of VII is required to trigger basin-wide landslides in Swiss lakes, they were able to identify three earthquakes of $M > 6.5-7.0$, dated at 2.2, 11.6 and 13.7 kyr cal BP.

2) Indicative of the occurrence of lower- magnitude earthquakes in the close vicinity of each of the lakes containing the similarly aged event layers/MTD (Scenario 2). To the authors' knowledge, such a hypothesis has thus far never been tested.

In the NW Alps and particularly in the study area, there is neither historical nor palaeoseismological evidence of the occurrence of an $M > 6.5$ earthquake. Regional studies conducted along regional active faults highlight relatively short and highly segmented fault systems ([Jomard et al., 2017](#)), which tend to restrain the occurrence of higher-magnitude earthquakes (considering that fault length and magnitude are proportional parameters, e.g. Wells & Copper-smith, 1994). In addition, evidence of palaeoearthquakes affecting the ground surface is lacking or is at least tenuous, such as that observed along the Vuache fault ([Baize et al., 2013](#); [Bellier et al., 2021](#)). Therefore, the authors consider Scenario 1 as being the most unlikely, even though one cannot discard the occurrence of a major event along a blind structure at depth (i.e. without identifiable surface rupture), as proposed by [Strasser et al. \(2006\)](#).

In Scenario 2, weaker earthquakes would have to occur closer to the lakes where the event layers were generated. In this case, the 1822 CE $M = 5.5 \pm 0.3$ earthquake ([Manchuel et al., 2018](#)) could be considered as a reference event for discussion. This event occurred near the northern edge of Lake Bourget, triggering a significant event layer within the lake ([Chapron et al., 1999](#); [Beck, 2009](#)) and possibly a seiche, as reported by archbishop [Billiet \(1851\)](#).

However, no major deposit could be associated with this event in Lake Aiguebelette, located 25 km south. Then, if it is considered that a $5 < M < 6$ earthquake occurring within a 25 km radius around each lake is required to produce significant MTDs, one could approximate the return period of such events based on published contemporaneous earthquake rates ([Table IV-7](#)). These have for instance been established by [Drouet et al. \(2020\)](#) for seismic hazard calculations. Gutenberg-Richter parameters established from seismicity catalogues for the region encompassing the studied lakes allow the estimation of the actual recurrence rate of a $M_w \geq 5.5$ at 0.58

events/year and of a $M_w \geq 6$ at 0.36 events/year and per million km^2 . This allows the estimation of the return period of an earthquake of $M \geq 5$ and an earthquake of $M \geq 6$ roughly between 400 and 1300 years within a 25 km radius of each lake (which should probably be an upper limit considering the 1822 earthquake case) and between 1500 and 9000 years for a 10 km radius (Table 7). This means that the probability of producing similarly aged significant MTDs in regional lakes is low. As a consequence, if this second hypothesis is valid, it implies that earthquake rates at the YD–EH transition might have been higher than those calculated from current earthquake catalogues.

	M5	M \geq 5.5	M \geq 6
Regional earthquakes recurrence rate (established for 1.10^6 km^2) Drouet <i>et al.</i> (2020)	0.82 event/year	0.58 event/year	0.38 event/year
Rate near AIG for an area of			
$\approx 355 \text{ km}^2$	<i>0.0002911 event/year</i> <i>(3435 years)</i>	<i>0.000206 event/year</i> <i>(4857 years)</i>	<i>0.000349 event/year</i> <i>(7413 years)</i>
$\approx 2300 \text{ km}^2$	0.001866 event/year (536 years)	0.0013 event/year (769 years)	0.00087 event/year (1149 years)
Rate near THU for an area of			
$\approx 273 \text{ km}^2$	<i>0.0002386 event/year</i> <i>(4467 years)</i>	<i>0.00015834 event/year</i> <i>(6316 years)</i>	<i>0.0001037 event/year</i> <i>(9639 years)</i>
$\approx 2000 \text{ km}^2$	0.00164 event/year (700 years)	0.00113 event/year (885 years)	0.0007565 event/year (1321 years)
Rate near BOU for an area of			
$\approx 683 \text{ km}^2$	<i>0.00056 event/year</i> <i>(1786 years)</i>	<i>0.000396 event/year</i> <i>(2524 years)</i>	<i>0.0002595 (3853 years)</i>
$\approx 3000 \text{ km}^2$	0.00246 event/year (406 years)	0.00169 event/year (590 years)	0.00113478 event/year (881 years)
Rate near ANN for an area of			
$\approx 543 \text{ km}^2$	<i>0.0004453 event/year</i> <i>(2246 years)</i>	<i>0.00031494 event/year</i> <i>(3175 years)</i>	<i>0.00020634 event/year</i> <i>(4846 years)</i>
$\approx 2700 \text{ km}^2$	0.002214 event/year (452 years)	0.001526 event/year (655 years)	0.00102130 event/year (979 years)

Table IV-7: Estimation of the return period for a seismic event of M (magnitude) = 5; $M \geq 5.5$ and $M \geq 6$. In each case, the estimation is made as the seismic event was to happen within two areas centred on each lake location; in italics: within a circle of 10 km radius and in bold: within a circle of 25 km radius.

IV.2.5.3. Perspectives at a broader scale

From the regional analysis herein, the authors propose that the occurrence of more frequent moderate earthquakes at the YD–EH transition could lead to similar effects in lakes in comparison with few regional major earthquakes.

From a sedimentological perspective, a first step would be to test this hypothesis at a broader Alpine scale, where numerous data are available in the literature. For instance, in lakes located in central Switzerland, several MTDs were deposited around the same period of time. Seismic data from Lake Zurich (Strasser, 2008; Kremer et al., 2020), Lake Lucerne (Schnellmann, 2004; Becker et al., 2005) and Lake Seelisberg (Monecke et al., 2006; Strasser et al., 2013) suggest similarly aged MTD events at ca 11 600 and ca 11 530 cal BP. At a broader scale in the Alps, several MTDs have been found in Lake Achensee (Austria), with ages ranging between 11 000 and 18 000 cal BP (Oswald et al., 2022).

Beyond the Alps, other studies based on seismic data analysis suggest an archive of MTDs in lake sediments at the YD–EH transition. For example, in the infill of the glacial lake Windemere (UK), seventeen MTDs (with a volume ranging between 2100 m³ and >100 000 m³) have been identified (Lowag et al., 2012). Among them, fifteen were deposited at the transition between the Younger Dryas and the Holocene stages, whereas only two were deposited during the Holocene (Lowag et al., 2012). While Vardy et al. (2010) postulated that the emplacement of these MTDs at the YD–EH transition may have solely been caused by slope overloading due to an increase in terrestrial sediment run-off, Lowag et al. (2012) observed the presence of fluid escape in the lake sediments, potentially linked to a period of increased seismic activity, prior to the Holocene stage.

Hence, to test our hypothesis a comparison with data coming from other former glaciated areas must be done (in particular with regions located closer to the poles, where the timing of the deglaciation is different from the Alps). Such a comparison may also help in deciphering processes involved in triggering seismicity.

In Fennoscandia and in the Laurentide, increased seismicity subsequent to ice melt following the Last Glaciation has been evidenced (Hasegawa & Basham, 1989; Nikolaeva et al., 2016), as well as palaeoseismic events occurring at the last stage of the glacial age (Ojala et al., 2019; Brooks, 2020). For instance, a major palaeoseismic event occurred in Lake Vattern (Sweden), at the YD–EH transition (Jakobsson et al., 2014). Lake sediments recorded 13 m of coseismic displacement, consecutive to an earthquake of moment magnitude estimated at 7.5, being one of the largest known intraplate seismic events in Scandinavia.

Intensified ground shaking and rapid emplacement of mass movement deposits at the end of the Younger Dryas might have been facilitated by rapid climatic changes in several places around the globe (Lowag et al., 2012; Forsberg et al., 2016; Brooks, 2018; Sammartini et al., 2019). At a large scale, climatic processes leading to warmer and wetter conditions can make subaqueous slopes unstable and preconditioned for failure. This might be reinforced by rapid deposition of unconsolidated sediment due to large sediment discharges during ice retreat (Forwick & Vorren, 2002; Nygard et al.,

2007; Clark et al., 2010; Delaney & Adhikari, 2020). At the YD–EH transition, driving mechanisms leading to the deposition of MTDs in lake sediments and increased seismic activity seem to be related to rapid deposition of unconsolidated sediment and regional changes in tectonic constraints subsequent to long-term isostatic uplift and transient perturbations related to mass transfer.

IV.2.6. Conclusion

The multiproxy approach applied to the sediment sequence retrieved from Lake Aiguebelette's deepest basin allowed this study to highlight the presence of a 115 cm thick event layer, which is constituted by a turbidite–homogenite facies succession. It is highly likely that this event layer originates from a channelized mass-transport deposit (MTD), visible from the bathymetric and seismic data. Age models based on radiocarbon dates constrain the depositional age of the event layer to sometime between 11 642 and 11 825 cal BP, which coincides with the Younger Dryas – Early Holocene (YD–EH) abrupt climatic transition. A similarly aged event layer may have been deposited in the shallow basin of Lake Aiguebelette between 10 457 and 11 115 cal BP. This time window (given the radiocarbon dates and age-depth model uncertainties) highlights the possibility of a single, common triggering source phenomenon for both events (at the scale of Lake Aiguebelette). Among several possible explanations, a seismic origin is favoured, supported by sedimentological analysis and in particular by a high foliation of the anisotropy of magnetic susceptibility in the event layer interpreted as the consequence of a seiche in the lake.

At a regional scale a new MTD at the YD–EH transition in lake La Thuile, was also observed (depositional time range: 11 652–12 426 cal BP). In Lake Annecy and Lake Bourget, available published datasets show transparent seismic facies indicative of major and multiple MTDs underneath the Holocene sediment infill. Hence, the extent and occurrence of major MTDs in the study area at the YD–EH transition suggest a strong influence of this abrupt climate transition.

From seismotectonic data available in the region, the authors propose that the evidenced event layers may be related to moderate nearby seismic events rather than from the occurrence of large regional events. This hypothesis however implies that seismicity rates were higher than those observed in history. In light of this, warming climate during the Late Glacial, subsequent deglaciation, mass transfer and stress rearrangement may have been possible triggers of transient and increased seismicity rates.

IV.2.7. Acknowledgements

This work was conducted as part of a PhD project funded by a joint grant from the University Savoie Mont Blanc and Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire. The acquisition of bathymetric data would not have been possible without Conservatoire des Espaces Naturels de Savoie, CCLA and Réserve Naturelle Régionale du Lac d'Aiguebelette. ^{14}C analyses were acquired thanks to the CNRS-INSU ARTEMIS national radiocarbon AMS measurement programme at Laboratoire de Mesure ^{14}C (LMC14) of the CEA Institute at Saclay (French Atomic Energy Commission). We are grateful to iXBlue for their help in acquiring seismic reflection data and providing access to DELPH interpretation software. We thank the EDYTEM sedimentology lab team for providing constant support and help in retrieving the sediment cores. We are grateful to Julien Didier from the University Franche Comté, who acquired the P-wave velocity measurements in Lake Aiguebelette sediment cores. We give special thanks to Thibault Roattino for his help in the use of GIS kriging methods. We also want to give a special thanks to Céline Beauval for our helpful discussions and models regarding regional seismicity rates. We acknowledge the Chief Editor Piret Plink-Björklund, Associate Editor Nathan Sheldon, Marc de Batist, and anonymous reviewers for their very helpful comments on earlier versions of the manuscript.

IV.2.8. Supplementary Materials

In this section, additional datasets and figures are available to provide further information to the reader in the following order:

[SM-IV-1](#): Interpretation of calcium and titanium geochemical proxies; [SM-IV-2](#): Estimation of the regional earthquake recurrence rate; [SM-IV-3](#): Additional figures.

SM-IV-1. Interpretation of calcium and titanium geochemical proxies

We first begin this supplementary material section with details regarding the geochemical correlations between elements Ti and Ca. The following text provides more insight to the Source and depositional processes related to the thickest event layer in Lake Aiguebelette section of the Discussion.

To better understand how the YD-EH event layer has been emplaced, it is important to better constrain the origin of its material. In Lake Aiguebelette's catchment, glacial till, colluvial, and sandy Miocene molasse deposits and associated soils are the main Ti-rich sources ([Figure IV-2](#)). The correlation coefficient between Ca and Ti (XRF data) is negative in the continuous background sediment above and below the event layer, whereas it is positive in the YD-EH event layer ([Figure IV-10B](#)). This effect results from the grain size or sediment source being different in each facies. For the background sediments, the negative relation could also be explained by a dilution process: when we observe a higher terrigenous fraction in the deep basin (higher Ti content), the amount of in-lake carbonate decreases (lower Ca content) at the time of deposition and inversely.

The primary external source of calcium in the lake is through the erosion of the limestones in the catchment. The internal source can be biogenic and/or authigenic carbonate and fluctuates depending on climate trends and the time of the year, as seasonal warming results in lower CaCO₃ solubility ([Webster et al., 1996](#)). Ti content is a proxy of terrigenous input, supported by most silicates, such as clay minerals and Ti oxides ([Arnaud et al., 2012](#); [Rapuc et al., 2018](#)). We observe higher Ti contents in silicate-rich deposits in both continuous sedimentation and Hm ([Figure IV-10B](#)). We can attribute these high-Ti levels to processes such as 1) terrigenous sediment supply to the lake and 2) the remobilization of fine terrigenous material from lacustrine slopes in the delta area (NW) as well as suspension settling from meltwater plumes.

In the case of the Lake Aiguebelette YD-EH event layer, sediment has most likely been displaced from shallow Ca-rich underwater slopes toward the deepest basin ([Figure IV-2](#)). The sand-rich graded base of the event layer could correspond to the reworking of coarse Ca-rich alluvial deposits. These deposits probably resulted from the erosion of the Miocene sandy molasse flanking the lake ([Figure IV-2](#)). The generally lower Ti

content in the graded base supports the depositional processes (i.e., turbidite) with a higher concentration of Ca-rich sandy material than fine terrigenous/clay material in the coarser fraction of the turbidity current. The positive correlation between Ti and Ca in both Hm and graded facies may be related to higher levels of terrigenous material in the event layer (fine silicate and carbonate from the coastal deposit such as coastal carbonate).

SM-IV-2. Estimation of the regional earthquake recurrence rate

In this section, we explain the rationale behind the estimations of the seismic recurrence rate in the study area (see [Table IV-7](#)).

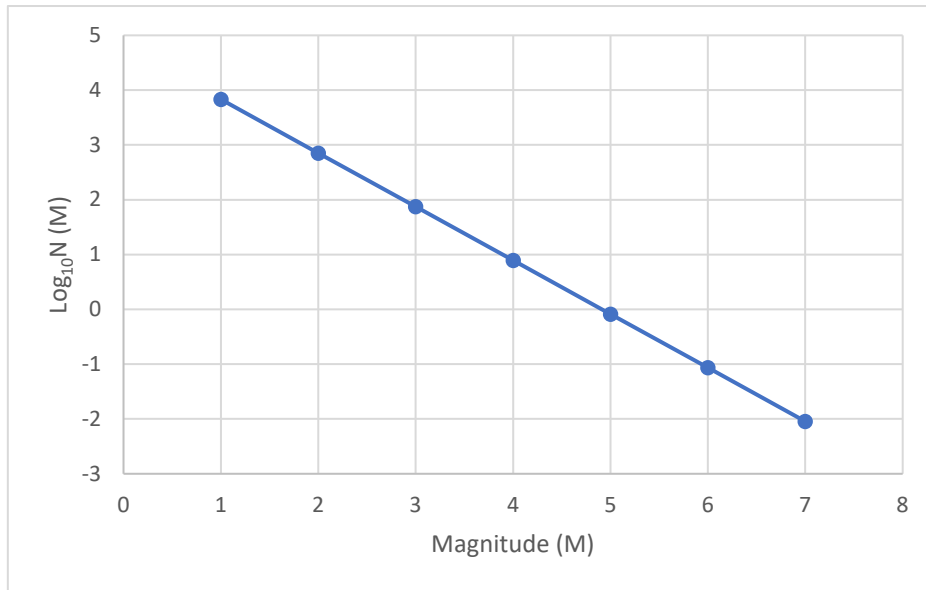
The largest historical seismic event occurred ~25 km from Lake Aiguebelette (1822 CE $M = 5.5 \pm 0.3$ earthquake) ([Chapron et al., 1999](#); [Beck 2009](#); [Manchuel et al., 2018](#)). The idea is to estimate the recurrence rate of seismic events of $M5$, $M \geq 5.5$ and $M \geq 6$ in the area defined by the same distance (25 km) from the borders of each lake (Lake Aiguebelette, Thuile, Bourget and Annecy). The comparisons between the recurrence rates in each case allow us to test the second scenario (of lower-magnitude earthquakes in the close vicinity of each of the lakes containing the similarly aged event layers/MTD), given in the Seismic activity section.

In [Table IV-6](#), we also give the recurrence rates for a smaller area (10 km from the border of each lake) to compare the values of recurrence of seismic events within a closer range from the lakes.

The rates are calculated based on the data from [Drouet et al. \(2018\)](#). We used the empirical Gutenberg-Richter equation: $\log_{10}(N) = a - bM$. where N is the number of events used; M is the minimum magnitude used to model the Gutenberg-Richter recurrence; and a and b are the Gutenberg-Richter recurrence values (available in [Drouet et al. \(2018\)](#)).

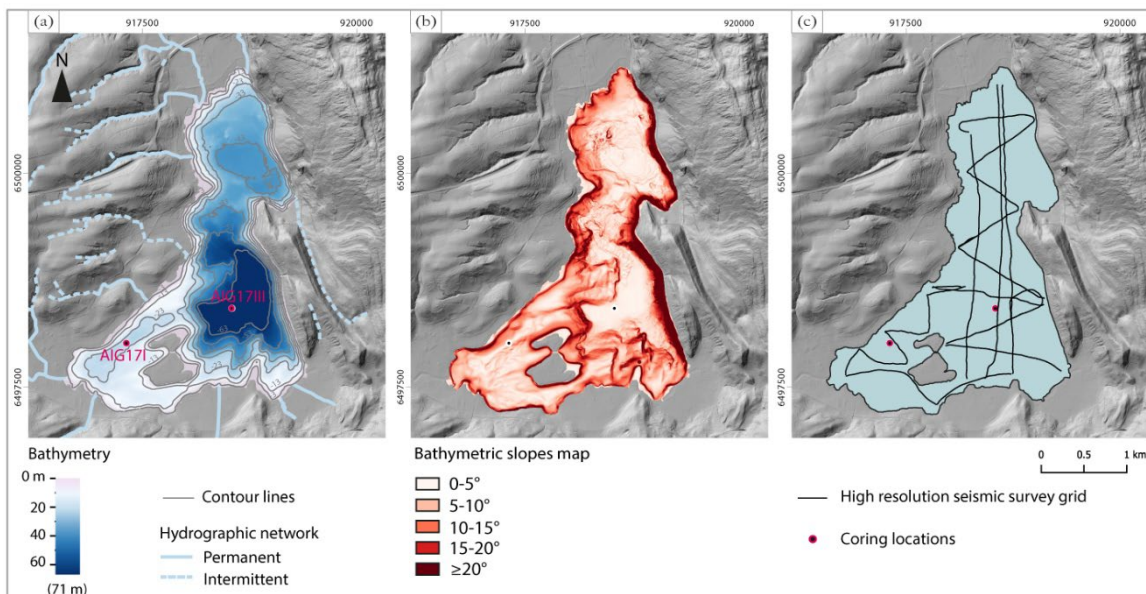
In [Drouet et al. \(2018\)](#), these values were calculated based on the seismotectonic zone (IRSN zone 4006), in which the four lakes of interest (Aiguebelette, Thuile, Bourget and Annecy) are located. The recurrence rate is established for an area of 10^6 km^2 . [Drouet et al. \(2018\)](#) established the recurrence rate using an area of 10^6 km^2 .

We use the following values (available in [Drouet et al., \(2018\)](#), supplementary material section and calculated for the seismotectonic IRSN area 4006): $a = 4.8114$ and $b = 0.9794$ and obtain the following chart:



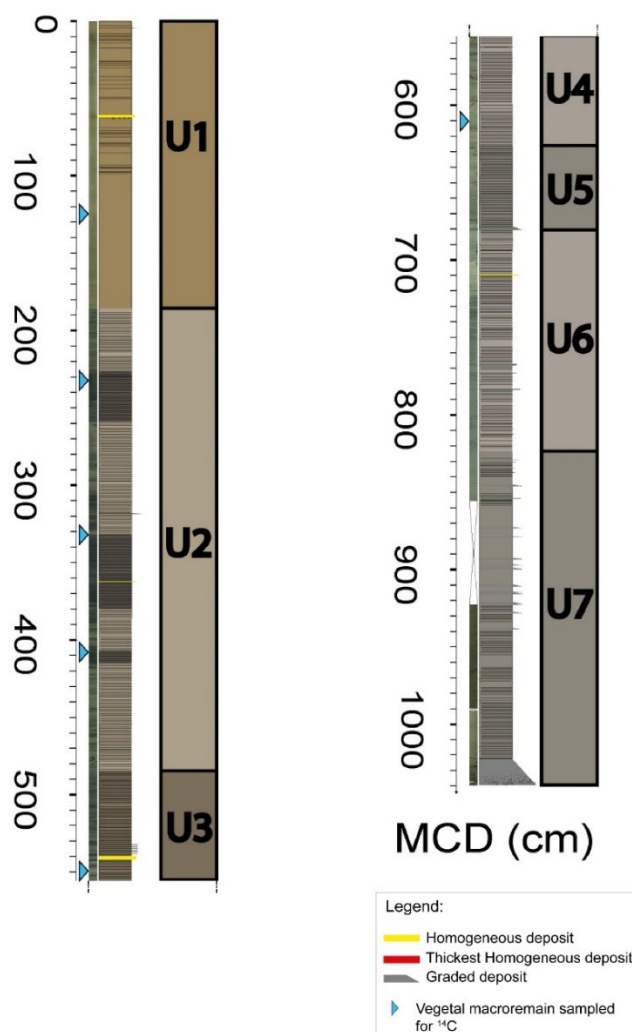
All estimations of the recurrence rates are derived from this calculation and normalized by the area given in the first column of [Table IV-6](#).

SM-IV-3. Additional figures

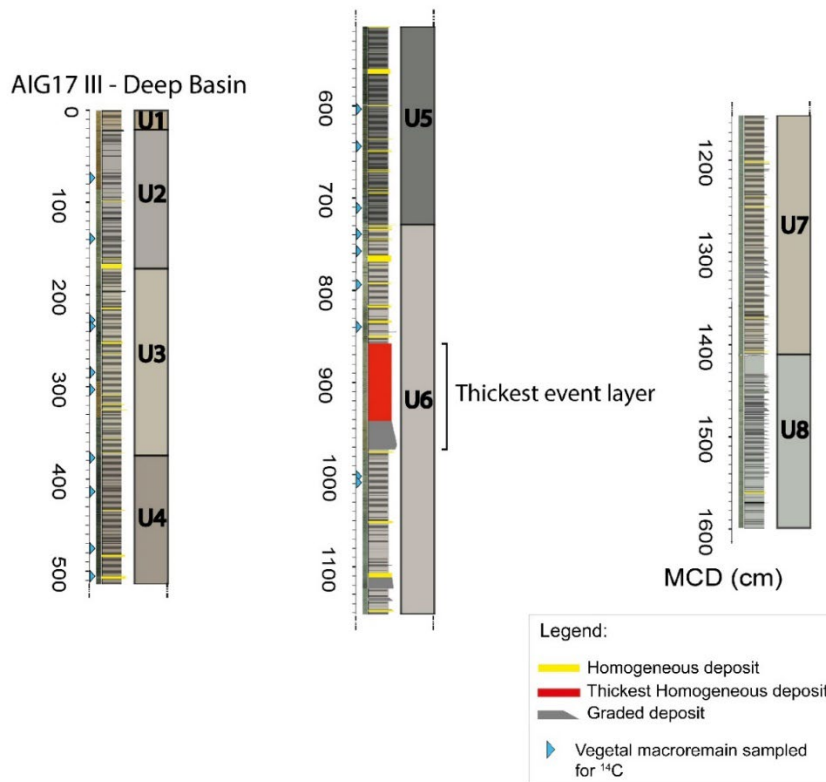


SM-IV-3.1.: (a): Isobath and depth of Lake Aiguebelette mapped from bathymetric survey data. The coring locations of AIG17I and AIG17III are indicated by two red dots. (b): Map of Lake Aiguebelette slopes based on bathymetric data. (c): Plain black lines indicate the navigation itinerary along which seismic reflection data were acquired.

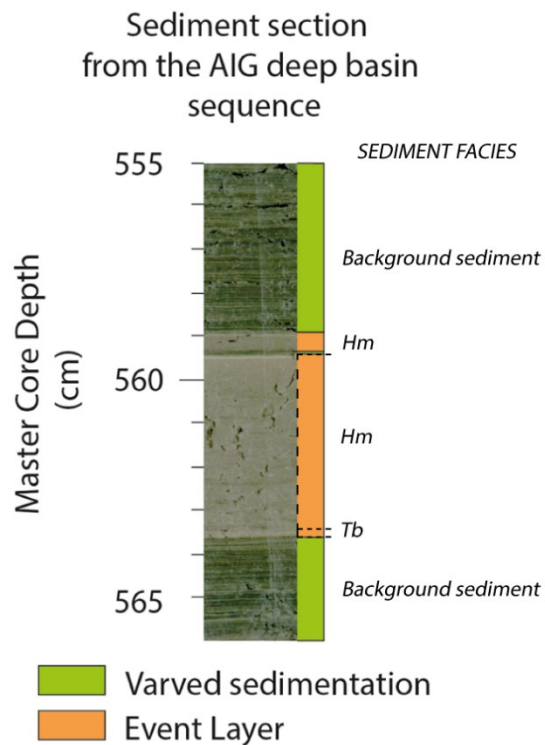
AIG17 I - Shallow Basin



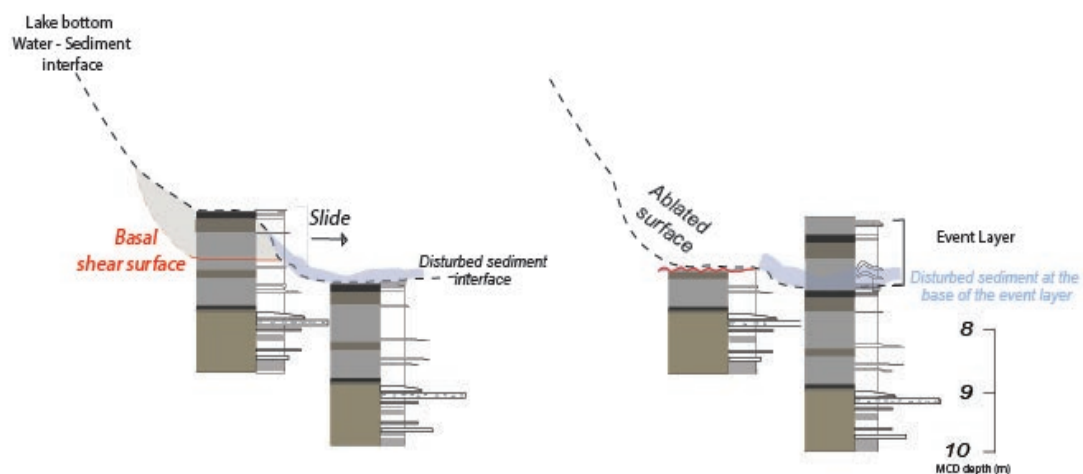
SM-IV-3.2.: Detailed logs for Lake Aiguebelette sediment sequences AIG17I.



SM-IV-3.3.: Detailed logs for Lake Aiguebelette sediment sequences AIG17III.



SM-IV-3.4.: Characteristic laminations and other typical facies features of Lake Aiguebelette deep basin sequence sediment (AIG17III).



SM-IV-3.5.: Illustration of the translational event layer setting in the THU10 sequence.

IV-3. Conclusion de cette étude

L'approche multiproxy appliquée aux séquences sédimentaires du bassin profond du lac d'Aiguebelette permet de souligner la présence d'un dépôt instantané de 115 cm d'épaisseur, constitué par la succession des faciès turbidite et homogénite. Il est fortement possible que ce dépôt instantané soit associé à un dépôt de transport de masse (MTD) chenalisé, visible sur les données bathymétriques et sismiques. Les modèles d'âge, basés sur les datations radiocarbone contraignent la fenêtre d'âge du dépôt instantané entre 11 642 et 11825 cal BP, ce qui coïncide avec la transition climatique abrupte du Dryas récent – Holocène. Un dépôt instantané d'âge compris entre 10 457 et 11 115 cal BP s'est mis en place dans la petite fosse du lac d'Aiguebelette. En tenant compte des incertitudes associées aux datations radiocarbone et aux modèles d'âge, il est possible de considérer une même source/ un même phénomène déclencheur aux deux dépôts instantanés, à l'échelle du lac d'Aiguebelette. Parmi les plusieurs explications possibles, l'origine sismique est favorisée sur la base des analyses sédimentaires, particulièrement par les valeurs élevées de foliation d'anisotropie de susceptibilité magnétique, interprétés comme une conséquence d'un effet de seiche dans le lac.

A l'échelle régionale, un nouveau MTD déposé à la transition Dryas récent – Holocène dans le lac de la Thuile a aussi été observé (dépôt date entre 11 652 et 12 426 cal BP). Dans les lacs d'Annecy et du Bourget, les données disponibles et publiées présentent des faciès sismiques transparents qui indiquent plusieurs MTDs sous le remplissage sédimentaire holocène. En se basant sur les informations de temporalité et de distribution régionale des MTDs observés, notre étude suggère que l'influence de la transition climatique Dryas récent-Holocène est clé. Sur la base des données sismotectoniques disponibles dans la région, il est suggéré que la sismicité modérée soit le processus ayant donné lieu aux dépôts instantanés observés dans les séquences sédimentaires lacustres, plutôt que de larges événements sismiques régionaux. Il est donc possible de considérer le réchauffement climatique au cours du Tardiglaciaire et la consécutive déglaciation ainsi que le transfert de masse et le réarrangement des contraintes comme les éléments précurseurs de l'augmentation transitoire des taux de sismicité.

PARTIE V - Applications du magnétisme aux sédiments du lac d'Aiguebelette

Dans ces travaux de thèse, les données magnétiques servent plusieurs des objectifs posés.

Elles sont utilisées pour mieux contraindre le modèle d'âge et donc les âges des dépôts instantanés (présentés dans la [Partie III](#)).

Les propriétés magnétiques permettent également d'identifier les dépôts instantanés et d'avoir une compréhension de premier ordre concernant la mise en place des dépôts. Pour cela, des analyses de l'ASM et de la minéralogie magnétique sont réalisées. Les analyses de la minéralogie magnétique des dépôts instantanés et de la sédimentation continue restent préliminaires. Un travail de détail devra être mené pour caractériser précisément les mécanismes induits lors de la mise en place des dépôts instantanés.

V.1. Les paramètres magnétiques : marqueurs des grandes étapes de la sédimentation dans la fosse profonde

V.1.1 Présentation des données

Sur la base des données d'Aimantation Rémanente Anhystérétique (ARA), d'Aimantation Rémanente Naturelle (ARN) en A/m et d'Aimantation Rémanente Isotherme (ARI) dont l'amplitude est en μT , acquise sur la carotte AIG17-III dans la fosse profonde, il est possible de constater que les variations globales suivent les périodes de temps couvertes par les sédiments ([Figure V-1](#)).

Selon le modèle d'âge, la limite entre le Tardiglaciaire et l'Holocène est située à la base du dépôt instantané le plus épais. A cette profondeur, il est possible de constater de forts changements des propriétés magnétiques, notamment de l'ARN, l'ARA, du MDF (champ destructif moyen) de l'ARN et de l'ARA, ainsi que sur les données d'ARI.

A titre d'exemple, depuis la base de la séquence sédimentaire jusqu'aux niveaux correspondants à la transition Tardiglaciaire – Holocène, l'intensité de l'ARN présente une moyenne de 7.4 mA/m (et $\sigma=5.9$), tandis que du début de l'Holocène à nos jours, nous obtenons une moyenne de 37.6 mA/m (et $\sigma=9.4$). Des variations similaires sont observables avec les autres paramètres ([Figure V-1](#)).

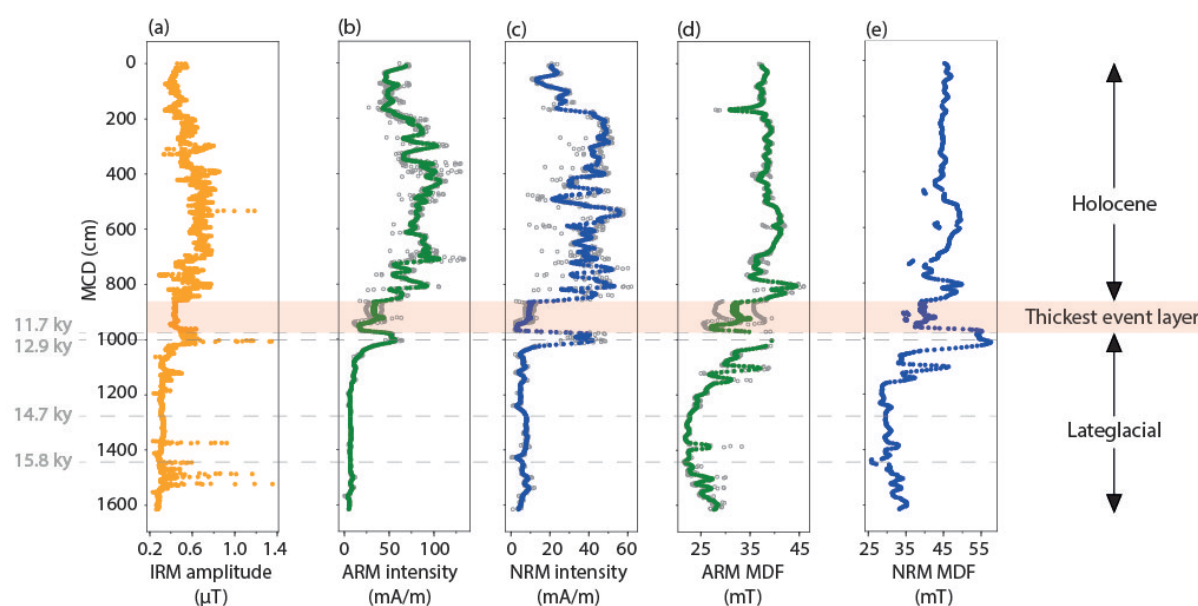


Figure V-1 : Présentation des données magnétique dont (a) l’Aimantation rémanente isotherme (IRM), (b) l’aimantation rémanente anhystérétique (ARM), (c) l’aimantation rémanente naturelle (NRM) et (d) le champ de désaimantation médian (MDF). Pour (b), (c) et (d), les figurés gris correspondent aux données et les figurés colorés aux sommes mobiles réalisées (avec un pas de 8) sur l’ensemble de la séquence AIG17III de la fosse profonde du lac d’Aiguebelette. Les profondeurs correspondantes au dépôt instantané le plus épais sont marquées par un rectangle rouge. Sur la base du modèle d’âge multiproxy réalisé, ce dépôt se trouve à la transition entre le Tardiglaciaire et l’Holocène. Sur la gauche de la figure, des âges en ka sont mentionnés en gris avec des traits pointillés indiquant les profondeurs associées (sur la base d’une déglaciation complète à 17 ka et d’un taux de sédimentation constant ; voir texte pour argumentaire). Ces marqueurs temporels correspondent aux transitions chronostratigraphiques connues.

V.1.2. Transitions chronostratigraphiques et profondeurs associées

Au sein de la séquence sédimentaire, le macroreste le plus âgé a été trouvé à une profondeur MCD de 10.08 m. Il est daté entre 13 173 et 13 424 cal BP. Avec le package ClamR, l’extrapolation du modèle d’âge multiproxy établi jusqu’à la base de la séquence (16.00 m) donne un âge 40 ka, ce qui est aberrant et incompatible avec la chronologie de la déglaciation locale (Roattino et al., 2022).

De manière à contraindre plus précisément l’âge de la base de la séquence sédimentaire de la fosse profonde, les résultats de Roattino et al., (2022) peuvent être utilisés. Selon ces auteurs, l’avant pays savoyard est totalement déglacé à 16.5 ka. Pour poser une contrainte temporelle sur la partie de la séquence n’ayant pu être

datée, deux hypothèses sont faites : (1) la base de la séquence de la fosse profonde du lac d'Aiguebelette (16 m) date de ~17 ka et (2) le taux de sédimentation tardiglaciaire est supposé constant depuis la base de la séquence jusqu'à la profondeur de 10.08 m, où l'âge radiocarbone le plus ancien obtenu sur un macroreste végétal daté entre 13173 (min) et 13424 (max) cal BP.

Il est alors possible de proposer une relation profondeur - âge pour les principales transitions chronostratigraphiques connues. Pour le 1er événement de Heinrich (15.8 ka), la profondeur équivalente serait de 14.31 ± 0.06 m. Pour la transition du Dryas ancien au Bolling Allerød (14.7 ka), la profondeur équivalente serait de 12.77 ± 0.11 m.

Les relations profondeur - âge des transitions plus récentes sont contraintes par le modèle d'âge multiproxy existant. Ainsi la transition du Bolling Allerød au Dryas récent (12.9 ka), se situe à 10 m de profondeur, tandis que la transition Tardiglaciaire – Holocène (11.7 ka) est à 9.727 m de profondeur (cf. [Figure V-1](#), traits pointillés gris).

En observant les variations des données magnétiques, il est possible de constater des changements à certaines profondeurs équivalentes à une transition chronostratigraphique. A la profondeur correspondante à 15.8 ka, on constate une augmentation de l'amplitude d'ARI ainsi qu'une réaugmentation de l'intensité de l'intensité d'ARN et du MDF de l'ARN. Entre 15.8 et 14.7 ka, une augmentation de l'ARN est visible. A la profondeur correspondante à 12.9 ka, on remarque une augmentation de l'amplitude d'ARI, de l'intensité de l'ARA, de l'intensité de l'ARN, du MDF l'ARA et de l'ARN. A la profondeur correspondante à la base du dépôt instantané le plus épais de la séquence (identifié comme marqueur de la transition Tardiglaciaire – Holocène), on constate également une augmentation de l'ensemble de ces paramètres.

Aux deux transitions les plus récentes (12.9 et 11.7 ka), l'ensemble des paramètres magnétiques augmentent. Ces augmentations d'amplitude ou d'intensité peuvent être liées à une concentration plus importante de minéraux magnétiques dans les sédiments, traduisant potentiellement une érosion plus importante des matériaux disponibles dans le bassin versant.

V.2. Possibilité d'archivage du téphra du Laacher See

Le téphra du Laacher See (LST) serait-il archivé dans les sédiments du lac d'Aiguebelette ?

Une augmentation de 3 à 4 fois supérieure à l'amplitude d'ARI moyenne et atteignant une valeur de $1.39 \mu\text{T}$ est constatée entre 1002 et 1009 cm de profondeur MCD. Aucun faciès particulier n'est visible dans la sédimentation continue à ces profondeurs. Également, les données géochimiques et hyperspectrales ne suggèrent rien de particulier.

Un macroreste végétal prélevé à 1001.4 cm MCD (0.6 cm au-dessus du niveau à forte amplitude d'ARI) est daté entre 12 896 et 13 108 cal BP.

Sachant que les téphras du Laacher See sont un marqueur temporel important daté à $13\ 006 \pm 9$ cal BP (Reinig et al., 2021), il est possible que des retombées nanométriques de magnétite (Fe_3O_4), consécutives à l'éruption du Laacher See aient été archivées dans les sédiments du lac d'Aiguebelette. Cela peut expliquer les fortes amplitudes d'ARI observées. Chronologiquement, la profondeur associée à l'augmentation d'amplitude d'ARI est compatible avec l'occurrence du LST. D'ailleurs, dans plusieurs séquences sédimentaires, dont celle du lac d'Annecy (Nomade, 2005) et d'autres lacs du Jura, des dépôts associés au LST ont été identifiés (Jouannic et al., 2015).

Quatre lames minces ont été prélevées dans les niveaux de sédiments correspondant à l'augmentation observée de l'amplitude d'ARI. Au sein des lames 1 et 4 (Figure V-2), il est possible d'identifier des particules de largeur comprise entre 100 et 500 μm , dont la forme, la texture et la transparence font penser à des sphérules de verre volcanique (Lefevre et al., 1987). Ces particules sont similaires (sur la base des observations microscopiques) à celles du LST retrouvées dans les sédiments de lacs du Jura (lacs Chalain et Bellefontaine) (Jouannic et al., 2015).

Dans le cas où le LST est bien archivé dans les sédiments du lac d'Aiguebelette, cela permet d'appuyer le modèle d'âge existant ainsi que la position de la transition Tardiglaciaire-Holocène identifiée dans la séquence sédimentaire.

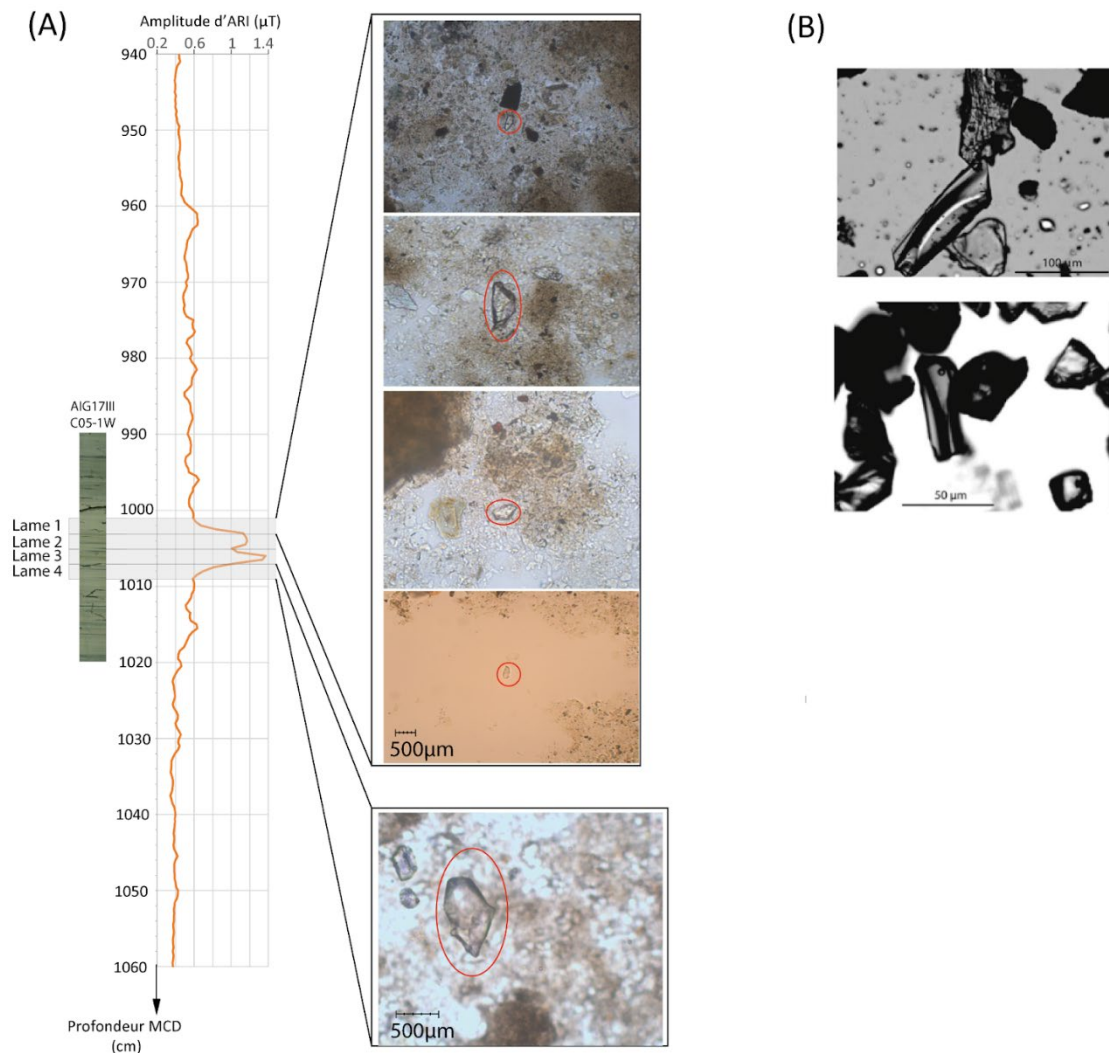


Figure V-2 : (A) Augmentation de l'amplitude d'ARI. Les images au microscope binoculaire présentent les particules identifiées au sein des niveaux de sédiment où l'amplitude d'ARI est forte. Ces particules (entourées d'un cercle rouge) sont interprétées comme étant des sphérules/ échardes de verre, potentiellement issues du LST. (B) Images d'analyses microscopiques du LST provenant des sédiments du lac Chalain (en haut) et du lac Bellefontaine (en bas), reprise de la Figure 3 de [Jouannic et al. \(2015\)](#).

