Université de Paris Sud

MASTER 2

Mention **Sciences de la terre, de l'environnement et des planètes**

Spécialité **Bassins sédimentaires, ressources et paléoclimats.**

Mémoire de Master 2

Identification des séismes historiques et préhistoriques dans les sédiments lacustres des Pyrénées centrales françaises : Les lacs de Lourdes et d'Orédon.

Hermann ZOUZOU

Sous la direction de :
Emmanuel Chapron

Soutenu le 17Juin **2016**

Résume

Les études sédimentologiques des lacs de piedmont (Mouriscot et Lourdes) et des lacs d'altitude (Orédon et Fourcat) sont abordées par sismique réflexion à haute résolution, sonar à balayage latéral, carottages courts et analyses physico-chimiques. La combinaison des données permet d'établir l'impact des séismes historiques des Pyrénées centrales françaises dans ces bassins sédimentaires actuels.

A Orédon, la sismique réflexion à haute résolution a déterminé 5 générations probables de glissements dont le plus récent a été échantillonné avec la carotte OR-15-A. L'étude de la carotte OR-15-A avec des méthodes de susceptibilité magnétique, de spectrocolorimétrie, de Rock-Eval, de teneur en eau et de XRF a permis d'identifier deux glissements, qui ont été datés par radiocarbone sur macrorestes. Le premier, daté à 1667±55 Cal AD, peut être relié à l'impact du séisme d'intensité MSK VIII du 21 juin 1660, dont l'épicentre était localisé dans la région de Bagnères de Bigorre, à 9km du lac de Lourdes.

A Lourdes, les sédiments riches en gaz limitent grandement la pénétration du signal acoustique. Cependant, le sonar à balayage latéral permet l'identification de sources subaquatiques localisées sur les fonds des bordures Nord et Sud du lac. Des réflecteurs, observés en sismique réflexion, sont localement associés à une de ces sources situées au Nord du lac. Les méthodes de susceptibilité magnétique, de spectrocolorimétrie, de géochimie organique (Rock-Eval) et minérale (XRF) caractérisent 4 niveaux distincts (RDL), qui se différencient de la sédimentation normale du lac. Les RDL 2 et 3 correspondent aux réflecteurs observés en imagerie acoustique. La datation au radiocarbone de macrorestes organiques de la carotte LO-16-2 donne des âges respectifs de1711±26 ; 1004±90 ; 811±53 et 646±56 Cal AD aux 4 RDL. Concernant Le RDL 1, en considérant que l'impact du séisme a provoqué la remobilisation et le transport de sédiments déjà mise en place du réseau karstique jusqu'au fond du lac, on pourrait donc corréler ce RDL1 au séisme historique du 24 Mai 1750 dont l'épicentre était situé à Bigorre-Juncalas, dans les Pyrénées centrales. Le RDL2 est contemporain du deuxième glissement sur la carotte OR-15-A d'Orédon, et serait le résultat d'un séisme historique non répertorié. Le RDL4 a été causé, vraisemblablement, par un paléoseisme mal documenté qui se serait produit en 580 Cal AD, dans la vallée de Lavedan dans les Pyrénées centrales.

Les méthodes de cartographie acoustique (sismique réflexion à haute résolution, sonar à balayage latéral) utilisées sur les lacs, l'étude des propriétés physico-chimiques des sédiments prélevés ainsi que les méthodes de datation sont illustrées. Les facteurs participant aux mouvements de masses causés par les séismes historiques sur la sédimentation lacustre sont présentés, ainsi qu'une comparaison entre l'impact des séismes dans les lacs authigènes et les lacs d'altitudes terrigènes dans les Pyrénées centrales Françaises.

MOTS CLES : Pyrénées centrale française, sédimentation lacustre, séismicité historique, paléoseisme, sismo-stratigraphie, datation isotopique, signal sédimentaire.

Liste des Figures.

Figure 1: A) carte de la sismicité historique de la France (Carte SISFRANCE), Le cadre noir situe la zone d'étude des Pyrénées Françaises. B) Localisation des lacs d'étude sur la carte géologique des Pyrénées (Carte Géoportail). 7
Figure 2: A) Carte d'isoséistes du séisme de 1660, B) carte d'isoséistes du séisme de 1750 (carte SISFRANCE) 8
Figure 3: A) Localisation des bassins versants du lac d'Orédon ; B) carte bathymétrique faite par *Uzabiaga., (1978*) et détaillée par Ariès ., (2011). Les tributaires des trois bassins versants sont localisés au Nord, à l'Ouest et à l'Est du lac. La ligne rouge représente la limite du paléloac. 10
Figure 4: Présentation des formations géologiques du bassin versant topographique (en pointillé) du lac de Lourdes 12
Figure 5: A) les paramètres L*(niveau de gris), a* (vert/rouge), b*(bleu/jaune) ; B) minéralogies en fonction des longueurs d'onde ; C) détermination des sources des sédiments. (Debret et al., 2011). 18
Figure 6: Identification des glissements historiques et préhistoriques de la figure 7-C sur le profil sismique central d'Orédon 23
Figure 7: A) profils sismiques du lac d'Orédon; B) Profil central 4kHz illustrant les géométries du lac; C) faciès stratifié illustrant les glissements. (Image Edifi-Segy). 24
Figure 9: Données de susceptibilité magnétiques, de spectrocolorimétrie (paramètre L* et carte spectrale), de la teneur en matière organique et en eau. De la carotte OR-15-A. ..... **Erreur ! Signet non défini.**
Figure 10: Les données XRF de la carotte 0R-15-. 27
Figure 11 : Schéma synthétique de la carotte LO-16-2 avec les niveaux clairs et les échantillons C14 datés. 30
Figure 12: A) profil sismique 4kHz du lac de Lourdes (Image EDIFI SEGY); B) calage ligne sismique 4kHz-carotte LO-16-2 illustrant deux horizons (image EDIFI-SEGY) ; C) carte bathymétrique (e mètre) du lac de Lourdes (Image ArcGis). D°) grille sismique du lac de Lourdes. 31
Figure 13: A) Localisation des sources le long de la bordure Nord du Lac. B) Profils sonar du lac de Lourdes. C) Carte de faciès du lac de Lourdes; D) Localisation des roches sur la bordure Sud-Est du lac. 32
Figure 14: Etude de la susceptibilité magnétique, de la spectrocolorimétrie (paramètre L* et carte spectrale) de la carotte LO-16-1:..... **Erreur ! Signet non défini.**
Figure 15: Données XRF de la carotte LO-6-1. ..... **Erreur ! Signet non défini.**
Figure 16: Etude de la susceptibilité magnétique, de la spectrocolorimétrie de la carotte LO-16-2. **Erreur ! Signet non défini.**
Figure 17: Données de XRF de la carotte LO-16-2. ..... **Erreur ! Signet non défini.**
Figure 18: A) Schéma synthétique de la carotte LO-16-2 avec les niveaux clairs et les échantillons C14 datés à partir du modèle CLAM.. 36
Figure 19: Carte bathymétrique en mètre) du lac de Mouriscot (à gauche), La carte de pente (en degré) du lac de Mouriscot à droite..... 36
Figure 20 : Carte bathymétrique du lac de Fourcat à gauche. Carte de pente du lac de Fourcat à droite. 37
Figure 21: Etude de la susceptibilité magnétique et de la spectrocolorimétrie (paramètre L*) de la carotte MO-15-B de Mouriscot. 37
Figure 22: données obtenues à partir de mesure de la teneur en eau sur les 10 premiers cm), de la matière organique et de la radiographie X de la carotte FR14-A 38

Liste des annexes

Annexe 1: A) carte bathymétrique du lac de Lourdes et localisation de la carotte sédimentaire de 8m; B) Etude du remplissage sédimentaire, de la densité et établissement d'un modèle d'âge profondeur sur la carotte *(Rius et al., 2011*). 49
Annexe 2: Localisation des trois segments de la faille de Lourdes (Alasset et Meghraoui., 2005). Les flèches rouges répresentent le tracé de la faille. 49
Annexe 3: A) Matériels utilisés pour l'acquisition sismique. 50
Annexe 4 : Les différentes fréquences d'acquisition sismique utilisée avec l'appareil KNUDSEN 50
Annexe 5 : A) Plan de navigation observé sur le GPS de marque Garmin ; B) Ordinateur portable relié à l'appareil KNUSSEN qui permet l'observation en temps réel de l'acquisition sismique..... 51
Annexe 6 : Sonar à balayage latéral CM2 modèle EDF avec une fréquence de 325kHz/780kHz 51
Annexe 7 : Carotte de Mouriscot Mo-15-B en conditionnement (A); après dépouillement en laboratoire (B). 52
Annexe 8 : capteur BARTINGTON™ MS2E Point Sensor pour la mesure de susceptibilités magnétique 53
Annexe 9 : spectrocoloromètre portable KONICA™ MINOLTA CM-700d pour la mesure de spectrocolorimétrie 53
Annexe 10 : Le granulomètre Laser HORIBA PARTICA LA-950V2 54
Annexe 11 : profil central 1 (4kHz) de la grille sismique du lac d'Oredon 55
Annexe 12 : profil 2 (4kHz) de la grille sismique du lac d'Orédon. 56
Annexe 13 : profil 3 (4kHz) de la grille sismique du lac d'Orédon 57
Annexe 14 : Profil 4 (4kHz)de la grille sismique du lac d'Orédon 58
Annexe 15 : Profil 5 (4kHz) de la grille sismique du lac d'Orédon 59
Annexe 16 : Profil 6 (4kHz) de la grille sismique du lac d'Orédon 60
Annexe 17 : Détermination de la source des sédiments du lac d'Orédon..... 61
Annexe 18 : : Illustration des limites du modèle CLAM avec les incertitudes d'environ 100 ans sur le modèle d'âge (Lac d'Oréon) ..... **Erreur ! Signet non défini.**
Annexe 19 : Détermination de la source des sédiments du lac de Lourdes. 61
Annexe 20: Morphologie "drapé lacustre" d'un profil sismique perpendiculaire du lac de Mouriscot 62
Annexe 21: Morphologie "drapé lacustre" d'un profil sismique axiale 4kHz du lac de Mouriscot..... 62
Annexe 22: Morphologie en forme de biseau de la sédimentation du lac de Fourcat (profil perpendiculaire)..... 63
Annexe 23: Morphologie en forme de biseau de la sédimentation du lac de Fourcat (profil axial)..... 63
Annexe 24 : Illustration de la matière organique de type alguaire (HI>300) des sédiments du lac de Mouriscot. 64
Annexe 25: Illustration de la matière organique de type terrigène (HI<300) des sédiments du lac de Fourcat. 64

Table des matières

Résume 1
Liste des Figures. 2
Liste des annexes 3
Introduction 6
I. Etat de l'art sur la reconstruction de la paléosismicité en domaine continental 7
II. Cadre général des lacs Pyrénéens français 9
A. Le lac d'Orédon 10
B. Le lac de Lourdes 11
C. Les lacs de Mouriscot et de Fourcat 13
III. Matériels et Méthodes 13
A. Cartographies acoustiques 13
1. La sismique réflexion 13
2. Le sonar à balayage latéral 15
B. Analyse des carottes sédimentaires 16
1. Le dépouillement de la carotte 16
2. La susceptibilité magnétique 16
3. La spectrocolorimetrie 17
4. La granulométrie Laser 18
5. La pyrolyse Rock-Eval 19
6. Le scanner élémentaire 19
C. Les méthodes de datation isotopiques 20
1. Le radiocarbone ou datation ^{14}C 20
2. Les datations radionucléides ^{210}Pb et ^{137}Cs 21
3. Construction d'un modèle d'âge profondeur 21
IV. Résultats 22
A. Lac d'Orédon 22
1. La cartographie acoustique par sismique réflexion 22
2. L'étude des propriétés physico-chimiques et la datation de la carotte OR-15-A 25
B. Le lac de Lourdes 30
1. Cartographie acoustique par sismique réflexion 30
2. Le sonar à balayage latéral 31
3. L'étude des propriétés physico-chimiques et la datation des carottes sédimentaires LO-16-1 et LO-16-2 32

C. Les lacs de Fourcat et de Mouriscot 36
1. Cartographie acoustique par sismique réflexion 36
2. Etude des propriétés physico-chimiques des carottes sédimentaires de Fourcat et de Mouriscot 37
V. Interprétation et discussion 38
A. Le lac d'Orédon 38
B. Le lac de Lourdes 39
C. Les lacs de Mouriscot et Fourcat 40
1. Le lac de Mouriscot 40
2. Le lac de Fourcat 40
D. Lac authigène, lac terrigène et impact des séismes 40
Conclusion 41
Remerciements 43
Bibliographie 44
Annexes 49

Introduction

Les séismes sont des mouvements brusques de la croûte terrestre, qui libèrent de l'énergie sous forme d'ondes. Les recherches scientifiques antérieures ont démontré que les séismes correspondent à la libération des contraintes appliquées et accumulées sur les failles, généralement dans les chaines de montagnes ou à la limite des plaques tectoniques. La France a connu une activité sismique historique relativement importante en partie causée par les phénomènes d'amplification tels que les effets de site. La région des Pyrénées centrales est connue comme étant la zone la plus sismique de France *(Figure 1-A)*. Plusieurs séismes de forte intensité MSK(1) se sont produits dans les Pyrénées, comme par exemple, ceux de 1660 et 1750 dans la région de BIGORRE dans les Pyrénées centrales *(site de SISFRANCE)*, avec des intensités MSK[1] comprises entre VII et VIII.

Les séismes sont le risque naturel le plus meurtrier du monde avec, entre 1900 et 1990, une terrible moyenne de 17000 morts par an *(Souriau et al., 2004)*. Les séismes constituent donc un danger permanent pour la société, aussi bien au plan matériel qu'humain, d'où l'importance de les étudier. Par contre, au jour d'aujourd'hui, aucune étude scientifique ne permet de prédire un séisme, d'où sa complexité. Cependant, il est possible de retrouver des archives, permettant d'illustrer l'impact d'un séisme antérieur et d'estimer ces dégâts et sa magnitude épicentrale. A défaut donc de pouvoir prédire un séisme, il est important de pouvoir étudier les séismes historiques afin tout d'abord, d'établir des relations entre eux et si possible leur récurrence, et ensuite établir des mesures préventives pour la société.

Pour pouvoir étudier et retrouver l'impact des séismes dans les Pyrénées centrales, les sédiments lacustres récents représentent de bonnes archives parce qu'ils sont sensibles et présentent un fort potentiel de préservation.