V.3. Comparaison des faciès sédimentaires

V.3.1. L'anisotropie de susceptibilité magnétique

Les données d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) acquises permettent d'observer une augmentation de la foliation dans les dépôts instantanés identifiés visuellement comme étant de type Tu ou Tu+Hm d'épaisseur ≥ 2 cm. Les valeurs de la foliation d'ASM (F) entre 1 et 4% au-dessus des valeurs obtenues sur les échantillons prélevés dans la sédimentation continue (Figure III-4 ; Figure IV-6). Ces observations sont compatibles avec les études de Campos et al. (2013) qui montrent le lien entre ces hautes valeurs de foliation d'AMS et la présence d'homogénites. Cette caractéristique est interprétée comme liée à l'effet de seiche de la masse d'eau pouvant être co-sismique (Beck, 2009 ; De Gelder et al., 2022). Dans ce cas, la foliation plus élevée serait liée principalement à un meilleur assemblage planaire des phyllosilicates. Il est possible que les variations de minéralogie magnétique dans les dépôts instantanés impactent aussi l'augmentation de la foliation d'ASM au sein des dépôts instantanés (par diminution de la susceptibilité totale). La résolution des mesures réalisées est de l'ordre de 4 à 6 cm, en prenant compte du lissage des mesures au magnétomètre cryogénique sur les U-Channels. Seule une étude de détail (non réalisée dans le cadre de cette thèse) pourrait permettre d'identifier des différences de minéralogie magnétique sur des dépôts d'ordre décimétriques. En observant les résultats de la Figure V-1 entre 859.4 et 974.4 cm de profondeur (sédiments correspondant au dépôt instantané le plus épais), il est possible de constater une diminution des amplitudes et intensités des paramètres magnétiques étudiés (voir la Figure IV-6).

Aucune tendance particulière en fonction des différents faciès n'est constatée ni sur la base des données de linéation, ni sur la base des données de susceptibilité moyenne (Km, Figure V-3). Les valeurs de Km sont identiques entre certains dépôts instantanés et la sédimentation continue qui les encadre.

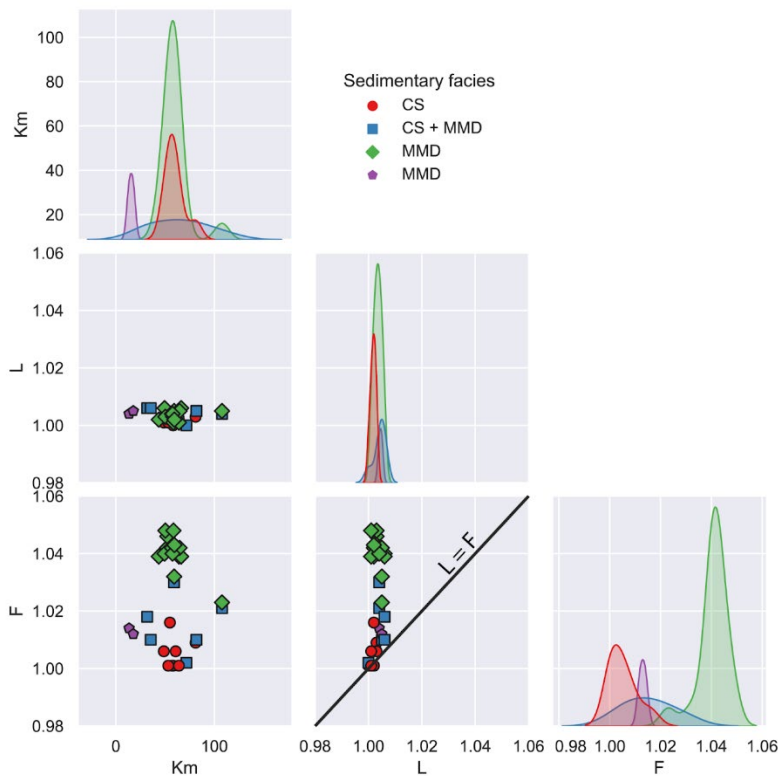


Figure V-3 : Représentation (“pair-plot”) de données d’Anisotropie de Susceptibilité Magnétique acquises sur des cubes prélevés dans trois faciès différents : la sédimentation continue (CS), la sédimentation continue et les dépôts instantanés (MMD), les dépôts instantanés (MMD). Dans ce cas, par souci de lisibilité, deux dépôts instantanés (d’épaisseur ≥ 4 cm) sont représentés (l’un par la couleur verte et l’autre par la couleur rouge). Au sein de ce graphique, les variables (la susceptibilité magnétique, la linéation et la foliation (Km, L et F)) partagent les mêmes abscisses au sein d’une même colonne et les mêmes ordonnées au sein d’une même ligne. La diagonale est une distribution univariée représentative de la distribution marginale des données de chaque colonne.

V.3.2. Identification de minéraux magnétiques sur la base des données d’hysteresis et de coercivité

Plusieurs échantillons ont été prélevés dans différents faciès (sédimentation continue, dépôts instantanés ([Tableau V-1](#)), et mesurés avec un VSM (magnétomètre à échantillon vibrant). L’intérêt du VSM est de mesurer des cycles d’hystérésis ([Partie II](#), [Figure II-4](#)) à température ambiante ainsi qu’à différents paliers de température. L’application d’un champ permet de saturer l’aimantation des minéraux ferromagnétiques. Afin de déterminer les différents paramètres classiques (M_s , M_{rs} ,

Hc, Hcr), la contribution des minéraux paramagnétiques doit être soustraite. Cette contribution est linéaire.

Echantillon	Intervalle des profondeurs de prélèvement (cm MCD)	Faciès sédimentaire
002	166.5 – 168.5	Homogénite holocène
005	172.8 – 174.8	Sédimentation continue holocène
060	904 - 906	Homogénite à la transition YD-EH (la plus épaisse de la séquence)
088	1100 - 1002	Sédimentation continue tardiglaciaire
092	1108 - 1110	Homogénite tardiglaciaire

[Tableau V-1](#) : Faciès sédimentaires analysés au VSM. Les échantillons sur lesquels les données ont été acquises à différents paliers de température sont en gras.

L'utilisation de paliers de température permet d'identifier les minéraux magnétiques contenus dans ces échantillons (Dunlop, 2020).

Dans le cas des données acquises au VSM à différents paliers de température, dans les deux homogénites analysées (Figure V-4 (A) et (B)), il est possible de constater un palier vers 350°C (données de Hc et Hcr en fonction de la température), à partir duquel une rupture de pente est observée. Cela suggère un mélange d'au minimum deux minéraux magnétiques, dont probablement un sulfure de fer, dans ces dépôts. Il est possible qu'au-dessus de 350 °C (de 380 à 400 °C), de la magnétite se forme (sachant que le rapport Mrs/Ms diminue et le Hcr/Hc augmente avec l'augmentation de la taille des grains de magnétite (Stoner et St-Onge, 2007)). En-dessous de 400°C, le minéral magnétique présent est certainement de la pyrrhotite. Classiquement, celle-ci s'oxyde et produit de la magnétite au cours des chauffes.

Pour l'échantillon de l'homogénite YD-EH, aucun palier n'est observable pour des températures $\geq 450^\circ\text{C}$ ((Figure V-4 (A)) données de Hc et Mr/Mrs), une décroissance continue est visible jusqu'à 600°C.

Pour l'échantillon de l'homogénite du Tardiglaciaire, (Figure V-4 (B)), il est possible d'observer des valeurs constantes faibles pour les données de Hc et Mr/Ms à des températures $\geq 400^\circ\text{C}$.

Il est donc probable qu'un minéral ferromagnétique autre que la pyrrhotite soit présent au sein des sédiments constituant l'homogénite YD-EH et qu'il soit absent (ou du moins en quantité relativement faible) des sédiments constituant l'homogénite tardiglaciaire. Compte tenu des observations, ce minéral est très certainement de la magnétite.

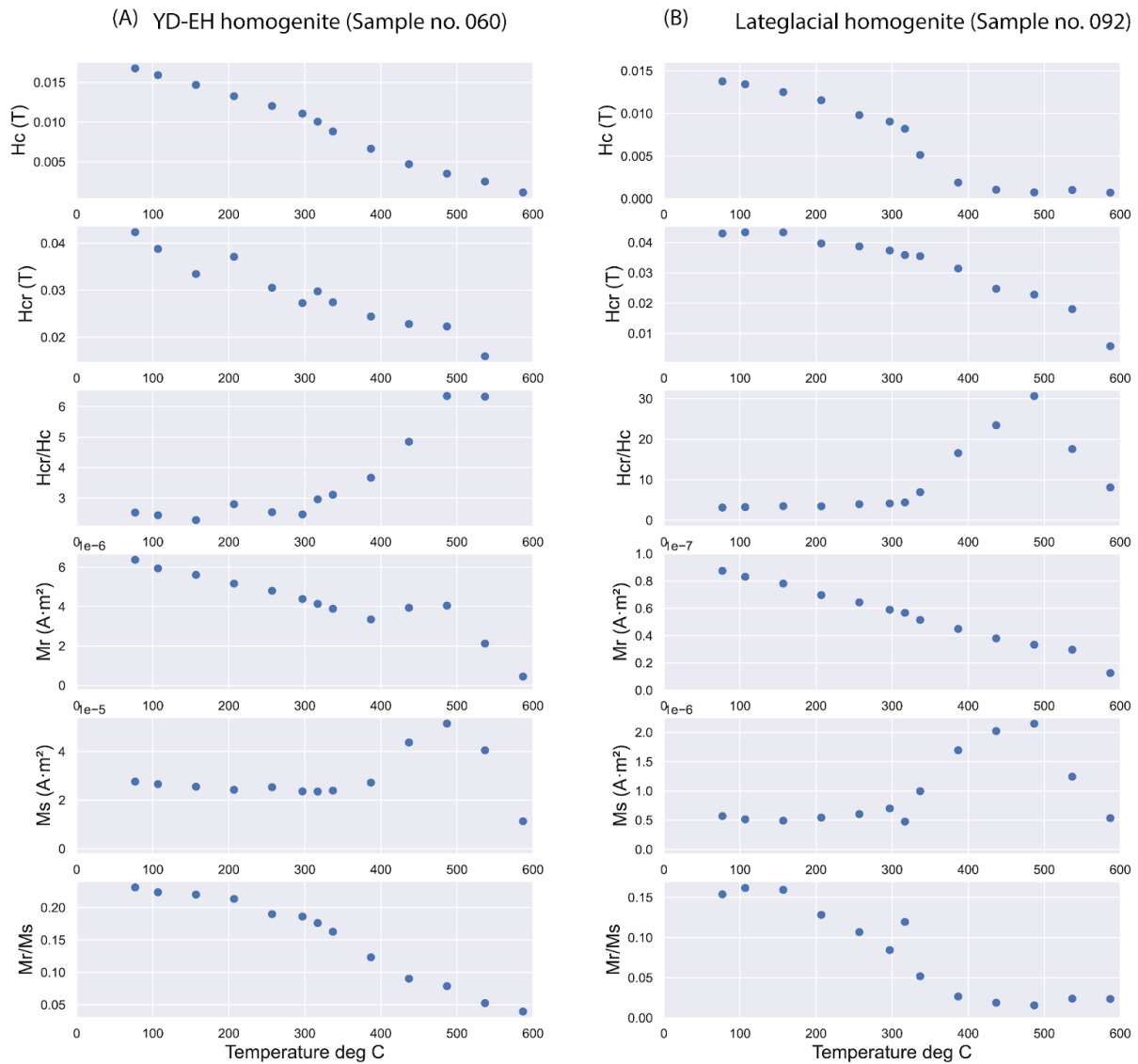


Figure V-4 : Paramètres de sortie des courbes d'hystérésis à différents paliers de température (dépendants de la nature des minéraux, de la structure cristalline, de la forme et de la taille des grains). (A) pour l'échantillon 060 prélevé au sein de l'homogénite déposée à la transition Tardiglaciaire - Holocène. (B) pour l'échantillon 092 prélevé au sein d'une homogénite tardiglaciaire.

Quel que soit le faciès observé (Tableau V-1), les données issues des cycles d’hystérésis à température ambiante pour le lac d’Aiguebelette montrent la présence de magnétite PSD (pseudo-single domain), (Dunlop, 2002). Ces observations basées sur un diagramme de M_r/M_s en fonction de H_{cr}/H_c (Figure V-5), concordent avec les données du lac voisin de la Thuile où $M_r/M_s = 0.22 \pm 0.08$ et $H_{cr}/H_c = 2.37 \pm 0.58$ (Crouzet et al., 2019a).

Dans le cas des sédiments du lac d’Aiguebelette, on notera que l’échantillon le plus proche du pôle SD (single domain) est celui correspondant à la sédimentation continue holocène, tandis que l’échantillon le plus proche du pôle MD (multidomain) est celui correspondant à l’homogénite tardiglaciaire.

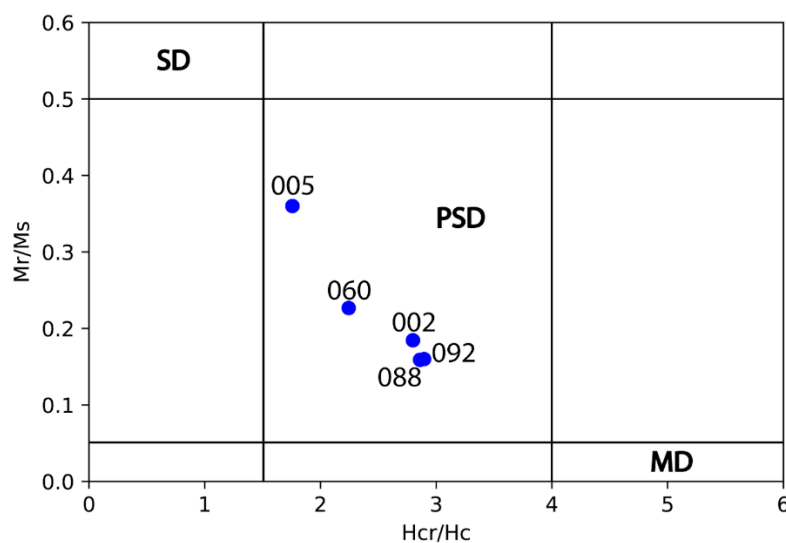


Figure V-5 : Diagramme de Day (M_r/M_s en fonction de H_{cr}/H_c) pour les 5 échantillons présentés dans le Tableau V-1. Les données sont issues des données d’hystérésis obtenues à température ambiante. SD : grains de type “single-domain”; PSD : grains de type “pseudo-single domain” ; MD : grains de type “multi-domain”.

V.4. Sulfures de fer, sédimentation holocène et dépôts instantanés

Dans les lacs, les processus de diagenèse peuvent donner lieu à la réduction anaérobie des oxydes de fer et de la matière organique. Cela peut engendrer de fortes concentrations de fer dissous dans l’eau (Fe II), facilement remobilisable (Canfield et al., 1992). Lors d’un effet de seiche de la masse d’eau et de la remobilisation du sédiment, le brassage entre les eaux de surface avec et celles en profondeur rend les conditions plus oxydantes.

Des analyses en composantes principales sont réalisées sur l'ensemble des sédiments holocènes de la séquence du lac d'Aiguebelette. Au sein de la période Holocène, les intensités et les amplitudes des paramètres magnétiques sont les plus importantes (Figure V-1)). Les ACPs réalisées sur les sédiments couvrant cette période de temps devraient apporter des informations sur les corrélations possibles entre un pôle géochimique et la fraction portant les fortes amplitudes d'ARI.

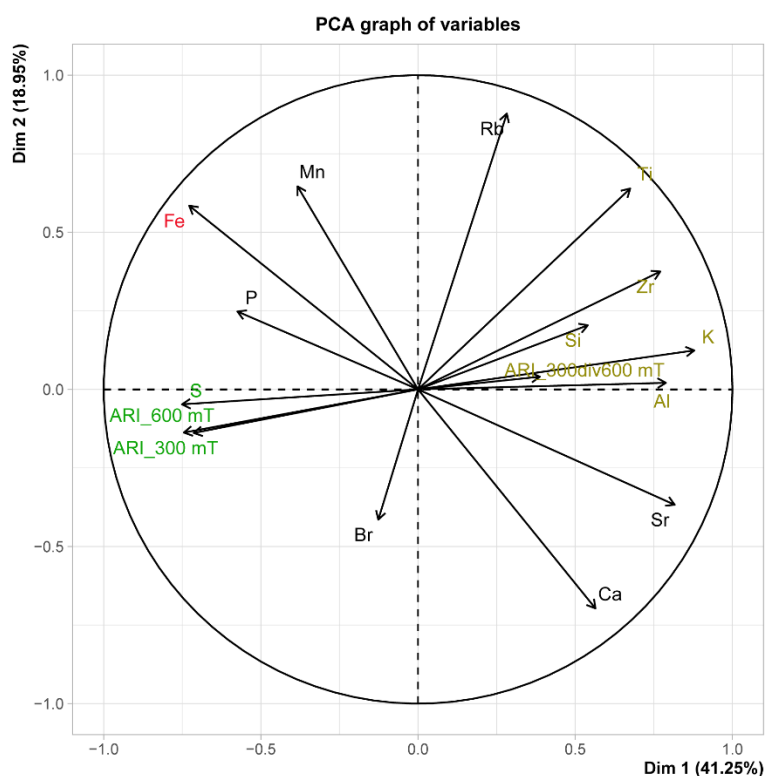


Figure V-6 : Analyse en composantes principales sur la base des données géochimiques (XRF) et des données d'ARI obtenues sur les sédiments holocènes de la séquence de la fosse profonde du lac d'Aiguebelette. Les données d'ARI légendées en vert représentent les amplitudes obtenues après le passage des sédiments dans un anneau de Halbach de 300 et de 600 mT (vecteur légendés ARI_300 mT et ARI_600 mT, respectivement). Le vecteur légendé en marron (ARI_300div600 mT), correspond au ratio des amplitudes obtenues après le passage des sédiments dans l'anneau de Halbach de 300 mT, divisées par les amplitudes obtenues après le passage des sédiments dans l'anneau de Halbach de 600 mT.

Une corrélation entre les données d'amplitude ARI et le pôle S (soufre) est identifiable (Figure V-6). Ces données (amplitude d'ARI et S) sont anti-corrélées aux éléments chimiques constituant les phyllosilicates (argiles).

Il semble que le soufre et les données d'ARI soient portés par une fraction qui n'est pas corrélée aux éléments caractéristiques de la fraction terrigènes (Zr, Si, Al), ni même aux éléments caractéristiques de la lithologie principale du bassin versant (Ca, Sr). Par contre, le pôle S + ARI est voisin du P et du Br, souvent caractéristique de la MO. En restant prudent compte tenu de la faible concentration en ces éléments, on peut interpréter le pôle S + ARI comme porté par la MO. Le rapport ARI_{300}/ARI_{600} que l'on peut considérer comme proche du S-Ratio, montre un comportement voisin des phyllosilicates et donc du pôle détritique. Cela suggère que les minéraux de faible coercivité sont globalement portés dans le sédiment holocène par de la magnétite d'origine détritique.

Pour mieux comprendre la relation entre l'ARI et le S dans les sédiments holocènes du lac d'Aiguebelette, des analyses MEB sont réalisées sur la base de lames minces prélevées dans différents faciès sédimentaires holocènes. Aucune particularité n'a été observée sur les lames prélevées dans la sédimentation continue holocène.

Les cartographies chimiques réalisées sur une lame mince prélevée dans un dépôt instantané holocène permettent d'observer des grains plus riches en Fe et S. La forme de la zone enrichie en S, peut faire penser à une pyrite framboïdale, tandis que les zones plus riches en Fe ressemblent à la néoformation d'oxyde de fer (Figure V-7). Un encroûtement riche en silice semble envelopper les grains (il est possible qu'il s'agisse de silice biogène). Aucun grain de ce type n'a été observé sur les lames prélevées dans la sédimentation continue holocène. Il est possible que des conditions particulières en lien avec la mise en place du dépôt instantané aient permis la mise en place de ces grains.

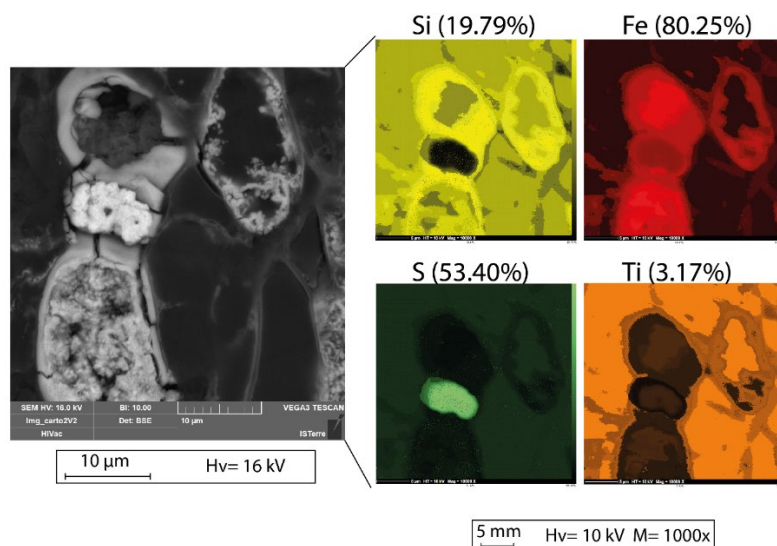


Figure V-7 : Image MEB et cartographies chimiques élémentaires sur un grain riche en Fe et en S, contenu dans une lame mince prélevée dans un dépôt instantané holocène.

Les trois sulfures de fer potentiellement présents dans les sédiments sont : la pyrite (paramagnétique), la greigite et la pyrrhotite qui sont d'important porteur d'aimantation rémanente dans les sédiments. Ces sulfures magnétiques sont principalement présents dans les milieux réducteurs.

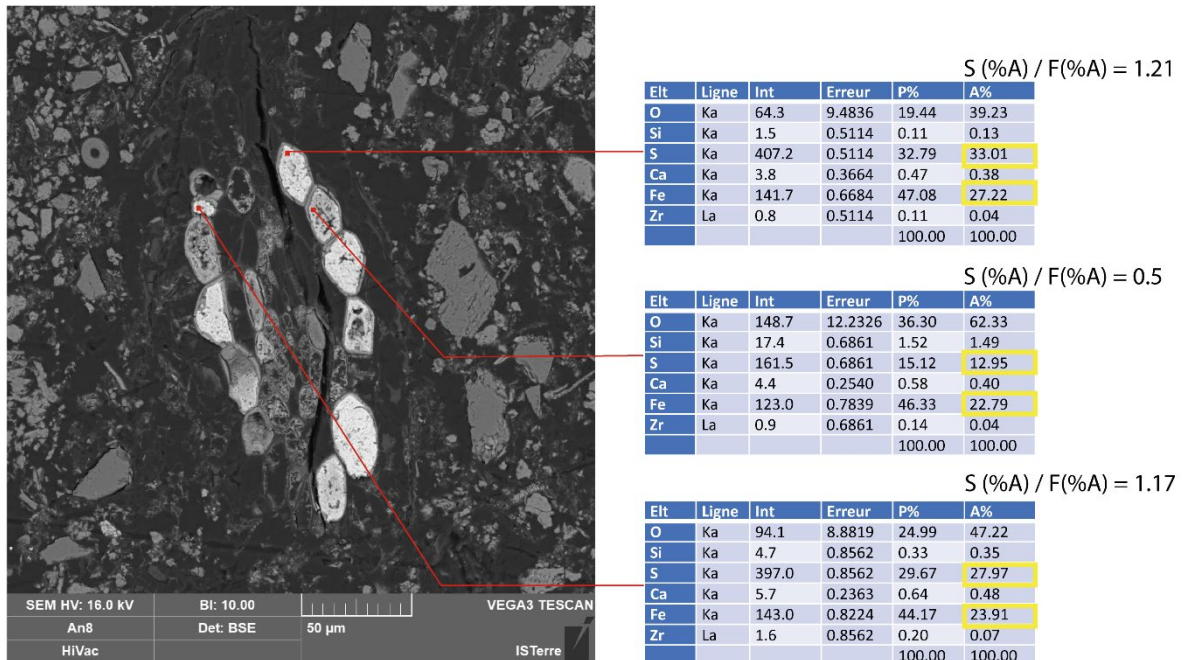


Figure V-8 : Analyses chimiques (MEB et sonde EDS) des sédiments d'un dépôt instantané holocène.

Les points d'analyses chimiques réalisés avec la sonde EDS, révèlent la présence potentielle de pyrite et de pyrrhotite (Figure V-8, Tableau V-2). La pyrrhotite peut être monoclinique (Fe_7S_8), (ratio S/Fe ~ 1.14) ou hexagonale (Fe_9S_{10}), (ratio S/Fe ~ 1.1). La pyrite est le sulfure de fer le plus stable sous des conditions réductrices. Pour autant, ce minéral est paramagnétique et ne contribue donc pas à la signature magnétique des sédiments lacustres. A température ambiante, seuls les sulfures de fer de composition comprise entre Fe_7S_8 et Fe_3S_4 possèdent les alignements atomiques leur permettant de porter une rémanence magnétique.

Les valeurs des ratios S/Fe issues des analyses chimiques suggèrent la présence de pyrrhotite (certainement monoclinique S/Fe > 1.1). Hu et al., (2002) et Shouyun et al., (2002) ont montré que la majorité des fines particules de magnétite et possiblement d'autres minéraux magnétiques sont dissous et associés à la réduction du soufre. Cette réduction peut être liée à l'activité de bactéries sulfato-réductrices (Brandl et al., 1990).

Minéral	Greigite (Fe ₃ S ₄)	Pyrite (FeS ₂)	Pyrrhotite (Fe _{1-x} S) avec 0<x<0.2
Ratio : Nombre d'atomes de S / Nombre d'atomes de Fe	~ 1.33	2	Entre 1 et 1.25

[Tableau V-2](#) : Valeur des ratios S/Fe pour 3 sulfures de fer : la greigite, la pyrite et la pyrrhotite.

Dans le cas des sédiments du lac d'Aiguebelette, la mise en place des dépôts instantanés permet possiblement d'obtenir les conditions idéales pour la formation de sulfures de fer magnétiques. Ceux-ci pourraient ainsi être responsables d'une partie de l'ARI. De nouvelles mesures de minéralogie magnétique sont indispensables pour aller plus loin.

V.5. Conclusion et perspectives sur les analyses magnétiques

Les travaux préliminaires réalisés sur les données magnétiques des sédiments du lac d'Aiguebelette viennent s'ajouter aux études disponibles dans la littérature, menées sur les propriétés magnétiques des dépôts instantanés (Løvlie, 1974 ; Quidelleur et al., 1995 ; Campos et al., 2013 ; Tanty et al., 2016 ; Crouzet et al., in prep.)

Les travaux présentés dans cette dernière partie du manuscrit de thèse montrent le potentiel des propriétés magnétiques comme proxy des conditions paléoenvironnementales. En particulier, les changements de caractéristiques magnétiques entre le Tardiglaciaire et l'Holocène sont clairement visibles sur la base des données d'ARI, d'ARA et d'ARN, avec de faibles amplitudes et intensités au Tardiglaciaire et des valeurs plus élevées à l'Holocène.

Les caractéristiques des propriétés magnétiques des téphras permettent de les mettre en évidence. Dans le cas des sédiments du lac d'Aiguebelette, la présence du LST est suggérée par une nette augmentation de l'intensité d'ARI à une profondeur compatible avec le modèle d'âge. Une étude de minéralogie magnétique de détail serait nécessaire pour confirmer cette première interprétation.

Les mesures réalisées confirment l'identification des dépôts instantanés par de fortes valeurs de la foliation d'anisotropie de susceptibilité magnétique (1 à 4% plus élevées que les faibles valeurs obtenues dans la sédimentation continue). De fortes valeurs de

foliation d'ASM avaient déjà été remarquées par [Chapron \(1999\)](#) dans les sédiments constituant l'homogénite de 1822 du lac du Bourget, puis plusieurs fois mises en évidence à la fois dans des dépôts marins de type Hm ([Campos et al., 2013](#) ; [Yakupoglu et al., 2022](#)) ou lacustres ([Petersen et al., 2014](#) ; [Rapuc et al., 2018](#)).

Les analyses microscopiques et chimiques corrélées aux mesures d'aimantation rémanente isotherme suggèrent que les sulfures de fer magnétiques (principalement de la pyrrhotite) sont associés à la matière organique. Cette observation est compatible avec les plus faibles valeurs d'amplitude d'ARI et d'intensité d'ARA observée sur les sédiments tardiglaciaires comparativement aux sédiments holocènes ([Figure V-1](#)). En effet, les sédiments tardiglaciaires sont relativement pauvres en matière organique comparativement aux sédiments holocènes. Les analyses au VSM confirment la présence de sulfures de fer qui se déstabilisent lors des chauffes ([Figure V-4](#)) et de la magnétite pseudo-monodomaine (PSD, [Figure V-5](#)).

En perspective de cette étude, il serait intéressant de mener des analyses détaillées de la minéralogie magnétique des différents faciès sédimentaire présents au sein des séquences sédimentaire.

L'analyse de la minéralogie magnétique des dépôts instantanés (faciès de type Hm ou Tu+Hm) serait particulièrement intéressante pour comprendre plus finement les caractéristiques observées jusqu'à présent (augmentation de la foliation d'ASM et diminution de l'amplitude d'ARI).

Certaines analyses de la minéralogie magnétique sont possibles sur des dépôts fins (<2 cm d'épaisseur), telles que les mesures de coercivité, d'aimantation à saturation en champ fort, ou encore l'analyse de la dépendance en fréquence et en température de la susceptibilité. En effet, seuls quelques centaines de mg de sédiment sont nécessaires dans le cadre de ces analyses, ce qui rend possible d'investiguer des dépôts instantanés de quelques millimètres d'épaisseur. Ces mesures présentent un intérêt notoire, puisque les mesures magnétiques réalisées jusqu'à présent sur les sédiments du lac d'Aiguebelette ont été menées soit (1) sur des cubes de 2 cm (mélange possible de faciès sédimentaires pour les dépôts < 2cm d'épaisseur), soit (2) sur des U-Channels, impliquant un lissage de la mesure sur plusieurs dizaines de millimètres.

Des mesures au VSM et des séparations magnétiques d'échantillons représentatifs des différents faciès de la séquence sédimentaire serait bienvenu pour effectuer des comparaisons et une analyse semi-quantitative des teneurs en sulfures magnétiques. Ceci permettrait de mieux comprendre les facteurs physico-chimiques affectant le sédiment lors du re-dépôt. Il serait également possible d'envisager de systématiser ou à minima de développer les observations au MEB des dépôts instantanés. Cela permettrait de comprendre si les observations menées sur une homogénite holocène sont valides pour l'ensemble des dépôts instantanés de la séquence.

DISCUSSION GÉNÉRALE

Cette section reprend les points de discussion scientifique principaux, abordés au sein de chaque partie du manuscrit de thèse. Il est essentiel de les prendre en compte afin de pouvoir considérer et utiliser à bon escient la chronique de dépôts instantanés du lac d'Aiguebelette, par exemple dans un cadre d'étude de l'aléa sismique régional. Dans cette discussion générale, les différentes interprétations effectuées sur la base des résultats de ces travaux de thèse sont mises en perspective et les limitations de chacune sont discutées.

Plusieurs de ces interprétations sont utilisées pour pouvoir répondre aux objectifs de cette thèse, dont : (1) la caractérisation des dépôts instantanés, (2) la corrélation de certains de ces dépôts aux catalogues de sismicité, (3) l'estimation de la sensibilité du lac aux événements sismiques, (4) les facteurs discriminant de la sensibilité du lac aux événements sismiques et (5) l'estimation de l'évolution de la sismicité au Tardiglaciaire et à l'Holocène.

DG-1. Méthodes de reconnaissance des dépôts instantanés induits par des séismes

Dans le cadre de ces travaux de thèse, l'identification des dépôts instantanés (faciès de type turbidite, homogénite ou turbidite-homogénite) se base sur plusieurs critères. Le premier critère consiste à identifier visuellement les dépôts d'épaisseur ≥ 0.5 cm. Le choix de cette valeur est en particulier dicté par le pas d'échantillonnage de certaines mesures qui est de l'ordre de 0.5 cm (analyses granulométriques, analyses XRF).

Cette première étape d'identification visuelle est complétée quantitativement par les données physico-chimiques.

Les données granulométriques issues de l'analyse de ces dépôts instantanés contrastent avec la sédimentation continue qui les encadre. Les dépôts sont caractérisés par leur médiane (D50) et une fraction plus grossière (D90) (Passega, 1964 ; Shiki et al., 2000 ; Mulder et al., 2001). La représentation de l'intégralité des données granulométriques acquises dans les dépôts instantanés de la fosse profonde du Lac d'Aiguebelette dans un diagramme de type Passega montre un alignement suggérant un même processus de dépôt (Figure III-5).

Les données magnétiques acquises dans les dépôts instantanés (analyses limitées aux dépôts d'épaisseur supérieure à 2cm), particulièrement les valeurs de foliation d'ASM élevées (2 à 4 % au-dessus de celles de la sédimentation continue, [Figure III-4](#)), permettent d'interpréter un processus de dépôt commun. Il est caractérisé comme l'effet de seiche (oscillation) de la masse d'eau lors de la mise en place du sédiment constituant ces dépôts instantanés. L'effet de seiche est interprété dans plusieurs études comme une conséquence des mouvements du sol induits par un séisme ([Campos et al., 2013](#) ; [Petersen et al., 2014](#) ; [Rapuc et al., 2018](#) ; [Yakupoglu et al., 2022](#)). D'autres hypothèses ont été discutées, dont le déclenchement par des glissements à terre ([Kremer et al., 2012](#) ; [Hilbe & Anselmetti, 2014](#) ; [Van Daele et al., 2015](#)), mais ont été écartées dans le cas d'Aiguebelette compte tenu des observations effectuées localement.

Pour les dépôts dont l'épaisseur est comprise entre 0.5 et 2 cm, une extrapolation de l'identification visuelle des faciès turbidite, homogénite et turbidite-homogénite est nécessaire. L'analyse visuelle ainsi que les données granulométriques sont les seuls critères utilisés pour l'interprétation sismo-induite des dépôts peu épais (entre 0.5 et < 2 cm), il est donc nécessaire de discuter de la fiabilité de cette interprétation.

Dans ces travaux de thèse, d'autres types de données magnétiques et géochimiques montrent une variation de la minéralogie dans les dépôts instantanés. Les premières observations ont permis de constater une diminution de l'amplitude d'ARI dans ces dépôts et de fortes valeurs de foliation d'anisotropie de susceptibilité magnétique ([Figure IV-6](#)). Il est possible que le processus de dépôt des homogénites induise un changement de minéralogie magnétique (réoxygénation du sédiment re-mobilisé), ([Partie V](#)). Les différentes analyses menées suggèrent des teneurs en sulfures de fer (principalement de la pyrrhotite) plus importantes dans les dépôts instantanés. Ces sulfures de fer semblent corrélés aux données d'ARI et au pôle géochimique correspondant à la matière organique ([Figure V-6](#)).

Dans le cas du lac d'Aiguebelette, les analyses géochimiques montrent des variations du ratio de $\ln(\text{Ca}/\text{Ti})$ sur les niveaux correspondant aux dépôts instantanés par rapport aux valeurs moyennes correspondantes à la sédimentation continue. Selon les dépôts instantanés de la séquence analysés, les valeurs du ratio de $\ln(\text{Ca}/\text{Ti})$ peuvent être plus hautes ou bien plus faibles que celles obtenues dans les faciès correspondant à la sédimentation continue ([Figure III-4](#) ; [Figure IV-6](#)). Cela peut indiquer plusieurs points au sujet de la nature (origine) du sédiment remobilisé. En effet, de fortes valeurs de $\ln(\text{Ca}/\text{Ti})$, peuvent indiquer une teneur plus importante de Ca et/ou de plus faibles

teneurs en Ti. Dans les analyses en composantes principales réalisées (ACPs), le Ca et le Sr forment un pôle suggérant que le Ca au sein de la séquence est majoritairement associé au Sr. Le Ca et le Sr sont soit biogènes (production au sein du lac) et/ou proviennent des apports détritiques du bassin versant (dont les calcaires marins sont l'une des lithologies principales). La Ti est associée aux éléments chimiques tels que Al, Si, interprétés comme représentatifs du pôle détritique associé aux phyllosilicates du bassin versant.

Il a été possible d'observer que l'homogénite du dépôt instantané le plus épais dans la séquence sédimentaire, est plus riche en Ca que le reste des faciès qui l'entourent (notamment le faciès Tu à la base de l'homogénite ainsi que la sédimentation continue avoisinante), (Figure IV-9). Conjointement à l'observation de la bathymétrie (dépôt chenalisé) et des profils sismiques, l'augmentation du Ca dans le dépôt instantané peut être liée à la remobilisation de sédiment provenant de la plateforme carbonatée sur le flanc ouest du lac (visible sur les images aériennes). Il est donc possible d'extrapoler cette interprétation aux autres dépôts instantanés dont la teneur en Ca est plus élevée que celle des sédiments l'encadrant.

DG-2. Une chronique de dépôts instantanés représentative de séismes locaux/ régionaux

Dans la zone périalpine, nous avons considéré un séisme comme "fort" à partir du moment où celui-ci est capable de générer des dépôts de transport de masse (MTDs) dans un lac, c'est à dire à partir d'intensités MSK comprises entre VI et VII au lac (Strasser et al., 2006 ; Kremer et al., 2015). En première approche et selon les modèles d'atténuation développés régionalement par Bakun et Scotti (2006), cela équivaut à des séismes de magnitude M_w entre 3 et 5 pour une distance épacentrale respective de 0 et 20 km ou à une M_w entre 7 et 8 pour une distance épacentrale respective de 50 et 150 km. Dans la mesure où, historiquement, aucun événement connu n'a atteint une M_w de 7 ou 8 dans la région, il est donc probable que la majorité des événements conduisant à archiver des MTD dans le lac d'Aiguebelette correspondent aux événements les plus proches.

Afin de mieux quantifier la sensibilité du Lac d'Aiguebelette aux événements sismiques, la méthode de l'ESTI (Earthquake-Sensitivity Threshold Index ou Indice du palier de sensibilité aux séismes), développée par Wilhelm et al. (2016) a dans un premier temps été appliquée. Une valeur élevée de cet indice (0.18) associée à un taux de

sédimentation de 2.1 mm/an permet de définir un seuil au-dessus duquel certains évènements reportés dans le catalogue de sismicité SisFrance pourraient être enregistrés dans les sédiments lacustres (Figure III-2). Cette limite théorique sépare les séismes archivés (au-dessus de cette droite) de ceux qui ne le sont pas (en-dessous de cette droite), dans un graphique représentant l'intensité épacentrale en fonction de la distance épacentrale au site. Il n'y a alors que 4 évènements du catalogue de sismicité historique qui seraient compatibles en termes d'occurrence avec les dépôts instantanés archivés dans la séquence de la fosse profonde du Lac d'Aiguebelette : le séisme de Bâle (1356 CE), le séisme de la Tour du Pin (1578 CE), le séisme des Alpes savoisiennes (1784 CE) et le séisme du Bugey (1822 CE).

Toutefois, nous avons pu voir (Partie III du manuscrit) que les incertitudes sur les données de sismicité historique ainsi que sur la détermination de la droite palier (i.e. la sensibilité du lac) rendent les résultats issus de l'application de la méthode ESTI difficiles à interpréter. Dans le cas du lac d'Aiguebelette, celà est d'autant plus vrai que peu de dépôts instantanés sont compatibles en termes d'occurrence avec des séismes issus des catalogues historiques.

Ci-dessous sont reportés quelques points d'importance à investiguer ou à retenir pour l'application de la méthode ESTI régionalement :

(1) Il est nécessaire de tenir compte des incertitudes relatives aux événements historiques connus (en localisation et en intensité). Un travail sur la donnée historique source pourrait permettre de mieux quantifier les niveaux d'incertitudes concernant les séismes historiques. Il serait alors éventuellement possible de mieux identifier les événements situés proches de la droite palier. Par exemple, les séismes de Bâle (1356 CE) ou de la Tour du Pin (1578) peuvent se situer aussi bien au-dessus ou au-dessous de la droite palier si l'on tient compte des incertitudes qui y sont actuellement associées.

Il est par ailleurs possible de constater que deux événements historiques (1994 CE et 1855 CE) sont situés au-dessus de la droite palier (en position absolue). Pourtant, aucun dépôt instantané archivé dans les sédiments du lac d'Aiguebelette n'est compatible avec ces événements sismiques en termes de temps d'occurrence. Si l'on prend en considération les incertitudes sur les caractéristiques épacentrales, il est tout à fait possible de positionner ces deux événements sous la droite de sensibilité.

(2) L'incertitude sur la complétude de l'information historique est aussi à prendre en considération. Il est possible que des évènements très locaux et compatibles en termes d'occurrence avec les dépôts instantanés de la séquence de la fosse profonde n'aient pas été archivés dans les catalogues historiques. En effet, les données du catalogue historique ne sont très certainement pas représentatives de l'ensemble des évènements sismiques survenus à l'échelle locale sur la période, en particulier pour les périodes précédant le 18^{ème} siècle. Cela induit un biais sur l'estimation du nombre d'évènements corrélables à la chronique de dépôts instantanés archivés dans les sédiments du lac d'Aiguebelette. Il est probable que l'évolution future des connaissances historiques concernant des séismes historiques d'intensité relativement faible (V ou VI) soit très limitée (Jomard et al., 2021). En effet, plus on remonte dans le temps, plus la probabilité d'existence de l'archive historique d'un séisme local n'ayant pas produit de dégâts significatifs est faible. Il est fort probable, par exemple, que le dépôt instantané daté entre 1327 et 1372 yr cal CE puisse avoir été causé par un évènement local inconnu dans Sisfrance et non pas par le séisme de Bâle de 1356 CE, situé à plus de 260 km. Les études historiques pour ces époques anciennes, durant lesquelles les évènements de faible intensité sont peu ou pas rapportés (Jomard et al., 2021), sont donc cruciales. Comme mentionné dans la partie IV, il est aussi nécessaire de discuter des mouvements gravitaires non sismo-induits et pouvant provoquer la mise en place de dépôts de transport de masse.

(3) Une discussion sur l'importance de la détermination de l'évolution du taux de sédimentation est nécessaire. Entre 0 et 2017 yr cal CE, le taux de sédimentation a varié entre 1.5 et 3.4 mm/an (sortie du modèle d'âge incluant les radioéléments, les données radiocarbone et les données paléomagnétiques). Le taux de sédimentation moyen retenu pour la construction de la droite palier de la méthode ESTI est de 2.1 mm/an. Il a été obtenu sur la base de la moyenne issue du modèle d'âge global couvrant la période de 0 à 2017 CE ainsi que du modèle d'âge radioéléments incluant le comptage de varves (Figure III-7).

Il est cependant important de considérer que les variations du taux de sédimentation peuvent fortement affecter l'archivage de dépôts instantanés. Wilhelm et al. (2016) indiquent que des variations du taux de sédimentation de l'ordre de 0,5 à 1 mm/an impliquent une variation de la sensibilité du lac trop importante et sont donc préjudiciables. Il est donc indispensable de prendre en compte les variations de taux de sédimentation au cours du temps qui peuvent induire un biais d'archivage des évènements sismiques dans le lac car il y a une relation positive entre le taux de sédimentation et la sensibilité d'un lac à enregistrer un séisme (Rapuc et al., 2018 ; Gastineau et al., 2021). Ainsi, si un changement dans la fréquence des dépôts liée aux séismes est observé, il faut au préalable s'assurer que cette variation n'est pas liée à

une augmentation du taux de sédimentation. C'est donc un aspect critique qui est fondamental à prendre en compte pour l'estimation du temps de retour des événements et donc de l'aléa.

(4) L'importance de l'approche PSA (Pseudo Spectral Acceleration ou accélération pseudo-spectrale) est significative pour compléter la méthode ESTI dans l'identification des événements historiques.

Pour compléter l'approche empirique de la méthode ESTI, une approche plus quantitative a été utilisée pour caractériser la sensibilité de l'enregistrement des événements sismiques sous forme de dépôts instantanés par le lac d'Aiguebelette (Partie III). L'utilisation de GMPEs (deux lois différentes : Akkar et al. (2017) et Bindi et al. (2014)) pour les séismes issus du catalogue FCAT-17, montre que les niveaux d'accélération atteints à basse fréquence (0,5Hz) sont du même ordre de grandeur pour des séismes modérés/proches et forts/lointains. A l'inverse, à plus haute fréquence (5Hz) les accélérations spectrales sont plus importantes pour les séismes modérés et proches. Ainsi, la comparaison de ce résultat avec l'archive sédimentaire du lac d'Aiguebelette a permis de montrer que le lac serait plutôt sensible au contenu haute fréquence du mouvement sismique. Dans le cas contraire, le nombre d'événements archivés dans le lac aurait certainement été bien plus important. A titre d'illustration, les séismes récents et bien documentés du Grand Bornand (1994, MI = 5.1 à 65 km), de Corrençon-en-Vercors (1962, MI = 5.3 à 60 km) et d'Epagny-Annecy (1996, MI = 5.2 à 48 km) n'ont, comme attendu, laissé aucune trace dans la sédimentation du lac d'Aiguebelette.

DG-3. L'archivage de dépôts sismo-induits dans le lac d'Aiguebelette (fosse profonde), une signification principalement locale à régionale : quelles en sont les implications ?

DG-3.1. Analyse des dépôts instantanés holocènes

Dans le cas du lac d'Aiguebelette et suivant les résultats/interprétations obtenus au sein de la Partie III sur la base des analyses ESTI et PSA, il semble que les dépôts instantanés archivés dans le lac d'Aiguebelette et couvrant la période historique soient générés par des séismes modérés et locaux. Si on extrapole cette observation à

l'ensemble de la période Holocène, alors le lac pourrait nous fournir une précieuse archive de l'activité sismique régionale, plus continue et donc plus complète que s'il était situé dans une zone sismiquement très active. En effet, lors d'un séisme majeur, il est en général observé qu'une grande partie des sédiments disponibles sur les pentes d'un lac sont re-mobilisés ; ainsi lors de l'évènement suivant, il n'y a pas nécessairement suffisamment de matériel disponible et l'archive est alors incomplète.

Dans le cas de séismes modérés, certaines pentes plus chargées verront leurs sédiments plus facilement remobilisés que d'autres. Ainsi le système n'est pas nécessairement remis à zéro lors de chaque évènement. Ce point est intéressant car la sensibilité du lac est ainsi plus ou moins conservée au cours du temps, moyennant un taux de sédimentation qui ne varie pas de façon significative.

En suivant ce raisonnement, il semblerait toujours y avoir une zone au sein du lac où des sédiments sont disponibles pour être remobilisés. Ce dernier point constituerait un avantage pour l'archivage des dépôts instantanés sismo-induits au cours du temps, rendant possible la remobilisation de sédiment lors de la plupart des séismes locaux suffisamment forts pour déclencher un MTD.

Sur cette base, il est possible de suggérer que :

- a priori il n'y a pas eu d'évènement majeur proche du lac (ce type d'évènement aurait déstabilisé toutes les pentes chargées).
- le lac est potentiellement un bon sismomètre pour cette zone à sismicité modérée, notamment parce que le système ne semble pas remis à zéro à chaque évènement sismique.

La chronique de sismicité holocène établie sur la base des dépôts instantanés de type Hm ou Tu+Hm, conjointement aux variations du taux de sédimentation sur cette même période, permettent de définir trois stades principaux :

1) De -9890 à -2000 yr cal CE : une période marquée par un faible taux de sédimentation moyen (0.04 cm/an). Parmi les 36 dépôts instantanés archivés sur cette période, 21 d'entre eux ont une épaisseur ≥ 0.5 cm.

2) De -2000 à 0 yr cal CE : avec une hausse du taux de sédimentation moyen à 0.12 cm/an. Cette période est caractérisée par une quiescence dans l'archivage des dépôts instantanés (aucun dépôt instantané d'épaisseur ≥ 0.5 cm n'a été archivé, seuls 4 dépôts instantanés de faible épaisseur sont présents).

3) De 0 à 2017 yr cal CE : la période de plus fort taux de sédimentation moyen

(0.22 cm/an) et au nombre de dépôts instantanés par kyr le plus élevé, avec 15 dépôts instantanés archivés dont 11 d'épaisseur ≥ 0.5 cm.

Au 3ème stade (de 0 à 2017 yr cal CE), il est possible d'observer que la répartition de l'ensemble des dépôts interprétés comme sismo-induits en fonction de l'intervalle de temps entre chaque dépôt, suit une distribution de type gamma. Ce type de distribution est interprété comme représentatif de l'interoccurrence sur plusieurs failles de la région. Il s'agit d'un argument additionnel en faveur de la sensibilité du lac d'Aiguebelette à des séismes locaux à régionaux.

DG-3.2. Analyse du dépôt instantané de type Tu+Hm le plus épais de la séquence, situé à la transition Tardiglaciaire - Holocène

Au sein des dépôts archivés dans les sédiments du lac d'Aiguebelette, l'un d'entre eux se distingue par son épaisseur de 115 cm. Les analyses visuelles et granulométriques menées sur ce dépôt instantané le plus épais permettent d'identifier un faciès de type turbidite - homogénite. Les hautes valeurs de foliation d'ASM permettent de l'interpréter comme induit par un effet de seiche co-sismique ou induit par un large glissement de terrain. Un modèle d'âge robuste contraint sa date de dépôt entre 11 825 et 11 642 et yr cal BP.

Sur la base d'études sédimentologiques et géophysiques menées sur d'autres lacs de la région (dont le lac de la Thuile), il est possible de constater que plusieurs dépôts de transport de masse ont été archivés dans des lacs alpins autour de la même période de temps centrée sur la transition Tardiglaciaire - Holocène. Dans plusieurs de ces lacs, une origine sismique est associée à ces dépôts (Strasser et al., 2013 ; Kremer et al., 2020).

Sur la base de l'étude présentée au sein de la [Partie IV](#) de ce manuscrit et des informations disponibles dans la littérature, il a été possible de suggérer que le changement climatique rapide à l'oeuvre à cette période spécifique a pu être la cause d'une augmentation significative et transitoire des taux de sismicité à l'échelle régionale et potentiellement des Alpes en général. Des phénomènes liés au réchauffement et tels que l'érosion et le retrait glaciaire seraient dans ce cas les moteurs de cette variation temporelle du taux de sismicité, consécutive à des modifications régionales et/ou locales des champs de contraintes.

Sur la base de l'archivage de dépôts instantanés interprétés comme sismo-induits dans deux lacs régionaux, ces travaux de thèse favorisent donc l'hypothèse d'une augmentation de la fréquence des séismes à la transition entre le Tardiglaciaire et l'Holocène, au détriment de l'hypothèse plus classique faisant appel à l'occurrence de séismes majeurs enregistrés simultanément dans plusieurs lacs.

Ces interprétations vont de pair avec le fait qu'à ce jour, aucune étude paléosismologique menée sur des sédiments lacustres ne montre de lien direct entre l'épaisseur de dépôt et l'énergie libérée lors d'un événement sismique. Il est donc possible que des séismes ayant libéré une énergie modérée puissent être à l'origine de dépôts instantanés relativement épais.

DG-3.3. Analyse des dépôts instantanés tardiglaciaires

Le modèle d'âge multiproxy ([Partie III, Figure III-8](#)), permet de contraindre la chronologie des sédiments. L'intervalle de 972.7 à 1597.6 cm MCD de la séquence longue (AIG17III) couvre la période tardiglaciaire, durant laquelle 624.2 cm de sédiments se sont donc déposés dans la fosse profonde du lac d'Aiguebelette. Dans ces sédiments, il est possible d'identifier 11 dépôts instantanés de type Hm ou Tu+Hm et d'épaisseur ≥ 0.5 cm. L'ensemble de ces dépôts constitue une épaisseur cumulée de 12.9 cm.

Il a été possible d'observer un deuxième type de dépôts instantanés uniquement dans les sédiments de la période tardiglaciaire. Ces derniers sont visuellement granoclassés de la base au sommet et ne présentent pas de "clay cap". Ces dépôts sont interprétés comme étant de type "graded beds" (GB), sur la base de la ressemblance de leur faciès avec les dépôts de ce type décrits par [Wilhelm et al. \(2018\)](#). Les dépôts de faciès GB (d'épaisseur ≥ 0.5 cm) sont au nombre de 9 et constituent une épaisseur totale cumulée de 28 cm. Il a par ailleurs été possible d'en identifier 61 d'épaisseur inférieure à 0.5 cm.

Au Tardiglaciaire, il est possible qu'une plus grande quantité de sédiments ait été disponible dans le bassin versant, avec moins de couvert végétal qu'à l'actuel. [Vescovi et al. \(2007\)](#) suggèrent d'ailleurs une augmentation du couvert végétal (et une variation des espèces présentes) du Tardiglaciaire à l'Holocène au sud de la Suisse et au nord de l'Italie. Il est aussi possible qu'une plus grande quantité de matériel sédimentaire ait pu être transporté vers les fosses du lac par les actuels affluents, lors de crues, comme énoncé dans les travaux de [Clague \(2009\)](#) et [Kellerer-Pirklbauer et al. \(2010\)](#).

Les dépôts de type GB sont d'ailleurs interprétés dans certains cas comme des dépôts de crues (Wilhelm et al., 2017). Dans le cadre de ces travaux, cette interprétation est favorisée. Des analyses complémentaires (granulométriques notamment) seraient nécessaires pour appuyer cette interprétation. Avec les données disponibles actuellement, il n'est pas possible d'en dire plus au sujet de ces dépôts.

Il est important de mentionner que l'identification des dépôts instantanés tardiglaciaires repose principalement sur l'analyse visuelle des sédiments. Il existe donc une incertitude quant à la nature des ces dépôts (comme pour les dépôts d'épaisseur < 0.5 cm de l'Holocène).

Dans la suite de cette discussion, les dépôts instantanés tardiglaciaires d'épaisseur < 0.5 cm (tous faciès confondus) ne sont pas pris en compte, sachant qu'il est parfois difficile de les discriminer visuellement (couleur et texture) de la sédimentation continue tardiglaciaire. Les faibles amplitudes des données géochimiques et magnétiques aux profondeurs correspondantes aux dépôts instantanés tardiglaciaires (< 0.5 cm) n'ont pas permis de les caractériser de façon fiable et systématique.

Depuis la base de la séquence (qui est estimée à 16 700 yr cal BP, temps correspondant à la déglaciation selon Roattino et al., (2022)), jusqu'à la transition Tardiglaciaire - Holocène (11 700 yr cal BP, Hoeck, 2008), 624.9 cm de sédiments se sont déposés. Afin de pouvoir calculer un taux de sédimentation sur cette période, il est nécessaire de soustraire à l'épaisseur totale de sédiments tardiglaciaires, l'épaisseur cumulée de l'ensemble des dépôts instantanés (≥ 0.5 cm d'épaisseur) identifiés sur cette période (soit un total de 40.9 cm).

En prenant l'hypothèse forte d'un taux de sédimentation constant, il est donc possible d'évaluer à 0.117 cm/ an le taux de sédimentation tardiglaciaire (Table DG-1), comparable à celui de la période de quiescence de l'archivage de dépôts sismo-induits, entre -2000 et 0 yr cal CE.

Time interval	16 700 to 11 700 years BP	
Mean sedimentation rate (cm/ yr)	0.117	
Type of event layer	Hm or Tu+Hm	GB
Number of event layers with a thickness ≥ 0.5 cm	11 event layers	9 event layers
Number of event layers with a thickness ≥ 0.5 cm per kyr	2.2 event layers/ kyr	1.8 event layers/ kyr

[Table DG-1](#) : Synthèse des temps de retour des deux types de dépôts instantanés du bassin profond, sur la période du Tardiglaciaire.

Sur cette base (en ne considérant et ne comparant que le nombre de dépôts instantanés ≥ 0.5 cm), le lac d'Aiguebelette semble moins sensible à l'enregistrement de dépôts de type Hm ou Tu+Hm au cours du Tardiglaciaire que durant les trois périodes identifiées composant l'Holocène ([Partie III, Tableau III-2](#)). Cette interprétation se base sur l'hypothèse forte que ces dépôts sont liés aux mêmes processus qu'à l'Holocène.

Il est alors possible d'estimer la valeur de l'ESTI attribuée au Lac d'Aiguebelette au cours de la période Tardiglaciaire, sur la base du taux de sédimentation moyen obtenu ainsi que la position d'autres lacs alpins dans un graphique 'EST Index vs. sedimentation rate' (de façon similaire à la [Figure III-9 \(A\)](#)). Une ESTI de 0.169 est obtenue, légèrement inférieure à celle de 0.18 obtenue dans la Partie III de ce manuscrit sur la base du taux de sédimentation représentatif de la période historique. A titre de perspective, une comparaison de plusieurs lacs alpins serait envisageable entre la sensibilité aux séismes au cours du Tardiglaciaire et celle à l'Holocène. Cependant, les données couvrant le Tardiglaciaire pour les lacs archiveurs de dépôts sismo-induits restent très limitées ou pas adaptées (nombreux dépôts de crue, manque d'information) et ne permettent pas d'effectuer à ce jour ce type de comparaison.

DG-4. Implications en termes d'aléa sismique

Afin de tirer des conclusions de ces travaux en termes d'aléa sismique, il est nécessaire de discuter de quatre axes principaux sur les limites possibles d'interprétation des résultats :

(1) Comment qualifier l'incertitude sur l'interprétation de la nature sismique des dépôts instantanés analysés ? Quel serait l'impact de cette incertitude sur les récurrences estimées ?

(2) Quels éléments propres au lac et aux dépôts analysés pourraient induire un biais dans nos analyses ?

(3) Sachant qu'une variabilité spatiale de l'enregistrement des dépôts induits par des séismes existe au sein du lac, quelle représentativité peut-on accorder aux résultats obtenus sur les sédiments de la fosse profonde à partir d'une seule carotte longue et de carottes pilotes ?

**(4) Quelle confiance peut-on avoir concernant la complétude de la chronique établie ?
Quelle interprétation peut-on en tirer en termes d'aléa sismique ?**

L'objectif de ce paragraphe est de mieux cerner les apports et les limites de cette méthode paléosismologique pour la caractérisation de l'activité des sources sismiques, que ce soit régionalement ou plus largement. Pour cela, nous discutons en apportant des éléments de réponse aux questions soulevées dans les quatre points listés ci-dessus.

DG-4.1. Comment qualifier l'incertitude sur l'interprétation de la nature sismique des dépôts instantanés analysés ? Quel serait l'impact de cette incertitude sur les récurrences estimées ?

Il est possible de définir 3 niveaux de confiance ("initial", "élevé", "moyen") pour interpréter les dépôts instantanés analysés comme ayant été induits par des séismes (Figure DG-1). Ces niveaux de confiance sont principalement liés aux types de mesures effectuées et donc à l'épaisseur de dépôts sur lesquels ont pu être faites ces analyses, permettant les différentes interprétations.

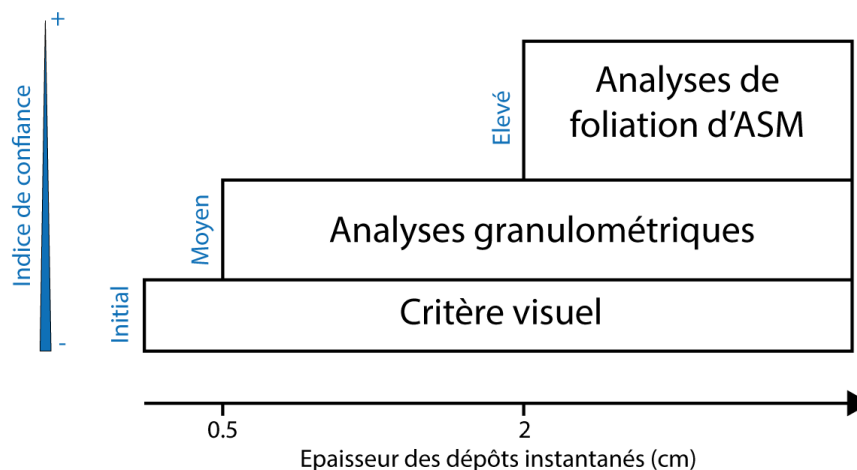


Figure DG-1 : Schéma de l'identification des dépôts instantanés en fonction de leur épaisseur et des types d'analyses menées. Les analyses géochimiques et d'ARI viennent appuyer les identifications pour les dépôts d'épaisseur supérieure à 0.5 cm.

Le niveau initial : au premier abord, tous les dépôts de type Hm ou Tu+Hm ont été identifiés sur la base d'un critère visuel (voir les méthodes présentées à la [Partie II](#)).

Le niveau "élevé" : le niveau de confiance le plus haut quant à l'interprétation de la nature sismique de ces dépôts concerne ceux ayant de hautes valeurs de foliation d'ASM (dépôt d'épaisseur > 2cm, sur lesquels les mesures ont pu être faites). Les valeurs élevées de la foliation d'AMS sont associées à l'effet de seiche de la masse d'eau pouvant être induit par un séisme ([Beck, 2009](#) ; [Campos et al., 2013](#)). De nombreuses études paléosismologiques prennent en compte ce critère pour l'interprétation sismo-induite des dépôts instantanés.

Le niveau "moyen" : à un niveau de confiance inférieur, il est possible de placer l'ensemble des dépôts sur lesquels les analyses granulométriques ont été menées et qui se positionnent au sein d'une même tendance dans un graphique de type Passega (voir [Figure III-5](#)). Le graphique de type Passega est souvent utilisé pour caractériser la dynamique de transport et de mise en place des dépôts sédimentaires ([Passega, 1964](#) ; [Wilhelm et al., 2013, 2015](#)). L'ensemble des dépôts identifiés visuellement comme étant de type Hm et Tu+Hm se place sur la même tendance que ceux ayant de fortes valeurs de foliation d'AMS. Il est alors possible de généraliser l'interprétation du processus de dépôt sismo-induit faite sur les faciès Hm et Tu+Hm à fortes valeurs de foliation d'ASM pour l'ensemble des dépôts identifiés visuellement et ayant la même tendance dans le graphique Passega.

L'impact de ces niveaux de confiance sur l'interprétation de l'origine sismique des dépôts instantanés donne donc une plus forte validité à une chronologie basée sur les dépôts d'épaisseur > 2 cm. Pour autant, la chronologie présentée dans ces travaux de thèse (au vu des études paléosismologiques disponibles dans la littérature et des différentes analyses sur lesquelles les interprétations se basent) semble cohérente quant à l'origine sismo-induite des dépôts instantanés d'épaisseur > 0.5 cm pris en compte.

Dans le cas du lac d'Aiguebelette, les analyses géochimiques sur les dépôts instantanés montrent des variations des valeurs du ratio de $\ln(\text{Ca}/\text{Ti})$ en dessous ou au-dessus des valeurs moyennes correspondantes à la sédimentation continue. Ces variations sont interprétées comme dépendantes des sources de provenance du sédiment ([Partie IV](#)).

DG-4.2. Quels éléments propres au lac et aux dépôts analysés pourraient induire un biais dans nos analyses ?

A l'échelle des deux fosses Sud du lac d'Aiguebelette, ces travaux de thèse montrent une grande variabilité spatiale dans l'archivage de dépôts instantanés interprétés comme induits par des séismes. Quatre dépôts de type Hm ou Tu+Hm sont archivés dans la séquence longue de la petite fosse du lac (séquence AIG17I), tandis que 55 d'entre eux sont comptés dans la fosse profonde (séquence AIG17III) du lac d'Aiguebelette.

Les différences observées entre les séquences sédimentaires des deux fosses sud du lac d'Aiguebelette (nombre d'unités sédimentaires identifiées, nombre de dépôts instantanés, présence de varves sur différentes périodes de temps) permettent de constater que ces fosses se comportent comme deux lacs distincts (Figure III-A-2).

Les deux facteurs principaux pouvant induire une variabilité d'enregistrement des dépôts sismo-induits au sein du lac sont :

a) la bathymétrie du lac, en fonction des valeurs de pentes environnantes, et **b)** les variations du taux de sédimentation.

a) Il est possible que la différence de topographie du bassin versant bordant chacune de ces deux fosses ainsi que la bathymétrie du lac jouent un rôle prépondérant. En effet, les zones de fortes pentes (entre 30 et 40 degrés) sur la rive sud-est du lac, impliquent une sensibilité accrue aux déstabilisations (Figure II-4). La carte d'analyse morpho-bathymétrique du lac d'Aiguebelette (Figure II-2) permet de constater que les dépôts de transport de masse remobilisent du sédiment provenant de zones d'arrachement différentes. Cela suggère qu'en fonction des périodes de temps, certaines zones étaient plus ou moins sujettes aux déstabilisations, en cas de séismes. La facilité au déclenchement de dépôts de transports de masse est étroitement liée avec l'accumulation de sédiments et l'angle des pentes au moment du séisme (Schnellmann et al., 2005 ; Praet et al., 2017 ; Çellek, 2020 ; Li et al., 2022).

Sur la carte bathymétrique, il est possible de constater peu de glissements importants dans la zone Sud-Est du lac (Figure II-2). Il est probable que l'accumulation des sédiments soit plus difficile dans cette zone, du fait des fortes pentes. En cas de sollicitation sismique, il est possible que des purges superficielles alimentent la fosse profonde et génèrent des dépôts instantanés de faible épaisseur (dont certains sont archivés dans les séquences prélevées dans la partie la plus à l'Est de la fosse (AIG16-06 et AIG16-05) et ne le sont pas au point de carottage de la séquence longue situé plus à l'Ouest (AIG17III).

Il est possible d'observer (Figure II-2) que les grands glissements au Nord de la fosse Sud ont certainement re-mobilisé des sédiments provenant des zones subaquatiques à l'Ouest du lac. Il semble qu'un volume plus important de sédiment se soit accumulé dans ces zones, où se localisent les débouchés des petits affluents. Il est donc possible que pour des valeurs de pentes égales à la zone Sud-Est, ces zones au Nord-Ouest de la fosse Sud soient plus facilement déstabilisables, de par leur plus importante charge en sédiment. L'étude de séquences provenant de ces zones Nord-Ouest (par exemple des taux de sédimentation, des taux d'accumulation et des temps d'occurrence ainsi que des épaisseurs des dépôts instantanés) pourrait permettre de mieux comprendre la sensibilité de cette partie du lac à l'archivage de dépôts sismo-induits.

Les pentes de la petite fosse varient globalement de 0 à 20 degrés, les zones ayant des valeurs comprises entre 30 et 40 degrés sont très limitées. Les pentes sont bien plus faibles que dans la fosse profonde, ce qui explique probablement en partie la différence d'archivage des DI.

Ces critères morphologiques ont donc pu participer à l'archivage plus important de dépôts instantanés au sein de la fosse profonde comparativement à la petite fosse.

b) L'un des facteurs important de la variabilité de l'archivage des dépôts instantanés entre la petite et la grande fosse sud du lac d'Aiguebelette repose aussi, très certainement, sur les différences de taux de sédimentation. Les variations du taux de sédimentation constituent l'un des facteurs pouvant causer une augmentation ou une réduction de l'archivage des dépôts instantanés liés à des séismes (Wilhelm et al., 2016 ; Rapuc et al., 2018).

Par ailleurs la fosse Nord est alimentée par plusieurs cours d'eau dont le principal est la Leysse de Novalaise (Figure II-2), qui contribue à l'apport sédimentaire de matériel détritique allochtone. Ces sédiments s'accumulent sur les pentes Nord et Ouest du bassin Nord et participent à la surcharge sédimentaire et à un taux de sédimentation plus important. Ces deux paramètres sont primordiaux pour la remobilisation de sédiments lors d'événements sismiques, il est possible que ces facteurs expliquent les grands glissements observés à partir des données bathymétriques à haute résolution (Figure II-2).

L'ensemble des dépôts gravitaires observés dans la bathymétrie (Figure II-2) et identifiables sur certains profils sismiques (A-10) du lac d'Aiguebelette ne peuvent pas être interprétés comme sismo-induits. N'ayant pas de carotte datée provenant de la fosse nord du lac, il n'est pas possible, actuellement, de contraindre la chronologie de la mise en place des dépôts gravitaires observés. Les profils sismiques couvrant la fosse nord sont particulièrement affectés par la présence de gaz et il est donc difficile

d'estimer (même par datation relative) une chronologie des dépôts pouvant être associés aux transports de masse observés dans la bathymétrie.

DG-4.3. Sachant qu'une variabilité spatiale de l'enregistrement des dépôts induits par des séismes existe au sein du lac, quelle représentativité peut-on accorder aux résultats obtenus sur les sédiments de la fosse profonde à partir d'une carotte longue et de carottes pilotes ?

DG-4.3.1. Variabilité de l'archivage au sein de la fosse profonde : comparaison AIG17III et 16-05 et 16-06

Sur la période historique ([Figure III-B-6](#)), il est possible de constater une variabilité de l'archivage des dépôts instantanés de type Hm ou Tu+Hm au sein de la fosse profonde. En effet, indépendamment de leur épaisseur, 8 de ces dépôts sont identifiés dans la séquence longue AIG17III contre 13 dans la 16-05. Il a été possible de corréliser 4 d'entre eux entre ces séquences. La différence notable de l'archivage des dépôts instantanés entre chaque séquence concerne majoritairement les dépôts de faible épaisseur (< 2cm).

Sur cette base, il semble que l'archivage des dépôts instantanés n'est pas complet au sein de chaque carotte prélevée dans la fosse profonde du lac d'Aiguebelette. Afin de compléter le recensement des dépôts sismo-induits à l'échelle de ce bassin, davantage de carottages semblent nécessaires. De nombreux profils sismiques indiquent la présence de gaz au sein du lac ce qui rend leur interprétation difficile. De plus, les dépôts instantanés de faible épaisseur peuvent passer inaperçus.

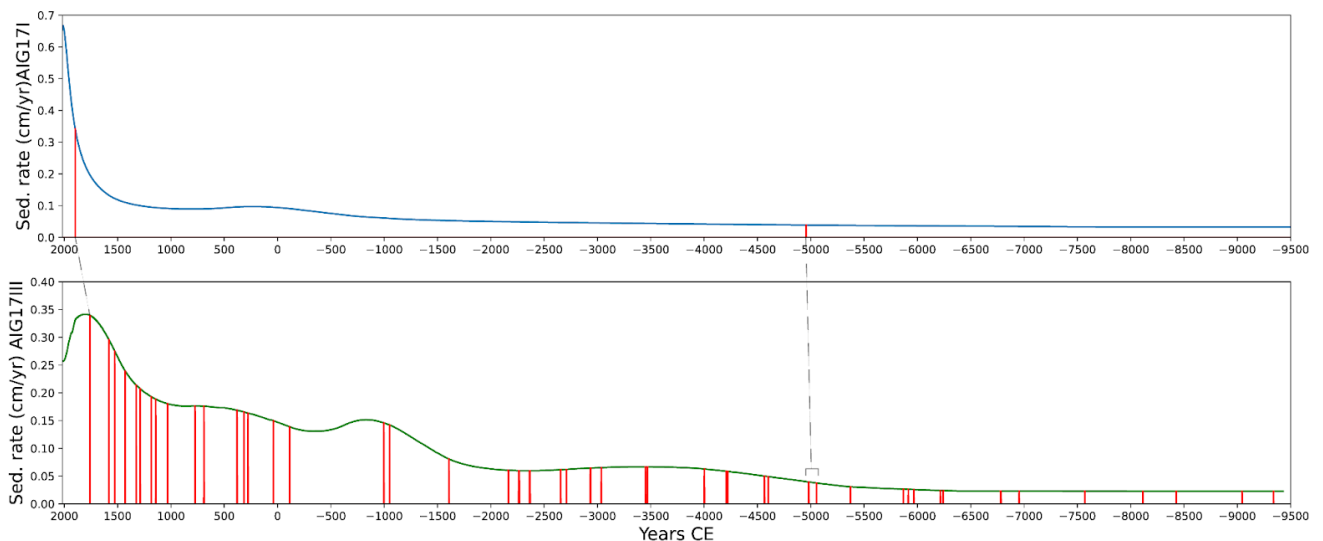
Les corrélations entre les différentes séquences disponibles au sein de la fosse profonde sont possibles sur la période historique. Sur cette période, il semble que les dépôts instantanés de faible épaisseur ne soient pas répartis de façon uniforme à l'échelle de cette fosse. Il est possible d'expliquer cela par des déstabilisations facilitées par plus les fortes pentes, à l'Est de la fosse profonde. Il y aurait donc potentiellement un archivage préférentiel de dépôts instantanés de faible épaisseur aux points de carottages des séquences les plus à l'Est (AIG16-05 et AIG16-06) comparativement à la localisation de la séquence longue (AIG17-III) qui serait plus sensible à l'archivage de déstabilisations dont le sédiment provient des bordures Ouest du lac (exemple : le dépôt chenalisé, [Partie IV](#)).

DG-4.3.2. L'archivage au sein des deux fosses Sud du lac d'Aiguebelette

Après avoir considéré la variabilité spatiale de l'enregistrement des dépôts sismo-induits, il est nécessaire de discuter de l'impact des variations du taux de sédimentation sur cet archivage ([Figure DG-2](#) ; [Tableau DG-2](#)).

Les deux fosses sud du lac d'Aiguebelette peuvent être considérées comme deux enregistreurs indépendants de la paléosismicité. Seuls 4 dépôts de type (Hm ou Tu+Hm) sur l'ensemble de la séquence de la petite fosse ont été identifiés contre 55 dans la grande fosse.

Plusieurs études paléosismologiques lacustres suggèrent que le taux de sédimentation est un paramètre prépondérant dans la capacité d'un lac à archiver des dépôts sismo-induits ([Wilhelm et al., 2016](#) ; [Rapuc et al., 2018](#) ; [Gastineau, 2022](#)). Pour mieux comprendre l'influence du taux de sédimentation sur la sensibilité de chaque fosse aux événements sismiques, des comparaisons de ces taux sont effectuées. Les sédiments couvrant les périodes holocènes des deux séquences sont comparés ([Tableau DG-2](#)).



[Figure DG-2](#) : Comparaison des taux de sédimentation au sein des deux fosses (en haut : pour la petite fosse et en-dessous : pour la grande fosse). La répartition des dépôts instantanés (Hm ou Tu+Hm) sur la période de -9500 à 2017 yr CE est présentée en rouge pour les deux fosses. Chaque barre rouge correspond à un dépôt de type Hm ou Tu+Hm. Tous ces dépôts sont présentés, indépendamment de leur épaisseur. Les pointillés gris suggèrent une synchronicité dans l'archivage de certains dépôts instantanés, entre les deux fosses.

	Taux de sédimentation (cm/an)		
	Stade 1 : -9890 to -2000 yr CE	Stade 2 : -2000 to 0 yr CE	Stade 3 : 0 to 2017 yr CE
AIG17III (fosse profonde)	0.04	0.12	0.22
AIG 17I (petite fosse)	0.04	0.07	0.22

[Tableau DG-2](#) : Comparaisons des taux de sédimentation (cm/an) sur les 3 stades holocènes identifiés dans la partie III du manuscrit, pour la petite et la grande fosse du lac d'Aiguebelette.

Aux stades 1 et 3 (respectivement de -9890 à -2000 yr CE, puis de 0 à 2017 CE), il est possible de constater que les taux de sédimentation dans les 2 fosses sont identiques ([Tableau DG-2](#)). Cependant, au stade 2, le taux de sédimentation dans la petite fosse est presque 2 fois inférieur.

Au stade 3 (le plus récent), si seul le taux de sédimentation est considéré, il est possible de s'attendre à avoir le même nombre de dépôts instantanés dans la petite et la grande fosse. Pourtant seul 1 dépôt de type Hm ≥ 0.5 cm est archivé dans la petite fosse, contre 11 dans la grande fosse, à cette période. Suite à cette observation, il semble (au premier ordre) que le taux de sédimentation ne soit pas le seul paramètre important dans la sensibilité d'un lac à l'archivage de dépôts sismo-induits. Dans les sédiments de la petite fosse, il est intéressant de constater que le seul dépôt instantané (de type Hm) archivé durant la période historique (stade 3) s'est mis en place entre 1815 et 1955 yr cal CE (sur la base du modèle d'âge, [Partie IV](#)). Cet intervalle d'occurrence est compatible avec le séisme du Bugey, survenu en 1822 CE et potentiellement archivé dans la fosse profonde ([Partie III](#)). Il est donc possible que la petite fosse du lac d'Aiguebelette soit sensible à ce type de séisme et que les pentes au sein de cette fosse aient été assez chargées lors de cet événement.

Bien qu'au stade 3 les taux de sédimentation moyens soient identiques entre les deux fosses, il est important de constater (au second ordre) que celui de la petite fosse est longtemps resté inférieur à celui de la grande fosse. C'est à partir de 1500 CE qu'il est possible d'observer une nette augmentation de ce taux de sédimentation pour la petite

fosse. La valeur de 0.2 cm/an n'est atteinte qu'à partir de 1765 yr cal CE. L'ESTI de la petite fosse n'est donc comparable à celui de la grande fosse que depuis relativement "peu" de temps. Cela signifie qu'avant cette période, il est possible que le taux de sédimentation de la petite fosse ait été trop faible pour permettre d'archiver autant de dépôts sismo-induits que dans la fosse profonde.

L'analyse et la comparaison des taux de sédimentation dans les deux fosses Sud permet de constater que le taux de sédimentation n'est pas le seul facteur à prendre en considération. Comme discuté précédemment, il est aussi nécessaire de prendre en compte la morphologie du bassin (pentes), la nature du sédiment, l'influence des activités humaines et les variations du climat (niveau d'eau, périodes de gel-dégel).

DG-4.3.3. Les épaisseurs des dépôts instantanés

Les épaisseurs des dépôts instantanés sont variables au long des séquences sédimentaires.

L'épaisseur est une variable dépendante de nombreux paramètres, tels que : la sensibilité du lac à l'événement déclencheur, la quantité de sédiment disponible au moment de l'événement déclencheur, la zone subaquatique remobilisée, ainsi que la position des points de carottage par rapport au MTD source. Dans la chronique de dépôts instantanés réalisée, il est possible d'observer une récurrence de 3 à 4 k années pour les dépôts de plus de 4.5 cm d'épaisseur, visible sur la [Figure III-11](#), ([Partie III](#)). Sur la base des taux de sismicité actuels publiés dans [Drouet et al., 2020](#), une période de retour de l'ordre de 3.5 ka est estimée pour un séisme de $M_w = 5$ et une période de retour de 5 ka pour un séisme de $M_w \geq 5.5$ (sur une zone correspondant à un cercle de 10 km de rayon centré sur le lac d'Aiguebelette). Il est alors possible de suggérer l'occurrence de séismes de $M_w = 5$ ou $M_w \geq 5.5$, tous les 3 à 4 kyr, dans un cercle de 10 km de rayon autour du lac d'Aiguebelette. Cette suggestion se base sur deux hypothèses fortes : 1) un taux de sismicité qui a peu varié depuis -9890 CE et 2) une corrélation possible entre les périodes de retour calculées ([Banjan et al., 2022](#), [Table IV-7](#)) et les périodes de retour observées pour les dépôts d'épaisseur ≥ 4.5 cm dans la chronique de sismicité ([Figure III-11](#), [Partie III](#)).

Pour confirmer les observations sur les périodes de retour des dépôts sismo-induits, il est nécessaire d'analyser davantage de séquences sédimentaires. Recenser les dépôts instantanés de type Hm ou Tu+Hm à l'échelle de la fosse profonde permettrait de minimiser les problèmes de complétude de l'information servant à établir la chronique de sismicité ([Partie III](#)).

De façon globale, une augmentation du nombre de dépôts instantanés de ~ 0 à 2017 CE est observée dans les sédiments du lac d'Aiguebelette conjointement à une augmentation du taux de sédimentation. Sur cette période "récente", les périodes de temps entre l'occurrence de dépôts instantanés successifs sont comprises entre 25 et 125 ans, pour les dépôts d'épaisseur ≥ 0.5 cm ([Partie III](#)).

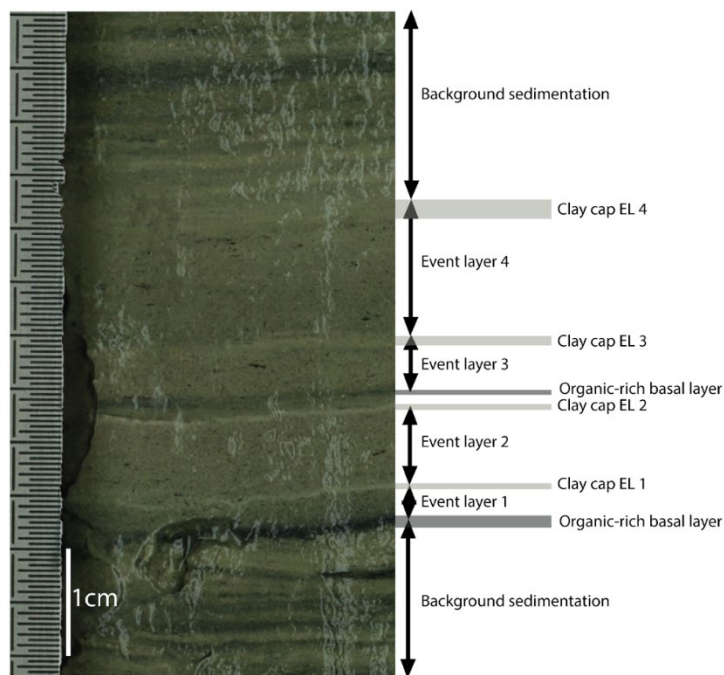
Il est possible que la complétude du recensement des dépôts sismo-induits archivés dans les sédiments soit plus critique pour les dépôts instantanés de faible épaisseur (≤ 2 cm). En effet, les dépôts interprétés comme sismo-induits archivés dans les carottes pilotes AIG 16-05 et AIG 16-06 et n'étant pas archivés dans la séquence longue (AIG17III) sont de faible épaisseur (≤ 2 cm).

Dans la période récente, il est aussi possible que certains dépôts peu épais ne soient pas associés à des événements sismiques. C'est en effet ce qui est envisagé pour les 4 dépôts instantanés successifs les plus récents, d'épaisseur ≤ 2 cm et non corrélables aux catalogues de sismicité disponibles.

Dans ce cas, il est possible que les périodes de quiescence entre les dépôts instantanés soient plus longues qu'estimées dans la période "récente" entre ~ 0 et 2017 CE.

DG-4.4. Quelle confiance peut-on avoir concernant la complétude de la chronologie établie ? Quelle interprétation peut-on en tirer en termes d'aléa sismique ?

L'étude de 4 dépôts instantanés permet de poser les limites à ces questions dans le cadre de ces travaux de thèse. Ces dépôts instantanés sont successifs et les plus récents, uniquement archivés dans les carottes pilotes les plus à l'Est de la fosse Sud (séquences AIG16-05 et AIG16-06). Leur épaisseur totale est de 2.6 cm (Figure DG-5). Ces 4 dépôts ont été archivés entre 1921 et 1929 CE (selon le modèle d'âge et le comptage de varves).



[Figure DG-3](#) : Photographie légendée des 4 dépôts instantanés successifs archivés dans les séquences AIG16-05 et AIG16-06.

Ces 4 dépôts successifs sont décrits comme suit en partant des profondeurs les plus basses vers le sommet de la séquence :

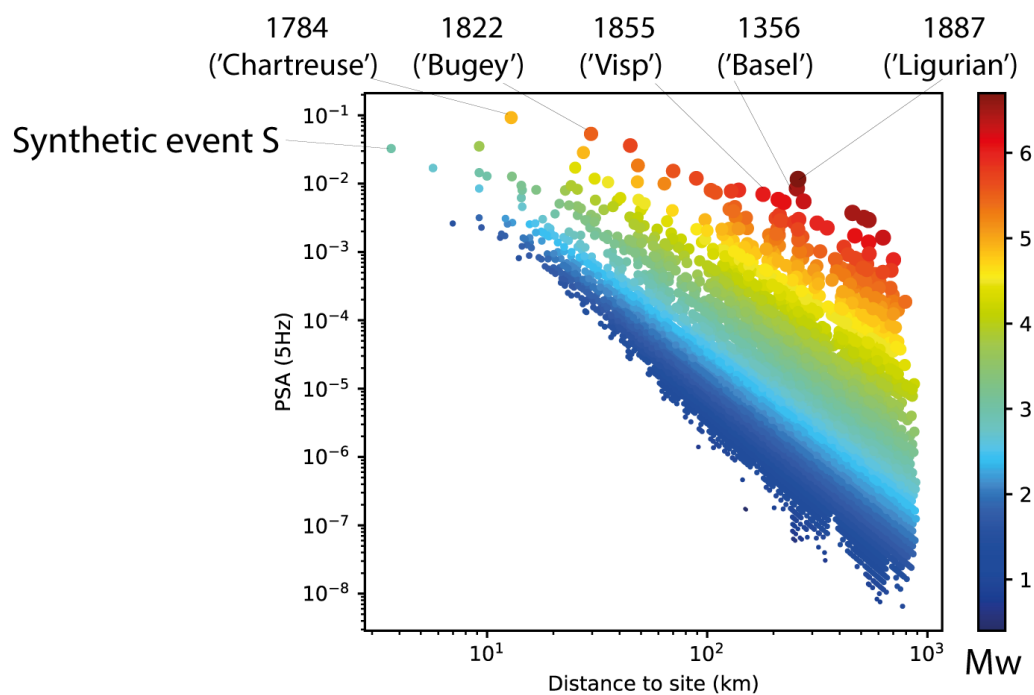
- Le premier dépôt “EL 1” (Event layer 1, [Figure DG-3](#)) est précédé d’une couche de l’ordre de 0.1 cm d’épaisseur, de couleur sombre, qui semble enrichie en matière organique. Cet EL 1 est épais de 0.3 cm. Le faciès est visuellement homogène et est coiffé d’un “clay cap”. Cet EL 1 est interprété comme un dépôt de type Hm.
- Le deuxième dépôt “EL 2” (Event layer 2, [Figure DG-3](#)) est situé juste au-dessus du clay cap de l’EL 1. Cet EL 2 fait 0.7 cm d’épaisseur et semble aussi visuellement homogène. L’EL 2 est interprété comme un dépôt de type Hm.
- Le troisième dépôt “EL 3” (Event layer 3, [Figure DG-3](#)) est épais de 0.4 cm. De part son aspect visuellement homogène et la présence de clay cap à son sommet, il est interprété comme un dépôt de type Hm. Il semble séparé de l’EL 2 par un dépôt de 0.15 cm d’épaisseur constitué d’une couche plus sombre possiblement enrichie en matière organique. Il est possible d’interpréter cet intervalle comme étant de la sédimentation continue (lamine sombre/ varve d’hiver) ou alors, de considérer qu’il s’agisse de la base du dépôt enrichie en matière organique.
- Le quatrième dépôt “EL 4” (Event layer 3, [Figure DG-3](#)) est épais de 1.3 cm. Les premiers 0.4 cm le constituant semblent plus sombres (possiblement plus riches en matière organique). Deux points de mesure granulométrique au sein de ce dépôt ont permis de confirmer l’observation visuelle concernant la taille des grains qui semble homogène. Le clay cap de cet EL 4 est moins net et semble plus épais que celui des 3 dépôts instantanés situés juste en-dessous. L’EL 4 est aussi interprété comme un dépôt de type Hm.

Les clay caps coiffant chacun des 4 dépôts instantanés sont présents, ce qui suggère l’absence de base érosive lors de la mise en place de l’EL n+1 faisant partie de cette succession de dépôts.