Ce stage financé, dans le cadre du projet « Référentiel Géologique de France » (RGF) du BRGM, a pour objectif de retrouver l'impact des séismes historiques et préhistoriques des Pyrénées centrales dans la sédimentation des lacs d'Orédon et de Lourdes *(Figure 1-B)*. Cet objectif s'inscrit dans celui du projet RGF du BRGM, qui est de déterminer les failles actives et sismogènes dans les Pyrénées centrales. Ces deux lacs, qui seront nos zones d'études principales, seront comparés à deux autres lacs situés dans la faible zone d'intensité MSK des séismes pyrénéens : le lac de Mouriscot sur le littoral atlantique et le lac de Fourcat dans les Pyrénées ariègeoises *(Figure1-B)*. Cette étude comparative entre des lacs, se situant dans la zone d'impact des séismes (lacs de Lourdes et d'Orédon) et des lacs ne s'y trouvant pas (Lacs de Mouriscot et de Fourcat), nous permettra de mieux caractériser l'impact des séismes au niveau des dépôts instantanés dans les lacs des Pyrénées centrales.

Dans notre étude, nous présenterons, tout d'abord, les études antérieures effectuées sur la paléosismicité des Pyrénées centrales françaises ainsi que les sites d'études que sont les lacs de piedmont (Lourdes et Mouriscot) et les lacs d'altitudes (Orédon et Fourcat). Ensuite, nous définirons la démarche scientifique ainsi que les matériels et méthodes utilisés. Enfin, nous terminerons par l'illustration des résultats et la discussion.

[1] L'intensité MSK, du nom de trois scientifiques Medvedev-Sponheuer-Karnik est une échelle de mesure de l'intensité d'un tremblement de terre.

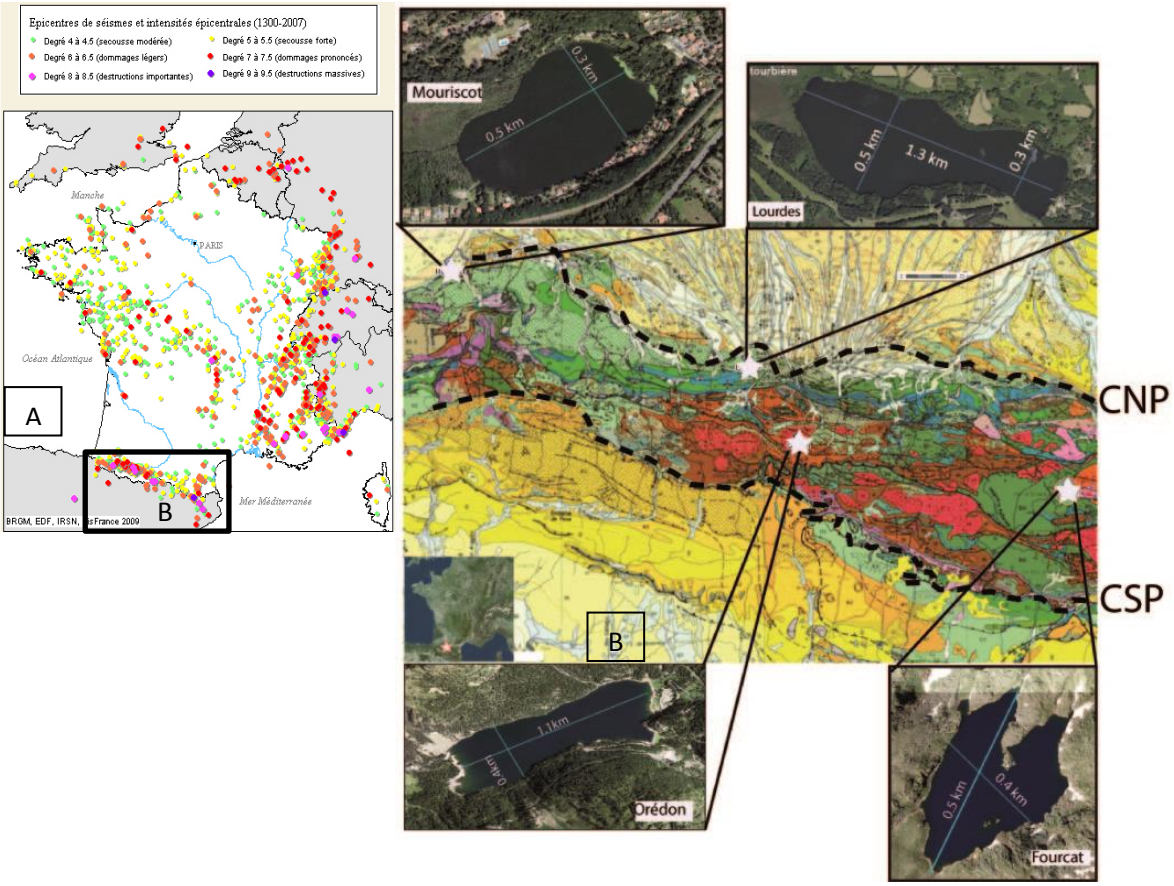


Figure 1: A) carte de la sismicité historique de la France (Carte SISFRANCE), Le cadre noir situe la zone d'étude des Pyrénées Françaises. B) Localisation des lacs d'étude sur la carte géologique des Pyrénées avec les chevauchements Nord-pyrénéens (CNP) et Sud pyrénéens (CSP) (Carte Géo portail).

I. Etat de l'art sur la reconstruction de la paléosismicité en domaine continental

Il existe beaucoup de zones d'ombres sur la connaissance des séismes. A ce jour, il est impossible de détecter les signes prémonitoires d'un séisme. A défaut de les prédire, identifier et connaitre la sismicité historique nous permet d'avoir une idée sur les zones actives, les intensités maximales et les dispositions préventives à prendre pour la société *(Souriau et al., 2004)*.

En France, les études orientées sur l'identification des séismes ont été plus importantes dans les Alpes que dans les Pyrénées, la région pyrénéenne étant soit la plus sismique de France. Certains séismes ont été bien documentés et ont montré l'impact qu'ils peuvent avoir sur la société. L'un de ces séismes bien documentés est celui du 21 juin 1660, avec une intensité MSK de VIII, dont l'épicentre était localisé dans la zone de Bagnères –Bigorre (Pyrénées centrales). Sa carte d'isoséiste montre qu'elle a eu un impact sur un rayon de 350km et aurait causé des dégâts dans des régions de haute altitude des Pyrénées centrales *(Figure 2-A)*. Le second séisme, tout aussi fort, s'est produit le 24 Mai 1750 dans la région de Bigorre–Juncalas, proche des hautes altitudes. L'intensité aurait aussi causé d'énormes dégâts sur les constructions de l'époque *(Figure 2-B)*.

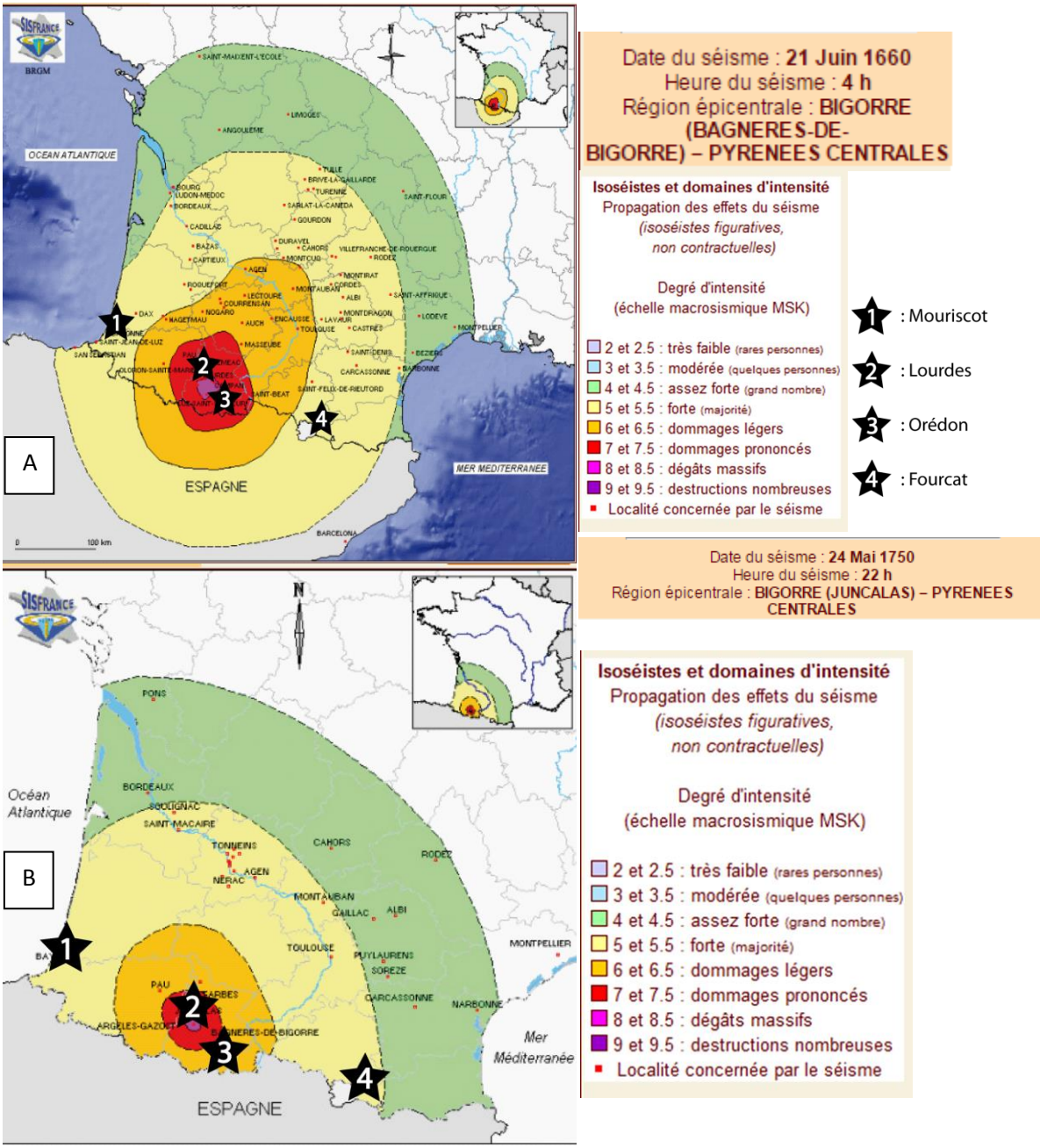


Figure 2: A) Carte d'isoséistes du séisme de 1660, B) carte d'isoséistes du séisme de 1750 (carte SISFRANCE)

Géologiquement, plusieurs phénomènes reflètent l'impact des séismes. *Alasset et Meghraoui., (2005)* ont relié des mouvements cosismiques d'un des segments de la faille de Lourdes à un probable paléo séisme qui se serait produit entre 4918 et 6221 Cal BP (Before Present). Cet article est le seul, à ce jour, qui traite de la paléosismicité dans les Pyrénées françaises. Du côté des Pyrénées espagnoles, plusieurs études ont été menées sur la paléosismicité notamment celui de *Larrasoana et al., (2009)* qui relie un paléoseisme de l'an 1373 AD à Ribargorza à une réouverture de fractures dans le lac Barrancs.

Certains scientifiques tels que *Sims., (1975) ; Hempton et al., (1983); Rochette et al,.(1991); Beck et al.,(1992),(1996)* ont montré, à partir de l'étude de séquences lacustres anciennes, que des

phénomènes de liquéfaction et de déformations hydroplastiques étaient les résultats d'une activité sismique.

Dans les lacs actuels comme Le Bourget, *Chapron., (1999)* a décrit, dans sa thèse, une agitation violente et brutale du lac avec une amplitude estimée à 1m et un bouillonnement important de la surface du lac provoqué par le séisme de 1822 AD. Ces faits relatés antérieurement peuvent être corrélés à des phénomènes scientifiques bien documentés aujourd'hui, correspondant à la formation de dépôts de Seiche, qui sont des types de turbidites associées à des glissements subaquatiques, déclenchés par les ondes sismiques.

Les séismes sont, également, les déclencheurs de mouvements de masse subaquatiques (Mass Wasted Deposits : MWD) et de turbidites dans les lacs. *Lautherbach et al., (2012)* a identifié, dans le lac d'Iséo en Italie, des MWD causés par des séismes de magnitude 6.0 sur l'échelle de Richter à Brescia en l'an 1222 Cal AD, et entre 350 et 640 Cal BC (Before Christ). Dans le lac Ledro, voisin d'Iséo, *Simonneau et al., (2013)* a déterminé des MWD qui ont été, à la fois, corrélés aux MWD du lac d'Iséo et à des séismes historiques et préhistoriques régionaux. Dans les lacs Le Bourget, Paladru et Blanc Huez, *Chapron et al., (2016)* ont relié des MWD à des séismes de magnitude supérieure à 5 sur l'échelle de Richter, et qui se sont déroulés il y a 5200 et 9550 ans Cal BP dans les alpes occidentales françaises.

Les facteurs importants qui permettent de relier les MWD à des séismes sont soit, le paramètre synchrone dans un et/ou plusieurs bassins lacustres à la fois, ou encore, la corrélation de MWD récents avec des séismes historiques.

La démarche scientifique utilisée pour déterminer les MWD sera la même que celle de notre étude :

1) Réalisation de la cartographie acoustique des lacs par sismique réflexion, sondages bathymétriques multifaisceaux et/ou sonar à balayage latéral.
2) Identification et localisation des MWD et des turbidites sur les images acoustiques.
3) Carottages en fonction des zones de localisation des MWD.
4) Distinction des dépôts instantanés de la sédimentation normale, avec des méthodes d'études des propriétés physiques et chimiques des sédiments sur les carottes.
5) Datation des MWD par le radiocarbone(C^{14}) et les radionucléides (^{210}Pb/ ^{137}Cs).
6) Construction d'une stratigraphie évènementielle et d'un modèle âge-profondeur.
7) Corrélation des MWD à un séisme historique ou un paléoseisme régional.