Il est possible que la dynamique de mise en place de ces dépôts soit associée à plusieurs “pulses” de turbidites et que la lamine sombre intercalée entre les deux dépôts en position basale et ceux en position sommitale corresponde à un niveau riche en matière organique comme montré dans les travaux de [Vermassen et al., \(2023\)](#). Dans ce cas, il est possible de considérer que ces 4 dépôts soient “synchrones” et ne correspondent qu’à un seul évènement déclencheur (qu’il soit d’origine anthropique ou tectonique). Deux options peuvent être considérées quant à la source du sédiment remobilisé : (1) plusieurs décharges provenant d’une seule zone de remobilisation (multi-pulsed single flow) ont pu avoir lieu, ([Goldfinger, 2009](#) ; [Vermassen et al., 2023](#))

ou (2) plusieurs décharges provenant de différentes zones de remobilisation ont pu se produire et converger ensuite dans la zone de dépôt. Comme discuté par [Van Daele et al. \(2017\)](#), il est aussi possible qu'un effet de seiche donne lieu à un empilement de dépôts instantanés.

Ces 4 dépôts instantanés successifs ne sont pas corrélables à des évènements sismiques régionaux des catalogues disponibles. Il est possible qu'ils n'aient pas été recensés dans les nouvelles de l'époque et n'aient pas pu être enregistrés par les instruments sismologiques, peu sensibles et peu nombreux à cette époque. Pourtant, un évènement synthétique de $M_w = 3$, avec une distance épacentrale de 3 km, a des valeurs de PSA (aux fréquences proches de 5Hz) bien plus élevées que le séisme de Bâle (1356 CE) et du même ordre que celles du séisme du Bugey (1822 CE), ([Figure DG-4](#)). Il est donc envisageable qu'un ou plusieurs évènements sismiques de magnitude relativement faible ($M_w=3$) et proches du lac (distance épacentrale inférieure ou égale à 3 km) aient pu induire des déstabilisations permettant l'archivage des 4 dépôts instantanés consécutifs observés sans toutefois avoir été significativement ressenti par la population.



[Figure DG-4](#) : Graphique des valeurs de PSA en fonction de la distance épacentrale au lac d'Aiguebelette, pour différents évènements sismiques. Les PSA sont calculées sur la base des GMPE d'[Akkar et al., 2014](#), pour une fréquence de 5 Hz en entrée. Les évènements particulièrement discutés dans ce manuscrit de thèse sont reportés. Les informations concernant le séisme de Visp (1855 CE) ont été rapportées de la base de données EPICA (European Pre Instrumental Earthquake Catalogue). Un évènement synthétique ('Synthetic event S') de $M_w = 3$ et dont l'épicentre est situé à 3 km du lac d'Aiguebelette. Le reste des évènements sismiques utilisés provient du catalogue

FCAT-17. Les incertitudes sur les valeurs de PSA ne sont pas représentées, ce sont les valeurs relatives qui sont comparées pour chaque évènement.

Le PGA (ou peak ground acceleration, pic d'accélération au sol) correspond à l'accélération maximale au sol (pour une particule). La PSA (ou pseudo-spectral acceleration, accélération pseudo-spectrale) correspond à l'accélération maximale induite par un mouvement du sol sur un oscillateur linéaire. La PSA est la plupart du temps utilisée pour l'analyse de l'impact des mouvements sismiques sur les bâtiments (Baker et al., 2006). Dans le cadre de ces travaux de thèse, l'intérêt se porte sur les possibles déstabilisations de sédiments lors d'un séisme et l'archivage de ces évènements. Pour classer de manière relative l'impact de différents séismes au lac et pour une première approche, l'utilisation des PSA semble adaptée. Dans l'éventualité d'une approche quantitative plus absolue (par exemple, pour générer des modèles de stabilité des pentes), il serait nécessaire de calculer le mouvement en champ libre avec des lois adaptées et en y ajoutant la contribution des effets locaux (effets de site).

Outre l'hypothèse sismique, il est nécessaire d'envisager la possibilité que ces dépôts puissent être induits par des déstabilisations spontanées ou anthropiques. L'exploitation du lac est croissante depuis environ 1900 CE et des archives écrites (Figure DG-5) attestent de la présence de travaux dans le lac vers 1910 CE. Seuls des évènements accidentels sont mentionnés dans la presse régionale de l'époque. Des recherches complémentaires dans les archives départementales seraient nécessaires pour confirmer la présence de travaux (câbles de dragages ou autre) à la période où les 4 dépôts successifs se sont mis en place (entre 1921 et 1929 CE). Pour autant, cette hypothèse doit être prise en compte.



Figure DG-5 : Extrait de la Dépêche d'Eure-et-Loir (30 août 1910), mentionnant la présence de travaux de dragage au sein du lac d'Aiguebelette.

Sur la période historique, la répartition des dépôts instantanés au cours du temps semble suivre une distribution de type gamma (cf partie III), compatible avec ce qu'on

pourrait attendre d'une origine sismique (associée au temps d'interoccurrence). Le temps d'interoccurrence correspondrait alors à l'intervalle de temps entre les séismes survenus sur l'ensemble des failles d'une région (ou donc d'une zone sismo tectonique), ce qui est différent du temps de récurrence qui ne correspond qu'aux intervalles de temps entre les événements sismiques sur une faille ou un segment de faille (Abaimov et al., 2008).

La différence notable du nombre de dépôts instantanés enregistrés entre la petite et la grande fosse du lac d'Aiguebelette permet toutefois de montrer qu'il existe une grande variabilité dans l'enregistrement des dépôts sismo-induits au sein d'un même lac. Cette variabilité est aussi constatée sur plusieurs lacs d'une même région, en comparant les âges des dépôts instantanés archivés dans les lacs voisins du Bourget et d'Annecy et d'autres lacs périalpins (Chapron, 1999 ; Nomade, 2005). on peut donc constater que l'étude paléosismologique des sédiments du lac d'Aiguebelette ne peut pas, à elle seule, être exploitée pour caractériser l'aléa sismique régional.

Pour une zone d'étude donnée, l'analyse d'un seul enregistreur de la paléosismicité n'est pas assez représentative (spatialement) pour estimer l'aléa sismique. Il serait donc nécessaire de croiser les données paléosismologiques de plusieurs lacs afin de pouvoir apporter des éléments représentatifs dans le cadre d'une étude de l'aléa sismique régional. Néanmoins, ces travaux de thèse ont permis d'établir une chronique de dépôts interprétés comme sismo-induits, sur le temps long. Mis à part le récent travail de Daxer et al. (2022), une telle chronique couvrant la période holocène est inédite dans les Alpes. Il s'agit aussi d'une des rares chroniques de ce type à l'échelle mondiale, à ce jour. En ce sens il est alors envisageable d'utiliser ces résultats pour tester et éventuellement valider/infirmier les résultats de calculs d'aléa probabilistes régionaux, en comparant par exemple la période de retour attendue d'un mouvement du sol susceptible de déclencher un MTD avec celle observée dans la chronique établie. plus généralement, ce type d'étude en paléosismologie lacustre est le seul moyen connu permettant d'envisager le temps de retour de "forts séismes" ($M_w \geq 5$). Sur la base d'hypothèses fortes décrites précédemment, les dépôts de type Tu+Hm ou Hm d'épaisseur ≥ 4.5 cm dont le temps de retour observé sur la chronique est de 3 à 4 kyr, sont interprétés comme de "forts séismes". Ces événements peuvent être dommageables pour la population et suscitent donc un intérêt important.

DG-4.5. Réflexions sur la part des variations climatiques et/ou des activités humaines dans l'enregistrement des dépôts de séismes au sein des séquences sédimentaires du lac d'Aiguebelette

Le taux de sédimentation tardiglaciaire moyen est comparable à celui obtenu sur la période de -2000 à 0 yr CE.

Le nombre de dépôts de type Hm ou Tu+Hm tardiglaciaires d'épaisseur ≥ 0.5 cm est comparable à celui de la période de -9890 à -2000 yr CE (premier stade identifié de l'Holocène), au cours de laquelle le taux de sédimentation est pourtant presque 3 fois inférieur.

Il est possible d'émettre 2 hypothèses pour expliquer ces observations :

1) La sismicité a varié dans la région entre la période tardiglaciaire et le premier stade identifié à l'Holocène (de -9890 à -2000 yr CE). Cette hypothèse est appuyée par plusieurs études montrant une augmentation de la sismicité à la fin des périodes de glaciation (Ojala et al., 2019 ; Brooks, 2020). Il est donc possible que malgré un taux de sédimentation 3 fois plus faible qu'au Tardiglaciaire, l'archivage de dépôts instantanés sismo-induits soit du même ordre, entre -9890 et -2000 yr CE.

2) Géomécaniquement, il est possible que la nature (cohésion) des sédiments tardiglaciaires soit différente de celle des sédiments holocènes. Il est fortement probable qu'une majeure partie des sédiments tardiglaciaires proviennent du lessivage de la farine glaciaire (comme l'indiquent les fortes valeurs de Zr/Rb dans les dépôts de type Tu, (Figure III-A-2). Des études sur les propriétés mécaniques de tills glaciaires et autres sédiments, suggèrent que les sédiments tardiglaciaires ont une plus forte cohésion, de par leur forte concentration en particules fines (Boulton, 1975 ; Shilts, 1983 ; Murton et al., 2010). La forte cohésion des sédiments tardiglaciaires a pu participer à réduire l'impact des mouvements sismiques sur les dépôts subaquatiques et donc à minimiser l'enregistrement de dépôts sismo-induits. Il est donc possible que malgré un taux de sédimentation 3 fois plus élevé au Tardiglaciaire (susceptible d'induire une sensibilité accrue à l'archivage de dépôts instantanés sismo-induits), le nombre de dépôts de type Hm ou Tu+Hm soit du même ordre qu'entre -9890 et -2000 yr CE. On constate dans ce cas que le taux de sédimentation ne gouverne pas seul la sensibilité d'un lac à enregistrer les séismes sous forme de dépôts instantanés.

Dans le cadre de l'étude de la chronique des dépôts instantanés couvrant l'Holocène (Partie III), l'observation conjointe de la répartition de ces dépôts et des variations du taux de sédimentation ont permis de définir 3 stades principaux. Le 1er stade couvrant la période de -9890 à -2000 yr CE est discuté précédemment.

Le deuxième stade correspond à l'intervalle de -2000 à 0 yr CE, caractérisé par une quiescence dans l'archivage des dépôts instantanés. Billaud and Lachenal, (2017) documentent trois phases principales d'occupation de sites palafittiques au cours de ce deuxième stade (autour de -1100 CE, puis vers -1000/-990 CE et de -930 à -805 CE). L'occupation humaine de ces sites est certainement liée à des changements climatiques et sociologiques. Ces auteurs indiquent aussi la possibilité d'une baisse du niveau d'eau lors de ces phases.

L'action conjointe des activités humaines et du climat ont donc pu mener à un changement de la sensibilité du lac à l'archivage des séismes, ce qui ne semble pas être le cas du taux de sédimentation qui a pourtant augmenté par rapport aux périodes précédentes. Il est possible que les fondations des palafittes (poteaux de bois plantés au fond de l'eau (Pétrequin and Bailly, 2004 ; Menotti and Prankenaité, 2008) puissent avoir un effet sur la stabilisation de certaines pentes. Cela induit potentiellement moins de déstabilisations lors de mouvements gravitaires sismo-induits.

Bien que difficile à quantifier, il est donc nécessaire de prendre en compte les facteurs d'activité humaine et des variations climatiques dans la considération de la sensibilité d'un lac aux séismes.

De 0 à 2017 yr CE, le taux de sédimentation moyen est le plus fort (Tableau DG-2). Bajard et al., (2016, 2017) ainsi que Rapuc et al., (2021) montrent que l'augmentation du taux de sédimentation peut être influencée par les variations climatiques et/ou par les activités anthropiques. Dans le cadre de ces travaux de thèse, la récurrence des dépôts sismo-induits est plus courte sur cette période récente (Figure III-B-12) et le nombre de dépôts instantanés interprétés comme sismo-induits est le plus élevé, conjointement à l'augmentation du taux de sédimentation.

Les enregistrements sédimentaires du lac d'Aiguebelette n'indiquent pas de variations géochimiques majeures au cours de l'Holocène (Figure III-A-2). A partir des données disponibles sur le lac d'Aiguebelette, il n'a pas été possible de proposer une relation directe entre les variations climatiques holocènes sur le taux de sédimentation. La seule observation directe au cours de l'Holocène concerne le faciès de sédimentation continue de la séquence AIG17III, entre 1216 et 1923 yr cal CE. Il est possible de constater que le faciès laminé, correspondant à des varves (Partie III), caractéristique de la sédimentation continue holocène est beaucoup plus diffus. La période caractéristique de cette lamination plus diffuse est compatible avec le Petit âge glaciaire (PAG). Dans le lac voisin du Bourget, Chapron (1999) a mis en évidence l'arrêt de la sédimentation varvée autour de la période du PAG également. Vincent et al., (2005) suggèrent de plus fortes précipitations hivernales au cours du PAG. Il est possible que ces variations climatiques ainsi qu'une variation du niveau d'eau aient engendrées un changement des conditions nécessaires au dépôts des varves bien visibles. En dehors de cette période de lamination plus diffuse, la sédimentation continue holocène est assez homogène avec des varves bien visibles. Cela suggère que les variations climatiques n'ont pas eu d'impact particulier sur les conditions nécessaires aux dépôts des varves (hors période du PAG). D'ailleurs, Arnaud et al., 2005 ainsi que Nomade, 2005 indiquent que, globalement, l'intensité des variations climatiques reste faible au cours de l'Holocène moyen, sur la base des données des lacs du Bourget et d'Annecy (respectivement). Les faibles variations climatiques globales au cours de l'Holocène n'ont possiblement pas eu d'impact majeur sur l'enregistrement sédimentaire des séismes au sein du lac d'Aiguebelette.

Les variations constatées entre les taux de sédimentation et le nombre de dépôts instantanés archivés du Tardiglaciaire à l'Holocène, suggèrent que les pentes, la nature du sédiment et l'activité humaine sont des paramètres à prendre en compte dans la sensibilité d'un lac à l'archivage des dépôts sismo-induits.

De façon globale, il est possible de considérer que les lacs de plaine n'enregistrent pas uniquement un signal tectonique et climatique. En effet, l'influence de l'activité humaine ainsi que les apports détritiques (crues) dans de nombreux cas (e.i. Lac du Bourget, Lac d'Annecy) perturbent le signal purement tectonique. Cette discussion générale suggère que le Lac d'Aiguebelette n'est pas exempt de l'impact de l'activité humaine depuis environ -2000 yr CE. [Messenger et al. \(2022\)](#), montrent une augmentation conjointe de l'action de l'Homme et de l'érosion dans les sédiments du lac d'Aiguebelette depuis le dernier millénaire. Une nette augmentation du taux de sédimentation (aussi bien dans la grande que la petite fosse) est visible sur cette période, conjointement aux proxys anthropiques ([Figure DG-6](#)).

Les forçages de l'activité humaine sur cette période "récente", semblent caractéristique pour d'autres lacs pré-alpins, comme le suggèrent [Rapuc et al. \(2021\)](#).

Certains lacs de plus haute altitude allient de fortes pentes subaquatiques, des taux de sédimentation raisonnablement élevés (> 0.1 cm/an), et plusieurs études montrent que l'impact de l'activité humaine peut y être plus limité ([Lastras et al., 2009](#) ; [Liu et al., 2014](#) ; [Wilhelm et al., 2016](#)). Toutefois, dans certains certains lacs d'altitude, le pastoralisme peut avoir des conséquences sur l'archivage sédimentaire ([Bajard et al., 2020](#)), sans compter les cycles de gel et dégel.

En comparant l'archivage de dépôts sismo-induits au sein du lac d'Aiguebelette et les résultats obtenus par [Wilhelm et al., \(2016\)](#), il reste possible que les lacs d'altitude soient des objets d'étude à privilégier pour construire des chroniques de sismicité sur la période "récente" (entre de -2000 yr CE à nos jours). Le signal sédimentaire semble plus "simple" dans les lacs d'altitude. Simplifier le signal pourrait permettre de mieux comprendre la part de chaque processus en jeu (e.g. taux de sédimentation, variations climatiques) dans l'archivage des dépôts sismo-induits.

De telles études peuvent permettre de s'affranchir de l'impact des activités humaines prépondérant sur les variations du taux de sédimentation et l'archivage des dépôts instantanés. Ces études seraient particulièrement utiles, en complément d'analyses sur les séquences longues des lacs de plaine.

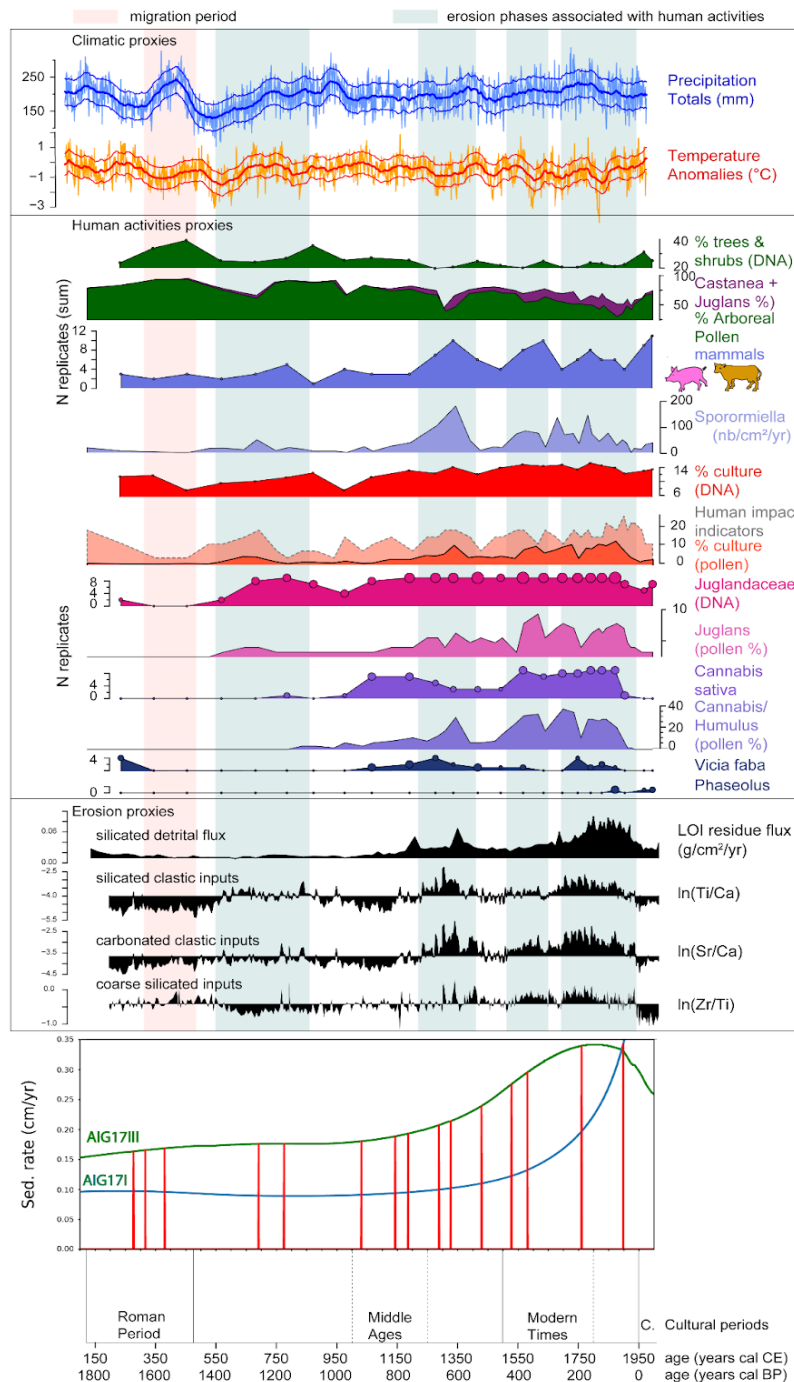


Figure DG-6 : Synthèse des histoires humaines et environnementales archivées dans le lac d'Aiguebelette ainsi que les variations climatiques issues des analyses dendrochronologiques de Büntgen et al. (2011). Figure issue de Messenger et al. (2022), avec ajout des variations des taux de sédimentation des fosses Sud du lac d'Aiguebelette (en vert, les données issues de la séquence AIG 17III et en bleu, celles de la AIG17I). En rouge sont représentés les dépôts instantanés de type Hm ou Tu+Hm sur la période représentée (une barre correspond à un dépôt instantané).

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Conclusions

De façon globale, ces travaux de thèse permettent de considérer le temps de retour des dépôts instantanés archivés dans les sédiments d'un lac périalpin en zone à sismicité modérée, avec des contraintes temporelles robustes sur la période holocène.

Le site d'Aiguebelette présente des avantages pour une étude de paléosismologie lacustre. Parmi eux, les plus importants dans le cadre de ces travaux sont : l'absence de dépôts de crue dans les fosses sud à l'Holocène, la présence de varves sur une majeure partie des sédiments couvrant cette même période, ainsi que la présence de dépôts instantanés répartis sur la séquence sédimentaire la plus longue, prélevée dans la fosse la plus profonde.

Un modèle d'âge robuste a été construit pour chaque séquence longue (AIG17I dans la petite fosse et AIG17III dans la fosse profonde). Ces modèles contraignent la chronologie des dépôts sédimentaires en se basant sur le comptage de varves, les données radioéléments, radiocarbone et paléomagnétiques obtenues.

Au sein des séquences étudiées, plusieurs dépôts instantanés (55 dans la fosse profonde et 4 dans la petite fosse) sont interprétés comme potentiellement induits par des séismes, sur la base d'analyses multi-proxy. Ces analyses comprennent l'identification visuelle de l'ensemble des faciès Tu+Hm ou Hm observables dans les séquences. La caractérisation du processus de dépôt sismo-induit est effectuée sur la base des fortes valeurs de foliation d'ASM associé à l'effet de seiche de la masse d'eau (pour les dépôts d'épaisseur supérieure ou égale à 2cm). Les analyses granulométriques ont permis de généraliser cette interprétation à l'ensemble des dépôts identifiés de type Tu+Hm ou Hm d'épaisseur ≥ 0.5 cm, sur la base d'une tendance commune dans un diagramme de Passega.

Une différence de sensibilité à l'archivage des dépôts instantanés interprétés comme sismo-induits est observée entre les deux fosses sud. Cette variabilité au sein d'un même lac permet de constater l'importance de la sensibilité d'un site d'étude à l'archivage de dépôts induits par des séismes, dans la lignée des travaux de [Wilhelm et al. \(2016\)](#). Ces travaux de thèse permettent de discuter de l'importance de considérer la répartition des pentes d'un lac, ainsi que l'impact de l'activité humaine dans la sensibilité d'un lac à l'archivage d'évènements sismiques.

Au sein de la fosse profonde, le plus épais des dépôts de type Tu+Hm (115 cm), a été archivé entre 11 642 et 11 825 cal BP. Cette période coïncide avec la transition Tardiglaciaire - Holocène. Cette transition a pu être mise en évidence qualitativement

par l'observation de premier ordre effectuée sur la base des données d'aimantations (ARI, ARA et ARN ; [Partie V](#)).

Afin de mieux caractériser la sensibilité du lac d'Aiguebelette aux séismes sur la période historique, la méthode ESTI (indice de palier pour la sensibilité aux événements sismiques) est utilisée ([Partie III](#)). Sur la base de cette méthode, les résultats suggèrent que plusieurs séismes pourraient être archivés dans les sédiments du lac d'Aiguebelette. Seulement deux séismes historiques (situés au-dessus de la droite de sensibilité aux séismes dans un graphique d'intensité MSK en fonction de la distance épiceutre-lac) sont compatibles avec les dates d'occurrences des dépôts instantanés archivés dans les séquences sédimentaires. Il s'agit du séisme de 1784 CE "Chartreuse" et de 1822 CE "Bugey". Ces deux séismes sont les candidats potentiels au déclenchement d'un dépôt instantané. Les analyses sédimentologiques (MEB) sur les varves entourant ce dépôt instantané suggèrent que ce dépôt a été mis en place à la même saison que le séisme de 1784 CE. Ce séisme historique est donc privilégié comme étant le potentiel événement déclencheur. Il s'agit d'un événement très local (distance épiceentrale au lac < 10 km).

L'approche quantitative (GMPE) et la comparaison relative des valeurs de PSA (accélération pseudo spectrale) pour les événements des catalogues de sismicité historiques suggèrent aussi que le lac d'Aiguebelette semble plus sensible aux événements sismiques très régionaux à locaux. Les sédiments du Lac d'Aiguebelette représentent donc une archive précieuse et unique dans les Alpes.

Ces travaux mettent en lumière la grande importance du choix du site de prélèvement pour le recensement et l'établissement d'une chronique des dépôts sismo-induits. En effet, il existe une grande variabilité de l'enregistrement de ces dépôts au sein du lac d'Aiguebelette. Egalement, cette variabilité est observée au sein du même bassin entre deux séquences prélevées à quelques dizaines de mètres l'une de l'autre.

L'analyse des dépôts instantanés au sein des séquences du lac d'Aiguebelette, montre une variabilité des archives en termes de spatialité et de temps. Les résultats de cette thèse pourront alors être exploités ultérieurement en vue de tester la robustesse des calculs d'aléa sismique régionaux, en particulier pour de longues périodes de retour.

Perspectives

Les perspectives de ces travaux de thèse se concentrent sur la réduction des incertitudes sur les éléments discutés au sein de la [Partie VI](#).

Dans ce cadre, les méthodes de caractérisation des fréquences fondamentales de résonance par mesure du ratio H/V pourraient aider à déterminer si les conditions de site au lac d'Aiguebelette sont de nature à modifier le mouvement sismique au hautes

et/ou aux basses fréquences. Sur cette base, il sera envisageable de préciser et éventuellement mieux quantifier la sensibilité du lac aux séismes proches et lointains. De manière plus globale, de telles analyses pourraient permettre de confirmer les observations disponibles permettant de relier les dépôts instantanés de type Tu+Hm ou Hm des séquences analysées à des événements sismiques locaux, ou régionaux. La présence de varves donne un avantage en termes de chronologie et de processus de dépôt aux séquences sédimentaires du lac d'Aiguebelette. Cet atout a été utilisé pour réaliser le modèle d'âge radioéléments ainsi que pour contraindre l'occurrence des 4 dépôts instantanés successifs les plus récents, observés au sein des séquences AIG16-05 et AIG16-06.

De la même façon que pour l'étude du dépôt instantané daté entre 1760 et 1824 CE, une analyse minutieuse des lamines coiffant les dépôts instantanés datés entre 1186-1256 CE et 1327-1372 CE serait nécessaire pour confirmer leur origine. En effet, le premier pourrait correspondre aux conséquences de l'événement gravitaire du Granier (24 novembre 1248 CE). Pour l'événement survenu entre 1327 et 1370 CE la lamine coiffant ce dépôt pourra confirmer ou non son attribution au séisme de Bâle du 18 octobre 1356 CE. L'étude au MEB d'une lame mince prélevée au sommet de ces dépôts, permettra de contraindre la saison à laquelle la lamine le coiffant s'est déposée. Dans le cas où elle est riche en Al et Ti, elle pourra être interprétée comme une lamine d'hiver et dans le cas où elle est riche en Ca, elle sera interprétée comme déposée à la fin du printemps ou en été.

Il serait aussi possible de mener une étude détaillée sur les varves couvrant les séquences du lac d'Aiguebelette pour mieux comprendre les variations climatiques au cours des périodes couvertes (par exemple la présence de doublets ou triplets de lamines, les variations d'épaisseur des ces lamines au cours du temps). Pour cela les données d'imagerie hyperspectrale obtenues dans le cadre de cette thèse pourraient être utilisées. Un modèle de comptage automatisé des varves est en cours de réalisation à EnviSOL par Kévin Jacq.

Une chronique de paléosismologie lacustre bien contrainte s'appuie sur des séquences sédimentaires bien calées temporellement. Le modèle d'âge holocène obtenu sur la séquence de la fosse profonde du lac d'Aiguebelette est très robuste. Cependant, il est nécessaire de le compléter sur la période tardiglaciaire, sachant qu'aucun macroreste végétal n'a pu être prélevé au sein des sédiments couvrant cette période. Parmi les pistes envisagées pour dater les sédiments tardiglaciaires du lac d'Aiguebelette, il serait possible d'utiliser des analyses polliniques pour mettre en évidence le Bølling/Allerød.

Egalement, une étude de l'enregistrement et des directions de l'aimantation pourrait aider à la datation en les comparant avec les variations séculaires du champ magnétique terrestre connues par ailleurs. Une première étape consisterait à comparer les données acquises avec la courbe fennoscandinave établie jusqu'à 14 ka (Lougheed et al., 2014). Dans un second temps, une comparaison serait nécessaire entre les séquences du lac d'Aiguebelette et celles de lacs voisins dont le calage

chronologique est mieux établi. L'utilisation de la séquence sédimentaire du Lac de La Thuile (Partie IV du manuscrit et Jovet (2014)) serait précieuse dans le cadre de cette démarche. Il serait également possible d'effectuer des comparaisons avec la séquence du lac du Bouchet (Thouveny et al., 1990) ou celle du Bergsee (Kämpf et al., 2022 ; Carrio, 2017) qui couvrent également le pléniglaciaire. Ces études dépassent largement le cadre de ce travail.

Un autre point est d'importance majeure pour construire une chronique la plus robuste possible, consiste à caractériser les dépôts instantanés de faible épaisseur. Pour cela, des analyses de mesure de coercivité, d'aimantation à saturation en champ fort ou encore l'analyse de la dépendance en fréquence et en température de la susceptibilité permettraient de mieux comprendre la minéralogie magnétique des dépôts instantanés ainsi que leur différence avec la sédimentation continue. Les analyses de courbes présentant la susceptibilité en fonction de la température pourraient permettre de mettre en évidence la pyrrhotite à la fois vers les basses températures par la transition à 32°K (-241.15°C) (Besnus, 1966 ; Rochette et al, 2011) et vers les hautes températures (300-320°C), notamment par l'observation du pic de Hopkinson (Dunlop, 2014).

L'acquisition et l'analyse de carottes longues dans la grande fosse à des endroits stratégiques (plus proches de la zone Est, vers les points de carottages des séquences pilotes AIG16-05 et AIG16-06) pourrait permettre de compléter le rescensement des dépôts instantanés archivés dans ce bassin et de rendre la chronique actuelle plus robuste.

Une étude approfondie des sédiments de la fosse nord du lac d'Aiguebelette permettrait de contraindre la chronologie de certains dépôts gravitaires identifiés sur les cartes bathymétriques et de recouper l'ensemble de ces données avec les dépôts des fosses sud. Il serait aussi important de comprendre la sensibilité de la fosse nord aux séismes. Un des aspects majeurs d'une telle étude serait de différencier et caractériser les dépôts de crues identifiés dans la fosse nord.

Ces travaux de thèse se basent sur la compréhension de la sismicité régionale au travers de l'analyse de dépôts lacustres mais touchent un plus large spectre. En effet, d'un point de vue méthodologique, l'approche multidisciplinaire qui combine les analyses géochimiques, granulométriques et magnétiques sont clés pour l'étude des dépôts instantanés. Aussi cette étude est informative des zones à sismicité modérée et des périodes d'interoccurrence sur les failles. L'approche de ces travaux qui associe les méthodes empiriques (ESTI) et des méthodes quantitatives (GMPE et PSA) pourront être appliquées à d'autres lacs dans des contextes géodynamiques différents.

Une telle application sur d'autres zones à sismicité modérée sera informative pour la communauté scientifique travaillant sur l'aléa sismique. Cela permettra d'envisager les séismes impactant pour l'homme ainsi que leur période de retour sur le temps long. Ces travaux interdisciplinaires (sédimentologie et sismologie) montrent l'intérêt de croiser plusieurs données pour mieux caractériser l'aléa sismique.

Références bibliographiques

- Abaimov, S. G., Turcotte, D. L., Shcherbakov, R., Rundle, J. B., Yakovlev, G., Goltz, C., & Newman, W. I. (2008). Earthquakes: recurrence and interoccurrence times. *Earthquakes: Simulations, Sources and Tsunamis*, 777-795.
- Affolter, T., & Gratier, J. P. (2004). Map view retrodeformation of an arcuate fold-and-thrust belt: The Jura case. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B3).
- Ambraseys, N. (1985). Intensity-attenuation and magnitude-intensity relationships for northwest European earthquakes. *Earthquake engineering & structural dynamics*, 13(6), 733-778.
- Ambraseys, N. N., & Finkel, C. F. (1991). Long-term seismicity of Istanbul and of the Marmara Sea region. *Terra Nova*, 3(5), 527-539.
- Alsop, G. I., Marco, S., Weinberger, R., & Levi, T. (2016). Sedimentary and structural controls on seismogenic slumping within mass transport deposits from the Dead Sea Basin. *Sedimentary Geology*, 344, 71-90.
- Appleby, P. G., & Oldfieldz, F. (1983). The assessment of ²¹⁰Pb data from sites with varying sediment accumulation rates. *Hydrobiologia*, 103(1), 29-35.
- Appleby, P. G., Richardson, N., & Nolan, P. J. (1991). ²⁴¹Am dating of lake sediments. *Hydrobiologia*, 214(1), 35-42.
- Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M., & Tribouvillard, N. (2005). 7200 years of Rhone river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene*, 15(3), 420-428.
- Arnaud, F., Poulencard, J., Giguet-Covex, C., Wilhelm, B., Révillon, S., Jenny, J. P., ... & Sabatier, P. (2016). Erosion under climate and human pressures: An alpine lake sediment perspective. *Quaternary Science Reviews*, 152, 1-18.
- Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, 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.
- Atwater, B. F., Musumi-Rokkaku, S., Satake, K., Tsuji, Y., & Yamaguchi, D. K. (2011). The orphan tsunami of 1700: Japanese clues to a parent earthquake in North America. University of Washington Press.
- Audin, L., Benavente Escobar, C. L., Combey, A., Walker, R., García Fernández Baca, B., Rosell Guevara, L. N., ... & Sabatier, P. (2018). Archeoseismology in Machu Picchu, Paleoseismology and Lacustrine records in Cuzco region as key interdisciplinary approaches for intraplate deformation characterization on the Andean Altiplano.
- Avşar, U., Hubert-Ferrari, A., De Batist, M., Lepoint, G., Schmidt, S., & Fagel, N. (2014). Seismically-triggered organic-rich layers in recent sediments from Göllüköy Lake (North Anatolian Fault, Turkey). *Quaternary Science Reviews*, 103, 67-80.
- Baize, S., Cushing, M., Lemeille, F., Gelis, C., Texier, D., Nicoud, G., & Schwenninger, J. L. (2011). Contribution to the seismic hazard assessment of a slow active fault, the Vuache fault in the southern Molasse basin (France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 182(4), 347-365.

- Baize, S., Cushing, E. M., Lemeille, F., & Jomard, H. (2013). Updated seismotectonic zoning scheme of Metropolitan France, with reference to geologic and seismotectonic data. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 184(3), 225-259.
- Bajard, M., Sabatier, P., David, F., Develle, A. L., Reyss, J. L., Fanget, B., ... & Arnaud, F. (2016). Erosion record in Lake La Thuile sediments (Prealps, France): Evidence of montane landscape dynamics throughout the Holocene. *The Holocene*, 26(3), 350-364.
- Bajard, M., Poulenard, J., Sabatier, P., Bertrand, Y., Crouzet, C., Ficetola, G. F., ... & Arnaud, F. (2020). Pastoralism increased vulnerability of a subalpine catchment to flood hazard through changing soil properties. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 538, 109462.
- Baker, S., & Cousins, R. D. (1984). Clarification of the use of chi-square and likelihood functions in fits to histograms. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, 221(2), 437-442.
- Baker, J. W., & Cornell, C. A. (2006). Which spectral acceleration are you using?. *Earthquake Spectra*, 22(2), 293-312.
- Bakun, W. H., & Scotti, O. (2006). Regional intensity attenuation models for France and the estimation of magnitude and location of historical earthquakes. *Geophysical Journal International*, 164(3), 596-610.
- Banjan, M., Crouzet, C., Sabatier, P., Jomard, H., Bajard, M., Demory, F., ... & Messenger, E. Did the Younger Dryas to Holocene climate transition favour high seismicity rates in the north-western Alps?. *Sedimentology*, 70(2), 538-568.
- Baptista, M. A., Heitor, S., Miranda, J. M., Miranda, P., & Victor, L. M. (1998). The 1755 Lisbon tsunami; evaluation of the tsunami parameters. *Journal of Geodynamics*, 25(1-2), 143-157.
- Barberopoulou, A., Qamar, A., Pratt, T. L., Creager, K. C., & Steele, W. P. (2004). Local amplification of seismic waves from the Denali Earthquake and damaging seiches in Lake Union, Seattle, Washington. *Geophysical research letters*, 31(3).
- Barberopoulou, A., Qamar, A., Pratt, T. L., & Steele, W. P. (2006). Long-period effects of the Denali earthquake on water bodies in the Puget Lowland: Observations and modeling. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(2), 519-535.
- Barletta, F., St-Onge, G., Channell, J. E. T., & Rochon, A. (2010). Dating of Holocene western Canadian Arctic sediments by matching paleomagnetic secular variation to a geomagnetic field model. *Quaternary Science Reviews*, 29(17-18), 2315-2324.
- Baster, I., Girardclos, S., Pugin, A., & Wildi, W. (2003). High-resolution seismic stratigraphy of an Holocene lacustrine delta in western Lake Geneva (Switzerland). In *Lake Systems from the Ice Age to Industrial Time* (pp. 11-20). Birkhäuser, Basel.
- Battarbee, R. W. (2000). Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary science reviews*, 19(1-5), 107-124.
- Beck, C., Manalt, F., Chapron, E., Van Rensbergen, P., & De Batist, M. (1996). Enhanced seismicity in the early post-glacial period: evidence from the post-Würm sediments of Lake Annecy, northwestern Alps. *Journal of Geodynamics*, 22(1-2), 155-171.
- Beck, C., Van Rensbergen, P., De Batist, M., Berthier, F., Lallier, S., & Manalt, F. (2001). The Late Quaternary sedimentary infill of Lake Annecy (northwestern Alps): an overview from two seismic-reflection surveys. *Journal of Paleolimnology*, 25(2).

- Beck, C., de Lépinay, B. M., Schneider, J. L., Cremer, M., Çağatay, N., Wendenbaum, E., ... & Jaouen, A. (2007). Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. *Sedimentary Geology*, 199(1-2), 65-89.
- Becker, A., Ferry, M., Monecke, K., Schnellmann, M., & Giardini, D. (2005). Multiarchive paleoseismic record of late Pleistocene and Holocene strong earthquakes in Switzerland. *Tectonophysics*, 400(1-4), 153-177.
- Bellier, O., Cushing, E. M., & Sébrier, M. (2021). Thirty years of paleoseismic research in metropolitan France. *Comptes Rendus. Géoscience*, 353(S1), 339-380.
- Bellwald, B. (2012). Paleoseismologic Implications of the Sediment Stratigraphy in Lake Silvaplana (Engadine, Eastern Switzerland) (Doctoral dissertation, ETH).
- Benedetti-Crouzet, E. (1972). Etude géodynamique du lac d'Annecy et de son bassin versant. Centre de recherches géodynamiques.
- Bergerat, F. (1978). Un linéament du Jura méridional: l'accident de Cerdon-Culoz (Bugey).
- Besnus, M.J., 1966. Propriétés magnétiques de la pyrrhotine naturelle. PhD Thesis University of Strasbourg.
- Béthoux, N., É. Beucler, M. Calvet, Y. Cano, Y. Cansi, M. Cara, M., S. Chevrot, A. Deboissy, B. Delouis, M. Denieul, A. Deschamps, C. Doubre, J. Fréchet, S. Godey, O. Golle, M. Grunberg, J. Guilbert, M. Haugmard, L. Jenatton, S. Lambotte, A. Mignan, M. Macquet, V. Mendel, S. Merrer, A. Mocquet, J. Perrot, B. Potin, O. Sanchez, J.-P. Santoire, A. Schlupp, O. Sèbe, C. Sira, M. Sylvander, F. Thouvenot, J. Van der Woerd & K. Van der Woerd (2013), Sismicité Instrumentale de l'Hexagone 1962-2019, 205 p., Rapport final, annexes (205 p.), 2 cit. p. 21 et 70.
- Bertrand, S., Charlet, F., Chapron, E., Fagel, N., & De Batist, M. (2008). Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the Southern Andes from seismites recorded in Lago Icalma, Chile, 39 S. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259(2-3), 301-322.
- Biguenet, M., Sabatier, P., Chaumillon, E., Chagué, C., Arnaud, F., Jorissen, F., ... & Feuillet, N. (2021). A 1600 year-long sedimentary record of tsunamis and hurricanes in the Lesser Antilles (Scrub Island, Anguilla). *Sedimentary Geology*, 412, 105806.
- Billaud, Y., & Lachenal, T. (2017). Les palafittes des lacs savoyards. Actes de la séance de la Société préhistorique française d'Agde (20-21 octobre 2017). p. 47-65.
- Billant, J., Hippolyte, J. C., & Bellier, O. (2015). Tectonic and geomorphic analysis of the Belledonne border fault and its extensions, Western Alps. *Tectonophysics*, 659, 31-52.
- Billiet, A. (1851). Mémoire sur les tremblements de terre ressentis en Savoie. *Mém. Acad. R. Sav.*, 1 (Série 2), 244-282.
- Blaauw, M. (2010). Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary geochronology*, 5(5), 512-518.
- Bloemendal, J., King, J. W., Hall, F. R., & Doh, S. J. (1992). Rock magnetism of Late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: Relationship to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B4), 4361-4375.
- Blott, S. J., & Pye, K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth surface processes and Landforms*, 26(11), 1237-1248.

- Bodin, X., Schoeneich, P., Deline, P., Ravanel, L., Magnin, F., Krysiecki, 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*, (103-2).
- Bormann, P., Wendt, S., & DiGiacomo, D. (2013). Seismic sources and source parameters. In *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP2)* (pp. 1-259). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Boulton, G. S. (1975). Processes and patterns of glacial erosion. In A. E. Wright & F. Moseley (Eds.), *Ice Ages: Ancient and Modern* (pp. 41-87). Seel House Press.
- Brandl, H., Hanselmann, K. W., & Bachofen, R. (1990). In situ stimulation of bacterial sulfate reduction in sulfate-limited freshwater lake sediments. *FEMS Microbiology Letters*, 74(1), 21-31.
- Brauer, A., & Casanova, J. (2001). Chronology and depositional processes of the laminated sediment record from Lac d'Annecy, French Alps. *Journal of Paleolimnology*, 25(2), 163-177.
- Bruel, R., & Sabatier, P. (2020). serac: an R package for ShortlivEd RAdionuclide chronology of recent sediment cores. *Journal of Environmental Radioactivity*, 225, 106449.
- Büntgen, U., Tegel, W., Nicolussi, K., McCormick, M., Frank, D., Trouet, V., ... & Esper, J. (2011). 2500 years of European climate variability and human susceptibility. *Science*, 331(6017), 578-582.
- Brooks, G. R. (2018). Deglacial record of palaeoearthquakes interpreted from mass transport deposits at three lakes near Rouyn-Noranda, north-western Quebec, Canada. *Sedimentology*, 65(7), 2439-2467.
- Brooks, G. R. (2020). Evidence of a strong paleoearthquake in~ 9.1 ka cal BP interpreted from mass transport deposits, western Quebec–northeastern Ontario, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 234, 106250.
- Bungum, H., Olesen, O., Pascal, C., Gibbons, S., Lindholm, C., & Vestøl, O. (2010). To what extent is the present seismicity of Norway driven by post-glacial rebound?. *Journal of the Geological Society*, 167(2), 373-384.
- Buoncristiani, J. F., & Campy, M. (2011). Quaternary glaciations in the French Alps and Jura. In *Developments in Quaternary Sciences (Vol. 15, pp. 117-126)*. Elsevier.
- Burkhard, M., & Sommaruga, A. (1998). Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 134(1), 279-298.
- Butz, C., Grosjean, M., Fischer, D., Wunderle, S., Tylmann, W., & Rein, B. (2015). Hyperspectral imaging spectroscopy: a promising method for the biogeochemical analysis of lake sediments. *Journal of Applied Remote Sensing*, 9(1), 096031.
- Calais, E., Camelbeeck, T., Stein, S., Liu, M., & Craig, T. J. (2016). A new paradigm for large earthquakes in stable continental plate interiors. *Geophysical Research Letters*, 43(20), 10-621.
- Campos, C., Beck, C., Crouzet, C., Demory, F., Van Welden, A., & Eris, K. (2013). Deciphering hemipelagites from homogenites through anisotropy of magnetic susceptibility. Paleoseismic implications (Sea of Marmara and Gulf of Corinth). *Sedimentary Geology*, 292, 1-14.
- Canfield, D. E., Raiswell, R., & Bottrell, S. H. (1992). The reactivity of sedimentary iron minerals toward sulfide. *American Journal of Science*, 292(9), 659-683.

- Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A., Arroucau, P., Béthoux, N., Beucler, E., ... & Van Der Woerd, K. (2015). SI-Hex: a new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 186(1), 3-19.
- Carrio R., (2017). Analyses paleomagnetiques du lac du bergsee (foret noire) : implications paleoclimatiques et geomagnetiques. Rapport de stage M2, non publié, 35 p.
- Çellek, S. (2020). Effect of the slope angle and its classification on landslide. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 1-23.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., ... & McCabe, A. M. (2009). The last glacial maximum. *Science*, 325(5941), 710-714.
- Collinson, D. W. (1965). Depositional remanent magnetization in sediments. *Journal of Geophysical Research*, 70(18), 4663-4668.
- Constable, C., Korte, M. C., & Donadini, F. (2010, December). CALS10k. 1: A geomagnetic field model spanning 10~ kyr. In *AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2010, pp. D123B-1978)*.
- Coppee, V. (1993). Etude sédimentologique et géochimique des sédiments récents du lac d'Annecy. Section des Sciences de la terre de l'Université : Institut Forel.
- Cossart, E., Fort, M., Bourlès, D., Braucher, R., Perrier, R., & Siame, L. (2012). Deglaciation pattern during the Lateglacial/Holocene transition in the southern French Alps. Chronological data and geographical reconstruction from the Clarée Valley (upper Durance catchment, southeastern France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 315, 109-123.
- Courboulex, F., Mercerat, E. D., Deschamps, A., Migeon, S., Baques, M., Larroque, C., ... & Hello, Y. (2020). Strong site effect revealed by a new broadband seismometer on the continental shelf offshore nice airport (southeastern france). *Pure and Applied Geophysics*, 177, 3205-3224.
- Chadima M. (2016) Magnetic anisotropy of rocks, Lecture notes, Slides 9,12,14
- Chapron, E. (1999). Contrôles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant pays alpin (Lac du Bourget) durant le quaternaire récent. (Alpes françaises) (Doctoral dissertation, Université de Lille 1).
- Chapron, E., Desmet, M., De Putter, T., Loutre, M. F., Beck, C., & Deconinck, J. F. (2002). Climatic variability in the northwestern Alps, France, as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. *The Holocene*, 12(2), 177-185.
- Chapron, E., Arnaud, F., Noël, H., Revel, M., Desmet, M., & Perdereau, L. (2005). Rhone River flood deposits in Lake Le Bourget: a proxy for Holocene environmental changes in the NW Alps, France. *Boreas*, 34(4), 404-416.
- Chapron, E., Simonneau, A., Ledoux, G., Arnaud, F., Lajeunesse, P., & Albéric, P. (2016). French Alpine Foreland Holocene paleoseismicity revealed by coeval mass wasting deposits in glacial lakes. In *Submarine Mass Movements and their Consequences: 7th International Symposium* (pp. 341-349). Springer International Publishing.
- Chauve, P. (1980). France, introduction à la Géologie de l'Est. Jura franco-suisse.
- Chiarle, M., Geertsema, M., Mortara, G., & Clague, J. J. (2021). Relations between climate change and mass movement: Perspectives from the Canadian Cordillera and the European Alps. *Global and Planetary Change*, 202, 103499.
- Cita, M. B., & Rimoldi, B. (1997). Geological and geophysical evidence for a holocene tsunami deposit in the eastern Mediterranean deep-sea record. *Journal of Geodynamics*, 24(1-4), 293-304.

- Clark, C. D., Hughes, A. L., Greenwood, S. L., Jordan, C., & Sejrup, H. P. (2012). Pattern and timing of retreat of the last British-Irish Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 44, 112-146.
- Cossart, E., Braucher, R., Fort, M., Bourlès, D. L., & Carcaillet, J. (2008). Slope instability in relation to glacial debuitressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ¹⁰Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology*, 95(1-2), 3-26.
- 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 (Doctoral dissertation, Chambéry).
- Crouzet C., Rapuc W., Demory F., Anselmetti F.S., Sabatier P., Arnaud F. in prep. Magnetic properties of earthquake's triggered instantaneous deposits from Lake Iseo (Italy).
- Crouzet, C., Wilhelm, B., Sabatier, P., Demory, F., Thouveny, N., Pignol, C., ... & Arnaud, F. (2019a). Palaeomagnetism for chronologies of recent Alpine lake sediments: successes and limits. *Journal of Paleolimnology*, 62(3), 259-278.
- Crouzet, C., Wilhelm, B., Sabatier, P., & Demory, F. (2019b). Magnetic characterization of instantaneous sedimentary deposits: examples from alpine lakes. In *Geophysical Research Abstracts* (Vol. 21).
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., ... & Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364(6434), 218-220.
- Darmendrail, X., Ménard, G., & Tardy, M. (1994). Interprétation néotectonique d'anomalies géomorphologiques dans une grande vallée des Alpes nord-occidentales : le Grésivaudan. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 318(6), 815-821.
- Daxer, C., Huang, J. J. S., Weginger, S., Hilbe, M., Strasser, M., & Moernaut, J. (2022). Validation of seismic hazard curves using a calibrated 14 ka lacustrine record in the Eastern Alps, Austria. *Scientific reports*, 12(1), 19943.
- De Blasio, F. V., Dattola, G., & Crosta, G. B. (2018). Extremely energetic rockfalls. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(10), 2392-2421.
- Debret, M., Chapron, E., Desmet, M., Rolland-Revel, M., Magand, O., Trentesaux, A., ... & Arnaud, F. (2010). North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France. *Quaternary science reviews*, 29(17-18), 2185-2200.
- Delaney, I., & Adhikari, S. (2020). Increased subglacial sediment discharge in a warming climate: Consideration of ice dynamics, glacial erosion, and fluvial sediment transport. *Geophysical Research Letters*, 47(7), e2019GL085672.
- De Gelder, G., Doan, M. L., Beck, C., Carlut, J., Seibert, C., Feuillet, N., ... & Gawthorpe, R. L. (2022). Multi-scale and multi-parametric analysis of Late Quaternary event deposits within the active Corinth rift (Greece). *Sedimentology*, 69(4), 1573-1598.
- De La Taille, C. (2015). Évaluation de l'activité tectonique quaternaire des failles du Jura Méridional (France) (Doctoral dissertation, Université Grenoble Alpes (ComUE)).
- Deline, P., Gruber, S., Amann, F., Bodin, X., Delaloye, R., Failletaz, J., ... & Weber, S. (2021). Ice loss from glaciers and permafrost and related slope instability in high-mountain regions. In *Snow and ice-related hazards, risks, and disasters* (pp. 501-540). Elsevier.

- Delmas, M., Calvet, M., & Gunnell, Y. (2009). Variability of Quaternary glacial erosion rates—A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 28(5-6), 484-498.
- Demory, F., Oberhänsli, H., Nowaczyk, N. R., Gottschalk, M., Wirth, R., & Naumann, R. (2005). Detrital input and early diagenesis in sediments from Lake Baikal revealed by rock magnetism. *Global and Planetary Change*, 46(1-4), 145-166.
- Demory, F., Uehara, M., Quesnel, Y., Rochette, P., Romey, C., Tachikawa, K., ... & Andrieu-Ponel, V. (2019). A new high-resolution magnetic scanner for sedimentary sections. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(7), 3186-3200.
- Denham, C. R., & Chave, A. D. (1982). Detrital remanent magnetization: Viscosity theory of the lock-in zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B8), 7126-7130.
- de La Taille, C., Jouanne, F., Crouzet, C., Beck, C., Jomard, H., De Rycker, K., & Van Daele, M. (2015). Impact of active faulting on the post LGM infill of Le Bourget Lake (western Alps, France). *Tectonophysics*, 664, 31-49.
- Deparis, J., Jongmans, D., Cotton, F., Baillet, L., Thouvenot, F., & Hantz, D. (2008). Analysis of rock-fall and rock-fall avalanche seismograms in the French Alps. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(4), 1781-1796.
- Deville, E., Blanc, E., Tardy, M., Beck, C., Cousin, M., & Ménard, G. (1994). Thrust propagation and syntectonic sedimentation in the Savoy Tertiary Molasse Basin (Alpine foreland). In *Hydrocarbon and petroleum geology of France* (pp. 269-280). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Drouet, S., Ameri, G., Le Dortz, K., Secanell, R., & Senfaute, G. (2020). A probabilistic seismic hazard map for the metropolitan France. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 18(5), 1865-1898.
- Dunlop DJ (2002) Theory and application of the Day plot (Mrs/ Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *J Geophys Res* 107(B3):4-1-4-22
- Dunlop, D. J., & Carter-Stiglitz, B. (2006). Day plots of mixtures of superparamagnetic, single-domain, pseudosingle-domain, and multidomain magnetites. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B12).
- Dunlop, D. J. (2014). High-temperature susceptibility of magnetite: a new pseudo-single-domain effect. *Geophysical Journal International*, 199(2), 707-716.
- Eriş, K. K., Çağatay, N., Beck, C., de Lepinay, B. M., & Corina, C. (2012). Late-Pleistocene to Holocene sedimentary fills of the Çınarcık Basin of the Sea of Marmara. *Sedimentary Geology*, 281, 151-165.
- Fäh, D. (2003, January). *Earthquake Catalogue Of Switzerland (ECOS) And The Related Macroseismic Database*. *Eclogae geol. In Helv.*
- Foster, G. C., Dearing, J. A., Jones, R. T., Crook, D. S., Siddle, D. J., Harvey, A. M., ... & Loizeau, J. L. (2003). Meteorological and land use controls on past and present hydro-geomorphic processes in the pre-alpine environment: an integrated lake-catchment study at the Petit Lac d'Annecy, France. *Hydrological Processes*, 17(16), 3287-3305.
- Foucher, A., Chaboche, P. A., Sabatier, P., & Evrard, O. (2021). A worldwide meta-analysis (1977–2020) of sediment core dating using fallout radionuclides including ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb xs. *Earth System Science Data*, 13(10), 4951-4966.

- Forsberg, C. F., Heyerdahl, H., & Solheim, A. (2016). Underwater mass movements in lake Mjøsa, Norway. In *Submarine Mass Movements and their Consequences: 7th International Symposium* (pp. 191-199). Springer International Publishing.
- Forwick, M., & Vorren, T. O. (2002). Deglaciation history and post-glacial mass movements in Balsfjord, northern Norway. *Polar Research*, 21(2), 259-266.
- Fudral, S., Nicoud, G., Paillet, A., Faivre, P., Laslaz, L., Menard, G., Tritenne, D., Rey, P.J., Mani, C. (In Press). Notice explicative et Carte géol. France (1/50 000), feuille Chambéry. BRGM edition, Orléans.
- Gardent, M. (2014). Inventaire et retrait des glaciers dans les Alpes françaises depuis la fin du Petit Age Glaciaire (Doctoral dissertation, Grenoble).
- Gastineau, R., De Sigoyer, J., Sabatier, P., Fabbri, S. C., Anselmetti, F. S., Develle, A. L., ... & Gebhardt, A. C. (2021). Active subaquatic fault segments in Lake Iznik along the middle strand of the North Anatolian Fault, NW Turkey. *Tectonics*, 40(1), e2020TC006404.
- Gatter, R., Clare, M. A., Kuhlmann, J., & Huhn, K. (2021). Characterisation of weak layers, physical controls on their global distribution and their role in submarine landslide formation. *Earth-Science Reviews*, 223, 103845.
- Geertsema, M., & Foord, V. N. (2014). Landslides in the isolated patches permafrost zone, northeastern British Columbia (NTS mapsheet 94G east half). In *Landslide Science for a Safer Geoenvironment: Volume 3: Targeted Landslides* (pp. 451-455). Springer International Publishing.
- Gidon, M. and Barféty, J.C. (1969) Carte géologique détaillée de la France à 1/50.000, feuille Montmélian. BRGM Edition, Orléans.
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Poulenard, J., Enters, D., Reyss, J. L., Millet, L., ... & 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(1), 171-190.
- Goldfinger, C., Nelson, C. H., Johnson, J. E., & Shipboard Scientific Party. (2003). Holocene earthquake records from the Cascadia subduction zone and northern San Andreas fault based on precise dating of offshore turbidites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31(1), 555-577.
- Goldfinger, C., Grijalva, K., Bürgmann, R., Morey, A. E., Johnson, J. E., Nelson, C. H., ... & Gràcia, E. (2008). Late Holocene rupture of the northern San Andreas fault and possible stress linkage to the Cascadia subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(2), 861-889.
- Goldfinger, C., Patton, J., Morey, A., & Nelson, C. H. (2009). Reply to "Comment on 'Late Holocene Rupture of the Northern San Andreas Fault and Possible Stress Linkage to the Cascadia Subduction Zone' by Chris Goldfinger, Kelly Grijalva, Roland Bürgmann, Ann E. Morey, Joel E. Johnson, C. Hans Nelson, Julia Gutiérrez-Pastor, Andrew Ericsson, Eugene Karabanov, Jason D. Chaytor, Jason Patton, and Eulàlia Gràcia" by Ganapathy ShanmugamReply. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(4), 2599-2606.
- Gruber, S., Hoelzle, M., & Haeberli, W. (2004). Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical research letters*, 31(13).
- Guellec, S., Lajat, D., Mascle, A., Roure, F., & Tardy, M. (1990). With ecores data, balanced cross sections. In *The Potential of Deep Seismic Profiling for Hydrocarbon Exploration: Proceedings of the 5th IFP Exploration and Production Research Conference, Held in Arles, June 19-23, 1989* (No. 48, p. 425). Editions Technip.

- Gutierrez-Pastor, J., Nelson, C. H., Goldfinger, C., Johnson, J. E., Escutia, C., Eriksson, A., & Morey, A. E. (2009). Earthquake control of Holocene turbidite frequency confirmed by hemipelagic sedimentation chronology on the Cascadia and northern California active continental margins.
- Guzhikov, A. Y. (2019). General magnetostratigraphic scale: present status and outlook of development. In *Recent Advances in Rock Magnetism, Environmental Magnetism and Paleomagnetism: International Conference on Geomagnetism, Paleomagnetism and Rock Magnetism (Kazan, Russia)* (pp. 343-351). Springer International Publishing.
- Hampton, M. A., Lee, H. J., & Locat, J. (1996). Submarine landslides. *Reviews of geophysics*, 34(1), 33-59.
- Hasumi, T., Akimoto, T., & Aizawa, Y. (2009). The Weibull–log Weibull distribution for interoccurrence times of earthquakes. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 388(4), 491-498.
- Hasegawa, H.S. and Basham, P.W. (1989). Spatial correlation between seismicity and postglacial rebound in eastern Canada. In: *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*, pp. 483-500. Springer, Dordrecht.
- Heezen, B. C., & Ewing, W. M. (1952). Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks [Newfoundland] earthquake. *American journal of Science*, 250(12), 849-873.
- Heezen, B. C., & Ewing, M. (1955). Orleansville earthquake and turbidity currents. *AAPG Bulletin*, 39(12), 2505-2514.
- 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.
- Heslop, D., Witt, A., Kleiner, T., & Fabian, K. (2006). The role of magnetostatic interactions in sediment suspensions. *Geophysical Journal International*, 165(3), 775-785.
- Hilbe, M., & Anselmetti, F. S. (2014). Signatures of slope failures and river-delta collapses in a perialpine lake (Lake Lucerne, Switzerland). *Sedimentology*, 61(7), 1883-1907.
- Hoek, W. Z. (2008). The last glacial-interglacial transition. *Episodes Journal of International Geoscience*, 31(2), 226-229.
- Hu, S., Appel, E., Hoffmann, V., & Schmahl, W. (2002). Identification of greigite in lake sediments and its magnetic significance. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 45, 81-87.
- Huggel, C. (2009). Recent extreme slope failures in glacial environments: effects of thermal perturbation. *Quaternary Science Reviews*, 28(11-12), 1119-1130.
- Hughes, P. D., Gibbard, P. L., & Ehlers, J. (2013). Timing of glaciation during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global 'Last Glacial Maximum'(LGM). *Earth-Science Reviews*, 125, 171-198.
- Hulot, G., Finlay, C. C., Constable, C. G., Olsen, N., & Mandea, M. (2010). The magnetic field of planet Earth. *Space science reviews*, 152(1), 159-222.
- Inouchi, Y., Kinugasa, Y., Kumon, F., Nakano, S., Yasumatsu, S., & Shiki, T. (1996). Turbidites as records of intense palaeoearthquakes in Lake Biwa, Japan. *Sedimentary Geology*, 104(1-4), 117-125.

- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christl, M., Kubik, P. W., & Schlüchter, C. (2009). Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews*, 28(21-22), 2137-2149.
- Jacq, K., Rapuc, W., Benoit, A., Coquin, D., Fanget, B., Perrette, Y., ... & Arnaud, F. (2022). Sedimentary structure discrimination with hyperspectral imaging in sediment cores. *Science of The Total Environment*, 817, 152018.
- Jakobsson, M., Björck, S., O'Regan, M., Flodén, T., Greenwood, S. L., Swärd, H., ... & Skelton, A. (2014). Major earthquake at the Pleistocene-Holocene transition in Lake Vättern, southern Sweden. *Geology*, 42(5), 379-382.
- Jargot, M., & Loup, J. (1983). Un cas particulier de pollution lacustre: le lac d'Aiguebelette. *Revue de géographie alpine*, 71(4), 399-405.
- Jenatton, L., Guiguet, R., Thouvenot, F., & Daix, N. (2007). The 16,000-event 2003–2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B11).
- Joerin, U. E., Stocker, T. F., & Schlüchter, C. (2006). Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene*, 16(5), 697-704.
- Johnston, A. C., Coppersmith, K. J., Kanter, L. R., & Cornell, C. A. (1994). The Earthquakes of stable Continental Regions: Assessment of Large Earthquake Potential, EPRI Report TR-102261, JF Schneider, editor. Palo Alto, CA: Electric Power Research Institute, 309.
- Jomard, H., Scotti, O., Auclair, S., Dominique, P., Manchuel, K., & Sicilia, D. (2021). The SISFRANCE database of historical seismicity. State of the art and perspectives. *Comptes Rendus. Géoscience*, 353(S1), 1-24.
- Jomard, H., Cushing, E. M., Palumbo, L., Baize, S., David, C., & Chartier, T. (2017). Transposing an active fault database into a seismic hazard fault model for nuclear facilities—Part 1: Building a database of potentially active faults (B DFA) for metropolitan France. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(9), 1573-1584.
- Jouannic, G., Walter-Simmonet, A. V., Bossuet, G., Begeot, C., & Develle, A. L. (2015). Feldspar composition as an efficient tool for tephra identification: a case study from Holocene and Lateglacial lacustrine sequences (Jura, France). *Journal of Quaternary Science*, 30(6), 569-583.
- Kämpf, L., Rius, D., Duprat-Oualid, F., Crouzet, C., & Millet, L. (2022). Evidence for wind patterns and associated landscape response in Western Europe between 46 and 16 ka cal. BP. *Quaternary Science Reviews*, 298, 107846.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of geophysical research*, 82(20), 2981-2987.
- Karlin, R. E., & Abella, S. E. (1992). Paleoearthquakes in the Puget Sound region recorded in sediments from Lake Washington, USA. *Science*, 258(5088), 1617-1620.
- Karlin, R. E., Holmes, M., Abella, S. E. B., & Sylwester, R. (2004). Holocene landslides and a 3500-year record of Pacific Northwest earthquakes from sediments in Lake Washington. *GSA Bulletin*, 116(1-2), 94-108.
- Kastens, K. A., & Cita, M. B. (1981). Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. *Geological Society of America Bulletin*, 92(11), 845-857.
- Katari, K., & Tauxe, L. (2000). Effects of pH and salinity on the intensity of magnetization in redeposited sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 181(4), 489-496.

- Katari, K., & Bloxham, J. (2001). Effects of sediment aggregate size on DRM intensity: a new theory. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(1), 113-122.
- Keilis-Borok, V. (2002). Earthquake Prediction. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci*, 30, 1-33.
- Kelts, K., & Hsü, K. J. (1978). Freshwater carbonate sedimentation. In *Lakes* (pp. 295-323). Springer, New York, NY.
- Klinger, Y. (2022). Paleoseismology. *The Seismic Cycle: From Observation to Modeling*, 267-286.
- Korte, M., Donadini, F., & Constable, C. G. (2009). Geomagnetic field for 0–3 ka: 2. A new series of time-varying global models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(6).
- Korte, M., Constable, C., Donadini, F., & Holme, R. (2011). Reconstructing the Holocene geomagnetic field. *Earth and Planetary Science Letters*, 312(3-4), 497-505.
- Krause, D. C., White, W. C., Piper, D. J. W., & Heezen, B. C. (1970). Turbidity currents and cable breaks in the western New Britain Trench. *Geological Society of America Bulletin*, 81(7), 2153-2160.
- Kremer, K., Simpson, G., & Girardclos, S. (2012). Giant Lake Geneva tsunami in ad 563. *Nature Geoscience*, 5(11), 756-757.
- Kremer, K., Hilbe, M., Simpson, G., Decrouy, L., Wildi, W., & Girardclos, S. (2015). Reconstructing 4000 years of mass movement and tsunami history in a deep peri-Alpine lake (Lake Geneva, France-Switzerland). *Sedimentology*, 62(5), 1305-1327.
- Kremer, K., Wirth, S. B., Reusch, A., Fäh, D., Bellwald, B., Anselmetti, F. S., ... & Strasser, M. (2017). Lake-sediment based paleoseismology: Limitations and perspectives from the Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews*, 168, 1-18.
- Kremer, K., Gassner-Stamm, G., Grolimund, R., Wirth, S. B., Strasser, M., & Fäh, D. (2020). A database of potential paleoseismic evidence in Switzerland. *Journal of seismology*, 24, 247-262
- Kvale, A. (1955). Seismic seiches in Norway and England during the Assam earthquake of August 15, 1950. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 45(2), 93-113.
- Lacombe, O., & Mouthereau, F. (2002). Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). *Tectonics*, 21(4), 12-1.
- Larroque, C., Baize, S., Albaric, J., Jomard, H., Trévisan, J., Godano, M., ... & Peix, F. (2021). Seismotectonics of southeast France: from the Jura mountains to Corsica. *Comptes Rendus. Géoscience*, 353(S1), 105-151.
- Larson, R., & Farber, B. (2019). *Elementary statistics: Picturing the world* (7th ed.). Pearson.
- Lastras, G., Arzola, R. G., Masson, D. G., Wynn, R. B., Huvenne, V. A. I., Hühnerbach, V., & Canals, M. (2009). Geomorphology and sedimentary features in the Central Portuguese submarine canyons, Western Iberian margin. *Geomorphology*, 103(3), 310-329.
- Lebrun, B., Hatzfeld, D., & Bard, P. Y. (2002). Site effect study in urban area : experimental results in Grenoble (France). In *Earthquake Microzoning* (pp. 2543-2557). Birkhäuser, Basel.
- Ledoux, G., Lajeunesse, P., Chapron, E., & St-Onge, G. (2010). Multibeam bathymetry investigations of mass movements in Lake Le Bourget (NW Alps, France) using a portable platform. In *Submarine mass movements and their consequences* (pp. 423-434). Springer, Dordrecht.

- Lefebvre, P., Gourgiotis, A., Mangeret, A., Sabatier, P., Le Pape, P., Diez, O., ... & Morin, G. (2021). Diagenetic formation of uranium-silica polymers in lake sediments over 3,300 years. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 118(4), e2021844118.
- Lefevre, R., Gaudichet, A., Muller, J. F., & Saintives, J. P. (1987). Cendres Volantes Industrielles et Microsphérules Volcaniques: Critères de Distinction par Microscopie Analytique. In *Physico-Chemical Behaviour of Atmospheric Pollutants: Proceedings of the Fourth European Symposium held in Stresa, Italy, 23–25 September 1986* (pp. 396-405). Springer Netherlands.
- Leroy, S. A., Arpe, K., & Mikolajewicz, U. (2011). Vegetation context and climatic limits of the Early Pleistocene hominin dispersal in Europe. *Quaternary Science Reviews*, 30(11-12), 1448-1463.
- 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.
- Li, Z., Chen, T., Liu, H., Ji, C., Zhu, C., Hu, C., & Jia, Y. (2022). Earthquake response and post-earthquake stability assessment of submarine clay slopes. *Applied Ocean Research*, 127, 103322.
- Li, X., Zhang, C., Liu, B., & Liu, L. (2022). Mounded seismic units in the modern canyon system in the Shenhu area, northern South China Sea: Sediment deformation, depositional structures or the mixed system?. *Acta Oceanologica Sinica*, 41(9), 107-116.
- Lin, C. H., Jan, J. C., Pu, H. C., Tu, Y., Chen, C. C., & Wu, Y. M. (2015). Landslide seismic magnitude. *Earth and Planetary Science Letters*, 429, 122-127.
- Locat, J., & Lee, H. J. (2002). Submarine landslides: advances and challenges. *Canadian Geotechnical Journal*, 39(1), 193-212.
- Locat, J., Leroueil, S., Locat, A., & Lee, H. (2014). Weak layers: their definition and classification from a geotechnical perspective. In *Submarine mass movements and their consequences: 6th international symposium* (pp. 3-12). Springer International Publishing.
- Loughheed, B. C., Nilsson, A., Björck, S., Snowball, I., & Muscheler, R. (2014). A deglacial palaeomagnetic master curve for Fennoscandia—Providing a dating template and supporting millennial-scale geomagnetic field patterns for the past 14 ka. *Quaternary Science Reviews*, 106, 155-166.
- Løvlie, R. (1974). Post-depositional remanent magnetization in a re-deposited deep-sea sediment. *Earth and Planetary Science Letters*, 21(3), 315-320.
- Lowag, J., Bull, J. M., Vardy, M. E., Miller, H., & Pinson, L. J. W. (2012). High-resolution seismic imaging of a Younger Dryas and Holocene mass movement complex in glacial lake Windermere, UK. *Geomorphology*, 171, 42-57.
- Magny, M., Aalbersberg, G., Bégeot, C., Benoit-Ruffaldi, P., Bossuet, G., Disnar, J. R., ... & Walter-Simonnet, A. V. (2006). Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Lateglacial–Holocene transition: a multi-proxy record from Lake Lautrey. *Quaternary Science Reviews*, 25(5-6), 414-445.
- Manconi, A., Picozzi, M., Coviello, V., De Santis, F., & Elia, L. (2016). Real-time detection, location, and characterization of rockslides using broadband regional seismic networks. *Geophysical Research Letters*, 43(13), 6960-6967.
- Mann, M. E., Zhang, Z., Hughes, M. K., Bradley, R. S., Miller, S. K., Rutherford, S., & Ni, F. (2008). Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(36), 13252-13257.

- Manalt, F. (1998). Enregistrement lacustre de la dernière déglaciation dans les Alpes nord-occidentales : Le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy (Haute-Savoie) (Doctoral dissertation, Chambéry).
- Manchuel, K., Traversa, P., Baumont, D., Cara, M., Nayman, E., & Durouchoux, C. (2018). The French seismic CATalogue (FCAT-17). *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(6), 2227-2251.
- Masson, C., Mazzotti, S., Vernant, P., & Doerflinger, E. (2019). Extracting small deformation beyond individual station precision from dense Global Navigation Satellite System (GNSS) networks in France and western Europe. *Solid Earth*, 10(6), 1905-1920.
- Mathey, M., Walpersdorf, A., Sue, C., Baize, S., & Deprez, A. (2020). Seismogenic potential of the High Durance Fault constrained by 20 yr of GNSS measurements in the Western European Alps. *Geophysical Journal International*, 222(3), 2136-2146.
- Mazzotti, S., Jomard, H., & Masson, F. (2020). Processes and deformation rates generating seismicity in metropolitan France and conterminous Western Europe. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 191(1).
- McCalpin, J. P. (2009). Application of paleoseismic data to seismic hazard assessment and neotectonic research. *International Geophysics*, 95, 1-106.
- McCalpin, J. P., & Nelson, A. R. (2009). Introduction to paleoseismology. *International Geophysics*, 95, 1-27.
- McHugh, C. M., Seeber, L., Braudy, N., Cormier, M. H., Davis, M. B., Diebold, J. B., ... & Templeton, J. (2011). Offshore sedimentary effects of the 12 January 2010 Haiti earthquake. *Geology*, 39(8), 723-726.
- Menotti, F., & Prankenait, E. (2008). Lake-dwelling building techniques in prehistory: driving wooden piles into lacustrine sediments. *EuroRAE*, 5, 3-7.
- Messenger, E., Giguet-Covex, C., Doyen, E., Etienne, D., Gielly, L., Sabatier, P., ... & Arnaud, F. (2022). Two millennia of complexity and variability in a peri-alpine socioecological system (Savoie, France): the contribution of palynology and sedaDNA analysis. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 343.
- Moernaut, J., Van Daele, M. E., Vandoorne, W., Urrutia, R., Pino Quivira, M., & De Batist, M. A. (2011). The sedimentary imprint of the Mw 8.8 Maule earthquake (27th February 2010) in 10 different lakes between Santiago and Valdivia, South-Central Chile. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2011, pp. S21A-2140).
- Moernaut, J., Daele, M. V., Heirman, K., Fontijn, K., Strasser, M., Pino, M., ... & De Batist, M. (2014). Lacustrine turbidites as a tool for quantitative earthquake reconstruction: New evidence for a variable rupture mode in south central Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(3), 1607-1633.
- Moernaut, J., Van Daele, M., Fontijn, K., Heirman, K., Kempf, P., Pino, M., ... & De Batist, M. (2018). Larger earthquakes recur more periodically: New insights in the megathrust earthquake cycle from lacustrine turbidite records in south-central Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 481, 9-19.
- Moernaut, J. (2020). Time-dependent recurrence of strong earthquake shaking near plate boundaries: A lake sediment perspective. *Earth-Science Reviews*, 210, 103344.

- Monecke, K., Anselmetti, F. S., Becker, A., Schnellmann, M., Sturm, M., & Giardini, D. (2006). Earthquake-induced deformation structures in lake deposits: A Late Pleistocene to Holocene paleoseismic record for Central Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 99(3), 343-362.
- Mörner, N. A. (2004). Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects. *Tectonophysics*, 380(3-4), 139-157.
- Mulder, T., & Cochonat, P. (1996). Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary research*, 66(1), 43-57.
- Mulder, T., & Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48(2), 269-299.
- Mutti, E., Bernoulli, D., Lucchi, F. R., & Tinterri, R. (2009). Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins. *Sedimentology*, 56(1), 267-318.
- Nagata, T. (1961). *Rock magnetism*. Maruzen Company.
- Nakajima, T., & Kanai, Y. (2000). Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sedimentary Geology*, 135(1-4), 1-19.
- Nicoud, G. (1983). Incidences de la fracturation récente sur la répartition des dépôts pléistocènes dans l'avant-pays savoyard et la Combe de Savoie. *Annales de la société géologique du Nord*, CIII, 247-252.
- Nicoud, G., Dzikowski, M., Paillet, A., Ghoreychi, R., Emeric, P., & Chignoli, M. (1999). Données nouvelles sur la nature et l'extension du glissement historique du Granier (Savoie, France). In *Mémoire de l'académie de Savoie (actes du colloque de Myans)*.
- Nikolaeva, S. B., Nikonov, A. A., Shvarev, S. V., & Rodkin, M. V. (2016, July). Comprehensive paleoseismic geological studies in a key site in southwestern Kola Peninsula (Northeast of the Fennoscandian Shield). In *Doklady Earth Sciences (Vol. 469, pp. 656-660)*. Pleiades Publishing.
- Noetzli, J., Hoelzle, M., & Haerberli, W. (2003, July). Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors. In *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost (Vol. 2, pp. 827-832)*. Zürich: Swets & Zeitlinger Lisse.
- Nomade, J. (2005). *Chronologie et sédimentologie du remplissage du lac d'Annecy depuis le Tardiglaciaire: Implications paléoclimatologiques et paléohydrologiques (Doctoral dissertation, Université Joseph-Fourier-Grenoble I)*, 187p.
- Nordenson, G. J., & Bell, G. R. (2000). Seismic design requirements for regions of moderate seismicity. *Earthquake spectra*, 16(1), 205-225.
- Ndiaye, M., Clerc, N., Gorin, G., Girardclos, S., & Fiore, J. (2014). Lake Neuchâtel (Switzerland) seismic stratigraphic record points to the simultaneous Würmian deglaciation of the Rhône Glacier and Jura Ice Cap. *Quaternary Science Reviews*, 85, 1-19.
- Nygard, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Lekens, W. A. H., Clark, C. D., & Bigg, G. R. (2007). Extreme sediment and ice discharge from marine-based ice streams: New evidence from the North Sea. *Geology*, 35(5), 395-398.
- Ojala, A. E., Mattila, J., Hämäläinen, J., & Sutinen, R. (2019). Lake sediment evidence of paleoseismicity: timing and spatial occurrence of late-and postglacial earthquakes in Finland. *Tectonophysics*, 771, 228227.

- Oswald, P., Moernaut, J., Fabbri, S. C., De Batist, M., Hajdas, I., Ortner, H., ... & Strasser, M. (2021). Combined on-fault and off-fault paleoseismic evidence in the postglacial infill of the inner-alpine lake Achensee (Austria, Eastern Alps). *Frontiers in Earth Science*, 9, 670952.
- Oswald, P., Strasser, M., Hammerl, C., & Moernaut, J. (2021). Seismic control of large prehistoric rockslides in the Eastern Alps. *Nature communications*, 12(1), 1-8.
- Oswald, P., Strasser, M., Skapski, J., & Moernaut, J. (2022). Magnitude and source area estimations of severe prehistoric earthquakes in the western Austrian Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 22(6), 2057-2079.
- Pachoud, A. (1991). Une catastrophe naturelle majeure: l'écroulement du Mont Granier dans le massif de la Chartreuse au XIIIe siècle. *La Houille Blanche*, (5), 327-332.
- Passega, R. (1964). Grain size representation by CM patterns as a geologic tool. *Journal of Sedimentary Research*, 34(4), 830-847.
- Peizhen, Z., Molnar, P., & Downs, W. R. (2001). Increased sedimentation rates and grain sizes 2–4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, 410(6831), 891-897.
- Pellegrini, G. B., Surian, N. I. C. O. L. A., & Albanese, D. I. E. G. O. (2006). Landslide activity in response to alpine deglaciation: the case of the Belluno Prealps (Italy). *Geografia fisica e dinamica quaternaria*, 29, 185-196.
- Petersen, J., Wilhelm, B., Revel, M., Rolland, Y., Crouzet, C., Arnaud, F., ... & Magand, O. (2014). Sediments of Lake Vens (SW European Alps, France) record large-magnitude earthquake events. *Journal of paleolimnology*, 51, 343-355.
- Pétrequin, P., & Bailly, M. (2004). Lake-dwelling research in France. *Living on the Lake in Prehistoric Europe: 150 Years of Lake-Dwelling Research*, 36.
- Praet, N., Moernaut, J., Van Daele, M., Boes, E., Haeussler, P. J., Strupler, M., ... & De Batist, M. (2017). Paleoseismic potential of sublacustrine landslide records in a high-seismicity setting (south-central Alaska). *Marine Geology*, 384, 103-119.
- Praet, N., Van Daele, M., Collart, T., Moernaut, J., Vandekerkhove, E., Kempf, P., ... & De Batist, M. (2020). Turbidite stratigraphy in proglacial lakes: Deciphering trigger mechanisms using a statistical approach. *Sedimentology*, 67(5), 2332-2359.
- Prior, D. B., Coleman, J. M., & Bornhold, B. D. (1982). Results of a known seafloor instability event. *Geo-Marine Letters*, 2, 117-122.
- Quidelleur, X., Valet, J. P., LeGoff, M., & Bouloire, X. (1995). Field dependence on magnetization of laboratory-redeposited deep-sea sediments: First results. *Earth and Planetary Science Letters*, 133(3-4), 311-325.
- R Core Team (2020) R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Rabin, M., Sue, C., Walpersdorf, A., Sakic, P., Albaric, J., & Fores, B. (2018). Present-day deformations of the Jura arc inferred by GPS surveying and earthquake focal mechanisms. *Tectonics*, 37(10), 3782-3804.
- Rapuc, W., Sabatier, P., Andrič, M., Crouzet, C., Arnaud, F., Chapron, E., ... & Von Grafenstein, U. (2018). 6600 years of earthquake record in the Julian Alps (Lake Bohinj, Slovenia). *Sedimentology*, 65(5), 1777-1799.

- Rapuc, W., Arnaud, F., Sabatier, P., Anselmetti, F. S., Piccin, A., Peruzza, L., ... & Von Grafenstein, U. (2022). Instant sedimentation in a deep Alpine lake (Iseo, Italy) controlled by climate, human and geodynamic forcing. *Sedimentology*, 69(4), 1816-1840.
- Reimer, P. J. (2020). Composition and consequences of the IntCal20 radiocarbon calibration curve. *Quaternary Research*, 96, 22-27.
- Reimer, P. J., Austin, W. E., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., ... & Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725-757.
- Reinig, F., Wacker, L., Jöris, O., Oppenheimer, C., Guidobaldi, G., Nievergelt, D., ... & Büntgen, U. (2021). Precise date for the Laacher See eruption synchronizes the Younger Dryas. *Nature*, 595(7865), 66-69.
- Ritz, V. A., Rinaldi, A. P., & Wiemer, S. (2022). Transient evolution of the relative size distribution of earthquakes as a risk indicator for induced seismicity. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 249.
- Roattino, T., Crouzet, C., Vassallo, R., Buoncristiani, J. F., Carcaillet, J., Gribenski, N., & Valla, P. G. (2022). Paleogeographical reconstruction of the western French Alps foreland during the last glacial maximum using cosmogenic exposure dating. *Quaternary Research*, 1-16.
- Roberts, A. P., & Winklhofer, M. (2004). Why are geomagnetic excursions not always recorded in sediments? Constraints from post-depositional remanent magnetization lock-in modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 227(3-4), 345-359.
- Roberts, D. A., Birchenough, S. N., Lewis, C., Sanders, M. B., Bolam, T., & Sheahan, D. (2013). Ocean acidification increases the toxicity of contaminated sediments. *Global Change Biology*, 19(2), 340-351.
- Rochette, P., Fillion, G., Dekkers, M.J., 2011. Interpretation of low-temperature data. Part 4: The low-temperature magnetic transition of monoclinic pyrrhotite. *IRM Quarterly* 21, 1.
- Rochette, P., Vadeboin, F., & Clochard, L. (2001). Rock magnetic applications of Halbach cylinders. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 126(1-2), 109-117.
- Rockwell, T., Scharer, K. M., & Dawson, T. E. (2016). Earthquake geology and paleoseismology of major strands of the San Andreas fault system.
- Rovida, A., Antonucci, A., & Locati, M. (2022). The European Preinstrumental Earthquake Catalogue EPICA, the 1000–1899 catalogue for the European Seismic Hazard Model 2020. *Earth System Science Data*, 14(12), 5213-5231.
- Ryan, W. B. F., & Heezen, B. C. (1965). Ionian Sea submarine canyons and the 1908 Messina turbidity current. *Geological Society of America Bulletin*, 76(8), 915-932.
- Sabatier, P., Wilhelm, B., Ficetola, G. F., Moiroux, F., Poulenard, J., Develle, A. L., ... & Arnaud, F. (2017). 6-kyr record of flood frequency and intensity in the western Mediterranean Alps–Interplay of solar and temperature forcing. *Quaternary Science Reviews*, 170, 121-135.
- Sabatier, P., Moernaut, J., Bertrand, S., Van Daele, M., Kremer, K., Chaumillon, E., & Arnaud, F. (2022). A Review of Event Deposits in Lake Sediments. *Quaternary* 2022, 5, 34.
- Sammartini, M., Moernaut, J., Anselmetti, F. S., Hilbe, M., Lindhorst, K., Praet, N., & Strasser, M. (2019). An Atlas of mass-transport deposits in lakes. Submarine landslides: Subaqueous mass transport deposits from outcrops to seismic profiles, 201-226.

- Sammartini, M., Moernaut, J., Kopf, A., Stegmann, S., Fabbri, S. C., Anselmetti, F. S., & Strasser, M. (2021). Propagation of frontally confined subaqueous landslides: Insights from combining geophysical, sedimentological, and geotechnical analysis. *Sedimentary Geology*, 416, 105877.
- Sánchez, L., Völksen, C., Sokolov, A., Arenz, H., & Seitz, F. (2018). Present-day surface deformation of the Alpine region inferred from geodetic techniques. *Earth System Science Data*, 10(3), 1503-1526.
- Schnellmann, M., Anselmetti, F. S., Giardini, D., McKenzie, J. A., & Ward, S. N. (2002). Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. *Geology*, 30(12), 1131-1134.
- Schnellmann, M. P. (2004). Late quaternary mass-movements in a perialpine lake (Lake Lucerne, Switzerland): sedimentary processes, natural hazards and paleoseismic reconstructions (Doctoral dissertation, ETH Zurich).
- Schnellmann, M., Anselmetti, F. S., Giardini, D., & McKenzie, J. A. (2005). Mass movement-induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland). *Sedimentology*, 52(2), 271-289.
- Scholz, C. H. (2015). On the stress dependence of the earthquake b value. *Geophysical Research Letters*, 42(5), 1399-1402.
- Schwander, J., Eicher, U., & Ammann, B. (2000). Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the Younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP ice core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159(3-4), 203-214.
- Scotti, O., Baumont, D., Quenet, G., & Levret, A. (2004). The French macroseismic database SISFRANCE: objectives, results and perspectives. *Annals of geophysics*.
- Shanmugam, G. (2016). The seismite problem. *Journal of Palaeogeography*, 5(4), 318-362.
- Shouyun, H., Chenglong, D., Appel, E., & Verosub, K. L. (2002). Environmental magnetic studies of lacustrine sediments. *Chinese Science Bulletin*, 47, 613-616.
- Shilts, W. W. (1983). The effect of the long profile of ice sheets on the grain-size characteristics of glacial sediments. In S. C. Porter (Ed.), *Late-Quaternary Environments of the United States, Volume 1: The Late Pleistocene* (pp. 93-102). University of Minnesota Press.
- Siegenthaler, C., Finger, W., Kelts, K., & Wang, S. (1987). Earthquake and seiche deposits in Lake Lucerne, Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 80(1), 241-260.
- Shakun, J. D., & Carlson, A. E. (2010). A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, 29(15-16), 1801-1816.
- Shcherbakov, V., & Sycheva, N. (2010). On the mechanism of formation of depositional remanent magnetization. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(2).
- Simonneau, A., Chapron, E., Garçon, M., Winiarski, T., Graz, Y., Chauvel, C., ... & 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.
- Solomina, O. N., Bradley, R. S., Hodgson, D. A., Ivy-Ochs, S., Jomelli, V., Mackintosh, A. N., ... & Young, N. E. (2015). Holocene glacier fluctuations. *Quaternary Science Reviews*, 111, 9-34.
- Sommaruga, A. (1999). Décollement tectonics in the Jura foreland fold-and-thrust belt. *Marine and Petroleum Geology*, 16(2), 111-134.