II. Cadre général des lacs Pyrénéens français

Les lacs des Pyrénées françaises sont essentiellement d'origine glaciaire. Ce sont soit, des lacs d'altitude peu accessible, ou des lacs de piedmont d'origine karstique comme le lac de Mouriscot sur le littoral atlantique. Leurs profondeurs maximales sont connues mais pas leurs remplissages sédimentaires, hors mis le lac de l'Etang-Majeur dans le Vicdessos en Ariège *(Simonneau et al., 2014).* Des informations sur la sédimentation de certains de ces lacs pyrénéens glaciaires ont été obtenues dans le cadre de l'Observatoire-Homme-Milieu (OHM) au laboratoire GEODE de Toulouse, tel que celui de Fourcat, qui est un lac d'altitude noyé en 1939 par la construction d'un barrage *(Chapron., E. com pers).*

Aucune étude sédimentologique approfondie n'a encore été effectuée sur les lacs de Lourdes et d'Orédon. Concernant le lac d'Orédon, Ariès a caractérisé, lors de sa thèse en 2001, les pollutions métalliques dans le bassin versant du lac d'Orédon. Il a généré une carte bathymétrique du lac et

prélevé une carotte O-10 de 110cm, dont la base a été datée par radiocarbone (sur un sédiment total) et estimée à environ 3844±271 cal BP (*Ariès., 2001).* Concernant le lac de Lourdes, *Rius et al., (2011)* ont étudié le changement des régimes de feu à partir d'analyses sur des microcharbons. Il a généré une carte bathymétrique du lac et a également prélevé une carotte de 8m *(Annexe 1)* qui a permis de connaitre le remplissage sédimentaire holocène du lac. Pour étudier le changement de végétation des Pyrénées de la période glaciaire à la période interglaciaire, *Jalut et al., (1992)* ont prélevé un forage dans la tourbière du lac de Lourdes. Datée au radiocarbone, elle a fourni un âge de 29500 ± 500 Cal BP. Ces datations corrélées à celles effectuées sur des carottes de Monge et Biscaye, ont permis de contraindre le début du retrait des glaciers à 38ka dans le piedmont *(Andrieu et al., 1988).*

A. Le lac d'Orédon

Le lac d'Orédon (42°49,5889'N ; 0°9,639'E) se situe dans la commune d'Aragnouet, région Languedoc-Roussillon-Midi-Pyrénées, dans le département des Hautes Pyrénées. De forme allongée, d'orientation Sud-Ouest, Nord-Est, sa longueur totale est de 1,1km, sa largeur maximale de 400m et il atteint une superficie de 46ha *(Ariès., 2001) (Figure 1-B).*

Il possède trois bassins versants, d'une superficie totale de 13,3 km^2, qui l'alimente par trois différents tributaires *(Ariès., 2001)* (*Figure 3-A-B*) :

- A l'ouest, le sous- bassin versant 1 draine le lac Cap de Long et le vallon de l'Estaragne d'une superficie de 5,8 km^2. De ce sous bassin, provient un tributaire qui a construit un delta dans la partie Sud-Ouest du lac. Ce tributaire a arrêté d'alimenter le lac d'Orédon, après la construction du barrage du Lac cap de Long, en 1953 ***(****Ariès., 2001).*
- Au nord, le sous bassin versant 2 draine les lacs d'Aubert, d'Aumar et les Lacquettes.
- A l'Est, le sous bassin 3 draine les 6,8 km^2 d'un bassin versant granitique.

Selon *Uzabiaga., (1978),* environ 15 millions de m^3 d'eau par an sont fournis par ces trois tributaires.

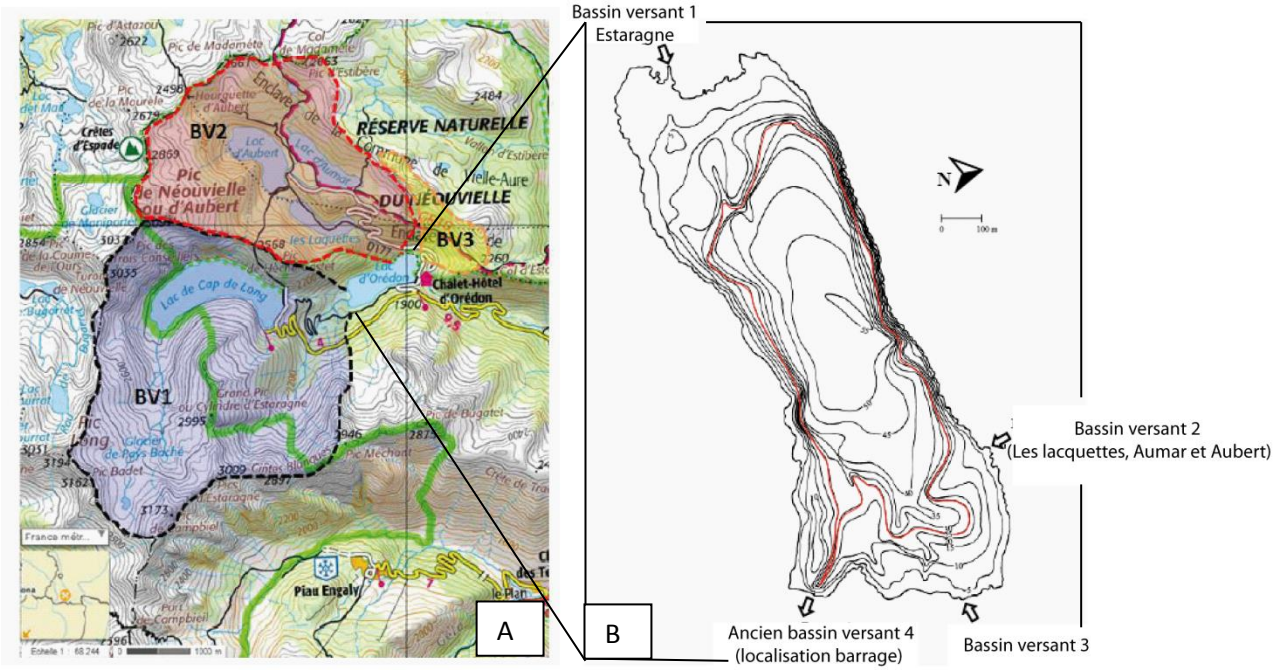


Figure 3: A) Localisation des bassins versants du lac d'Orédon ; B) carte bathymétrique faite par *Uzabiaga., (1978*) et détaillée par Ariès ., (2011). Les tributaires des trois bassins versants sont localisés au Nord, à l'Ouest et à l'Est du lac. La ligne rouge représente la limite du paléloac.

Géologiquement, ce lac glaciaire se situe à 1852 m d'altitude, en bordure du massif du Neouvielle Ce massif a connu une érosion intense, qui a creusé des vallées en auge, et a permis la formation des lacs en amont de verrous, tels que celui d'Orédon *(Capblancq et Laville, 1968 dans Ariès., 2001)*. L'auge, dans laquelle se trouve le lac d'Orédon, a été creusée par les glaciers d'Estaragne, d'Aubert et de Cap de Long *(Taillefert, 1961 dans Uzabiaga, 1978)*.

Situé dans les Pyrénées centrales, entre le gave de Pau à l'Ouest, la frontière espagnole au Sud, la Neste D'Aure à l'Est et l'Adour au Nord, le massif granitique du Néouvielle est un massif hercynien de 400 km^2. Il a un âge radiométrique, le situant fin carbonifère. C'est un pluton de granitoïde dont le centre est entouré de schistes métamorphiques hercynien. Cet ensemble repose sur une formation carbonatée Devono-carbonifère *(Lamouroux., 1987 dans Ariès., 2001)*. Le Monzogranite est la roche encaissante du lac. A l'Ouest du lac d'Orédon, on retrouve le vallon de l'Estaragne qui représente une zone de contact entre schistes et granites, avec un banc de calcschistes *(Lavandier., 1974 dans Ariès., 2001*). La plupart des moraines affleurent au Nord du massif granitique. Au Nord-Est du lac, on retrouve les seules moraines proches du lac qui sont en contact avec des formations quaternaires. Ces éboulis quartenaires se retrouvent également au Sud-Ouest du lac. Le lac d'Orédon est traversé longitudinalement par une faille d'orientation SO-NE.

Le lac d'Orédon était un lac naturel, jusqu'à la construction du barrage en l'an 1880 AD *(Aries., 2001*). L'apport sédimentaire d'un lac se définit par le rapport de la taille du lac (A) sur celle du bassin versant (A0). Lorsque A/A0<0, le lac est alimenté par l'apport détritique du bassin versant: il est dit terrigène. Lorsque A/A0 >0, la sédimentation du lac dépend essentiellement de la tranche d'eau, il est dit authigène. *(Pourriot et Meybeck., 1995)*. La superficie du bassin versant d'Orédon étant supérieur à la superficie du lac d'Orédon, ce dernier est donc un lac barrage de type terrigène.

B. Le lac de Lourdes

Le lac de Lourdes (43°6,463' N ; 0°4,915' O) se situe dans la commune de Lourdes, dans le département des Hautes Pyrénées, en région Languedoc-Roussillon-Midi-Pyrénées. Il possède une forme allongée et est orientée Est-Ouest. Il mesure 1,3km de long et 500m de large *(Figure 1-B)*. Sa profondeur maximale est de 10m et possède une superficie de 52ha.

Selon la carte géologique XVI-Lourdes du BRGM, la commune de Lourdes se trouve dans des formations marneuses et calcaires du Jurassique et du crétacé *(Bernardie et al., 2006)*. Ces formations anciennes sont limitées au Nord par les molasses d'âge tertiaire, et au sud par des schistes métamorphiques et de granite d'âge primaire qui forment la zone axiale de la chaine pyrénéenne. Situé à 422 m d'altitude, ce lac glaciaire authigène est le résultat de l'accumulation de l'eau derrière une moraine frontale. Le lac de Lourdes est entouré *(Figure 4)* :

- d'alluvions (Fx –Riss-, Fz –Würm-, Fya –actuel-, sur la carte géologique,) fines et très hétérogènes ;
- de moraines (G –non datées-, Gx –Mindel-, Gw –Riss-, Gya –Würm-, sur la carte géologique) très hétérogènes et marquant l'activité des glaciers au Quartenaire *(Bernardie et al ., 2006)*. Ces glaciers ont arraché des matériaux constitués soit de gros blocs de granite, soit de produits de remaniement (argiles, sables et galets à stratification oblique) qui s'écoulaient des deux côtés de la langue centrale et se déversaient dans les lacs.

Autour des moraines, affleurent des roches de dureté élevée tels que des flysch cénomaniens (Crétacé supérieur : C2 sur la carte géologique), des marnes et calcaires de l'Aptien (Crétacé inférieur : n5, n6, n6M sur la carte géologique).

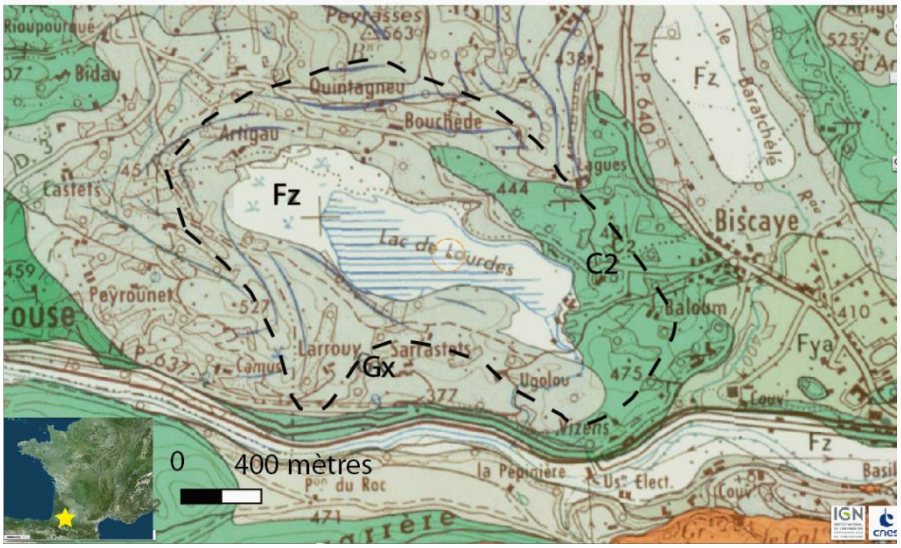


Figure 4: Présentation des formations géologiques du bassin versant topographique (en pointillé) du lac de Lourdes

D'un point de vue structural, le lac de Lourdes se situe entre la faille Nord-Pyrénéenne et le chevauchement Nord-Pyrénéen (*Bernardie et al., 2006*). Il se trouve à 3 km au Nord de la faille de Lourdes.

D'une longueur totale de 50km, la faille de Lourdes est divisée en trois segments (*Alasset et Meghraoui., 2005-Annexe 2*) :

- A l'ouest, le segment de la faille Saint-Christau mesure 15km de long et se situe entre les villes d'Arudy et de Saint Christau. *(Annexe 2-A)*
- A l'Est, le segment de la faille de Arcizac d'une longueur de 17km de long, caractérisé par le fleuve du Gave de Pau. *(Annexe 2-C)*
- Le segment central de Capbis d'une longueur de 18 km de long, qui est le prolongement du segment ouest de Saint-Christau. *(Annexe 2-B)*

A la suite des études cosismiques sur tranchées, *Alasset et Meghraoui., (2005)* ont relié la rupture du segment central de Capbis à un paléoseisme majeur de magnitude 6,5 à 7,1 qui se serait produit entre 6221 et 4918 Cal BP. La région serait donc, non seulement, la plus sismique de France avec sa récurrence élevée de séismes, mais aussi exposée à des séismes majeurs pour la France.

N'ayant pas d'informations sur l'hydrogéologie du lac de Lourdes, son bassin versant a été déterminé en fonction de la topographie environnante *(Figure 4)*. Le lac de Lourdes possède un exutoire à l'extrémité Sud-Est du lac qui se déverse dans le fleuve du Gave de Pau situé au Sud. Le lac de Lourdes est le plus grand lac glaciaire de basse altitude des Pyrénées. Le contour du lac est fortement marqué par l'empreinte glaciaire. Les formations glaciaires morainiques, qui montrent l'étendue de la dernière glaciation, se localisent au Nord, au Sud et à l'Est du bassin. (*Jalut et al., 1992)*

C. Les lacs de Mouriscot et de Fourcat

Le lac de Mouriscot (43°27'20 N- 1°33'34 O) se situe dans le département des Pyrénées Atlantiques. Il atteint une longueur maximale de 500m, une largeur maximale de 300m et une profondeur de 13m *(Figure 1-B)*. Géologiquement, il repose sur des alluvions Fz datant du Würm, qui sont entourés de formations du Crétacé supérieur C8 (Site *géoportail)*. Son bassin versant est délimité en fonction de la topographie. Son exutoire se situe à l'est du lac.