- Sommaruga, A. (1999). Décollement tectonics in the Jura forelandfold-and-thrust belt. *Marine and Petroleum Geology*, 16(2), 111-134.
- Spassov, S., & Valet, J. P. (2012). Detrital magnetizations from redeposition experiments of different natural sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 351, 147-157.
- Stacey, F. D., & Johnston, M. J. (1972). Theory of the piezomagnetic effect in titanomagnetite-bearing rocks. *pure and applied geophysics*, 97(1), 146-155.
- Stein, S., & Mazzotti, S. (Eds.). (2007). Continental intraplate earthquakes: science, hazard, and policy issues (Vol. 425). Geological Society of America.
- Sternai, P., Sue, C., Husson, L., Serpelloni, E., Becker, T. W., Willett, S. D., ... & Castelltort, S. (2019). Present-day uplift of the European Alps: Evaluating mechanisms and models of their relative contributions. *Earth-Science Reviews*, 190, 589-604.
- Stoner, J. S., & St-Onge, G. (2007). Chapter three magnetic stratigraphy in paleoceanography: reversals, excursions, paleointensity, and secular variation. *Developments in Marine Geology*, 1, 99-138.
- Strasser, M., Anselmetti, F. S., Fäh, D., Giardini, D., & Schnellmann, M. (2006). Magnitudes and source areas of large prehistoric northern Alpine earthquakes revealed by slope failures in lakes. *Geology*, 34(12), 1005-1008.
- Strupler, M., Danciu, L., Hilbe, M., Kremer, K., Anselmetti, F. S., Strasser, M., & Wiemer, S. (2018). A subaqueous hazard map for earthquake-triggered landslides in Lake Zurich, Switzerland. *Natural hazards*, 90(1), 51-78.
- Tanty, C., Valet, J. P., Carlut, J., Bassinot, F., & Zaragosi, S. (2016). Acquisition of detrital magnetization in four turbidites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(8), 3207-3223.
- Tauxe, L. (1993). Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice. *Reviews of geophysics*, 31(3), 319-354.
- Tauxe, L., Steindorf, J. L., & Harris, A. (2006). Depositional remanent magnetization: Toward an improved theoretical and experimental foundation. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(3-4), 515-529.
- Thompson, R., & Kelts, K. (1974). Holocene sediments and magnetic stratigraphy from Lakes Zug and Zurich, Switzerland. *Sedimentology*, 21(4), 577-596.
- Thouvenot, F., & Ménard, G. (1990). Allochthony of the Chartreuse Subalpine massif: explosion-seismology constraints. *Journal of structural geology*, 12(1), 113-121.
- Thouveny, N., Creer, K. M., & Blunk, I. (1990). Extension of the Lac du Bouchet palaeomagnetic record over the last 120,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 97(1-2), 140-161.
- Titus, S. J., DeMets, C., & Tikoff, B. (2005). New slip rate estimates for the creeping segment of the San Andreas fault, California. *Geology*, 33(3), 205-208.
- Traversa, P., Baumont, D., Manchuel, K., Nayman, E., & Durouchoux, C. (2018). Exploration tree approach to estimate historical earthquakes Mw and depth, test cases from the French past seismicity. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(6), 2169-2193.
- Van Daele, M., Moernaut, J., Doom, L., Boes, E., Fontijn, K., Heirman, K., ... & De Batist, M. (2015). A comparison of the sedimentary records of the 1960 and 2010 great Chilean earthquakes in 17 lakes: Implications for quantitative lacustrine palaeoseismology. *Sedimentology*, 62(5), 1466-1496.

- Van Daele, M., Meyer, I., Moernaut, J., De Decker, S., Verschuren, D., & De Batist, M. (2017). A revised classification and terminology for stacked and amalgamated turbidites in environments dominated by (hemi) pelagic sedimentation. *Sedimentary Geology*, 357, 72-82.
- Van Daele, M., Haeussler, P. J., Witter, R. C., Praet, N., & De Batist, M. (2020). The sedimentary record of the 2018 Anchorage earthquake in Eklutna Lake, Alaska: Calibrating the lacustrine seismograph. *Seismological Research Letters*, 91(1), 126-141.
- Van Rensbergen, P. (1996). Seismic stratigraphic study of the glacial and lacustrine infill of Lakes Annecy and Le Bourget (Doctoral dissertation, Ghent University).
- Van Rensbergen, P., De Batist, M., Beck, C., & Manalt, F. (1998). High-resolution seismic stratigraphy of late Quaternary fill of Lake Annecy (northwestern Alps): evolution from glacial to interglacial sedimentary processes. *Sedimentary Geology*, 117(1-2), 71-96.
- Vermassen, F., Van Daele, M., Praet, N., Cnudde, V., Kissel, C., & Anselmetti, F. (2023). Unravelling megaturbidite deposition: Evidence for turbidite stacking/amalgamation and seiche influence during the 1601 CE earthquake at Lake Lucerne, Switzerland. *Sedimentology*.
- Viallet, E., Labbé, P., Gallitre, E., Nadjarian, A., Vandeputte, D., Ravet, S., ... & Nicolet, S. (2010). Seismic re-evaluation of EDF Bugey 900 PWR nuclear power plant in the frame of the 3rd periodic safety review. *Nuclear engineering and design*, 240(6), 1306-1319.
- Vialon, P., Rochette, P., & Ménard, G. (1989). Indentation and rotation in the western Alpine arc. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 329-338.
- Vincent, C., Le Meur, E., Six, D., & Funk, M. (2005). Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophysical Research Letters*, 32(9).
- Vogt, J., Godefroy, P. (1979). Le tremblement de terre du 19 février 1822 (Bugey-Savoie). *Eléments de discussion. Technical Report, BRGM*.
- Von Grafenstein, U., Eicher, U., Erlenkeuser, H., Ruch, P., Schwander, J., & Ammann, B. (2000). Isotope signature of the Younger Dryas and two minor oscillations at Gerzensee (Switzerland): palaeoclimatic and palaeolimnologic interpretation based on bulk and biogenic carbonates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159(3-4), 215-229.
- Vardy, M. E., Pinson, L. J., Bull, J. M., Dix, J. K., Henstock, T. J., Davis, J. W., & Gutowski, M. (2010). 3D seismic imaging of buried Younger Dryas mass movement flows: Lake Windermere, UK. *Geomorphology*, 118(1-2), 176-187.
- Wallace, R. E. (1987). A perspective of paleoseismology. *Direction in paleoseismology*, 7-16.
- Wang, X., Holden, C., Power, W., Liu, Y., & Mountjoy, J. (2020). Seiche Effects in Lake Tekapo, New Zealand, in an Mw8. 2 Alpine Fault Earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 177(12), 5927-5942.
- Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.
- Weltje, G. J., Bloemsa, M. R., Tjallingii, R., Heslop, D., Röhl, U., & Croudace, I. W. (2015). Prediction of geochemical composition from XRF core scanner data: a new multivariate approach including automatic selection of calibration samples and quantification of uncertainties. *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*, 507-534.

- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Magand, O., Chapron, E., Courp, T., ... & Delannoy, J. J. (2013). 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(2), 189-199.
- Wilhelm, B., Vogel, H., Crouzet, C., Etienne, D., & Anselmetti, F. S. (2015). Frequency and intensity of palaeofloods at the interface of Atlantic and Mediterranean climate domains. *Climate of the Past Discussions*, 11(5), 4943-4984.
- Wilhelm, B., Nomade, J., Crouzet, C., Litty, C., Sabatier, P., Belle, S., ... & Anselmetti, F. S. (2016). Quantified sensitivity of small lake sediments to record historic earthquakes: Implications for paleoseismology. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(1), 2-16.
- Wils, K., Deprez, M., Kissel, C., Vervoort, M., Van Daele, M., Daryono, M. R., ... & De Batist, M. (2021). Earthquake doublet revealed by multiple pulses in lacustrine seismo-turbidites. *Geology*, 49(11), 1301-1306.
- Wilson, B. W. (1972). Seiches. In *Advances in hydroscience* (Vol. 8, pp. 1-94). Elsevier.
- Wirth, S. B., Gilli, A., Simonneau, A., Ariztegui, D., Vannière, B., Glur, L., ... & Anselmetti, F. S. (2013). A 2000 year long seasonal record of floods in the southern European Alps. *Geophysical Research Letters*, 40(15), 4025-4029.
- Wirth, S. B., & Sessions, A. L. (2016). Plant-wax D/H ratios in the southern European Alps record multiple aspects of climate variability. *Quaternary Science Reviews*, 148, 176-191.
- Wirsig, C., Zasadni, J., Christl, M., Akçar, N., & Ivy-Ochs, S. (2016). Dating the onset of LGM ice surface lowering in the High Alps. *Quaternary Science Reviews*, 143, 37-50.
- Zavala, C., & Arcuri, M. (2016). Intrabasinal and extrabasinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. *Sedimentary Geology*, 337, 36-54.

Informations additionnelles

Liste des figures et tableaux

Figures de la *Partie I* :

Figure I-1: Carte de sismicité des Alpes, à la bordure avec les montagnes du Jura. Les épicentres représentés sont issus des catalogues de sismicité FACT-17 et SI-HEX (Cara et al., 2015; Manchuel et al., 2018). Les failles actives à la fin du Pléistocène sont représentées en rouge. (CF: Faille de Culoz; CCF: Faille du Col Du Chat Fault; VF: Faille du Vuache). Les lacs d’Aiguebelette (AIG), Annecy (ANN), du Bourget (LDB) et de la Thuile (THU), dont nous parlerons dans cette étude, sont en bleu clair. Le contexte géologique représenté provient de la carte nationale du BRGM au 1/50000 et de communications personnelles avec C. Crouzet. Projection: Lambert-93 (EPSG 2154).
..... 19

Figure I-2 : Profil sismique haute résolution acquis au nord du Lac du Bourget (issu de Van Rensbergen et al., 1998, modifié par De La Taille (2015)). Sur ce profil les 5 unités principales sont détaillées comme suit : (1) Bedrock Pre-Quaternaire (calcaires, grès etc.); (2) tills remobilisés; (3) sédiments détritiques; (4) sédiments avec une apparente stratification (en partie progradante), un onset graduel est visible, lié à l’activité biologique; (5) “Drapé sédimentaire” typique et représentatif des sédiments déposés de l’Holocène à nos jours. Les unités 3 et 4 représentent 80 à 90 % de remplissage postérieur au LGM (dernier maximum glaciaire), ces dépôts datent de la période Tardiglaciaire. 21

Figure I-3 : Les varves biochimiques, cas du lac du Bourget (Giguet-Covex et al., 2010). 22

Figure I-4 : Processus à l’origine des dépôts instantanés dans les sédiments lacustres. Les types d’évènements suivants sans sont illustrés (1) crues, (2) vidange de lac glaciaire, (3) avalanche neigeuse, (4) éruption volcanique, (5) séisme, (6) effondrement de delta, (7) tsunamis marins ou lacustres, (8) ouragans. Figure extraite de Sabatier et al., 2022. 25

Figure I-5 : (A), Processus de dépôt déclenchés par un séisme (déformation in situ, remobilisation, glissement subaquatiques, effondrement de delta) ; (B), Faciès sédimentaires associés aux dépôts instantanés générés par des séismes. (s.l., sensu lato ; s.s., sensu stricto). Issu de Sabatier et al. (2022). 27

Figure I-6 : (A) Coupe équilibrée du Jura externe aux massifs cristallins externes alpins en passant par le bassin molassique (issue de Tardy et al., 2004). (B) Zoom sur la zone d’étude : coupe du Jura méridional avec l’Anticlinal du Chat d’après Philippe (1995) (Le Lac du Bourget se situe à l’Est de l’Anticlinal du Chat et le lac d’Aiguebelette à l’Ouest). 29

Figure I-8 : Valeur de b en fonction des contraintes σ_1 et σ_3 . Figure extraite de Scholz (2015)..... 31

Figure I-9 : Déformation active dans le sud du Jura et dans la zone du bassin molassique. (1) Evidences tectoniques ; (2) faille inverse; (3) faille normale; (4) faille décrochante; (5) séismes historiques d’intensité MSK VII<I0<VIII ; (6) VIII<I0<IX ; (7) I0 > IX ; (8) sismicité instrumentale (catalogue CEA/ LDG) 4< MI< 5 ; (9) MI > 5; (10) vitesses GPS, la flèche représente 1 mm/an ; (11) forces induites par la poussée des nappes subalpines sur l’avant-pays

du Jura. JFT : Chevauchement frontal du Jura ; IEJT : Chevauchement du Jura Interne-Externe ; MRT : Chevauchement du Mont-Risoux; PT: Faille de Pontarlier; VF: Faille du Vuache; CF: Faille de Culoz; LF : Faille de Lagnieu; SAF : front subalpin; BF: Faille de Belledonne; PNF : Front Pennique; PAL: Ligne Peri-Adriatique. Mécanismes aux foyers de Baize et al. (2011). Figure modifiée à partir de de la Taille et al., (2015). 33

Figure I-10 : Localisation de la faille de Belledonne (BBF) et des séismes principaux détectés par le réseau SISMALP (modifié d'après Thouvenot et al., 2003). 34

Figure I-11 : Position de la faille de l'Arcalod-Arclusaz sur un profil longitudinal SW-NE de Planaise (issu de Nicoud, 1984). Lithologies : (1) alluvions de vallée, (2) alluvions de retrait wurmien, (3) moraine wurmienne, (4) alluvions fluviales, (5) sables fluvio-lacustres, (6) argiles lacustres, (7) substratum secondaire. 35

Figure I-11 : Profil sismique 88SVO10 acquis par ESSO REP et interprété par Baize et al., 2011 et Paolacci (2012). L'échelle verticale est en temps double (en secondes). Le séisme de 1996 ainsi que les répliques sont reportés sur ce profil sismique (d'après Thouvenot et al., 1998). Issu de De la Taille (2015). 36

Figure I-12 : Profil sismique à haute résolution acquis au nord du Lac du Bourget. La partie active de la faille de Culoz est visible (segment noir recoupant l'unité 5 jusqu'au sommet). Le remplissage sédimentaire est présenté, les MTD ('mass transport deposits') sont interprétés comme étant la HDU ('Hautecombe Disturbed Unit'). Issu de De la Taille (2015). Pour le détail des unités, se référer à la Figure I-2. 37

Figure I-13 : Profil sismique acquis au sud du Lac du Bourget. Le remplissage sédimentaire ainsi que la faille du Col du Chat sont visibles sur ce profil. Issu de De La Taille (2015). Pour le détail des unités, se référer à la Figure I-2. 38

Figures de la *Partie II* :

Figure II-1 : Présentation du lac d'Aiguebelette dans son bassin versant et description des lithologies principales. Source : BRGM 1/50 000 regional map ; projection : Lambert-93 (EPSG 2154). Les trois sous-bassins– (1) le bassin nord et les bassins sud (2) profond et (3) peu profond – sont indiqués. La zone d'arrachement liée à l'effondrement de Nances est représentée en rouge au Nord-Est du lac. 40

Figure II-3 : Carte du lac d'Aiguebelette incluant les lignes de navigation suivie lors de l'acquisition des profils sismiques. Projection : Lambert-93. 43

Figure II-4 : Carte des pentes du lac d'Aiguebelette, avec le report de l'ensemble des échantillonnages effectués dans le lac. Les pentes sont représentées avec un code couleur légendé sur la droite de la carte. Les points de carottage de l'ensemble des carottes disponibles sont en rose. Les points correspondants aux séquences étudiées sont en noir, cerclés de blanc avec les noms des séquences indiqués. (Projection : Lambert-93). 44

Figure II-5 : Représentation du tenseur symétrique K par l'ellipsoïde défini par Jelinek (1981). Les axes principaux sont K_{max} la susceptibilité maximale ; K_{int} la susceptibilité intermédiaire et K_{min} la susceptibilité minimale. Figure extraite de Chadima (2016). 51

Figure II-6 : Cycle d'hystérésis pour des matériaux ferromagnétiques avec en abscisses le champ H et l'aimantation en ordonnées. Les paramètres de sortie M_s , M_{rs} , H_c et H_{cr} sont représentés. 52

Figure II-7 : Les sources du ^{210}Pb dans les lacs. Extrait de Bruel et Sabatier (2020)..... 56

Figures de la *Partie III* :

Figure III-A-1 : Faciès principaux (laminé, homogène et granoclassé) identifiés visuellement dans les sédiments des fosses sud du lac d'Aiguebelette. Les photos (A) et (B) sont des extraits des sections AIG17III-B03 et AIG17III-B06-1, respectivement. Le faciès laminé est bien marqué sur la photo (A), tandis qu'il est diffus sur la photo (B).
..... 59

Figure III-A-2 : Logs sédimentaires des séquences longues étudiées (AIG17I et AIG17III). Les trois faciès principaux (laminé, homogène et granoclassé) sont représentés. Les unités de chaque séquence sont délimitées à droite des logs. Les ratios logarithmiques des données géochimiques (Ca/Sr, K/Ti et Zr/Rb) sont représentés..... 61

Figure III-A-3 : Dépôts instantanés ($\geq 4\text{cm}$ d'épaisseur) de type Hm (partie (A) de cette figure) ou Tu+Hm (partie (B) de cette figure), identifiés dans la séquence AIG17III. Ces dépôts instantanés sont encadrés par la sédimentation continue laminée (LS) ou d'autres homogénites de plus faibles épaisseurs. La profondeur mastercore est en ordonnée. De gauche à droite sont présentés : la photographie des sédiments, les faciès identifiés visuellement, les données granulométriques (D50 et D90 en μm) et la foliation d'ASM. Les faciès constituant les dépôts instantanés $\geq 4\text{cm}$ d'épaisseur sont délimités par des lignes en pointillés gris..... 65

Figure III-A-4 : Diagramme de type Passega (D90 vs. D50). Les points oranges correspondent au faciès Hm de 26 dépôts (issus des séquences AIG17III et AIG16-05) de type Hm ou Tu+Hm et d'épaisseur $\geq 0.5\text{ cm}$. Les points bleus correspondent au faciès Hm du dépôt le plus épais de type Tu+Hm, identifié dans la séquence AIG17III et interprété dans Banjan et al. (2022) comme étant sismo-induit (Partie IV)..... 66

Figure III-B-1: Seismicity map of the NW Alps at the border with the French Jura Mountains. Epicenter locations and magnitudes are based on the FCAT-17 and SI-HEX databases (Cara et al., 2015; Manchuel et al., 2018). The main active faults from the Upper Pleistocene are presented in red (CF: Culoz Fault; CCF: Col Du Chat Fault; VF: Vuache Fault). Lakes Aiguebelette (AIG), Annecy (ANN), Bourget (LDB) and La Thuile (THU) are presented in light blue. The geological settings are from the BRGM 1/50000 regional map and C. Crouzet personal communications. Projection : Lambert-93 (EPSG 2154)..... 72

Figure III-B-2: Map of Lake Aiguebelette with a zoom on the deepest southern basin displaying core locations (AIG20-01, AIG17III, AIG06-05). White disks with black borders are displayed with digits ①, ② and ③, associated with cores of interest for this study, as follows: ① core AIG20-01, radioelement dating; ② core AIG17III, long sequence covering the entire Holocene period and ③ cores AIG16-06 and AIG16-05, bearing the most recent event layers. 73

Figure III-B-3: AIG17III sediment thin section and SEM observation of the background lamination. (a) Thin section with laminae triplets visible to the naked eye; (b) SEM picture of a few selected laminae (magnification x50); (c) geochemical cartographies: Al in blue, Si in yellow and Ca in pink (magnification x79; high tension 16 kV). 77

Figure III-B-4: Main sedimentological, geochemical and magnetic results for a thick event layer present between 167.5 and 171 cm in the AIG17III sequence. From left to right, data are presented versus MCD depth (cm):

photography and identification of the different facies; grain-size measurements, with D50 and D90 values (μm); geochemical In ratio (Ca/Ti); magnetic field variations induced by the magnetized sediment (equivalent to low isothermal remanent magnetization, Demory et al., 2019); Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) foliation. 79

Figure III-B-5: Passega-type diagram (D90 vs. D50 and logarithmic sorting vs. D50). Orange dots: grain-size data of 26 event layers thicker than 0.5 cm from the AIG16-05 and AIG17III sequences (interpreted as Hm or Tu+Hm deposits). Blue dots: grain-size data of the homogenite constituting the thickest event layer of the deep basin sequence, presented in Banjan et al. (2022) and interpreted as seismically induced. 80

Figure III-B-6: Core-to-core correlation between AIG17III and AIG16-05 sequences based on IRM data. Depositional age ranges are given in red next to each event layer of the sediment sequence AIG16-05. These ages are derived from the age-depth model presented in Figure III-8. The event layers are represented by red rectangles, the ones with a thickness < 0.5 cm are indicated by a blue arrow. 82

Figure III-B-7: Age-depth model based on short-lived radionuclides for the top of the AIG20-01 sequence. The model is derived from the serac package. From left to right: picture of AIG20-01 sediment; ^{210}Pb ex; ^{137}Cs and ^{241}Am activities with the CFCS age model. In the age-depth model, the crosses correspond to lamina counting. 83

Figure III-B-8: Age-depth model for core AIG17III combining radioelement data (green), ^{14}C ages (dark blue) and magnetic features based on declination (orange) and inclination (purple) data. The vertical bars correspond to the depths and ages of the event layers in the sediment sequence. 85

Figure III-B-9 : (A) ESTI plotted against the sedimentation rate for several french alpine lakes (black crosses) and Lake Aiguebelette (red cross), (modified from Wilhelm et al., (2016)); (B) Epicentral distance to the lake vs. epicentral MSK intensity diagram for historical earthquakes contained in the SisFrance catalogue (dots), with their associated uncertainties (Jomard et al., 2021). The sensitivity threshold is represented by a red dashed line. Historical earthquakes that occurred at the time of deposition of a specific event layer are colored in the same way. Transparent dots correspond to earthquakes that occurred at a time not compatible with the event layer deposition. Red/black contoured dots and arrows are historical earthquakes specifically discussed in the main text. (C) AIG16-05 sediment sequence with the identified event layers. 89

Figure III-B-10: Calculated PSA values for several seismic events versus their epicentral distance to Lake Aiguebelette. PSA values are calculated with the GMPE from Akkar et al., 2014 (A, B) and Bindi et al., 2017 (C, D). A and C are plotted for a 0.5 Hz input, B and D for a 5 Hz input. Dots correspond to all events from the FCAT-17 earthquake catalog. Events discussed in the main text are reported as: 1356 (“Basel”), 1784 (“Chartreuse”), 1855 (“Visp”), 1887 (“Ligurian”). Uncertainties in the PSA values are not displayed, in this case, the relative PSA value for each event is compared to the others. 91

Figure III-B-11: AIG16-05 sediment SEM observation focused on the Hm-type event layer which deposited between 1760 and 1824 cal CE. The laminae under the base (lower lamina) and at the top (upper lamina) of the event layer are displayed. Al is in blue and Ca in pink. (Magnification x34; high tension 10 kV). The laminae can be associated with a season (The Al-rich lamina can be interpreted as a winter varve, while the Ca-rich lamina can be interpreted as a summer-varve; see Figure III-B-3). 93

Figure III-B-12: Different parameters ((A) thickness, (B) frequency (101-year running sum), (C) interval of time between each deposit) characterizing the event layers deposited in the deep basin sequences of Lake Aiguebelette (and interpreted as Hm or Tu-Hm deposits), are represented over the last 11800 yr cal BP (since -9890 yr cal CE). The sedimentation rate ($\text{cm}\cdot\text{yr}^{-1}$) is represented at the bottom of the chart (C). The red horizontal line on the upper chart (A), represents the limit between event layers with a thickness ≥ 0.5 cm, which are represented in light pink. The other event layers are represented in blue. The red dotted line represents the limit for a thickness of 4.5 cm. It is possible to see a time interval of the same order between the event layers with a thickness ≥ 4.5 cm. The gray dotted lines on the bottom chart indicate separate 3 periods of time : from -9890 to -2000 CE; from -2000 to 0 CE and from 0 to 2017 CE. 96

Figure III-B-13: Number of event layers deposited in Lake Aiguebelette deep basin vs. the time gap between the deposition of each event layer over the -9890 to -2000 yr cal CE period of time. Upper chart: for event layers ≥ 0.5 cm; bottom chart: for all event layers (independently of their thicknesses). Probability density functions (PDF) are presented for Normal, Gamma and Weibull distributions best fitting the data. Comparisons between the upper and lower charts show the importance of considering all the identified Tu+Hm or Hm deposits (independently of their thicknesses) and its impact on the interpretations of the seismic chronicle. 99

Figure III-B-14: Number of event layers deposited in Lake Aiguebelette deep basin vs. the time gap between the deposition of each event layer over the 0 to 2017 yr cal CE period. Upper chart: for event layers ≥ 0.5 cm; bottom chart: for all event layers (independently of their thicknesses). Probability density functions (PDF) are presented for Normal, Gamma and Weibull distributions best fitting the data. Comparisons between the upper and lower charts show the importance of considering all the identified Tu+Hm or Hm deposits (independently of their thicknesses) and its impact on the interpretations of the seismic chronicle. 100

Figures de la *Partie IV* :

Figure IV-1: Seismicity map of the north-western Alps at the border with the French Jura Mountains. Epicentre locations and magnitudes are based on the FCAT-17 and SI-HEX databases (Cara et al., 2015; Manchuel et al., 2018). The main active faults from the Upper Pleistocene are presented in red (CF: Culoz Fault; CCF: Col Du Chat Fault; VF: Vuache Fault). Lakes Aiguebelette (AIG), Annecy (ANN), Bourget (LDB) and La Thuile (THU) are presented in blue in the digital terrain model (IGN RGE ALTI 1 m). Projection: Lambert-93 (EPSG 2154). 116

Figure IV-2: Settings of Lake Aiguebelette (AIG). (A) Geology of the catchment area. Description and age of each geological layer from the BRGM 1/50 000 regional map. Projection: Lambert-93 (EPSG 2154). The three subbasins – (1) northern basin and southern (2) deep and (3) shallow basins – are indicated. The headscarp of the Nances land- slide is indicated in red. Detailed bathymetry can be found in SM-IV-3.1. (Supplementary Materials section). (B) Aerial picture showing the surrounding lake. Coring locations of sediment sequences (AIG17I) in the shallow basin and (AIG17III) in the deep basin are displayed by the white dots. Note the occurrence of carbonates on the shallow slopes of the lake along the western coast (clear blue colour). The area circled in red shows an absence of carbonates (Discussion section). 119

Figure IV-3: Lake La Thuile in the Massif des Bauges, modified from Bajard et al., 2016: (A) location; (B) geology of the watershed; and (C) bathymetry and coring location (white dot) of the THU10 sequence. 120

Figure IV-4: Seismic reflection data from Lake Aiguebelette. (B) and (D) show the interpreted versions of the (A) and (C) seismic profiles, respectively. Plain brown lines indicate the top of the acoustic basement. The lower Unit

'LU' is highlighted in purple (B) and (D). The chaotic-transparent seismic facies from the Middle Unit 'MU' is interpreted in red. The Upper Unit 'UU' is highlighted in yellow. Reflectors at the base and top of the 'MU' have higher amplitudes and are highlighted by red and green lines, respectively, on the interpreted profiles. Gas blanking zones are contoured in thin dark-blue dotted lines. On the right, the simplified version of the AIG17III sediment sequence is correlated to seismic profile (B) by bold blue dotted lines. 127

Figure IV-5: (A) Digital elevation model and bathymetry of Lake Aigueblette. The colour gradient indicates the thickness of the Younger Dryas – Early Holocene (YD–EH) event layer estimated from seismic profiles 1114516 and 163358 (cf. Fig. 4). (B) Map of the slope angles derived from the bathymetric data with an enlarged image of a channelized deposit north of the AIG17III core point. Consecutive concentric bulges are visible along the channelized feature (bathymetric map). (C) North–south seismic profile 111156 crossing levées – location on map (B). (D) West–east transects T1 and T2 across the most distal head lobe – location on map (B). 128

Figure IV-6 : Main sedimentological, geochemical and magnetic results at depths covering the large event layer of the AIG17III sequence. From left to right: grain-size measurements presented in a contourplot. D50 and D90 values are superimposed on the contourplot (white and grey dots, respectively); ln ratio; Mid-Destructive Field (MDF) of the Anhyseretic Remanent Magnetization (MDF ARM); magnetic field variations induced by the magnetized sediment (equivalent to low isothermal remanent magnetization; Demory et al., 2019); Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) foliation; photography and macroscopic log description of the different facies types observed (plain black lines: laminated facies; black rectangles contoured in red: homogenite facies; grey graded symbol: graded turbidite facies with inverse-graded base topped with a main normal-graded facies). 130
 Figure IV-7: AIG17III (blue) and AIG17I (brown) age–depth models. The Younger Dryas – Early Holocene (YD–EH) large event layer in the deep basin sequence is circled, and its depositional time range is marked by blue dashed lines. The EL of compatible depositional time archived in the shallow basin is circled in brown, and its depositional time range is marked by brown dashed lines. 133

Figure IV-8: THU10 main sedimentological and geochemical results. From left to right: THU10 sediment log; age–depth model including $^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$ chronology (white rectangles); ^{14}C ages (red symbols) and paleomagnetic secular variation constraints (blue symbols); loss on ignition 550°C; Ca content. From depths of 623 to 723 cm, an instantaneous deposit is evident. 135

Figure IV-9: (A) Passega-type diagram (D90 versus D50 and logarithmic sorting versus D50). Green dots: grain-size data of the upward-graded base; blue dots: grain-size data of the homogenite constituting the Younger Dryas – Early Holocene (YD–EH) event layer [which is interbedded in background sediments (magenta dots: grain-size data of the background sediments below the event layer; orange dots: grain-size data of the background sediments above the event layer)]. (B) Ti versus Ca diagram. Elemental X-ray fluorescence (XRF) data from the background sediments below the YD–EH event layer (purple dots); background sediments above the YD–EH event layer (orange dots); the graded base of the YD–EH event layer (green dots) and the homogenite facies (blue dots). R: correlation coefficient for each facies. 139

Figure IV-10: Seismic profiles illustrating mass-transport deposits in two Alpine lakes, modified from de La Taille et al. (2015). (A) BOseis1317 seismic profile from the northern part of Lake Bourget. (B) ANSE-1401 south–west–north–east seismic profile from the northern part of Lake Annecy. In both profiles, the Lower Unit (purple) represents Late-Glacial sediments, whereas the Upper Unit (yellow) represents Holocene sediment draping. Between the units, the transparent-chaotic lenses (highlighted in red) correspond to mass-transport deposits (MTDs). 142

Figures de la Partie V :

Figure V-1 : Présentation des données magnétique dont (a) l'Aimantation rémanente isotherme (IRM), (b) l'aimantation rémanente anhystérique (ARM), (c) l'aimantation rémanente naturelle (NRM) et (d) le champ de désaimantation médian (MDF). Pour (b), (c) et (d), les figurés gris correspondent aux données et les figurés colorés aux sommes mobiles réalisées (avec un pas de 8) sur l'ensemble de la séquence AIG17III de la fosse profonde du lac d'Aiguebelette. Les profondeurs correspondantes au dépôt instantané le plus épais sont marquées par un rectangle rouge. Sur la base du modèle d'âge multiproxy réalisé, ce dépôt se trouve à la transition entre le Tardiglaciaire et l'Holocène. Sur la gauche de la figure, des âges en ka sont mentionnés en gris avec des traits pointillés indiquant les profondeurs associées (sur la base d'une déglaciation complète à 17 ka et d'un taux de sédimentation constant ; voir texte pour argumentaire). Ces marqueurs temporels correspondent aux transitions chronostratigraphiques connues..... 158

Figure V-2 : (A) Augmentation de l'amplitude d'ARI. Les images au microscope binoculaire présentent les particules identifiées au sein des niveaux de sédiment où l'amplitude d'ARI est forte. Ces particules (entourées d'un cercle rouge) sont interprétées comme étant des sphérules/ échardes de verre, potentiellement issues du LST. (B) Images d'analyses microscopiques du LST provenant des sédiments du lac Chalain (en haut) et du lac Bellefontaine (en bas), reprise de la Figure 3 de Jouannic et al. (2015). 161

Figure V-3 : Représentation ("pair-plot") de données d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique acquises sur des cubes prélevés dans trois faciès différents : la sédimentation continue (CS), la sédimentation continue et les dépôts instantanés (MMD), les dépôts instantanés (MMD). Dans ce cas, par souci de lisibilité, deux dépôts instantanés (d'épaisseur ≥ 4 cm) sont représentés (l'un par la couleur verte et l'autre par la couleur rouge). Au sein de ce graphique, les variables (la susceptibilité magnétique, la linéation et la foliation (Km, L et F)) partagent les mêmes abscisses au sein d'une même colonne et les mêmes ordonnées au sein d'une même ligne. La diagonale est une distribution univariée représentative de la distribution marginale des données de chaque colonne..... 163

Figure V-4 : Paramètres de sortie des courbes d'hystérésis à différents paliers de température (dépendants de la nature des minéraux, de la structure cristalline, de la forme et de la taille des grains). (A) pour l'échantillon 060 prélevé au sein de l'homogénite déposée à la transition Tardiglaciaire - Holocène. (B) pour l'échantillon 092 prélevé au sein d'une homogénite tardiglaciaire. 165

Figure V-5 : Diagramme de Day (Mrs/Ms en fonction de Hcr/Hc) pour les 5 échantillons présentés dans le Tableau 1. Les données sont issues des données d'hystérésis obtenues à température ambiante. SD : grains de type "single-domain"; PSD : grains de type "pseudo-single domain" ; MD : grains de type "multi-domain". 166

Figure V-6 : Analyse en composantes principales sur la base des données géochimiques (XRF) et des données d'ARI obtenues sur les sédiments holocènes de la séquence de la fosse profonde du lac d'Aiguebelette. Les données d'ARI légendées en vert représentent les amplitudes obtenues après le passage des sédiments dans un anneau de Halbach de 300 et de 600 mT (vecteur légendés ARI_300 mT et ARI_600 mT, respectivement). Le vecteur légendé en marron (ARI_300div600 mT), correspond au ratio des amplitudes obtenues après le passage des sédiments dans l'anneau de Halbach de 300 mT, divisées par les amplitudes obtenues après le passage des sédiments dans l'anneau de Halbach de 600 mT..... 167

Figure V-7 : Image MEB et cartographies chimiques élémentaires sur un grain riche en Fe et en S, contenu dans une lame mince prélevées dans un dépôt instantané holocène. 168

Figure V-8 : Analyses chimiques (MEB et sonde EDS) des sédiments d'un dépôt instantané holocène. 169

Figures de la *Discussion Générale* :

Figure DG-1 : Schéma de l'identification des dépôts instantanés en fonction de leur épaisseur et des types d'analyses menées. Les analyses géochimiques et d'ARI viennent appuyer les identifications pour les dépôts d'épaisseur supérieure à 0.5 cm. 184

Figure DG-2 : Comparaison des taux de sédimentation au sein des deux fosses (en haut : pour la petite fosse et en-dessous : pour la grande fosse). La répartition des dépôts instantanés (Hm ou Tu+Hm) sur la période de -9500 à 2017 yr CE est présentée en rouge pour les deux fosses. Chaque barre rouge correspond à un dépôt de type Hm ou Tu+Hm. Tous ces dépôts sont présentés, indépendamment de leur épaisseur. Les pointillés gris suggèrent une synchronicité dans l'archivage de certains dépôts instantanés, entre les deux fosses. 189

Figure DG-3 : Photographie légendée des 4 dépôts instantanés successifs archivés dans les séquences AIG16-05 et AIG16-06. 193

Figure DG-4 : Graphique des valeurs de PSA en fonction de la distance épacentrale au lac d'Aiguebelette, pour différents évènements sismiques. Les PSA sont calculées sur la base des GMPE d'Akkar et al., 2014, pour une fréquence de 5 Hz en entrée. Les évènements particulièrement discutés dans ce manuscrit de thèse sont reportés. Les informations concernant le séisme de Visp (1855 CE) ont été rapportées de la base de données EPICA (European Pre Instrumental Earthquake CAtalogue). Un évènement synthétique ('Synthetic event S') de $M_w = 3$ et dont l'épicentre est situé à 3 km du lac d'Aiguebelette. Le reste des évènements sismiques utilisés provient du catalogue FCAT-17. Les incertitudes sur les valeurs de PSA ne sont pas représentées, ce sont les valeurs relatives qui sont comparées pour chaque évènement. 194

Figure DG-5 : Extrait de la Dépêche d'Eure-et-Loir (30 août 1910), mentionnant la présence de travaux de dragage au sein du lac d'Aiguebelette. 195

Figure DG-6 : Synthèse des histoires humaines et environnementales archivées dans le lac d'Aiguebelette ainsi que les variations climatiques issues des analyses dendrochronologiques de Büntgen et al. (2011). Figure issue de Messenger et al. (2022), avec ajout des variations des taux de sédimentation des fosses Sud du lac d'Aiguebelette (en vert, les données issues de la séquence AIG 17III et en bleu, celles de la AIG17I). En rouge sont représentés les dépôts instantanés de type Hm ou Tu+Hm sur la période représentée (une barre correspond à un dépôt instantané)..... 200

Tableaux

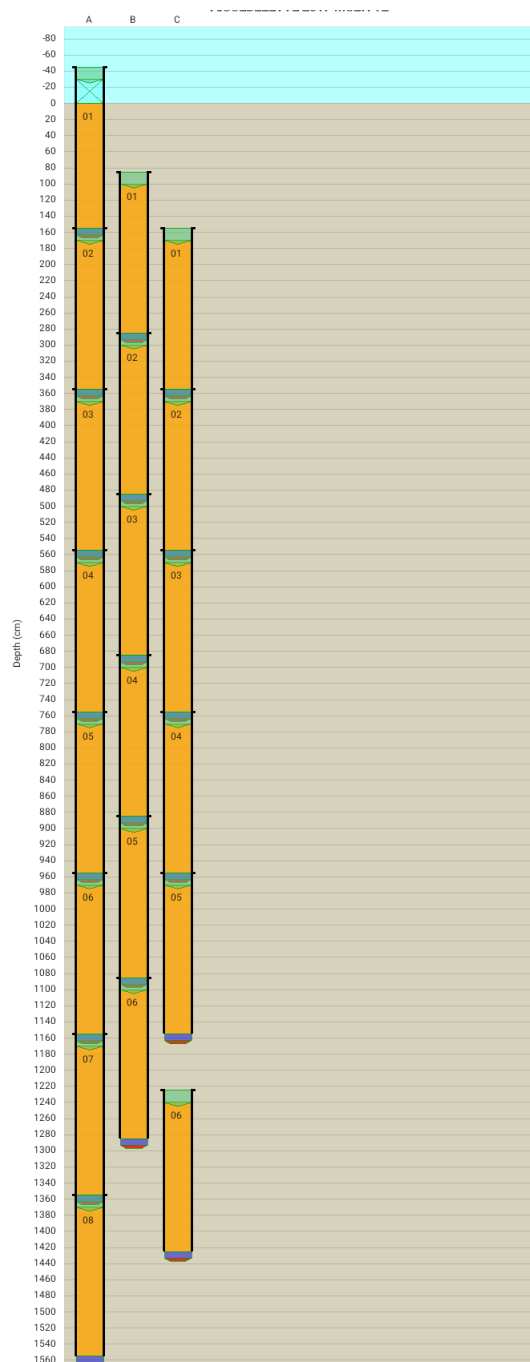
Tableau PG-1 : Estimation du lien entre la magnitude M_w , la longueur, le déplacement sur la faille et la durée de la rupture lors d'un évènement sismique. Extrait du site web du Musée de Sismologie et collections de Géophysique (<https://musee-sismologie.unistra.fr/comprendre-les-seismes/notions-pour-petits-et-grands/la-sismicite/la-magnitude-mw-et-le-moment-sismique/>). 13

Tableau II-1 : Informations (numéro ISGN et localisation géographique du point de carottage (en WGS84) pour les sequences étudiées au cours de ces travaux de thèse.	46
Table III-B-1: Identification of event layers in the AIG16-05 sequence (depth), estimated time of deposition based on radiocarbon ages dating and correlations with the AIG17III sequence. The asterisks in the comment section indicate the event layers that have been identified in the AIG16-05 sequence and correlated to event layers in the AIG17III sequence.	81
Table III-B-2: Number of earthquakes per century reported in the SisFrance database (Jomard et al., 2021) within a 50 km radius around the Aiguebelette lake.	94
Table III-B-3: Estimated number of event layers deposited in the deep basin based on the sum of all the event layers archived during two different time intervals.....	98
Table IV-1: ^{14}C dates for AIG17I, calibrated with IntCal20 (Reimer et al., 2020). Samples in bold correspond to rejected dates. All samples are terrestrial macroremains.	124
Table IV-2: ^{14}C dates for AIG17III, calibrated with IntCal (Reimer et al., 2020). Samples in bold correspond to rejected dates.	125
Table IV-3: ^{14}C dates for THU10 sequences. Samples in bold correspond to rejected dates. Notice that several facies are similar at different depths.	126
Table IV-4: Description (units) of the sediment sequence AIG17III. MCD: master core depth.	129
Table IV-5: Description (units) of the sediment sequence AIG17I. MCD: master core depth.....	132
Table IV-6: Description (facies) of the sediment sequence THU10. MCD: master core depth. Notice that several facies are similar at different depths.	134
Table IV-7: Estimation of the return period for a seismic event of M (magnitude) = 5; $M \geq 5.5$ and $M \geq 6$. In each case, the estimation is made as the seismic event was to happen within two areas centred on each lake location; in italics: within a circle of 10 km radius and in bold: within a circle of 25 km radius.	146
Tableau V-1 : Faciès sédimentaires analysés au VSM. Les échantillons sur lesquels les données ont été acquises à différents paliers de température sont en gras.	164
Tableau V-2 : Valeur des ratios S/Fe pour 3 sulfures de fer : la greigite, la pyrite et la pyrrhotite.....	170
Table DG-1 : Synthèse des temps de retour des deux types de dépôts instantanés du bassin profond, sur la période du Tardiglaciaire.	182

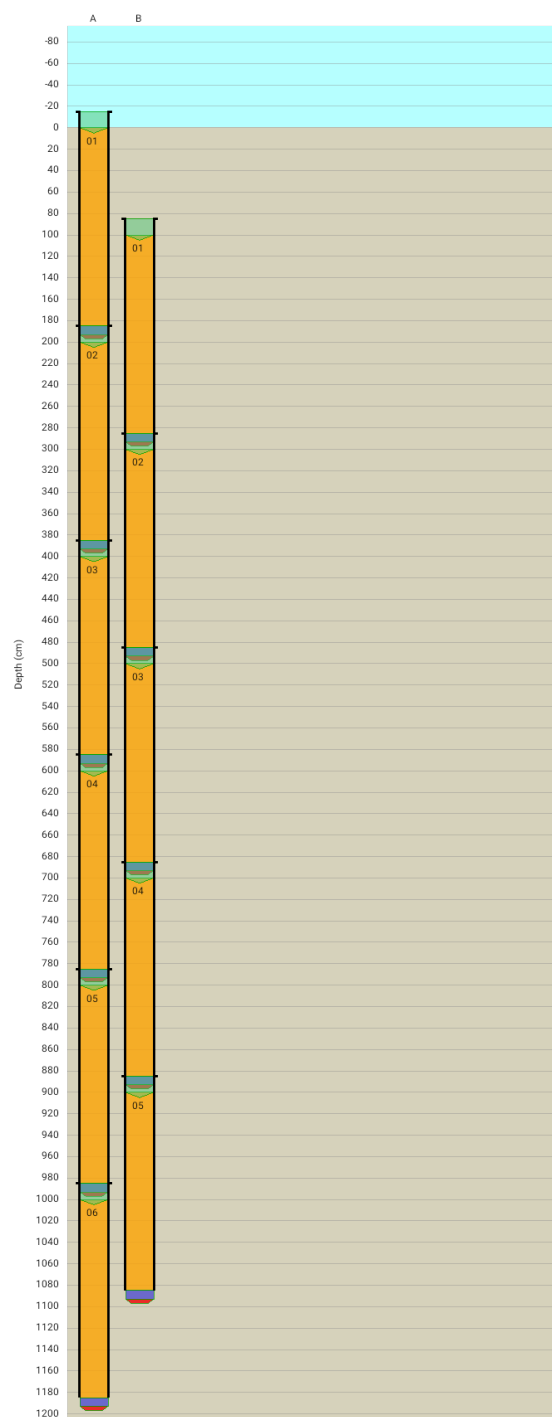
Tableau DG-2 : Comparaisons des taux de sédimentation (cm/an) sur les 3 stades holocènes identifiés dans la partie III du manuscrit, pour la petite et la grande fosse du lac d'Aiguebelette..... 190

Table A-8 : Différentes classes utilisées sur la base d'image pseudo-RGB des sédiments de la fosse profonde du lac d'Aiguebelette pour la création de cartes labellisées fournies en référence pour l'apprentissage automatisé des méthodes de classification. 243

Annexes

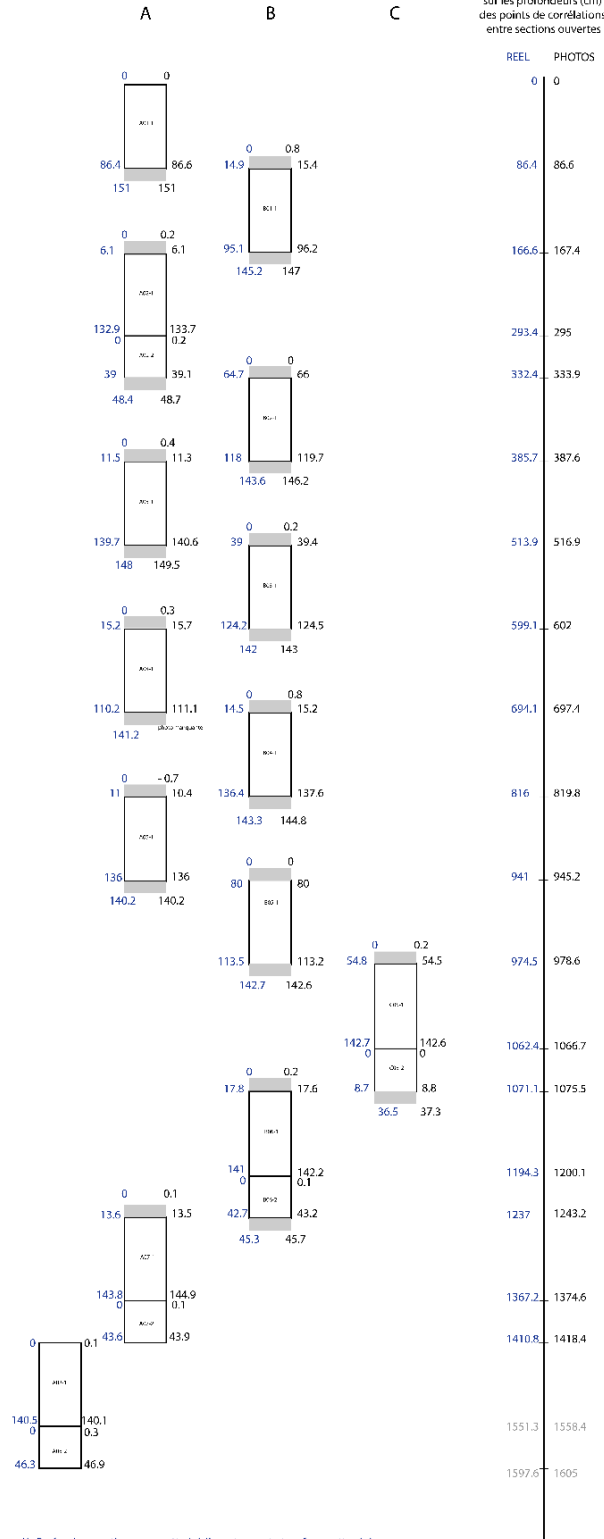


A-1 : Schéma de carottage de la séquence longue AIG17III. Les recouvrements des sections prélevées dans la fosse profonde sont présentés aux points jumeaux de prélèvement A, B et C.