Le lac de Fourcat est situé à 2400 m d'altitude dans l'Ariège. Ce lac de type terrigène a une longueur de 500m et une largeur de 400m *(Figure 1-B)*. Les lacs de Fourcat et de Mouriscot ont été choisis pour effectuer une comparaison avec les lacs d'Orédon et de Lourdes parce qu'ils ne se situent pas dans la zone d'impact des séismes pyrénéens historiques. Ils sont en cours d'étude dans le cadre de l'OHM, au laboratoire GEODE, qui est un projet qui permettra de fournir des informations sur plusieurs de ces lacs des Pyrénées françaises.

III. Matériels et Méthodes

A. Cartographies acoustiques

1. La sismique réflexion

La sismique réflexion permet de visualiser la géométrie des remplissages grâce à la propagation des ondes acoustiques P. Les vitesses de propagation dépendent des conditions du milieu et des caractéristiques des formations traversées. Les ondes émises parcourent la colonne d'eau et se réfléchissent à chaque contraste d'impédance acoustique, qui correspond au produit de la densité du matériau par la vitesse de propagation des ondes. Ces contrastes d'impédance révèlent les hétérogénéités sédimentaires et s'observent sur les images sismiques, par les réflecteurs visibles qui différencient les unités acoustiques. La profondeur **P** de ces réflecteurs est calculée avec une loi de vitesse (1).

$$\mathbf{P} = \mathrm{Vp} \times \left(\frac{\mathrm{TWT}}{2}\right) \qquad (1)$$

$\boldsymbol{P = Profondeur\ des\ reflecteurs\ en\ m}$

$\boldsymbol{TWT = Temps\ double\ correspondant\ au\ trajet\ aller\ et\ retour\ parcouru\ par\ l'onde}(\boldsymbol{m/s^{-1}})$

$\boldsymbol{Vp = Vitesse\ de\ l'onde\ P}$ **(1450**$\boldsymbol{m/s}$ ***dans les eaux douces et*** **1500**$\boldsymbol{m/s}$ ***dans les sédiments*** **Holocènes)**

Cette méthode est limitée par la nature des sédiments étudiés et leur capacité à laisser passer les ondes acoustiques. En effet, les sédiments grossiers provoquent la diffraction des ondes, à l'inverse des sédiments riches en gaz qui absorbent les ondes acoustiques (*Chapron et al., 2010*).

Pour l'acquisition des profils sismiques à Lourdes et Orédon, un appareil de sismique réflexion KNUDSEN™ émetteur récepteur de type « Chirp », a été utilisé avec des fréquences différentes (4, 14

et 200kHZ). Les hautes fréquences, 4 et 14 kHz, permettent d'observer plusieurs dizaines de mètres de sédiments avec précision. La très haute fréquence, 200kHz, sert à déterminer l'interface eau-sédiment, pour produire la carte bathymétrique. Le système KNUDSEN™ fonctionne avec un ordinateur portable qui permet d'observer en temps réel l'acquisition sismique du lac. Il est couplé à un GPS conventionnel, de marque GARMIN, qui sert pour la navigation. L'ensemble de ce dispositif est transporté par une petite embarcation, propulsée par un moteur électrique *(Annexe 3, 4 et 5)*. Le lac de Lourdes a pu être cartographié, dans son ensemble, en 2 jours. Concernant le lac d'Orédon, 2500 m de profils sismiques ont pu être prélevés en 3h.

Les profils obtenus à partir du KNUDSEN™ sont générés en format SEG-Y et seront importés, soit dans le logiciel KINGDOM Suite, soit dans le logiciel EDIFI SEGY en développement au laboratoire GEODE.

L'importation des profils dans KINGDOM nécessite de régler plusieurs paramètres :

- le système de coordonnées des profils sismiques (WGS 84) qui définit le référentiel géographique dans lequel les profils sismiques ont été acquis et seront traités.
- les résolutions verticales et horizontales et l'intensité de l'affichage des profils pour une meilleure visualisation.
- les cordonnées de la zone (Shotpoint[2], X et Y).

Cependant, le logiciel KINGDOM™ Suite permet d'ouvrir qu'une seule fréquence à la fois (4 ou 14 ou 200kHz).

L'importation des profils dans le logiciel EDIFI SEGY ne demande pas de modification des paramètres ; les résolutions verticales et horizontales ainsi que l'intensité de l'affichage sont préalablement définies. Il permet de lire toutes les fréquences à la fois (4, 14 et 200 kHz). Il est plus simple d'utilisation que le logiciel KINGDOM suite, mais moins précis dans le pointé des réflecteurs.

A partir de ces deux logiciels, les réflecteurs correspondant à des niveaux sédimentaires remarquables sont pointés. Les horizons choisis se situent au-dessus des glissements observés. Ceci permettra d'effectuer une corrélation entre le réflecteur pointé sur l'image sismique et le glissement déterminé sur la carotte, et d'obtenir une datation relative de ces glissements par stratigraphie sismique.

Concernant le logiciel KINGDOM™ Suite, les horizons pointés sont ensuite exportés dans un tableur, avec les informations X, Y et Z de chaque profil. Les paramètres X et Y sont obtenus en milliarcseconde et doivent être convertis en degré, en étant multipliés par 3600000. Le paramètre Z, obtenu en seconde temps double (TWT), doit être converti en Seconde temps simple (s). Le tableur est ensuite importé dans le logiciel d'information géographique (SIG) ARCGIS.

Le logiciel EDIFI SEGY génère directement un Shape-file[3], contenant les coordonnées X, Y et Z pour chaque horizon, qui peut être directement utilisé dans ARCGIS. Chaque Shapefile correspond à un horizon pointé. Les profils de 200 kHz sont utilisés pour générer des cartes bathymétriques, en interpolant la profondeur Z sur ARCGIS.

[2] Le shot-point est la localisation du lieu de propagation de la source sismique. On l'identifie dans les paramètres des profils sismiques sur KINGDOM suite.
[3] Le Shape-file est le type de fichier utilisé sur ARCGIS qui contient toutes les informations nécessaires pour le traitement.

Lorsque la grille sismique est complète et couvre l'étendue du lac, les cartes bathymétriques sont générées par interpolation, en fonction de la profondeur Z des lignes sismiques uniquement (cas de Mouriscot et Lourdes). Lorsque la grille sismique ne couvre pas tout le lac pour permettre une carte bathymétrique complète, les profils sismiques sont complétés par des données de bathymétrie echosoundeur géolocalisées (cas du lac de Fourcat en Ariège). Dans le cas du lac d'Orédon, les données sismiques ont été complétées par la digitalisation de la carte bathymétrique, faite par *Uzabiaga., (1978)* et détaillée par *Ariès, (2001*). Les cartes de pentes sont générées en fonction des cartes bathymétriques, avec l'outil « pente » de ArcGis, en prenant en compte les espacements entre les iso lignes.

Les profils 4 et 14 kHz sont utilisés pour le calage sismique-carotte, qui nous servira pour la stratigraphie sismique. Ces profils permettent aussi d'observer, avec précision, le fond du lac et une meilleure détermination des géométries sédimentaires.

2. Le sonar à balayage latéral

Le sonar à balayage latéral est un dispositif de relevé acoustique qui est utilisé dans l'imagerie sous-marine. Il est généralement transporté par un bateau et ses fréquences se situent entre 30 et 2400kHz. Il est couramment utilisé pour déterminer les substrats dans le domaine marin. Ces exemples d'applications sont nombreux : recherches d'épaves de sous-marins, d'avions et de bateaux ; cartographie de structures géologiques, études des câbles et pipelines sous-marins, cartographie de sites archéologiques, recherche de victimes de noyade…

Le sonar émet, à partir de ses transducteurs placés latéralement, un étroit faisceau vertical en forme d'énergie sonore. L'énergie acoustique traverse la colonne d'eau, se reflète sur les structures sous-marines et est renvoyé aux transducteurs, qui les transmet à l'ordinateur couplé.

Les ondes acoustiques sont influencées par différents phénomènes : http://www.shom.fr/les-activites/activites-scientifiques/sedimentologie/imagerie-acoustique/)

- La réflexion provoque la perte de propagation de l'onde acoustique (réflexion sur le fond ou sur une surface indurée).
- La rugosité renvoie l'onde vers sa source : ce phénomène est dit réverbération ou rétrodiffusion. L'intensité de l'écho dépend du type de substrat (roche, gravier, sable, argile).

Le logiciel Pc Hypack enregistre les paramètres de navigation et de mesure tels que le trajet du bateau, le temps d'acquisition et l'intensité de l'énergie acoustique. Les images sonar obtenues sont observées en nuances de gris et sont positionnées de part et d'autre de la ligne représentant le tracé du bateau. Ces nuances de gris varient en fonction de la nature du fond : généralement un fond dur apparait sombre et un fond meuble apparait clair.

Cette méthode n'a pas été utilisée à Orédon. A Lourdes, l'acquisition s'est faite avec un sonar CM2 modèle EDF, possédant une fréquence de 325kHz/780kHz *(Annexe 6)*. Latéralement, il couvre des distances comprises entre 25m et 200m. Le choix de la couverture latérale dépend la bathymétrie. Le sonar à balayage latéral avait le même dispositif que celui de la sismique réflexion (ordinateur, GPS, zodiac, moteur électrique). Pour une bathymétrie maximale de 10m, il avait une couverture latérale de 50m de chaque côté du sonar. En raison de la météo, des problèmes ont été rencontrés avec le GPS et le lac n'a été que partiellement cartographié.

B. Analyse des carottes sédimentaires

Les zones de carottage ont été déterminées, grâce à l'observation des anomalies, lors de l'acquisition sismique. Les carottages ont été réalisés avec un système de carottier gravitaire « UWITEC » pour le lac de Lourdes, et un système « BOBCORE » pour le lac d'Orédon. Le carottier « UWITEC » permet de réaliser une série de carottages d'épaisseur supérieure à 10 m de longueur par ajout successif de section de carottes. Par contre, le système « BOBCORE » permet un échantillon maximal des deux premiers mètres de sédiment. Des tubes de 1m sont introduits dans le carottier. Celui-ci est descendu depuis la plateforme en surface, composée d'un petit bateau et d'un zodiac couplé. Une fois arrivée au fond du lac, une masse reliée à un fil est utilisée depuis la plateforme, pour enfoncer le carottier dans les sédiments. Le tube de carottage remonté, la carotte sédimentaire est conditionnée sous des gaines plastiques et mise en caisse. Un nom lui est attribué. Le top de la carotte ainsi que la longueur de la carotte sont mentionnés sur le tube.

Au total, 4 carottes ont pu être prélevées sur le lac de Lourdes: LO-16-1 ; LO-16-2 ; LO-16-3 et LO-16-4 de longueurs respectives 62cm, 69cm, 51cm et 56cm.

En raison de la météo, une seule carotte gravitaire de 84cm a été prélevée dans le lac d'Orédon.

1. Le dépouillement de la carotte

Au laboratoire, les carottes sont découpées verticalement (*Annexe 7*). Une première description visuelle de la demi-carotte permet de se faire une idée des variations lithologiques, avec les changements de couleur, de texture et/ ou de granulométrie. Ces observations permettent de dessiner un premier log, avant la caractérisation des échantillons par leurs propriétés physiques et géochimiques, et de rechercher des macrorestes organiques pour les datations C^{14}.

2. La susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique (SM) est une analyse non destructive, qui permet de déterminer la capacité d'un matériau à s'aimanter sous l'action d'un champ magnétique extérieur. Cette capacité dépend du comportement magnétique des éléments constitutifs de ce matériau. Selon une SM croissante, on distingue 5 types de comportements magnétiques : diamagnétiques, paramagnétiques, anti-ferrimagnétiques, ferrimagnétiques et ferromagnétiques *(Dearing., 1999).* Cette méthode permet une caractérisation rapide et à haute résolution des sédiments. Ces différents faciès peuvent être corrélés à des évènements sédimentaires tels que les crues et les turbidites qui se différencient, de la sédimentation lacustre, par leur forte SM *(Dearing., 1999).* Cette méthode permet d'étudier des archives sédimentaires à haute résolution, mais doit être comparée à d'autres paramètres, pour comprendre les phénomènes induits.

Dans cette étude, la SM a été acquise, par simple pression sur la carotte, du capteur BARTINGTON™ MS2E Point Sensor (*Annexe 8*). Le capteur est relié à un ordinateur et les paramètres de mesure sont traités avec le logiciel Bartsoft. Cette mesure est effectuée dans une cage de FARADAY, pour être protégée du champ magnétique terrestre. Avant de mesurer la SM, il faut :

- calibrer le capteur avec un petit aimant ;
- définir le cycle de mesure qui correspond au nombre de mesures à effectuer sur la carotte ;
- définir le temps d'échantillonnage (0,2 à 10s) et le pas d'échantillonnage. Le pas d'échantillonnage est fonction des éléments à caractériser sur la carotte : des lamines centimétriques à décimétriques et des faciès centimétriques.

Dans l'ensemble des mesures faites dans cette étude, le pas d'échantillonnage était de 5mm pour la carotte OR-15-A d'Orédon et de 1cm pour les 4 carottes de Lourdes, ainsi que de Fourcat et

Mouriscot. Les mesures obtenues sont exportées sur Excel et permettent d'avoir un diagramme, en fonction de la profondeur des mesures de SM.

3. La spectrocolorimetrie

Cette méthode permet de caractériser les différents faciès en fonction de leur teinte et est couramment utilisée en géosciences (*Rein et Sirocko., 2002 ; 2004 ;*Rein., 2007 *; Von Gunten et al., 2009 ; Trachsel et al., 2012).* La perception des couleurs pouvant être subjective, la commission de l'agence de l'éclairage a adopté un référentiel absolu sur la base de la luminosité (L*-niveau de gris) et de deux paramètres de chrominance (a*-rouge/vert et b*-bleu/jaune). Les valeurs s'expriment en %. Concernant le paramètre L*, la valeur à 0% correspond au pôle noir et la valeur à 100% correspond au pôle blanc. Il en est de même pour les pôles rouges et vert du paramètre a*, et bleu/jaune pour le b* (*Figure 5-A*). Les spectres obtenus et les dérivés premières sont des indicateurs de la composition des sédiments *(Debret et al., 2011)*. Elles permettent également de distinguer, grâce à un calcul de ratio entre les valeurs de réflectance, les teneurs en matière organique *(Rein and Sirocko, 2002, Das et al., 2005, Wolfe et al., 2006),* en oxyde de fer *(Deaton and Balsam, 1991*), en carbonate et en argile (*Debret et al., 2010)*.

Les avantages de cette méthode non destructive sont sa facilité et sa rapidité d'acquisition. Néanmoins, les spectres obtenus ne sont pas quantitatifs, et la mesure doit être effectuée rapidement, pour ne pas être influencée par la teneur en eau du sédiment.

Les analyses ont été effectuées avec un spectrocoloromètre portable KONICA™ MINOLTA CM-700d *(Annexe 9)* qui mesure sur un intervalle de longueur d'onde, compris entre 360 et 740nm (*Debret et al., 2011*), avec une sphère d'intégration de 40mm. Avant son utilisation, le spectrocoloromètre doit être calibré dans le noir et le blanc pour éviter des problèmes au niveau de la teinte. Comme pour la SM, le pas d'échantillonnage est défini en fonction des éléments à caractériser : les lamines centimétriques à décimétriques et les faciès. Les pas d'échantillonnage étaient de 5mm pour les carottes de Lourdes, d'Orédon et de Fourcat.

Les mesures sont importées dans le logiciel SPECTRAMATRIX contenant les paramètres L*, a*, b* et les différentes longueurs d'onde en fonction de la profondeur. De ces longueurs d'ondes, les dérivés premières sont calculés et interpolées pour l'obtention des cartes spectrales sur ArcGIS. Ces cartes spectrales permettent l'observation des faciès et l'identification de la minéralogie des sédiments grâce aux longueurs d'onde (hématite : 555-565-575 nm ; Matière organique : 605-695 nm ; Goethite : 445 et 525nm) *(Figure 5-B)*.

Debret et al., (2011) a aussi développé un diagramme, appelé Q7/4, qui permet de déterminer la source des sédiments en fonction du rapport des longueurs d'ondes 700nm/400nm sur le paramètre L*. Les éléments sont plotés sur un diagramme, dans lequel se trouvent les pôles correspondant aux différents types de sédiments *(Figure 5-C)*:

Pôle A - Argilo-détritique (Clayey deposits) : le premier pôle (A) est caractérisé par un rapport Q7/4 très bas (1.5 à 2) et par des valeurs moyennes du L* (de 35 à 50%).

Pôle B- Matière organique (Chlorophyll and by-products) : le deuxième pôle (B) est caractérisé par un rapport Q 7/4 élevé (plus de 3) et des valeurs L* moyennes (au tour de 40%).

Pôle C- Matière organique altérée (Altered organic matter) : le troisième pôle est caractérisé par des valeurs de L* basses (moins de 35%) et des valeurs basses du rapport Q7/4 (moins de 3).

Pôle D- Carbonates (Carbonate Deposits) : le quatrième pôle est caractérisé par des valeurs L* élevées (plus de 50%) et par des valeurs du rapport Q7/4 moyennes (entre 2 et 3).

Pôle E- Oxides de fer (Iron-rich deposits : les valeurs de L* pour ce pôle sont proches des celles du pôle « Matière organique », mais les valeurs du rapport Q7/4 sont beaucoup plus élevées.

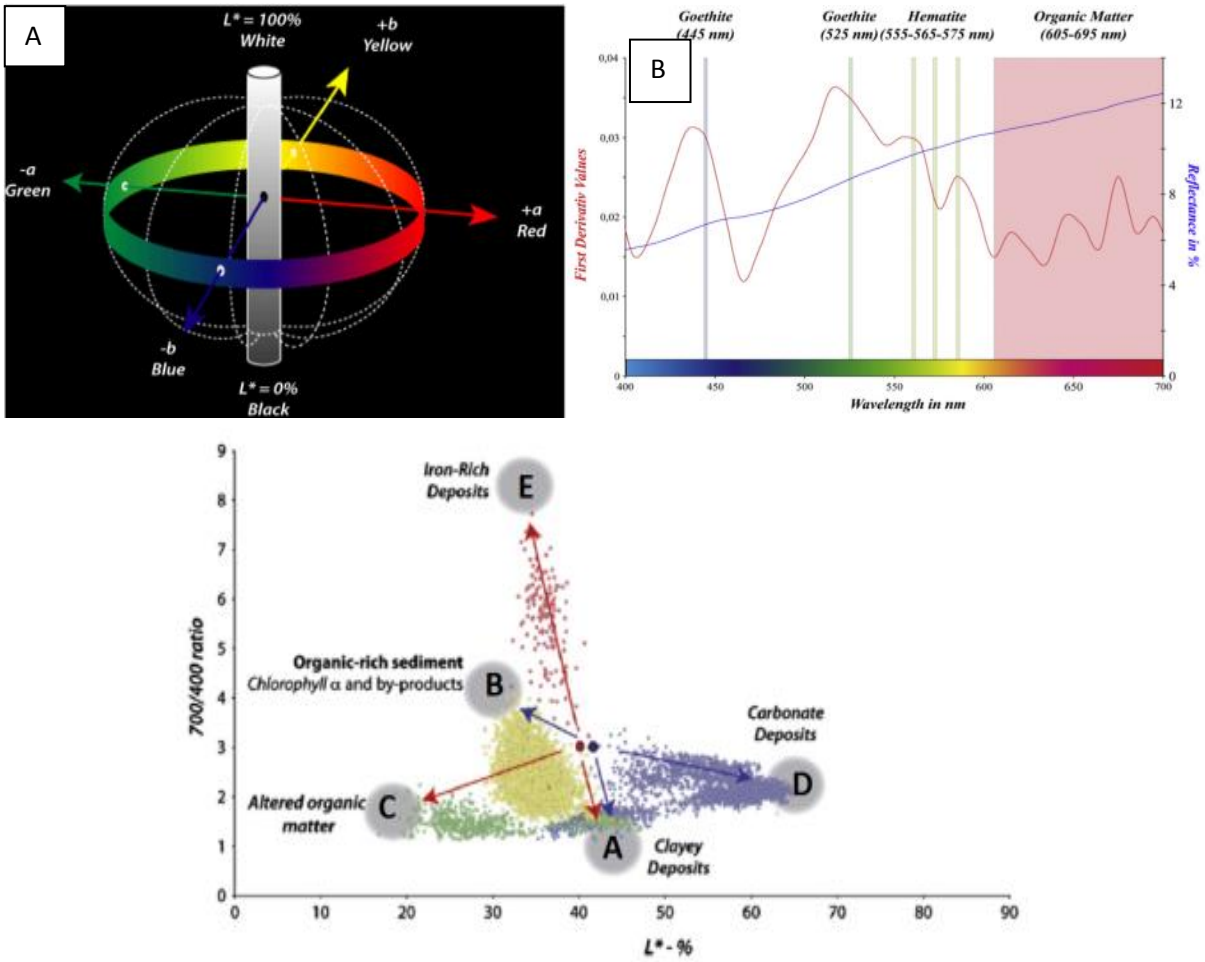


Figure 5: A) les paramètres L*(niveau de gris), a* (vert/rouge), b*(bleu/jaune) ; B) minéralogies en fonction des longueurs d'onde ; C) détermination des sources des sédiments. (Debret et al., 2011).

4. La granulométrie laser

La granulométrie Laser mesure la taille des grains du sédiment. Cette mesure permet d'évaluer la distribution granulométrique de la carotte. La taille des grains permet d'avoir une idée de l'énergie mise en jeu, lors du transport sédimentaire, et de déterminer les processus de dépôt des sédiments**.** Les avantages de cette méthode résident dans sa rapidité d'exécution et dans la faible quantité de sédiments nécessaires.

La granulométrie a été réalisée avec un analyseur HORIBA PARTICA LA-950V2 *(Annexe 10)*. Cet appareil utilise la technique de la diffraction laser. Son principe consiste à mesurer l'intensité de la lumière réfractée lorsqu'un faisceau laser traverse les sédiments dilués dans l'eau. Le sédiment, dilué dans l'eau, circule dans un circuit et traverse une chambre positionnée entre 2 lames de Quartz. Cette chambre est traversée par un faisceau LASER qui est dévié par les particules. Ces paramètres de déviation sont introduits dans un algorithme, qui s'appuie sur la théorie de Mie, et sont converties en

taille de particule. Cet appareil mesure les particules comprises entre 0,01 et 3000µm. Pour obtenir de meilleurs résultats, il faut, avant de lancer la mesure, effectuer un rinçage de l'appareil et une mesure à blanc pour vérifier qu'il n'y a pas de sédiments dans l'appareil. Les résultats sont des courbes indiquant les classes granulométriques. Trois grandes classes granulométriques sont définies : argiles < 0,002mm ; 0,002 < Silt < 0,02mm ; 0,02 < Sables < 2mm.

Les résultats sont interprétés avec une macro Excel GRADISTAT 8.0 *(Blott and Pye, 2001)*. Elle permet de calculer les grains moyens, le classement, l'asymétrie et la granulométrie représentatifs de l'échantillon, en fonction de la profondeur. La mesure a été effectuée au laboratoire ECOLAB de l'université Paul Sabatier de Toulouse 2.

5. La pyrolyse Rock-Eval

La pyrolyse Rock-Eval est une méthode qui permet d'analyser la matière organique d'un sédiment (RE, *Espitalé et al., 1985, Lafargue et al., 1998, Behar et al., 2001*). Originellement conçue pour déterminer la matière organique dans le domaine pétrolier, elle est maintenant utilisée pour déterminer la matière organique des sédiments récents (Di Giovanni et al., 1998 ; Ariztegui et al., 2001). Lors d'une analyse Rock-Eval, plusieurs paramètres sont enregistrés :

- S1 représente la quantité d'hydrocarbures libres dans l'échantillon obtenues au palier de 300°C durant 3min ;
- S2 correspond à l'hydrocarbure obtenu après le craquage thermique de 300 à 650°C et désigne le potentiel pétroligène de l'échantillon.

La pyrolyse libère du monoxyde et du dioxyde de carbone durant l'analyse. Pour avoir une réaction avec la matière organique, il faut un fractionnement thermique qui permettra de discriminer les produits d'origine organiques, obtenus à basse température (300-400°C : S3 et S3CO), de ceux d'origine minérale (400-650°C : S3' et S3'CO).

Les résultats obtenus sont introduits dans un calcul de paramètres quantitatifs et qualitatifs de la matière organique. Le Carbone organique Total, (TOC en anglais exprimé en %), représente la quantité totale de matière organique contenue dans le sédiment. Les indices d'Hydrogène (IH= S2/TOC en $mgHC.g^{-1}$ TOC) et d'Oxygène (IO=S3/TOC en $mgCO2.g^{-1}$ TOC) correspondent respectivement aux degrés d'hydrogénation et d'oxygénation de la matière organique. La température maximale de craquage thermique, (Tmax en C°), est une dérivé de la température où le maximum du pic S2 est atteint (*Behar et al., 2001 dans Chassiot., 2015).* Les différents types de matière organique peuvent être définis en plotant le TOC et le S2 *(Simonneau et al., 2012 ; Chassiot., 2015*). Concernant la matière organique lacustre, on distingue deux types de matière organique en fonction de l'indice d'hydrogénation : le pôle alguaire riche en hydrogène (IH>400$mgHC.g^{-1}$ TOC) et le pôle terrestre pauvre en hydrogène (IH<400$mgHC.g^{-1}$ TOC) *(Di Giovanni et al., 1998., Carrie et al., 2012.*Cette mesure a été effectué sur les sédiments de Fourcat, Mouriscot et Orédon au laboratoire ISTO d'Orléans.

6. Le scanner élémentaire

Le scanner élémentaire permet d'analyser le contenu minéral du sédiment par une estimation semi-quantitative des éléments chimiques majeurs, (Ti, Al, Ca et K), mineurs (Fe, Mn) et traces (Pb, Rb, Sr, Zn), par microfluorescence des rayons X *(Croudace et al., 2006*). Ce système permet aussi l'acquisition de radiographie X qui image la densité des sédiments.

Dans les sédiments lacustres, la variation de susceptibilité magnétique et de spectrocolorimétrie est reliée à un apport terrigène *(Arnaud et al,. 2005 ; Chapron et al., 2005, Leroux et al., 2008.)*. La

présence d'éléments majeurs[4] dans la sédimentation confirme le rapport entre érosion et susceptibilité magnétique ou couleur parce qu'ils sont représentatifs de la croute continentale ou des socles géologiques. Ainsi, une augmentation de leur teneur dans les sédiments serait corrélée à une augmentation de l'altération météorique et au ruissellement intensif des bassins versants.

Pour effectuer cette mesure sur des carottes sédimentaires, il est important de régler le pas de mesure (µm à cm), l'intensité, le voltage et le temps d'acquisition. Celles-ci dépendent du type d'éléments chimiques à analyser (éléments lourds ou légers).

L'utilisation de cette méthode nécessite de prendre des précautions pour obtenir des résultats fiables tels que :

- Tout d'abord, s'assurer que le sédiment soit uniforme sur toute la carotte. Ensuite que la carotte soit positionnée à la bonne hauteur par rapport à la source de rayons x dans l'ITRAX pour éviter des problèmes de détection.
- s'assurer de l'absence de gouttelettes d'eau, entre le microfilm et le sédiment, qui pourraient dévier les rayons.

Pour éviter d'influencer la teneur des composés à analyser, il est préférable de normaliser les données, soit avec des rapports élémentaires *(Löwemark et al., 2011)*, soit de calibrer le signal avec des analyses quantitatives ponctuelles.

Des U-channels[5] ont été prélevés sur les carottes d'Orédon et de Lourdes, pour les mesures au CEREGE de Aix en Provence, par Marta Garcia et Kazuyo Tachikawa.

C. Les méthodes de datation isotopiques

1. Le radiocarbone ou datation ^{14}C

La datation au ^{14}C ou radiocarbone est utilisée pour dater des échantillons d'âge compris entre 100 et 50000 ans. L'isotope ^{14}C est produit régulièrement dans la haute atmosphère à partir du bombardement d'azote par des flux cosmiques. Après oxydation, le carbone est stocké sous forme de carbone organique, grâce à la photosynthèse par les organismes vivants, qui restent en équilibre avec l'atmosphère. Lors de la mort d'un organisme vivant, la quantité du carbone dans cet organisme décroit selon la loi de désintégration radioactive. Le carbone se désintègre avec une période de demi-vie de 5730 ans. Dans les sédiments lacustres, les mesures de radiocarbone, par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS en anglais) (*Czernik and Goslar., 2001*), sont effectuées sur les macrorestes. En l'absence de macrorestes, comme pour les lacs de haute altitude dépourvus de végétation environnante, cette datation peut se réaliser sur des pollens (*Brown et al., 1989*) ou sur un sédiment total.