A-2 : Schéma de carottage de la séquence longue AIG17I. Les recouvrements des sections prélevées dans la petite fosse du lac sont présentés aux points jumeaux de prélèvement A et B.

Sections ouvertes AIG 17 III



X : Profondeur section sur carotte (sédiment ouvert et surface nettoyée)

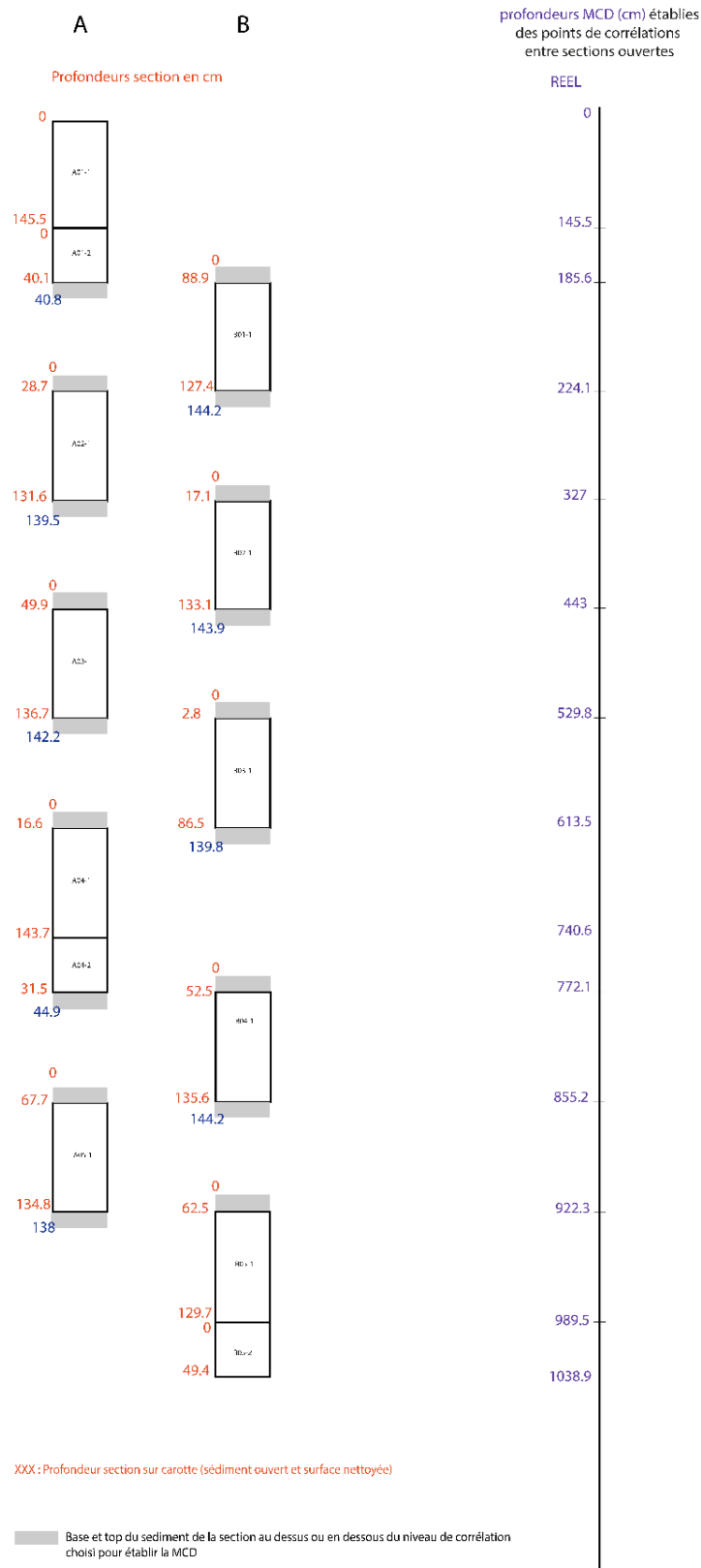
X : Profondeur section sur photo (top du point de corrélation au milieu de la section reporté pour lecture sur le réglét du haut)

■ Base et Top du sédiment de la section au dessus ou en dessous du niveau de corrélation choisi pour établir la MCD

□ X Schéma et nom de section -longueur non conforme à l'échelle MCD/profondeur section

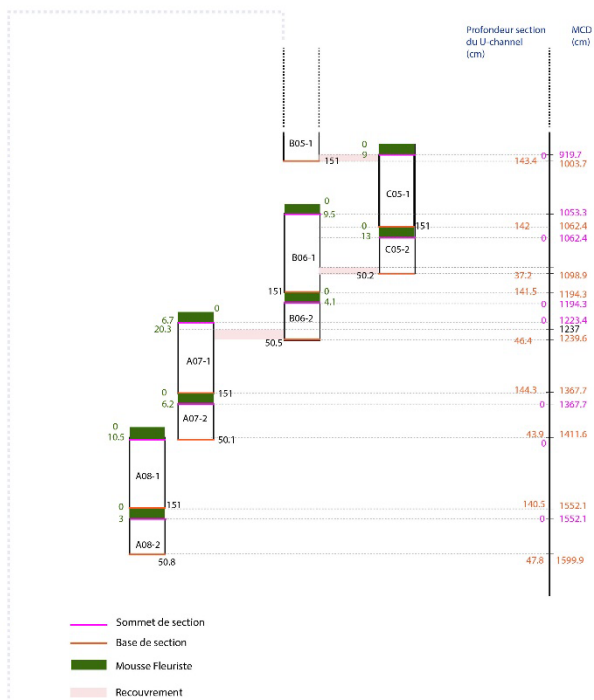
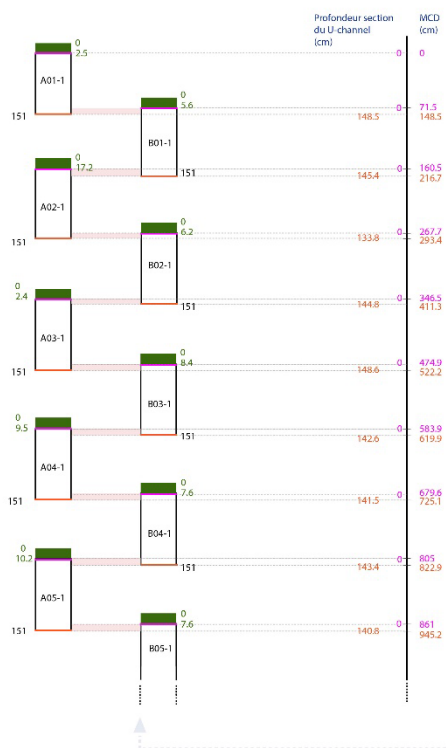
A-3 : Schémas de la mastercore incluant les profondeurs section pour chaque carotte prélevée (séquence AIG17III).

MCD AIG 17 I



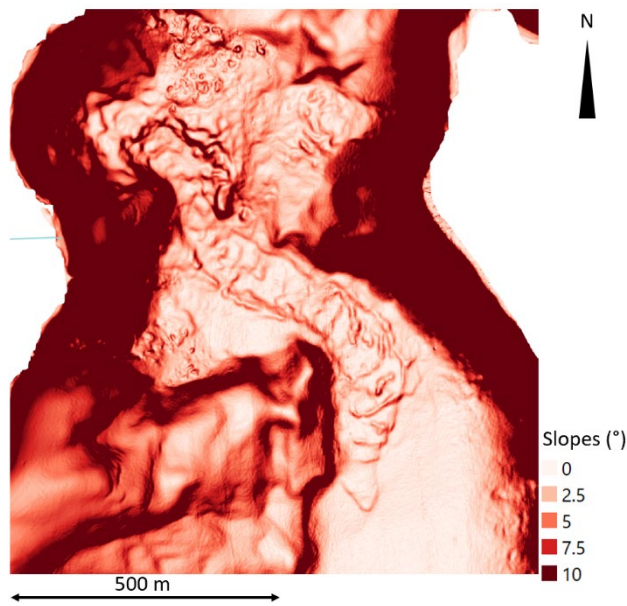
A-4 : Schémas de la mastercore incluant les profondeurs section pour chaque carotte prélevée (séquence AIG17III).

U-Channels AIG 17 III

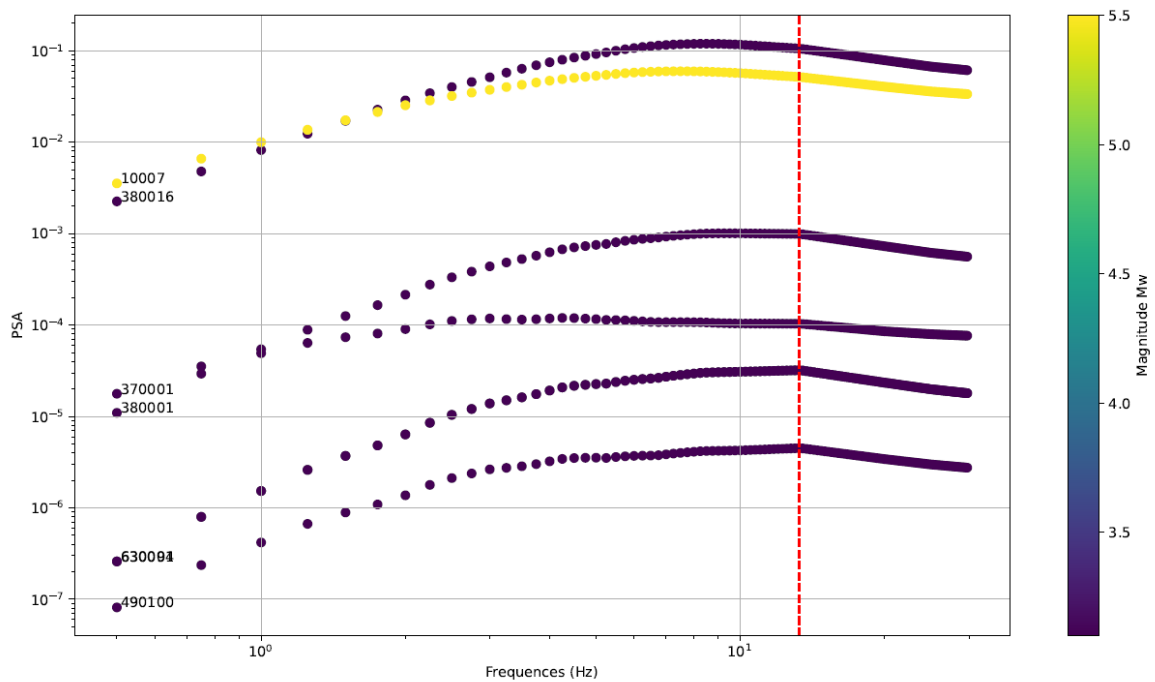


- Sommet de section
- Base de section
- Mousse Fleuriste
- Recouvrement

A-5 : Schémas de la mastercore U-channel incluant les profondeurs section (U-channels) pour chaque carotte prélevée (séquence AIG17III).



A-6 : Détail du dépôt de transport de masse chenalisé observé sur les cartes bathymétriques du lac d'Aiguebelette. Les angles des pentes sont exprimés en degrés.



A-7 : Test sur les valeurs maximales de PSA obtenue à 13.25 Hz (valeurs en x, indiquées par la ligne verticale rouge, pointillée) pour les spectres fréquentiels de 7 évènements sismiques ayant des magnitudes et distances épicentrales au lac d'Aiguebelette différentes.

[A-8 : Méthodes hyperspectrales appliquées à la séquence longue du bassin profond du lac d'Aiguebelette](#)

Dans le cadre de ces travaux de thèse, des analyses hyperspectrales ont été menées au Laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière (M2C) de Rouen dans plusieurs buts.

L'un des objectifs étant d'identifier de façon automatisée les différents faciès sédimentaires analysés lors de l'ouverture des sections comme effectué dans les travaux de [Rapuc et al. \(2020\)](#). Dans le cadre de cet objectif, les analyses hyperspectrales sont un atout permettant de s'affranchir d'analyses chronophages et destructrices. Ces analyses permettent éventuellement de mieux détecter les dépôts instantanés et d'automatiser cette détection.

Un deuxième objectif est de pouvoir contraindre plus finement l'âge des dépôts instantanés qu'avec les datations effectuées. En distinguant finement les varves identifiées dans la sédimentation continue, un modèle automatisé permettrait de s'affranchir du biais du comptage réalisé par différents opérateurs. Compter les varves entre les dépôts instantanés d'une séquence permet aussi de définir un intervalle temporel entre chaque dépôt instantané, ce qui est utile pour construire une chronique de ces dépôts.

Le travail effectué a consisté à analyser les sédiments avec une caméra VNIR ('visible and near-infrared', visible et proche infra-rouge) couvre les longueurs d'onde entre 400 et 1000 nm, avec une résolution spectrale entre 0.75 et 6 nm, ainsi qu'avec une caméra SWIR ('short-wave infrared', infrarouge courtes ondes) pour les longueurs d'onde entre 1000 et 2500 nm, avec une résolution spectrale maximale de 6 nm.

Les différents faciès sédimentaires ont été labellisées manuellement avec la sélection de rectangles sur la base d'images pseudo-RGB ('red-blue-green', rouge-bleu-vert). Ces données servent de référence pour l'apprentissage automatisé des méthodes de classification. Une fois qu'un modèle est jugé satisfaisant sur la base de ses capacités de prédiction, il peut être utilisé sur la totalité des images hyperspectrales.

Différentes cartes de labellisation suivant un label et des classes ont été faites ([Table A-8](#)).

Ordre	Label	Classes simples	Informations
1	LC	Sédimentation Continue - Holocène	Lamine Claire
2	LSo	Sédimentation Continue - Holocène	Lamine Sombre
3	Lint	Sédimentation Continue - Holocène	Lamine Intermédiaire
4	SCnL	Sédimentation Continue - Holocène	SC non laminée - Ho
5	SCL	Sédimentation Continue - Holocène	SC laminée
6	EL	Dépôts instantanés - Holocène	Event Layer
7	HF	Dépôts instantanés - Holocène	Faciès type homogénite
8	GB	Dépôts instantanés - Holocène	base granoclassée
9	DS	Dépôts instantanés - Holocène	Dépôt Sableux
10	ClayCap	Dépôts instantanés - Holocène	Clay Cap
11	SCL _Y D	Sédimentation Continue - Younger Dryas	Younger Dryas
12	EL _{Tardi}	Dépôts instantanés - Younger Dryas	Event Layer
13	HF _{Tardi}	Dépôts instantanés - Younger Dryas	Faciès type homogénite
14	GB _{Tardi}	Dépôts instantanés - Younger Dryas	base granoclassée
15	ClayCap _{Tardi}	Dépôts instantanés - Younger Dryas	Clay Cap
16	LC _{Tardi}	Sédimentation Continue - Younger Dryas	Lamine Claire
17	LSo _{Tardi}	Sédimentation Continue - Younger Dryas	Lamine Sombre
18	Lint _{Tardi}	Sédimentation Continue - Younger Dryas	Lamine Intermédiaire
19	DS _{Tardi}	Dépôts instantanés - Younger Dryas	Dépôt Sableux
20	SCL _{Tardi}	Sédimentation Continue - Younger Dryas	laminée non varvée.

[Table A-8](#) : Différentes classes utilisées sur la base d'image pseudo-RGB des sédiments de la fosse profonde du lac d'Aiguebelette pour la création de cartes labellisées fournies en référence pour l'apprentissage automatisé des méthodes de classification.

A ce jour, ces travaux en sont au stade préliminaire. Kevin Jacq ainsi que son stagiaire Ambroise Sanon ont travaillé à améliorer les performances de prédiction pour les différentes classes labellisées.

Les analyses en composantes principales réalisées sur la base des spectres SWIR en dérivée première, corrigés par la réflectance moyenne (pour prendre en compte l'effet de la matrice) montrent qu'il n'est pas possible de différencier les dépôts instantanés tardiglaciaires des dépôts instantanés holocènes. Pour des effectifs équivalents, ces classes correspondent aux dépôts instantanés (orange: faciès homogénite; bleu: faciès turbidite) .

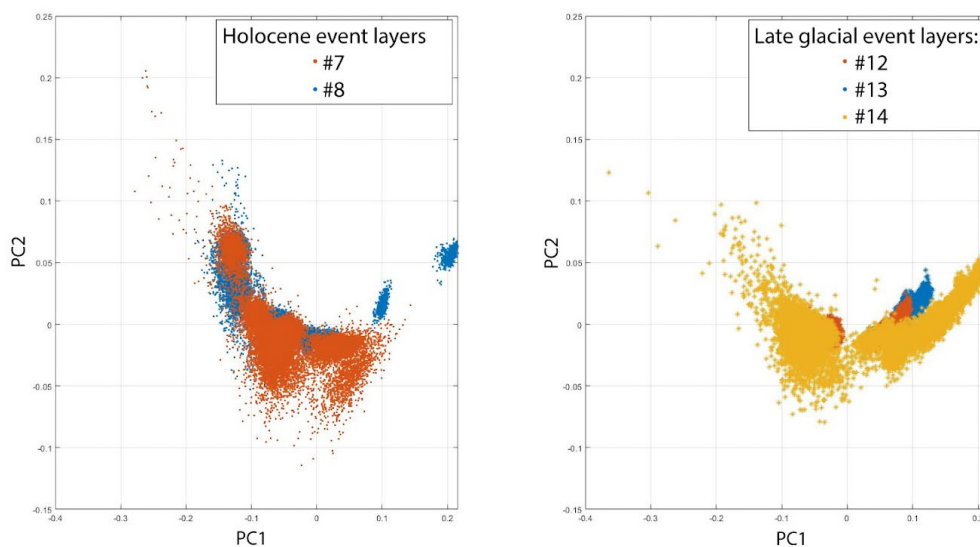


Figure A-8 : Analyses en composantes principales réalisées sur la base des données SWIR obtenues sur les sédiments de la fosse profonde du lac d’Aiguebelette. Sur la gauche, les points correspondent à un dépôt instantané holocène (en orange : le faciès Hm ; en bleu : le faciès Tu). Sur la droite, les points correspondent à un dépôt instantané tardiglaciaire.

Conclusions sur les analyses hyperspectrales

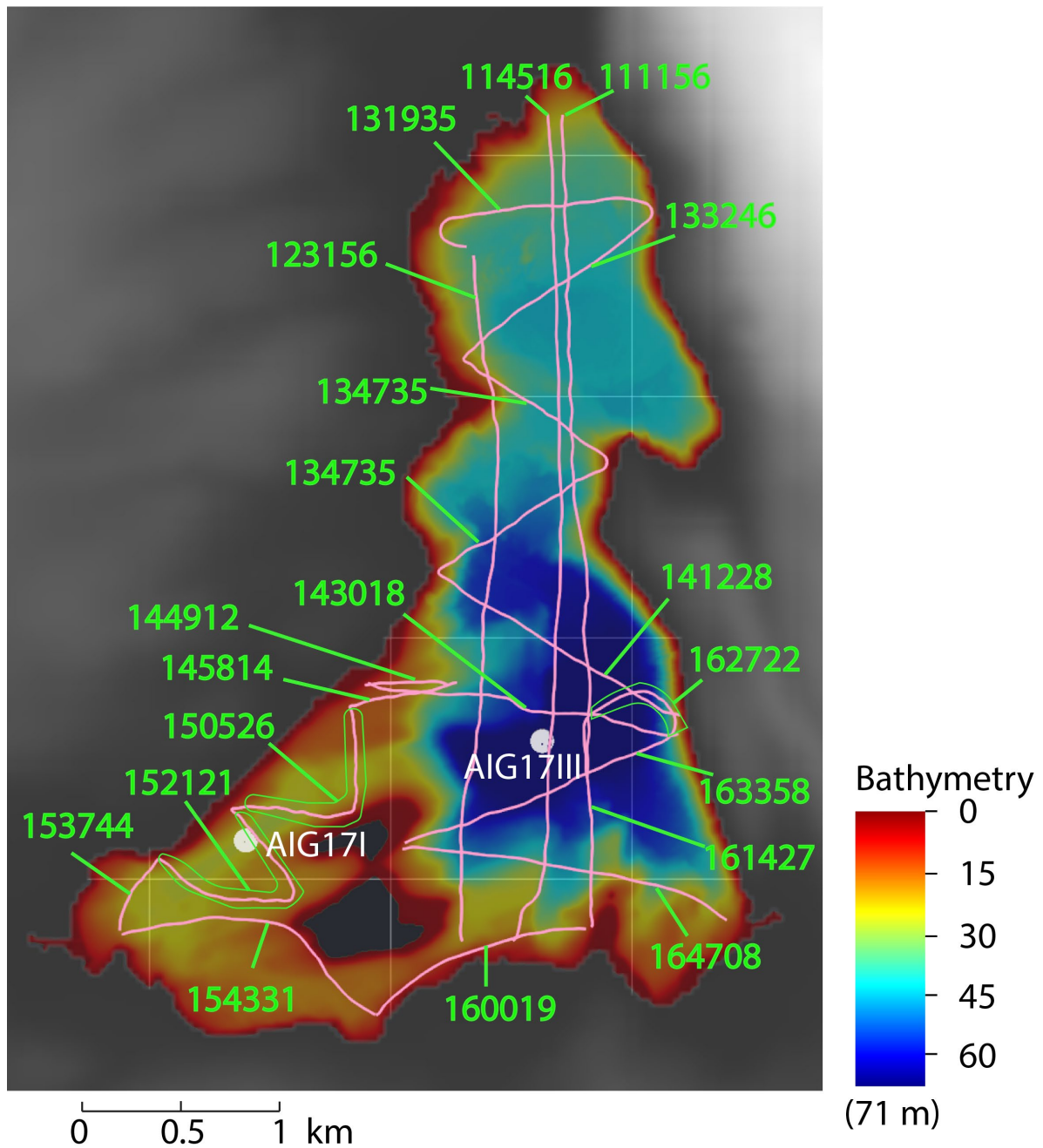
Dans le cadre de cette étude, il n’a pas été possible de discriminer les dépôts instantanés du reste de la sédimentation continue sur la base des données hyperspectrales. Les informations discriminantes pour les dépôts instantanés ne semblent pas être portées par les données hyperspectrales.

Au sein des sédiments holocènes uniquement, il n’a pas été possible de discriminer un seul type de lamine.

Il est possible que la forte variabilité au sein de la séquence sédimentaire de la fosse profonde du lac d’Aiguebelette ne permette pas de différencier les différents faciès sur la base des données hyperspectrales.

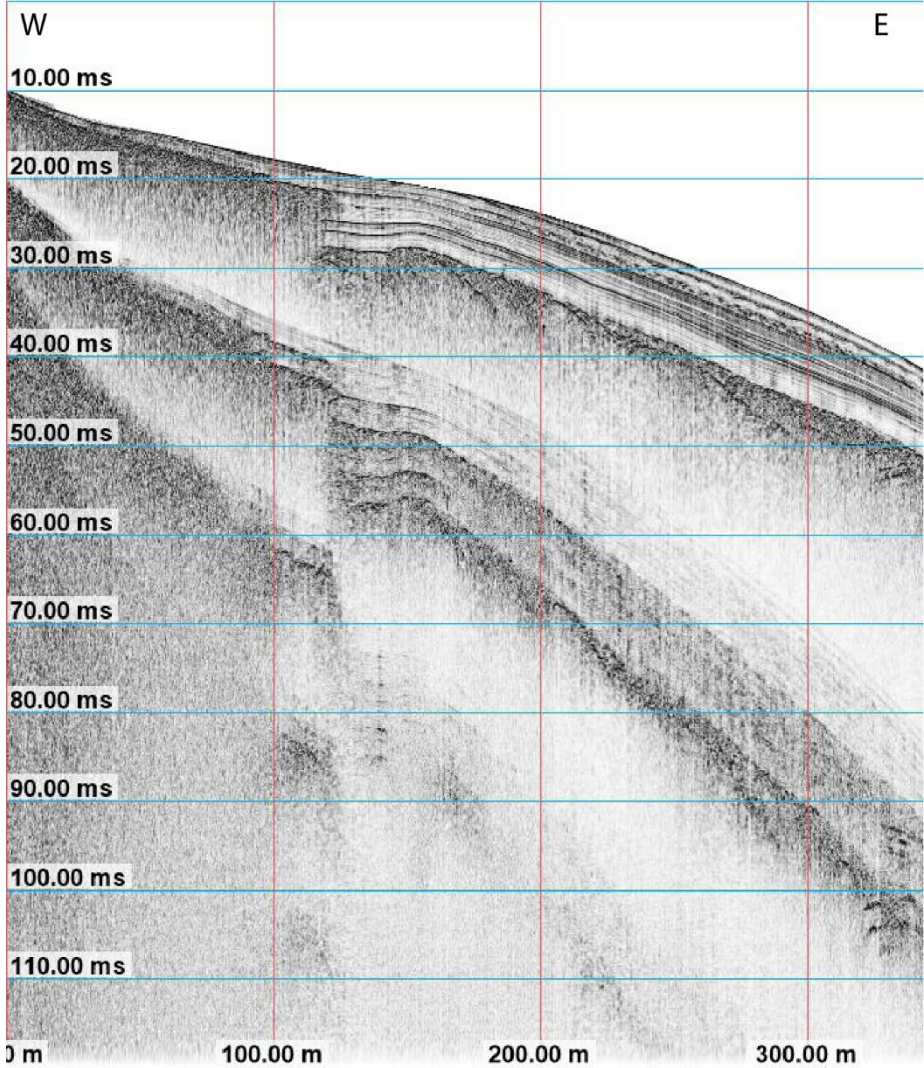
En perspective, travailler sur des portions de section de sédiments pourrait aider à réduire la variabilité des données. Croiser différents types de données pourrait aussi être utile pour la discrimination des dépôts.

A-9 : Localisation (sur fond de carte bathymétrique) et appellations des différents profils sismiques obtenus lors de la mission de 2019 dans le lac d'Aiguebelette.

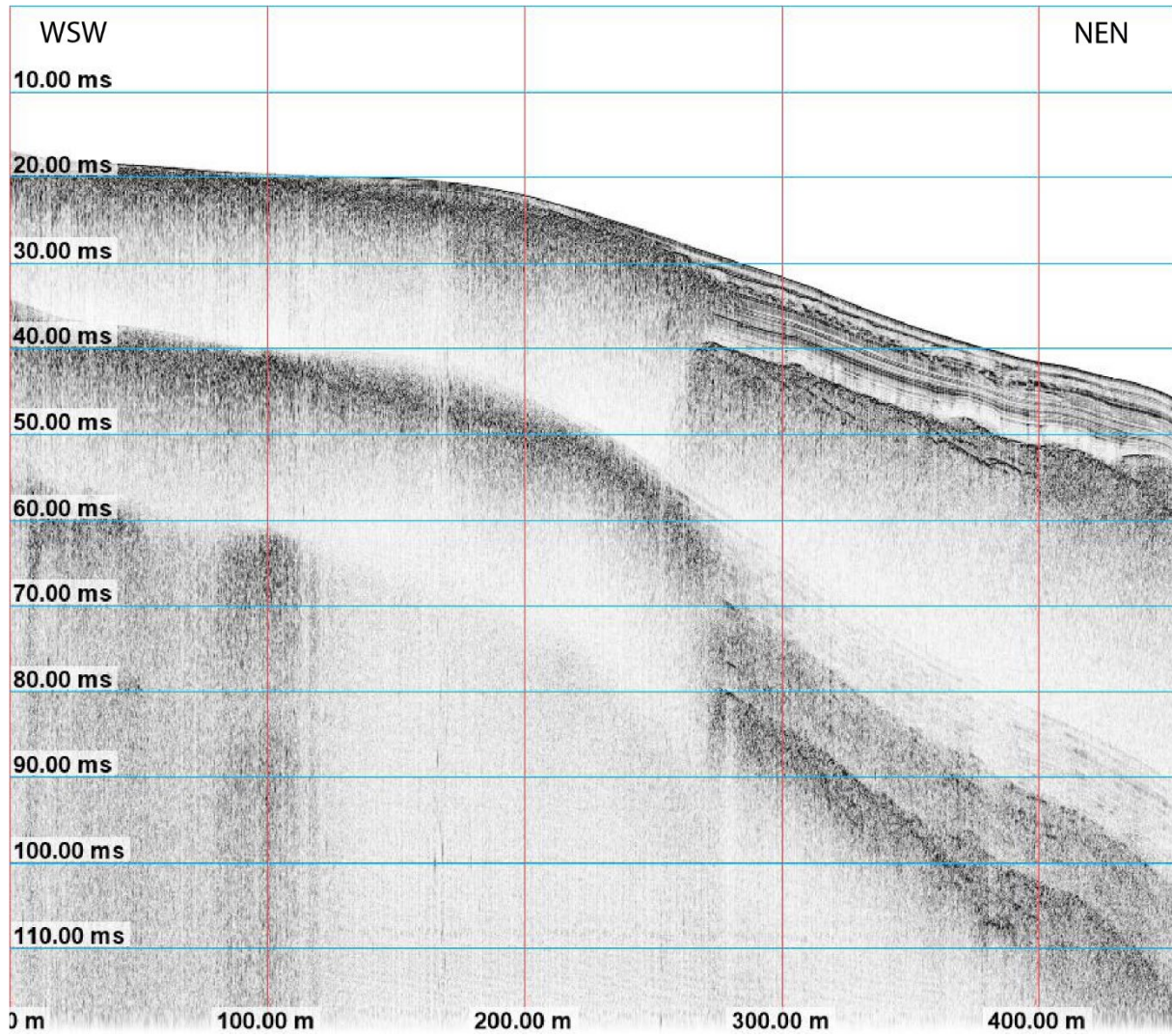


A-10 : Profils sismiques traités avec le logiciel DELPH Seismic Interpretation, la distance le long des traces présentées en A-9 est reportée en abscisses, selon l'orientation indiquée au sommet de chaque profil. Le temps double (Two-Way Traveltime ou TWT) en ms est indiqué en ordonnées.