La teneur atmosphérique, longtemps considérée comme constante, montre des fluctuations importantes, causées par les variations du champ magnétique terrestre, l'activité solaire et l'activité anthropique avec la révolution industrielle et les essais nucléaires atmosphériques. En plus de cela, des études ont montré l'existence d'un âge réservoir dans les environnements modernes lacustres (*Grimm et al., 2009*) et marins, causé par la présence de carbone fossile (*Simonneau et al ., 2014*). Ces

[4] Les élements chimiques majeurs sont les élements les plus abondants dans les sédiments.

[5] U-channel : goulotte en plastique (2cm×2cm×2cm) qui permet l'échantillonnage en longueur des sédiments contenus dans une carotte. Ses dimensions (longueur-largeur-épaisseur) dépendent des dimensions de la carotte d'étude. Généralement, elle a la même longueur que la carotte mais une épaisseur et largeur inferieur qui permet de l'introduire à l'intérieur de la carotte pour un meilleur prélèvement.

différences entre l'âge radiométrique mesuré et l'âge réel de l'échantillon ont conduit à la mise en place de courbes de calibration en fonction des hémisphères. L'établissement de ces courbes de calibration se fait avec différentes méthodes, dont la dendrochronologie entre autres. (*Talma et Vogel., 1993 ; Stuiver et al., 1998 dans Ariès., 2001*).

L'année 1950 représente donc l'année 0 pour les datations C^{14}. Les âges obtenus sont exprimés, soit en « Anno Domini », c'est-à-dire « Après Jésus Christ », ou en Before Christ « BC ». L'existence des plateaux de ^{14}C sur ces courbes engendre de grandes incertitudes concernant les périodes les plus récentes. Les échantillons les plus récents doivent donc être comparés à d'autres méthodes de datation.

Les macrorestes ont été échantillonnés sur les carottes de Lourdes et d'Orédon. Ils ont ensuite été conditionnés dans de petites boites, contenant de l'eau distillée, et envoyés pour datation au laboratoire BETA ANALYTICS aux USA.

2. Les datations radionucléides ^{210}Pb et ^{137}Cs

L'isotope C^{14} ne permet pas de dater les âges inferieurs à 100 ans. Pour pouvoir définir des âges plus récents, une autre méthode de datation est basée sur les isotopes radionucléides ^{210}Pb et ^{137}Cs. Ces datations sont aussi basées sur le principe de la désintégration radioactive. Le ^{210}Pb possède une demi-vie de 22,4 ans *(Arnaud et al., 2006)*. Le ^{137}Cs est un élément artificiel qui a été libéré dans l'atmosphère, suite aux essais nucléaires atmosphériques de 1960 et la catastrophe de la centrale nucléaire de Tchernobyl en 1986. L'objectif de la datation avec le ^{137}Cs est de retrouver les pics de ces différents évènements qui permettront d'établir un modèle d'âge.

Les sédiments ont été échantillonnés avec un pas de 5mm pour OR-15-A et un pas de 1cm pour les carottes de Fourcat et Mouriscot. Tout d'abord, les échantillons sont pesés pour connaitre le poids de la matière, puis conditionnés dans des tubes en polystyrène hermétiquement fermés. Après le conditionnement, il faut attendre un délai de trois semaines avant d'effectuer les mesures, sachant qu'une mesure par échantillon dure entre 1 et 2 jours. On distingue deux types de plomb dans les sédiments :

- Le plomb « non supporté », qui est le radionucléide naturel ^{210}Pb atmosphérique et, qui provient de la désintégration du radium 226 (^{226}Ra).
- Le plomb « supporté » qui provient de la désintégration lente et constante des isotopes de l'Uranium 238 dans le sédiment.

Cette mesure est effectuée par comptage gamma qui permet de déterminer les activités du ^{137}Cs et du ^{266} Ra. Ce dernier permet de déterminer l'activité du ^{210}Pb du sédiment pour la datation. Le délai de trois semaines permet de rétablir l'équilibre entre le ^{226}Rn et ^{210}Pb, équilibre nécessaire pour la datation *(Arnaud et al., 2006*). Les échantillons sont mesurés dans le laboratoire sous-terrain LAFARA, en Ariège, par Pieter Van Beek et Marc Souhaut du laboratoire LEGOS de l'Observatoire-Midi-Pyrénées (OMP) de Toulouse (*Van Beek., 2012).*

3. Construction d'un modèle d'âge-profondeur

Les âges obtenus par datation radiocarbone ou radionucléide permettent de fixer un âge ponctuel sur une séquence sédimentaire. Cependant, ces âges ponctuels ne permettent pas la datation de la séquence complète. Pour pouvoir dater toute la séquence et discuter de facteurs temporels lors des dépôts sédimentaires, il faut établir un modèle permettant la conversion des profondeurs en âges. Plusieurs programmes mathématiques, tels que le code CLAM développé au format R (*Blaaw., 2010*), permettent de faire une interpolation entre les âges ponctuels, pour aboutir à une datation complète d'une séquence donnée.

La distribution temporelle des échantillons, en fonction de la profondeur, est illustrée avec un modèle d'âge profondeur, les âges plus vieux se situant en bas de la séquence. Par contre, il peut arriver que des âges plus vieux se retrouvent en haut de la séquence. Ceci est interprété comme une inversion d'âges et peut être corrélé à des phénomènes de crue ou de glissement, qui permettent une remobilisation et peuvent apporter des échantillons plus vieux. Aussi l'estimation de l'âge de niveaux sédimentaires remarquables, ne se situant pas entre deux âges ponctuels, peut être déterminée par une extrapolation linéaire du modèle d'âge, tout en tenant compte des incertitudes de cette méthode. La limite du Modèle CLAM se situe au niveau du nombre d'échantillons pour le calcul. Il faut un certain nombre d'échantillon pour établir un bon modèle d'âge profondeur. Avec un faible nombre d'échantillons, les incertitudes seront très élevées.

IV. Résultats

A. Lac d'Orédon

1. La cartographie acoustique par sismique réflexion

La campagne d'acquisition, qui n'a duré que 5 h à cause de la météo, s'est déroulée en Octobre 2015. 2500 m de profils sismiques ont été prélevés (*Figure 6-B*) *(Annexes 11 à 16).* Les profils se situent au milieu du lac parce que le plan d'eau défini par le barrage était bas de 10m environ et ne permettait pas une navigation sur les bordures. Le profil central 4kHz permet d'observer, en détail, les géométries du lac (*Figure 6-A*). A l'ouest du lac, se développe un delta progradant qui est causé par l'apport détritique du bassin versant 1. Le delta représente la limite du paléo lac. Ce paléolac a été ennoyé par la construction du barrage en l'an 1880 AD, qui a augmenté la hauteur de 17m (*Ariès., 2001*). Trois faciès acoustiques ont pu être identifiés. De bas en haut, on note :

- Un faciès bruité (unité 1) correspondant à la Moraine ;
- Un faciès transparent (Unité 2), correspondant à la farine glaciaire, qui s'est mise en place lors du retrait des glaciers ;
- Un faciès stratifié (unité 3) correspondant aux dépôts deltaïques.

En stratigraphie sismique, un glissement est caractérisé par un faciès chaotique, dans lequel des réflecteurs sont discontinus. Il se termine en coulée de débris, généralement prolongée par une turbidite.

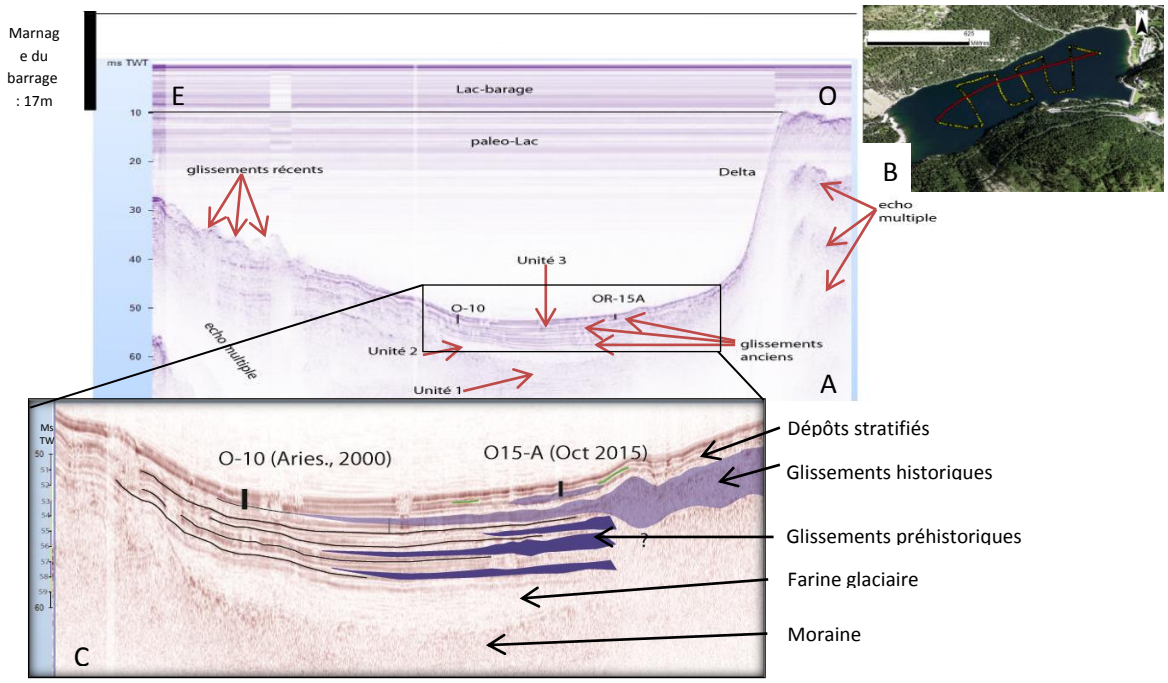
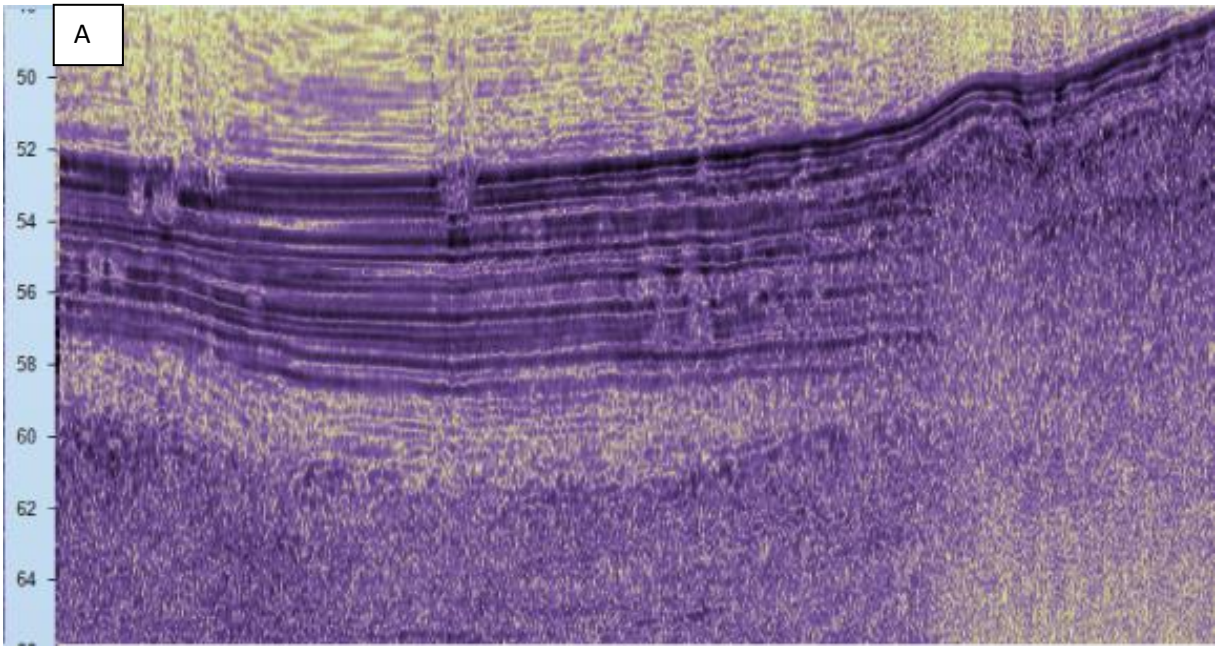


Figure 6: Identification des glissements historiques et préhistoriques de la figure 7-C sur le profil sismique central d'Orédon

Lorsqu'on observe en détail le faciès stratifié dans le lac d'Orédon sur le profil de 4kHz, on remarque ces faciès chaotiques, décrits ci-dessus, intercalés entre les réflecteurs qui ressembleraient à des glissements (*Figure 7A et B*).



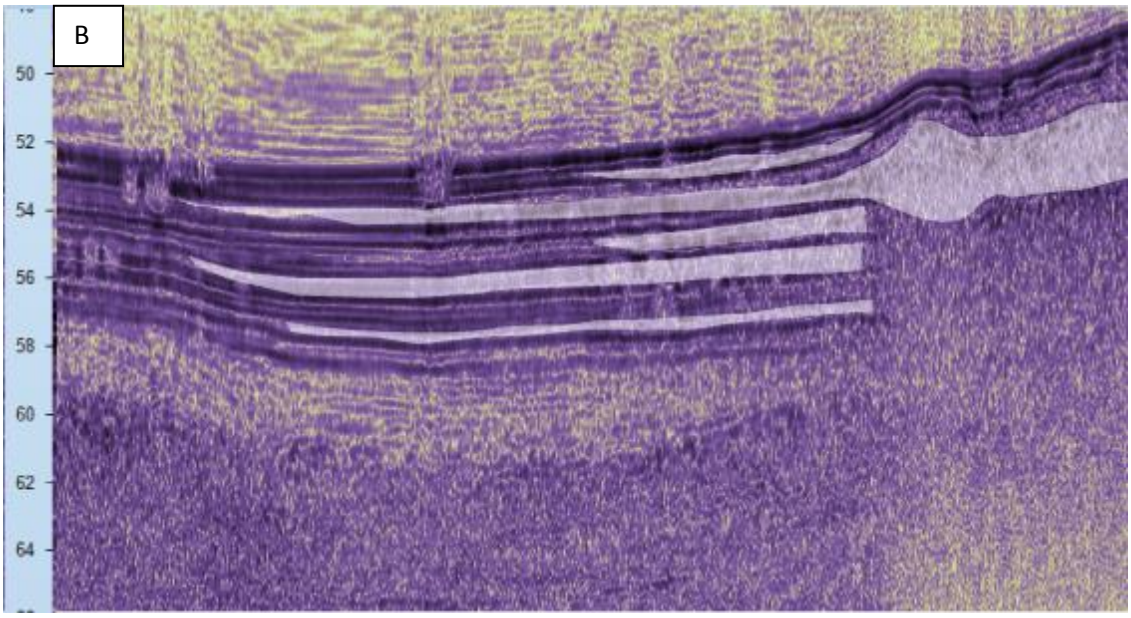


Figure 7: A) profils sismiques du lac d'Orédon; B) Profil central 4kHz illustrant les géométries du lac; C) faciès stratifié illustrant les glissements. (Image Edifi-Segy).