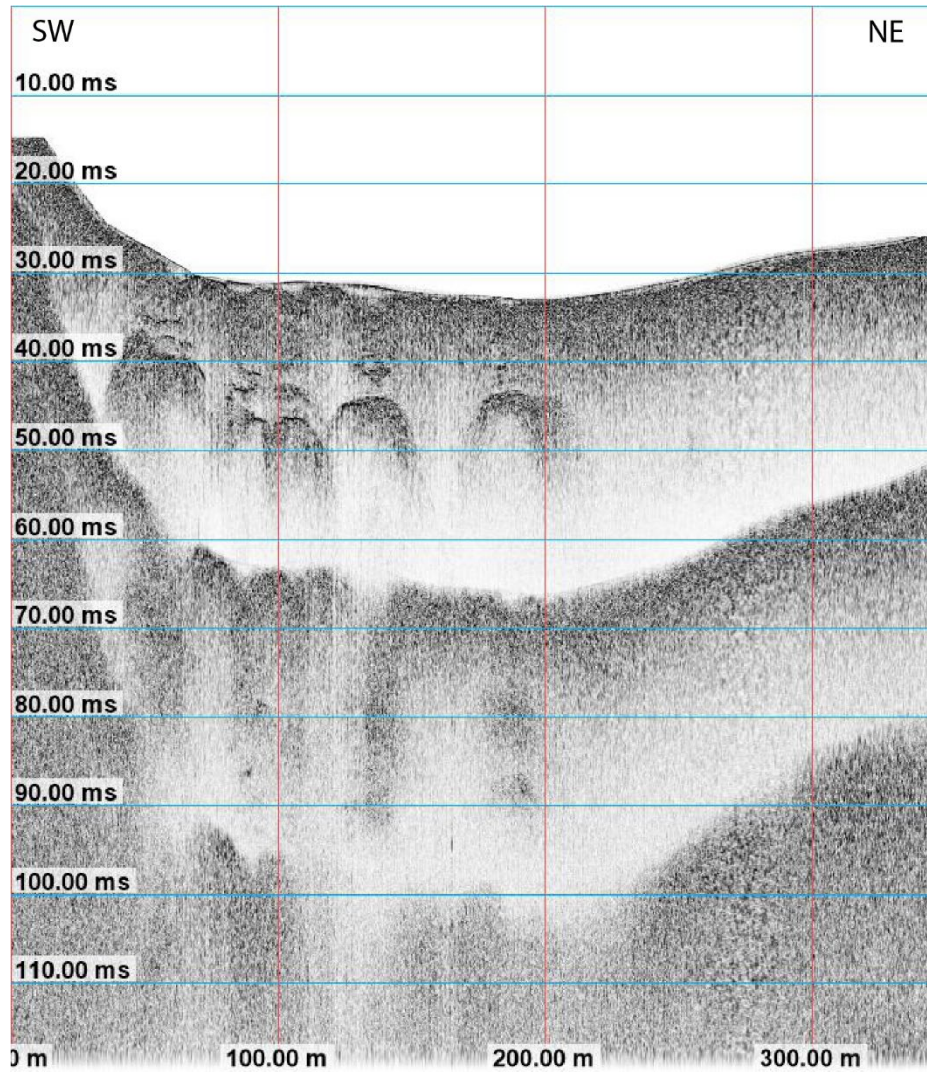
Profil 144912



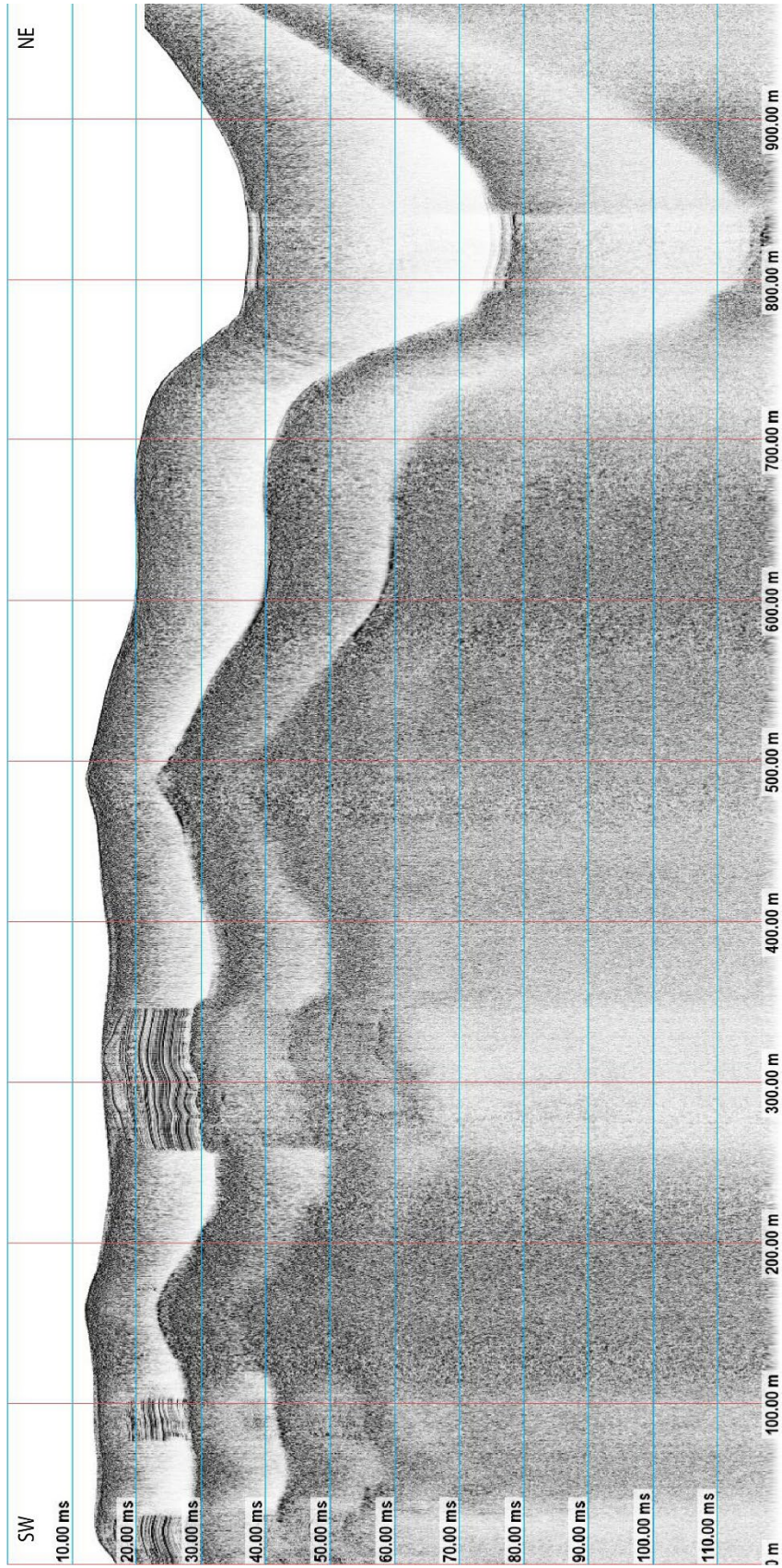
Profil 145814



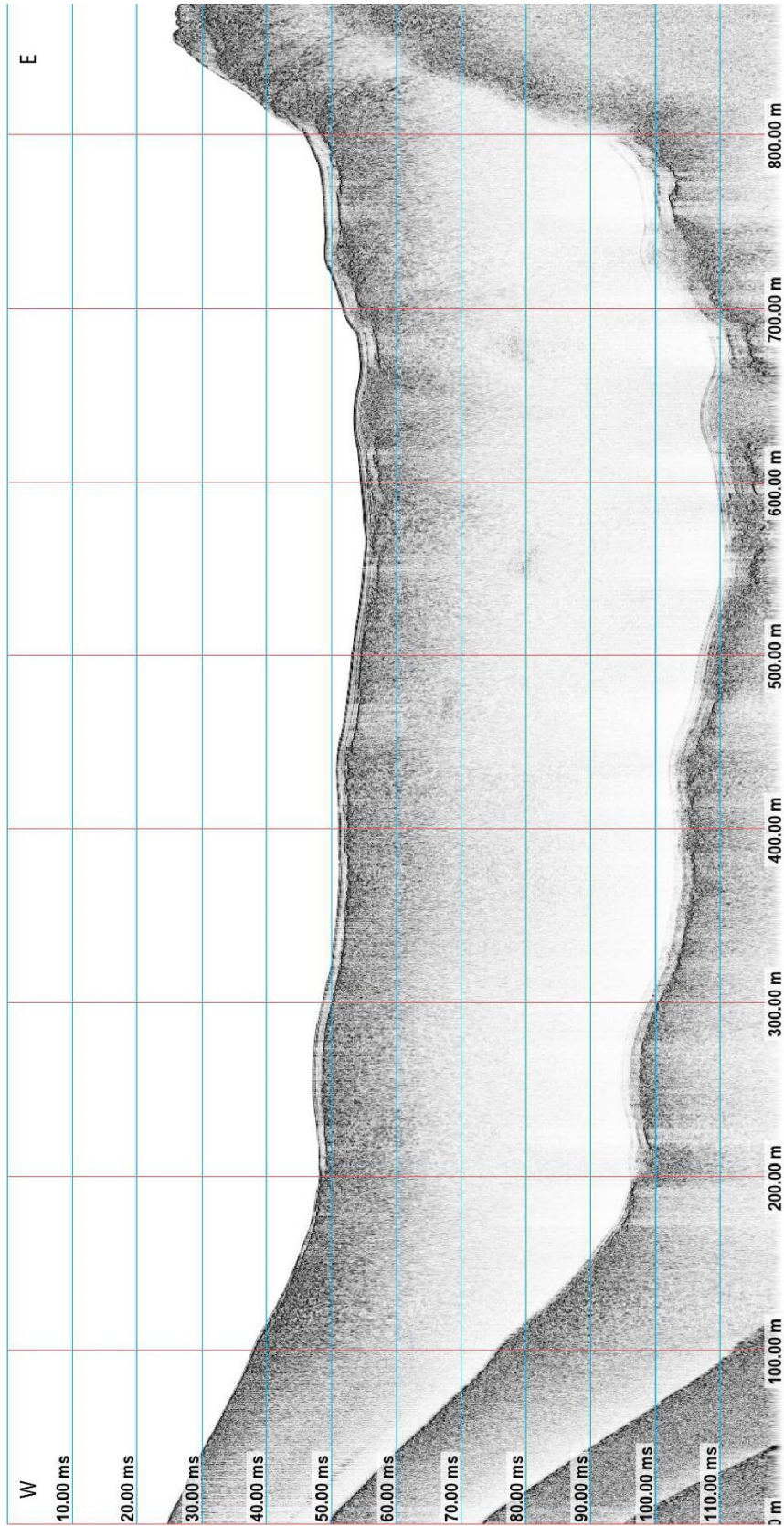
Profil 153744



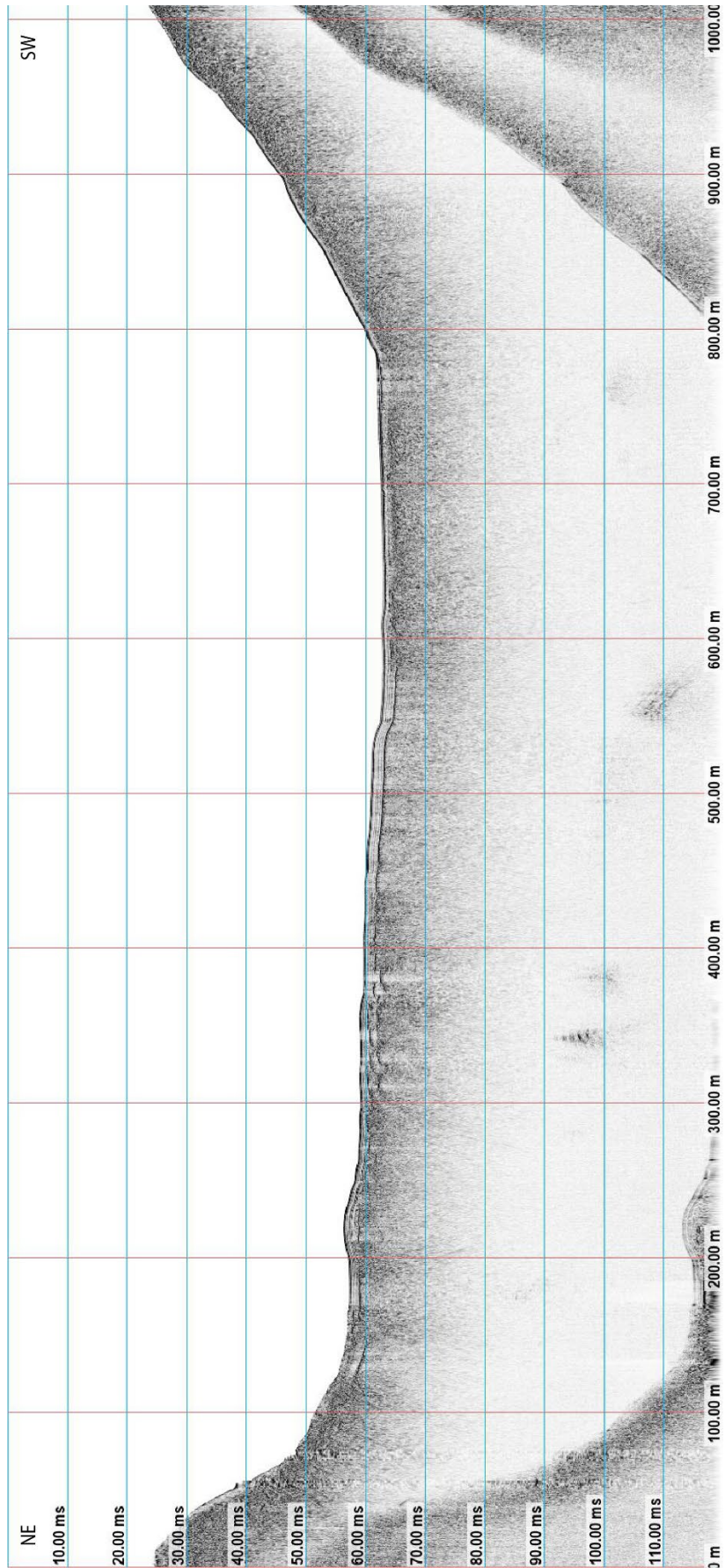
Profil 160019



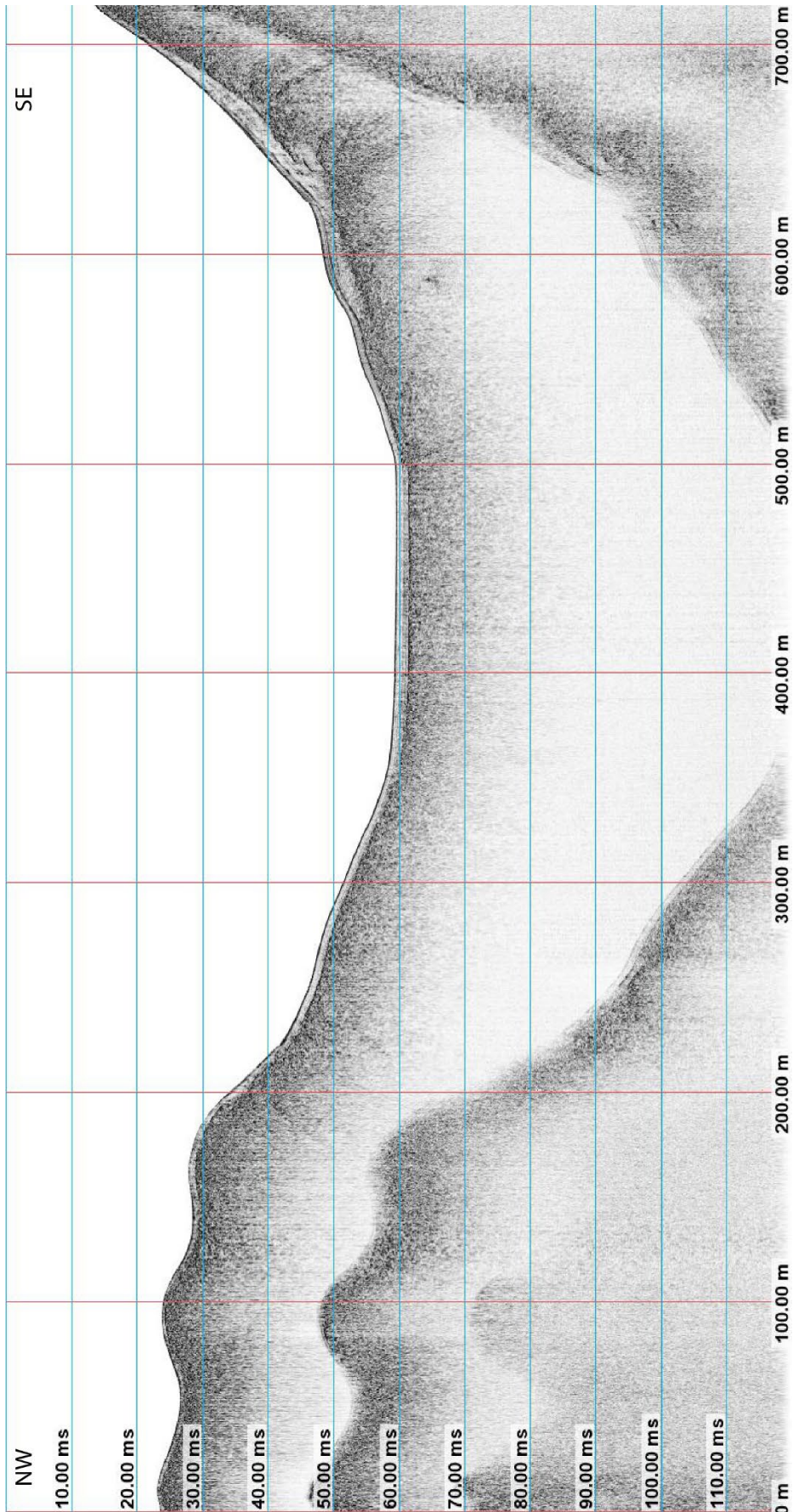
Profil 131935



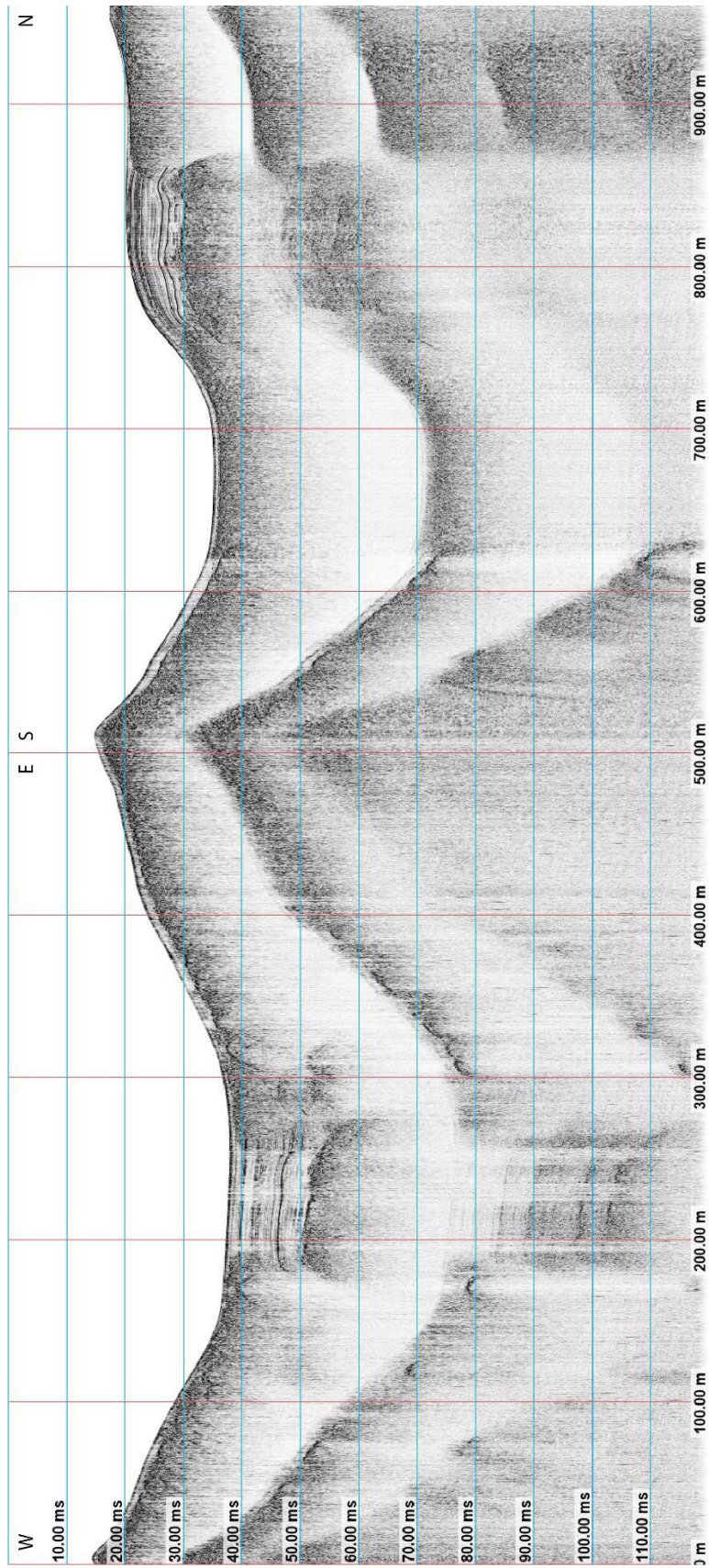
Profil 133246



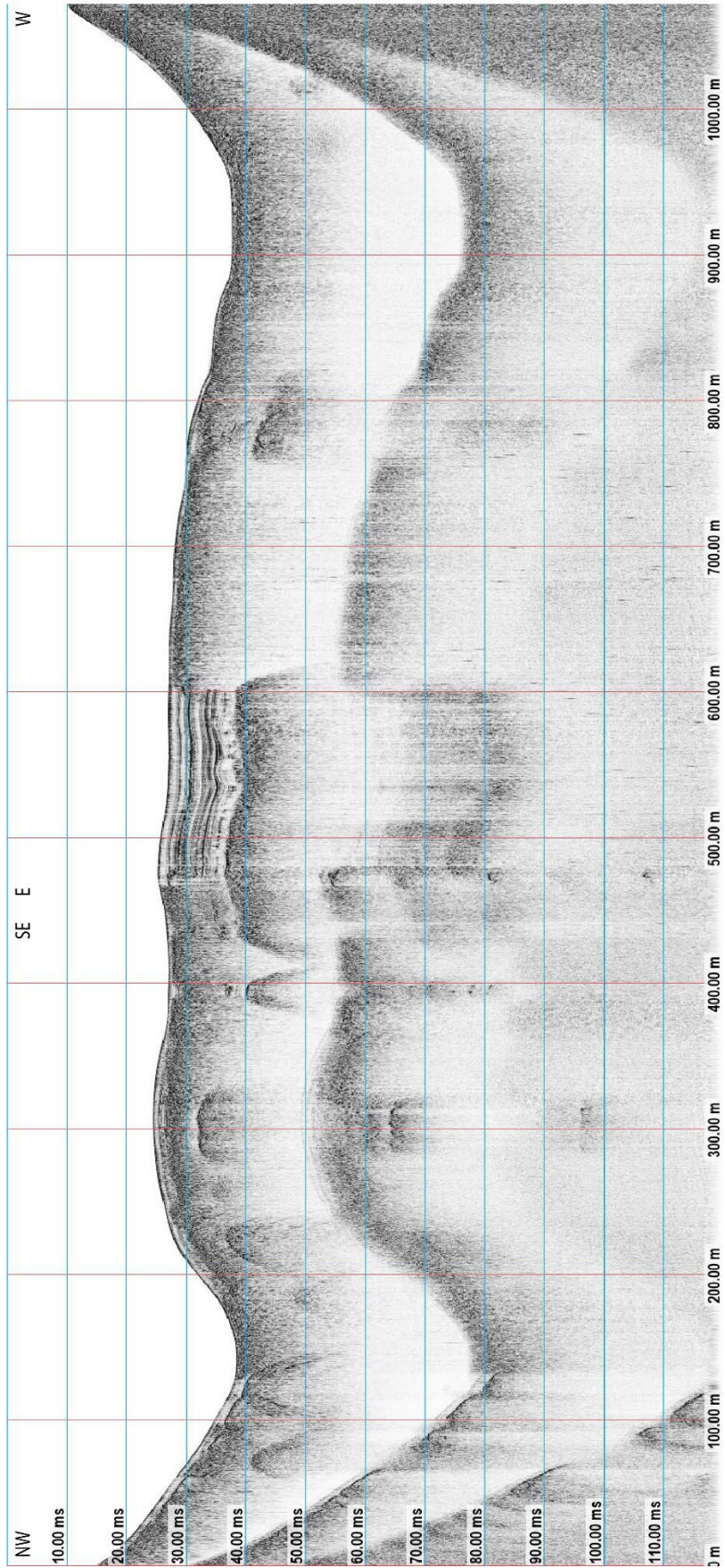
Profil 134735



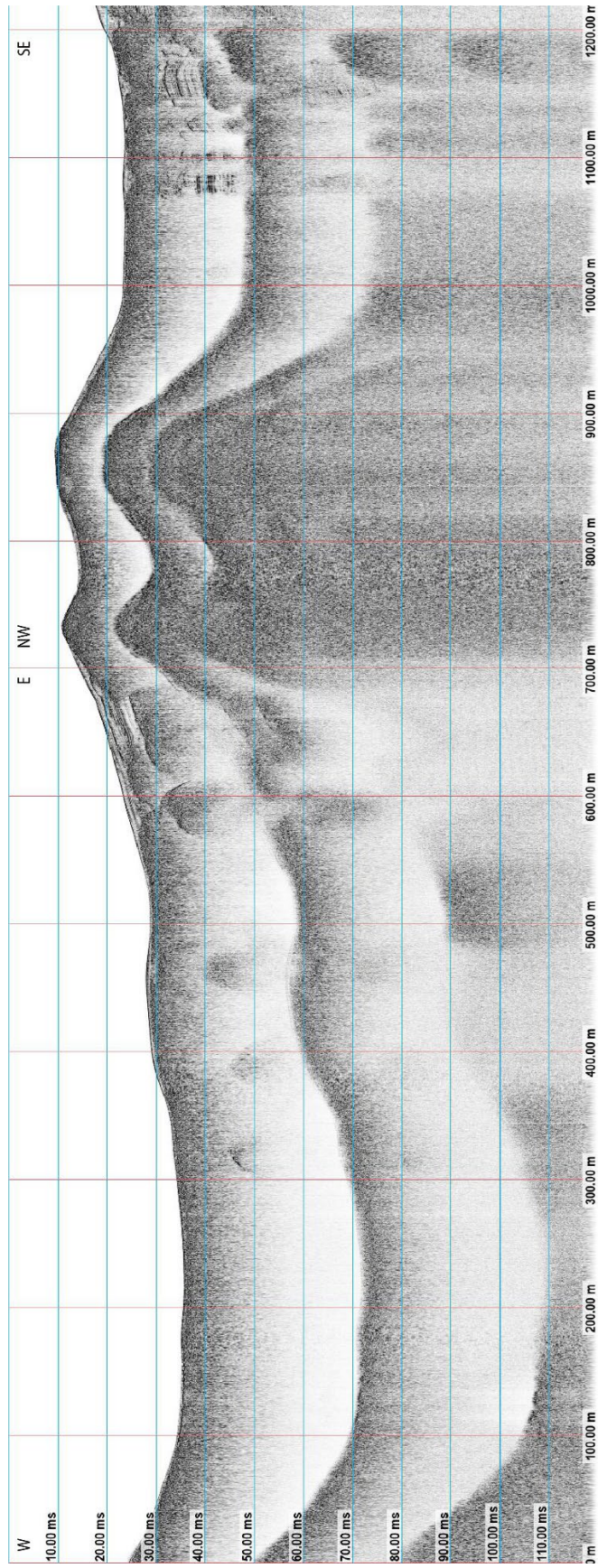
Profil 150526



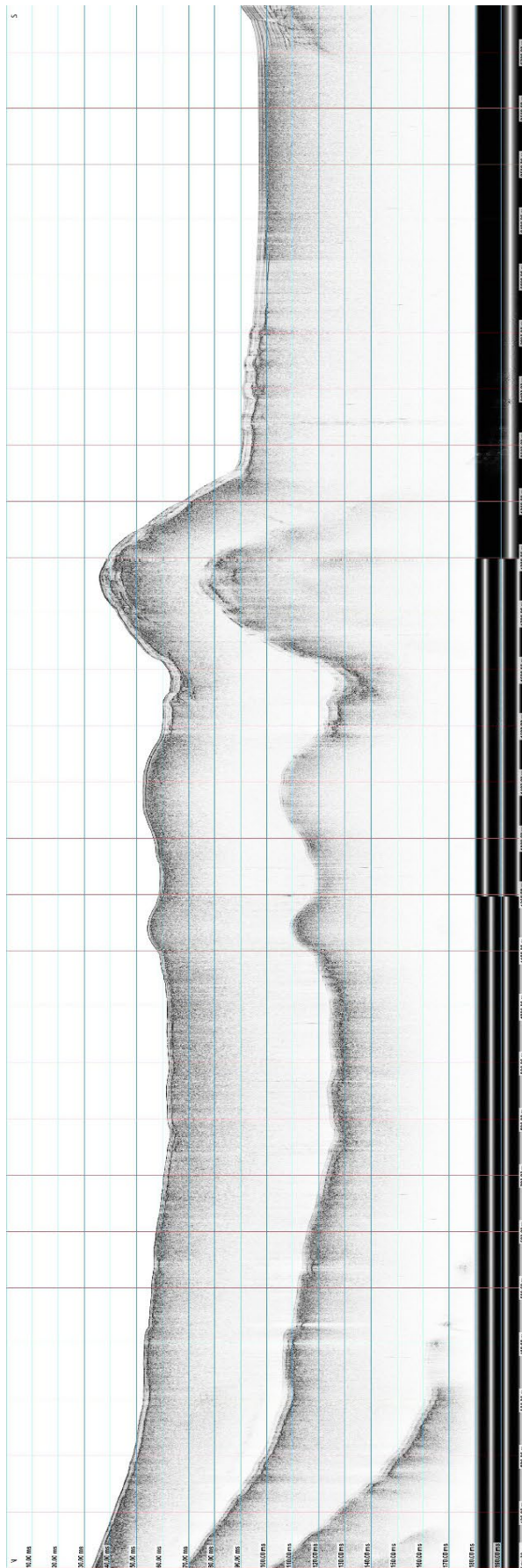
Profil 152121



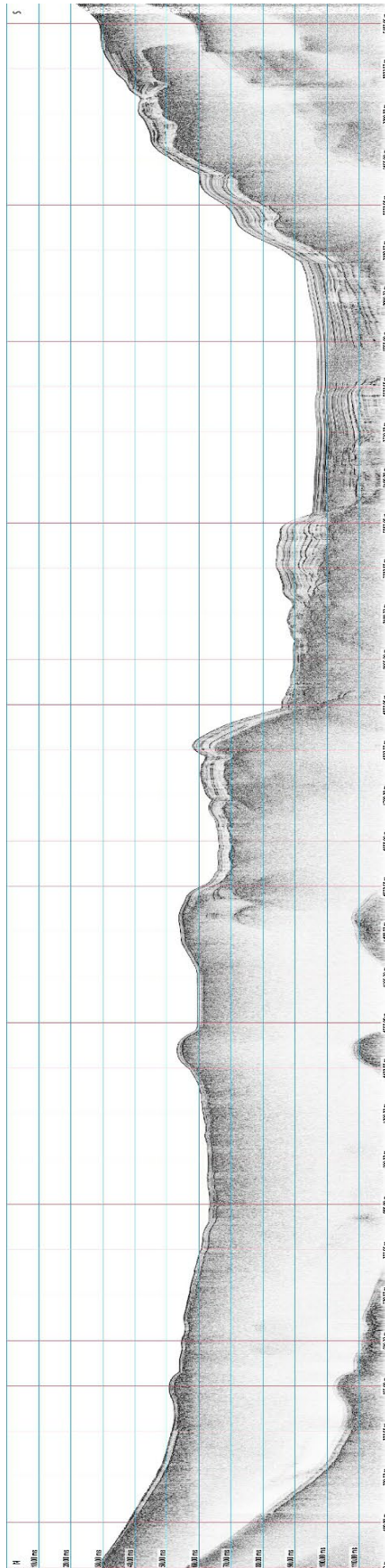
Profil 154331



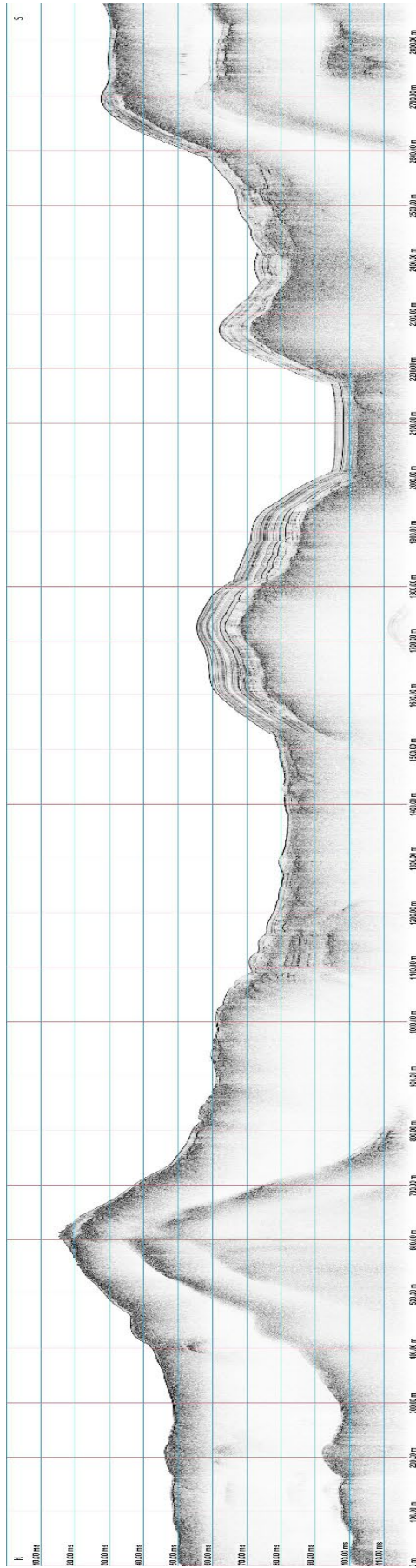
Profil 111156



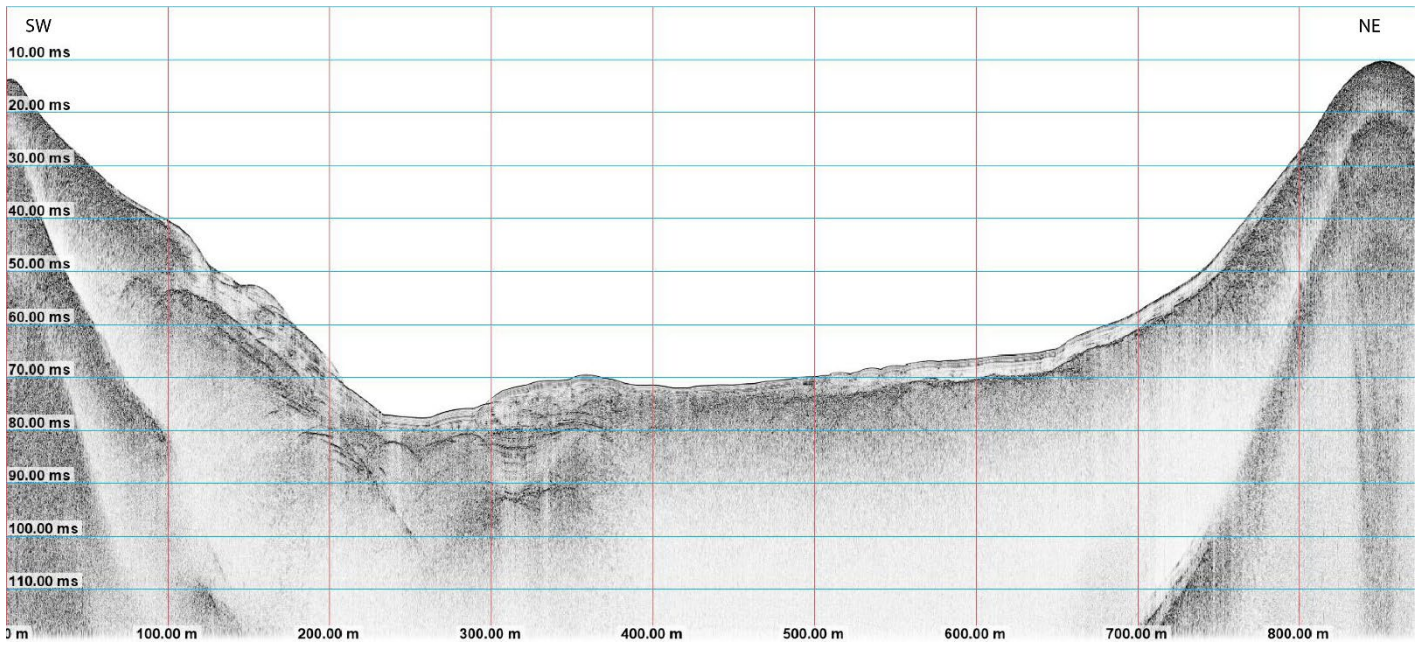
Profil 114516



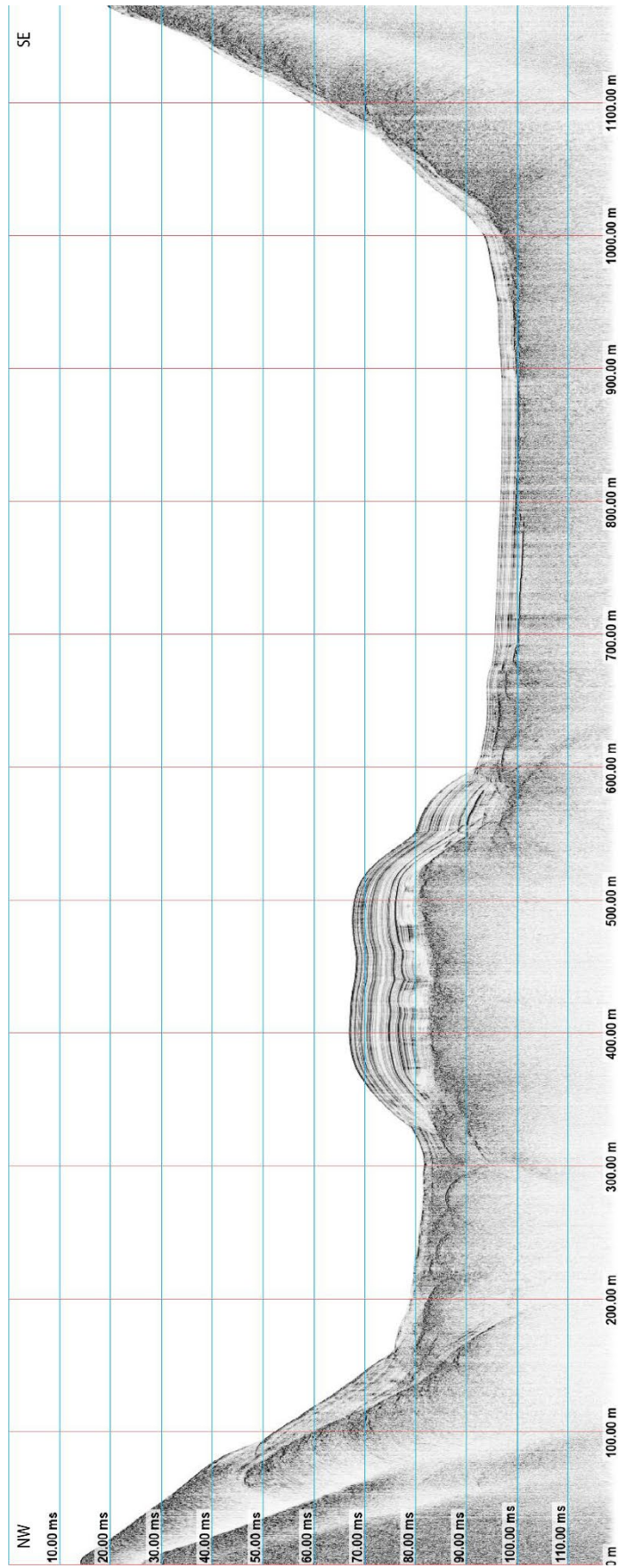
Profil 123156



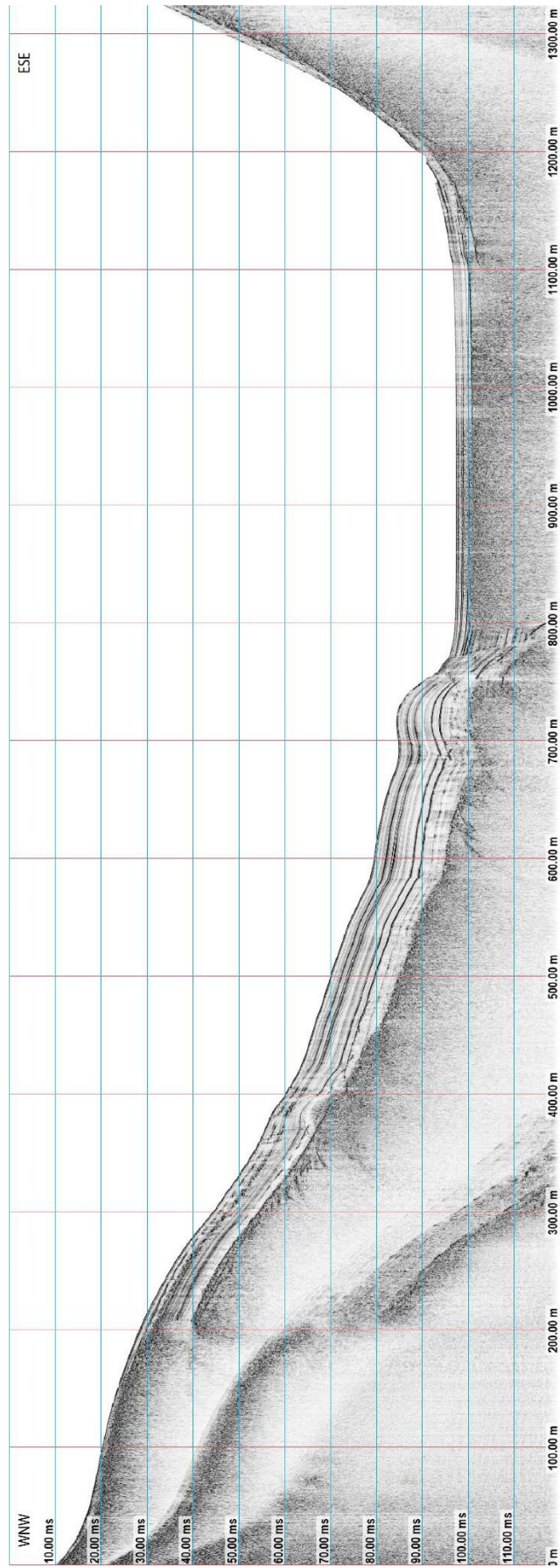
Profil 135849



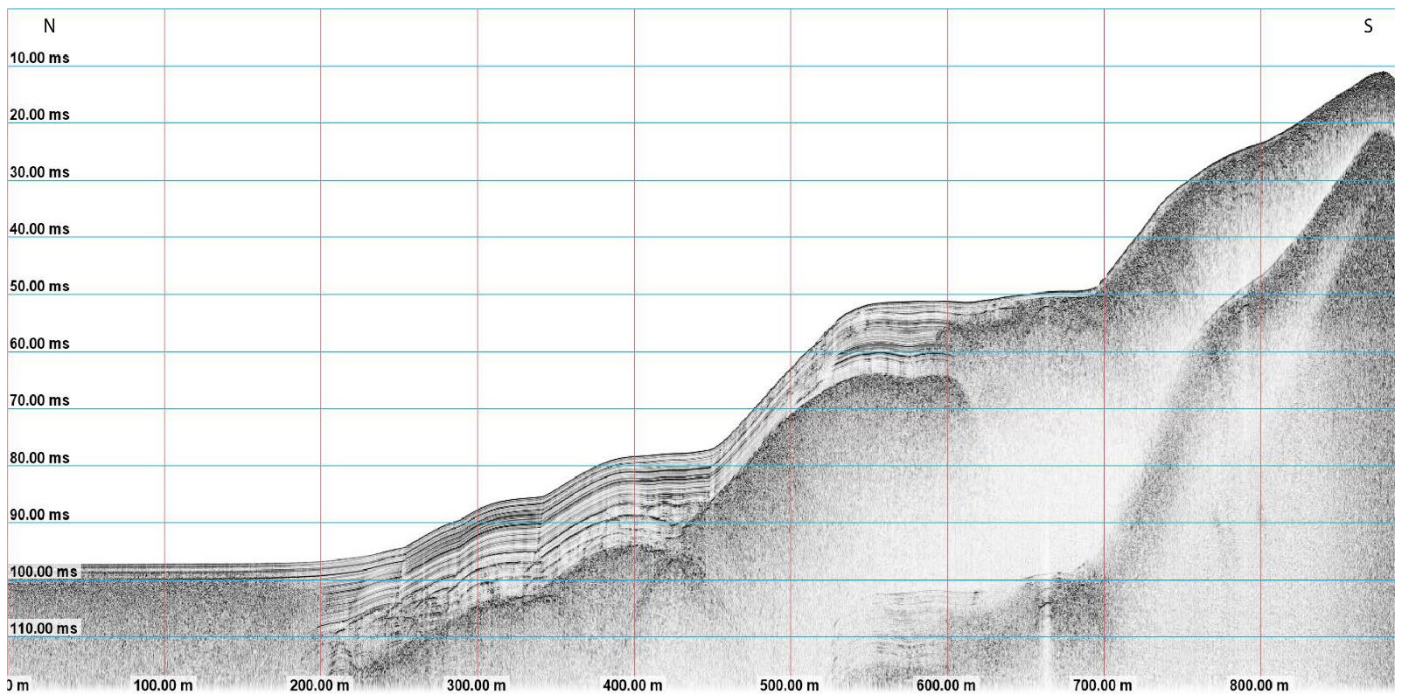
Profil 141228



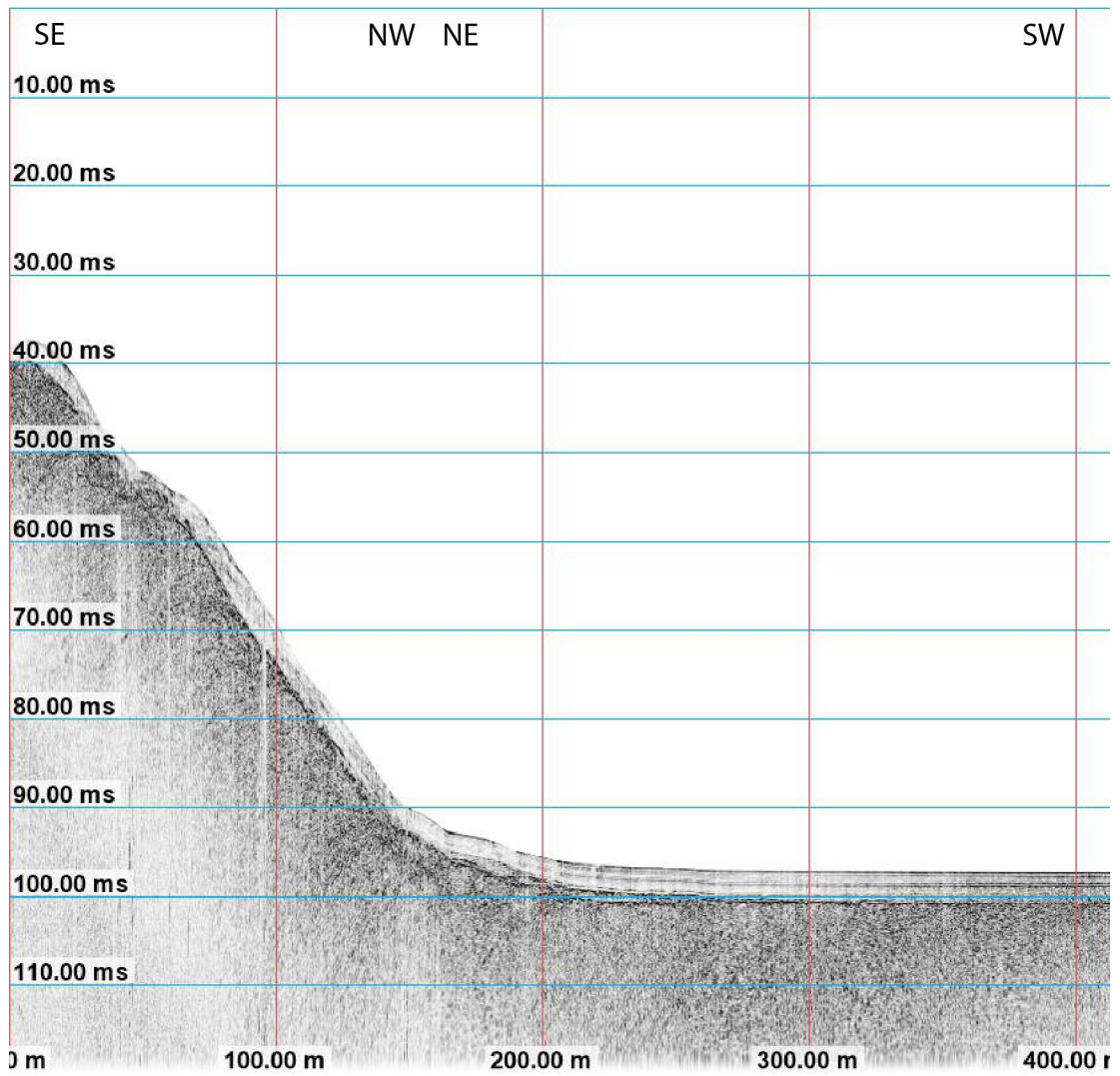
Profil 143018



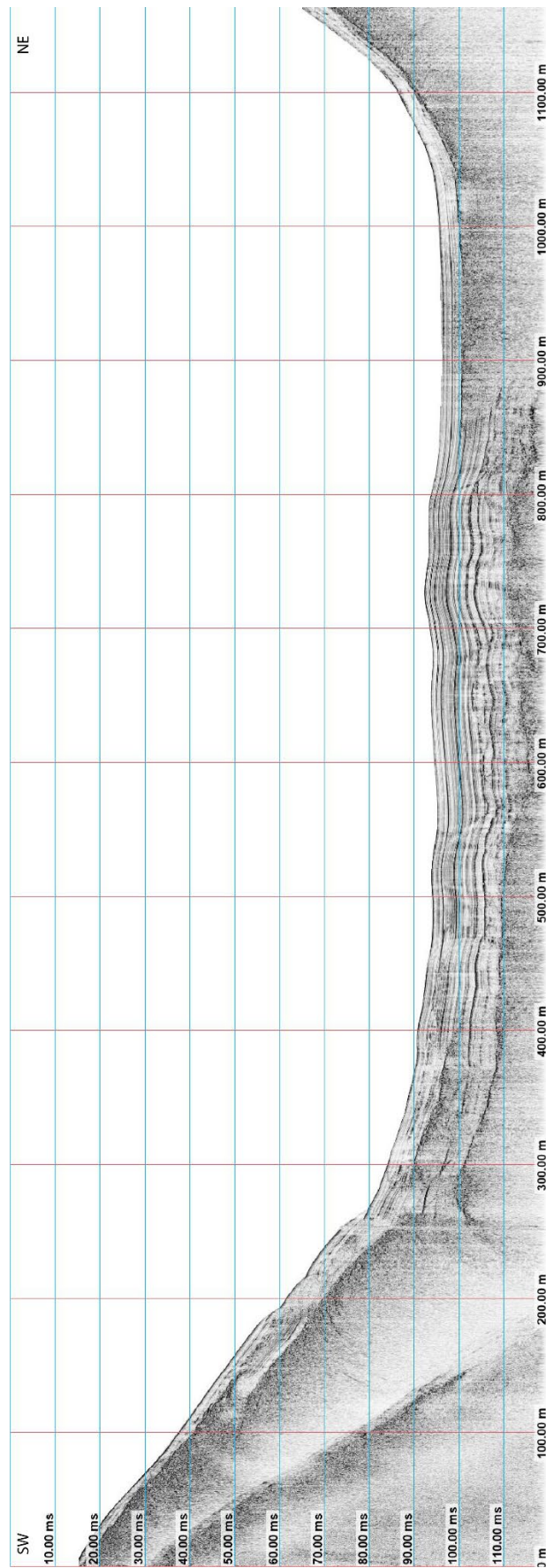
Profil 161427



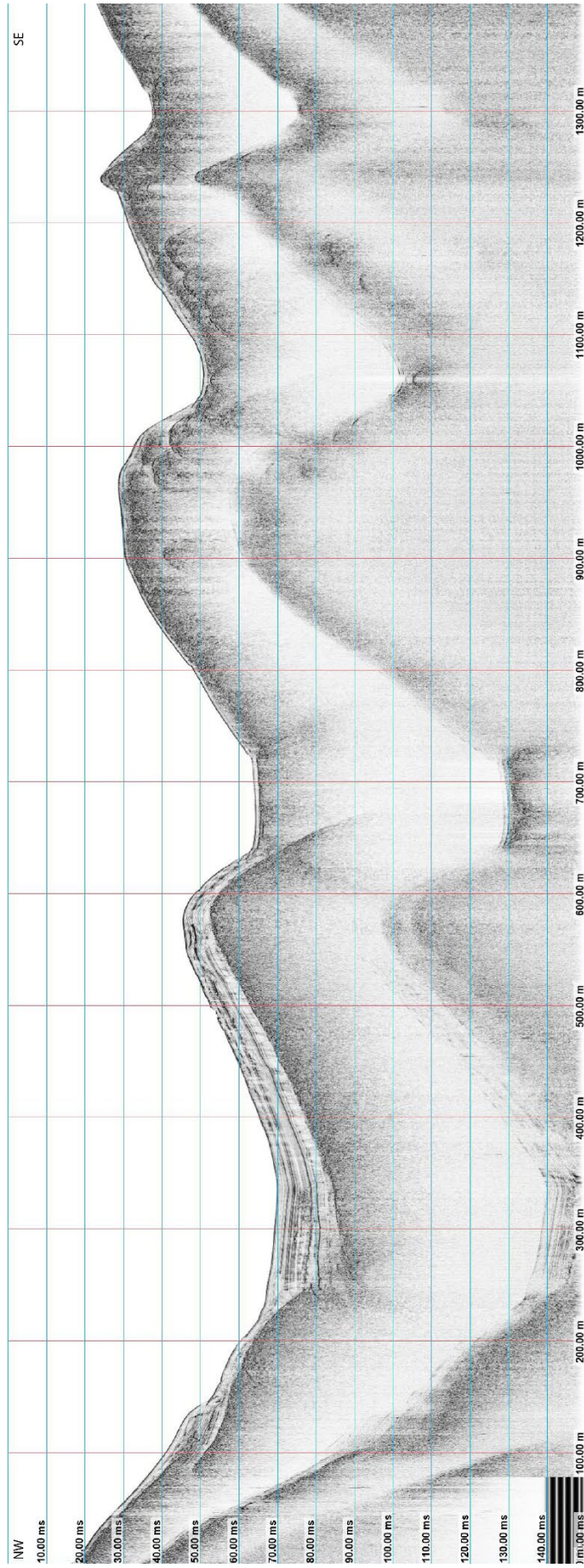
Profil 161427



Profil 163358



Profil 164708



A-10 : Tableau de corrélations stratigraphiques de la sédimentation continue entre les différentes séquences de la fosse Sud-Est du lac d'Aiguebelette (présentées à la figure SM-III-2). Les profondeurs sont données en cm (MCD). Les points de prélèvement pour macrorestes et les dates radiocarbone associées ainsi que les reports sur les différentes carottes sont présentées sur cette figure SM-III2.

Marqueur stratigraphique dans la sédimentation continue	AIG20-01	AIG16-08	AIG16-07	AIG16-06	AIG16-05	AIG17III
Trois fines lamines silteuses	[15-21]	[19-21]				[21.8-22.9]
Groupe de lamines très marquées qui s'intercalent au sein d'une sédimentation continue peu marquée	[84-86.5]	[86.5-89.8]	[84-86.7]			