On distingue, au front de ce delta, cinq générations probables de glissements, dont le plus récent a été prélevé par la carotte OR-15-A d'Orédon (*Figure 6-A et C)*. La datation de cette carotte nous permet d'avoir l'âge de ce glissement. Vu sa faible profondeur, on peut déjà écarter l'hypothèse d'atteindre un séisme préhistorique avec la carotte OR-15-A. A l'Est, s'observent des glissements récents qui seraient le résultat du marnage du barrage. La carotte O-10, d'Ariès 2001, permet de dater le deuxième glissement par stratigraphie sismique. Sachant que cette carotte a été datée à 3844±271 Cal BP, on aurait plus de chance d'atteindre un séisme préhistorique comme celui décrit par *Alasset et Meghraoui., (2005).*

Pour préciser la bathymétrie du lac, ces profils sismiques, ne couvrant pas toute l'étendue du lac, ont été fusionnés avec les données obtenues après la digitalisation de la carte bathymétrique, faite par *Uzabiaga., (1978*). La digitalisation consiste, tout d'abord, à faire le géoréferencement de la carte, à retracer les courbes de niveaux et enfin à leur attribuer une profondeur. Ces profondeurs sont fusionnées aux profondeurs des profils sismiques. Ces nouvelles profondeurs obtenues sont interpolées sur ARCGIS pour obtenir une carte bathymétrique plus précise du lac *(Figure 8-A).* Le lac atteint sa profondeur maximale de 55 m en son centre. De cette carte bathymétrique, est générée une carte de pente en degré, qui pourrait nous permettre d'observer les origines probables des glissements *(Figure 8-B).* Les bordures Nord et Sud correspondent aux pentes plus fortes et la pente du delta, observée sur le profil sismique central, se localise à l'Ouest du lac.

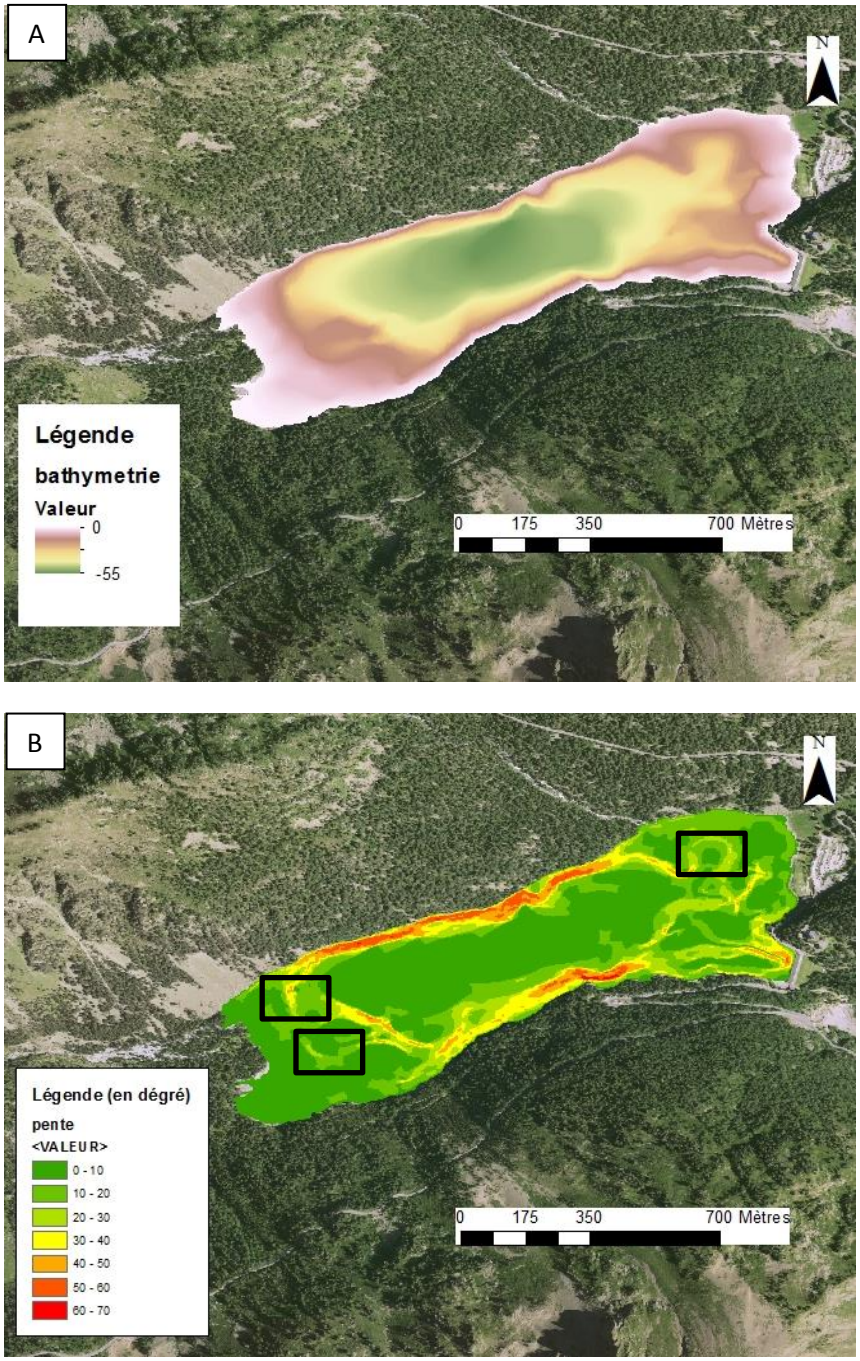


Figure 8: A) Carte bathymétrique (en mètre) du lac d'Orédon; B) Carte de pente du Lac d'Orédon. Les cadres noirs représentent les possibles loupes de glissements.

2. L'étude des propriétés physico-chimiques et la datation de la carotte OR-15-A

a) Etude des propriétés physico-chimiques

La carotte OR-15-A a été étudiée avec les méthodes de susceptibilité magnétique, de spectrophotométrie, de Rock-Eval, Itrax et XRF *(Figure 9)*, ainsi que la teneur en eau. Elles ont permis de caractériser 4 faciès distincts :

- Unité 1 (0-5cm) : Un faciès gris clair massif à l' œil (L*= 37,5%), avec des alternances de lamines clairs et sombres observées sur la radiographie X. Elle a une valeur moyenne en SM (SM= 1,7.10^-4), sa teneur en eau croit de 45 à 51%. Les mesures de XRF révèlent des pics élevés, en éléments terrigènes (Ti, Rb, Si et K) à la base et au sommet de ce faciès, qui pourraient être traduits par des apports terrigènes. Le rapport S2/TOC définit la matière organique d'Orédon comme étant d'origine terrigène. (HI<300) (Annexe).
- Unité 2 (5 à 31,5cm) : Faciès gris (L*= 33 - 38%) est divisé en deux sous parties. La première partie est composée de lamines millimétriques à pluri millimétriques au sommet (5 à 11 cm). Elle conserve les mêmes valeurs que l'unité 1 en SM. Elle possède un TOC à 2% et une teneur en eau à 55%. La deuxième partie, qui part du milieu à la base du faciès, est composée de lamines centimétriques à pluri centimétriques (de 11 à 31,5cm), avec une alternance de niveaux clairs et sombres observés en radiographie X. Elle a une SM moyenne (SM= 2,5.10^-4) associée à un TOC élevée (TOC=3,5%), et une teneur en eau moyenne (50%).
- Unité 3 (31,5 à 43,5 cm) : Ce faciès se différencie par ses lamines tiltées observables en radiographie X. Ses lamines tiltées sont caractéristiques des glissements translationnels (Slide). En plus de ses lamines tiltées, il se caractérise également par son faible taux de matière organique (TOC= 1,5%), sa faible teneur en eau (45%) et des pics très élevées en Ti, Si, Rb et K.
- Unité 4 (43,5 à 81 cm) : Un faciès sombre massif contenant des macrorestes. Sa texture massive et son nombre important de macrorestes témoignerait d'un mouvement de masse, qui aurait remobilisé des dépôts deltaïques littoraux sur son passage et se serait déposé dans le fond du lac. Ce faciès se caractérise par une variabilité de la SM (SM = 1,5.10^-4 - 2.10^-4), du TOC (TOC= 3-4%), des éléments chimiques et de la teneur en eau (45 à 55%), qui pourraient être interprétés comme un glissement rotationnel (Slump) ou une coulée de débris.

Selon le diagramme Q7/4, les sédiments d'Orédon se situent entre le pôle argileux et le pôle de la matière organique altérée. *(Annexe 17).*

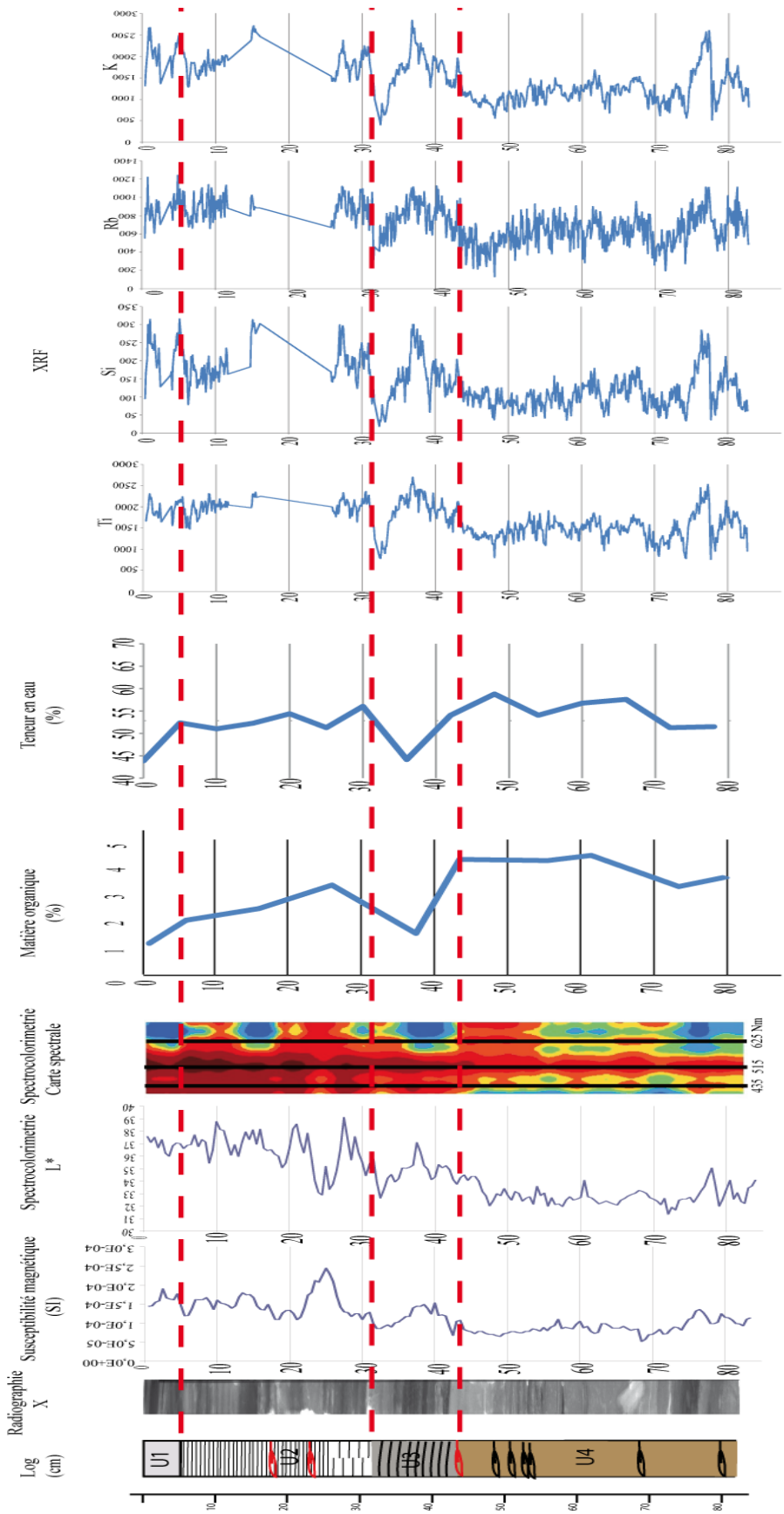


Figure 9: Les données XRF de la carotte 0R-15. Sur le log, les symboles rouges représentent les macrorestes utilisés pour la datation au radiocarbone.

b) *Les datations de la carotte OR-15-A*

(1) La datation C^{14}

L'objectif est de dater les deux niveaux correspondant respectivement à un Slide et un Slump, à partir d'un taux de sédimentation moyen (TSm), défini par les âges obtenus par datations C^{14}. L'identification de la mise en place du barrage peut être reliée au changement de faciès entre l'unité 1 et l'unité 2 sur la carotte OR-15-A. Les datations C14 ont été effectuées sur des macrorestes de 18, 24,5 et 45 cm de profondeur *(Figure 9)*. Les âges obtenus sont respectivement de 1677±17, 1725±55 et 952±63 Cal AD. On observe une inversion d'âge sans explication entre les macrorestes de 18 cm et 24,5 cm : Celui de 18,5 cm est plus vieux que celui de 24,5cm. Deux modèles d'âges ont été construits sur CLAM :

- Le premier modèle a été construit avec un taux de sédimentation obtenu par interpolation entre l'âge du barrage de 1880 Cal AD à 5cm et l'échantillon à 18,5cm à 1677±17 Cal AD. *(Figure 10)*
- Le second, quant à lui, a été construit avec un taux de sédimentation obtenu par une interpolation entre l'âge du barrage à 5 cm et l'échantillon à 24,5cm. L'échantillon à 18,5 cm a été rejeté dans ce modèle. *(Figure 11)*

Le taux de sédimentation et les âges des glissements obtenus avec ces deux modèles présentent de grandes incertitudes. En effet, il fournit les âges de dépôt des glissements avec des incertitudes de plus de cent ans, ce qui rend difficile la détermination de l'âge du glissement et la corrélation à un séisme contemporain. De plus, il extrapole les incertitudes sur tout le calcul.

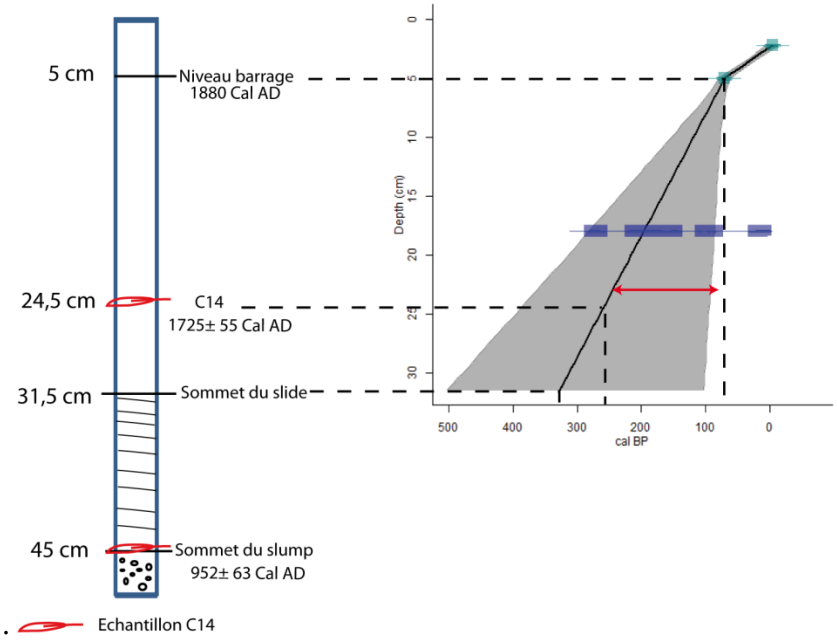


Figure 10: Construction du modèle d'âge à partir du modèle 1

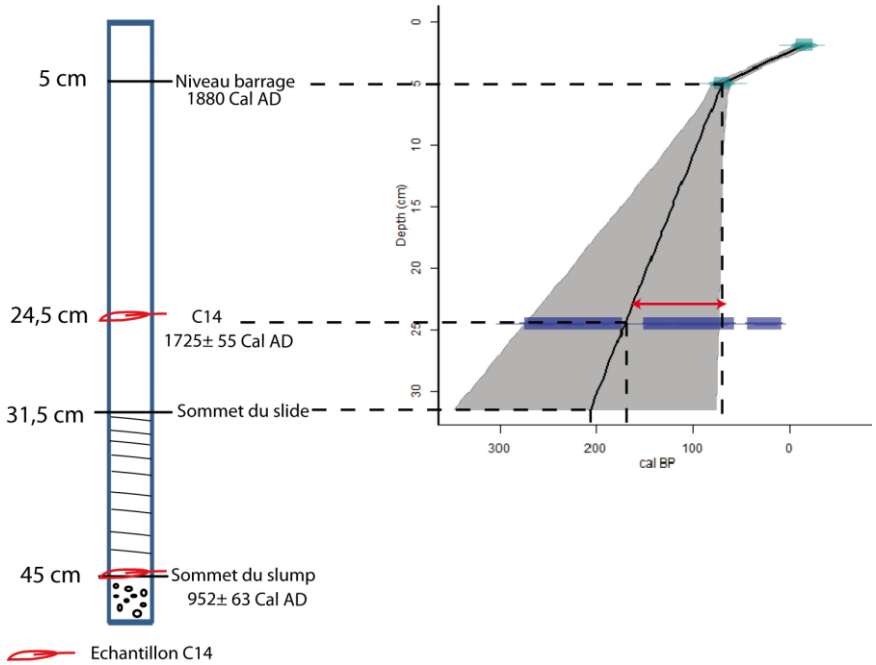


Figure 11: Construction du modèle d'âge à partir du modèle 2, l'échantillon à 18cm est exclu.

Pour obtenir de meilleurs résultats de taux de sédimentation, nous avons opté pour une simple interpolation linéaire en se basant sur le modèle 2, c'est-à-dire en rejetant l'échantillon à 18cm qui correspond à une aiguille de pin *(Figure 12)*. Il est fort probable que cet aiguille de pin se soit déposé dans le lac et ne correspond pas à un glissement de la berge comme c'est le cas des feuilles d'où son rejet. Le Tsm a été calculé par le rapport de la différence d'épaisseur (24,5 cm -5 cm = 19,5cm) sur la différence des deux âges correspondant à ces épaisseurs (1880-1725± 55= 155 ans). On obtient un TSm de 1,2 mm/an. Par extrapolation de ce taux de sédimentation, le glissement de type Slide a été daté à 1667±55 Cal AD. Le deuxième probable glissement de type Slump a été daté par un échantillon de macroreste, qui a été prélevé au sommet de celui-ci et qui le situe à 952±63 Cal AD.

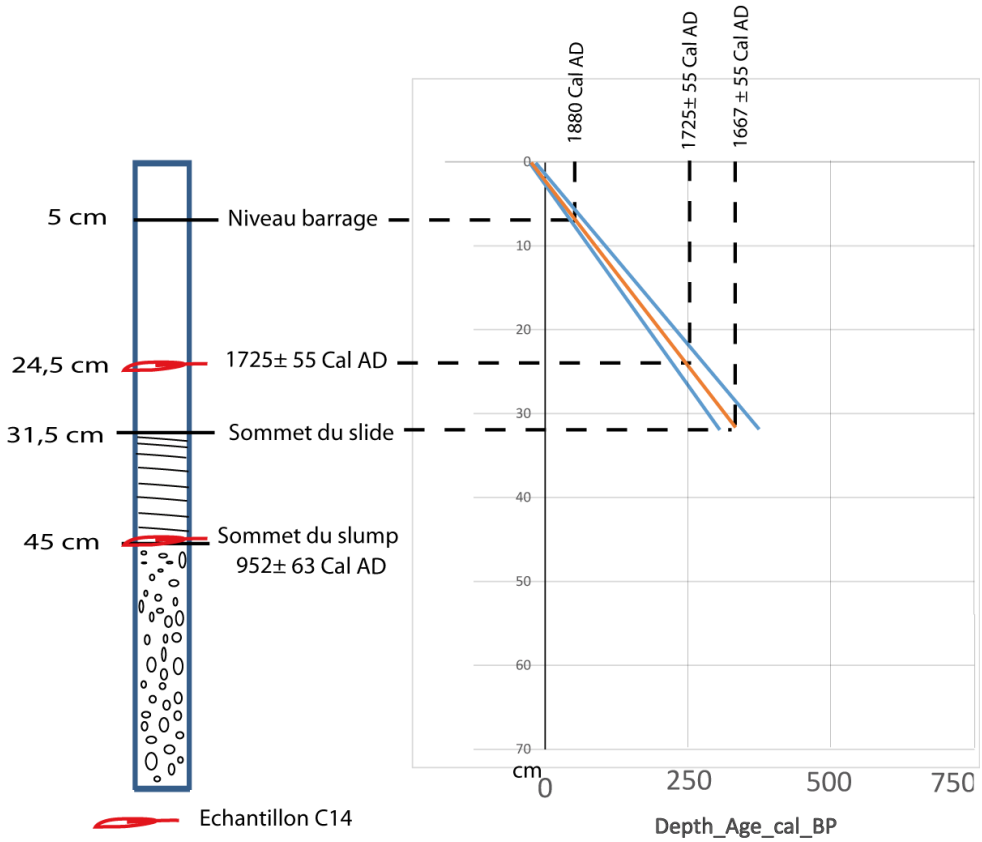


Figure 12 : Schéma synthétique de la carotte LO-16-2 avec les niveaux clairs et les échantillons C14 datés.

(2) Les datations radionucléides ^{210}Pb et ^{137}Cs

La datation radionucléide permettra de confirmer la signature de la mise en place du barrage et de dater avec précision les 20 premiers centimètres de la carotte. Les datations sont en cours au laboratoire souterrain LAFARA, en Ariège, et les résultats sont prévus pour le milieu du mois de Juin 2016.

B. Le lac de Lourdes

1. Cartographie acoustique par sismique réflexion

Lors de la campagne d'acquisition du mardi 29 Avril au vendredi 1er Mai 2016, l'étendue totale du lac a été cartographiée. L'espacement entre les profils était inférieur à 15m. Les profils prélevés couvrent tout le lac, avec des fréquences acoustiques centrées sur 4, 14 et 200kHZ (*Figure 13-D*). Les profils sismiques, de résolution de 200kHz, traités sur EDIFISEGY, ont été interpolés en fonction de la profondeur Z, pour générer une carte bathymétrique sur ArcGIS (*Figure 12-C).* La profondeur maximale du lac est de 10m. De cette carte bathymétrique a été générée une carte de pentes, avec l'outil « pente » de ArcGis. Les pentes fortes se situent sur les bordures Nord et Sud du lac.

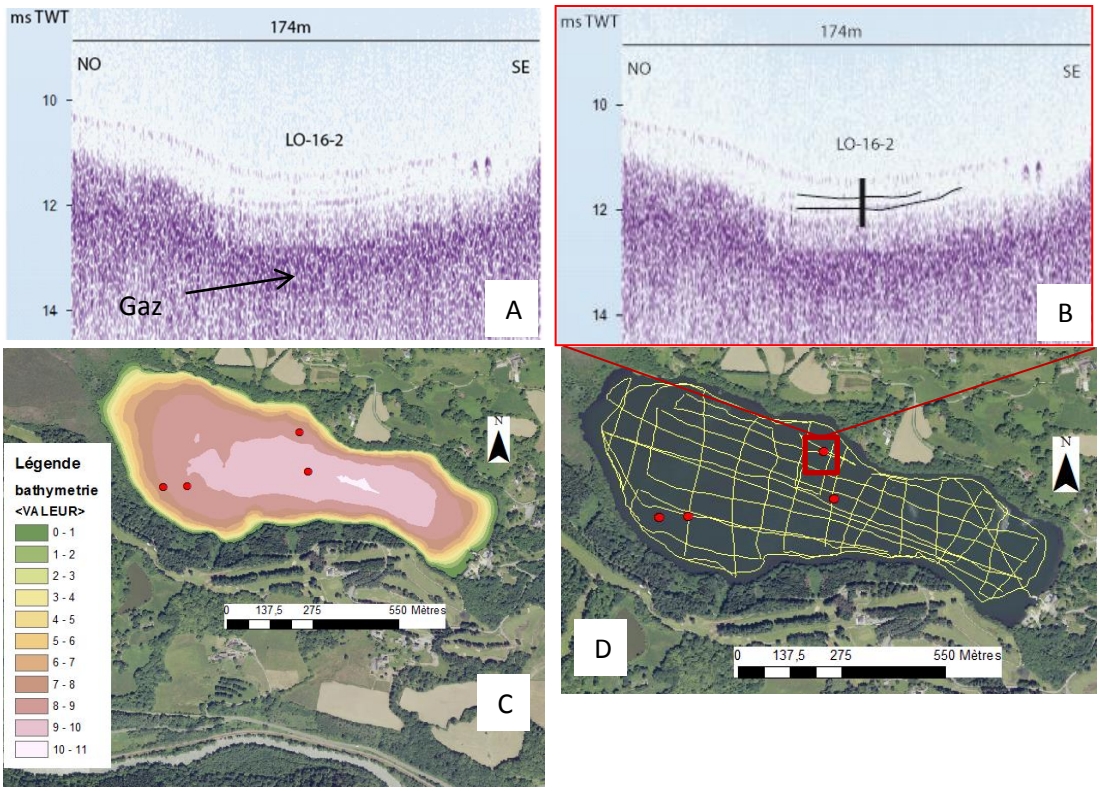


Figure 13: A) profil sismique 4kHz du lac de Lourdes (Image EDIFI SEGY); B) calage ligne sismique 4kHz-carotte LO-16-2 illustrant deux horizons (image EDIFI-SEGY) ; C) carte bathymétrique (e mètre) du lac de Lourdes (Image ArcGis). D°) grille sismique du lac de Lourdes. Les points rouges représentent les carottes

Les profils de 4 kHz nous révèlent la présence importante de gaz, dans le fond du lac, qui permet d'observer seulement les premiers 70cm *(Figure 12-A).* Le gaz se reconnait par l'absorption des ondes sismiques qui empêchent la visualisation des sédiments du lac jusqu'à une certaine profondeur. Aussi, ces échappements de gaz ont été observés lors de l'acquisition sismique et ont aussi été visualisé sur les images sonar. Sur les profils sismiques, deux réflecteurs observés, sur la bordure Nord du lac, ont été prélevés avec la carotte LO-16-2 *(Figure 13 A- B)*.

2. Le sonar à balayage latéral

Le sonar à balayage a permis une couverture acoustique, de 50m de large, le long de chaque profil. La météo ne nous a pas permis de cartographier tout le lac. Le problème majeur rencontré était la perte du signal GPS lors de l'acquisition. La disposition des profils sonar s'est faite par superposition d'objets référencés sur deux profils (*Figure 14-B*). L'ensemble du lac présente un faciès homogène mais plusieurs autres faciès ont pu être identifiés sur les images sonar. Des dépressions circulaires d'environ 50cm sont identifiées sur les bordures Nord-Ouest et Sud-Ouest du lac (*Figure 14 A et C*). Vu le contexte géologique avec la présence de carbonate, ces nombreuses dépressions peuvent être reliées à des sources subaquatiques et les horizons sismiques peuvent être liés à l'activité de ces sources. Des pentes rocheuses s'observent tout le long des côtes Nord et Sud du lac. Une carte de faciès acoustiques (*Figure 14-C*) illustre les différents environnements sédimentaires actuels observés et leur étendue dans le lac.

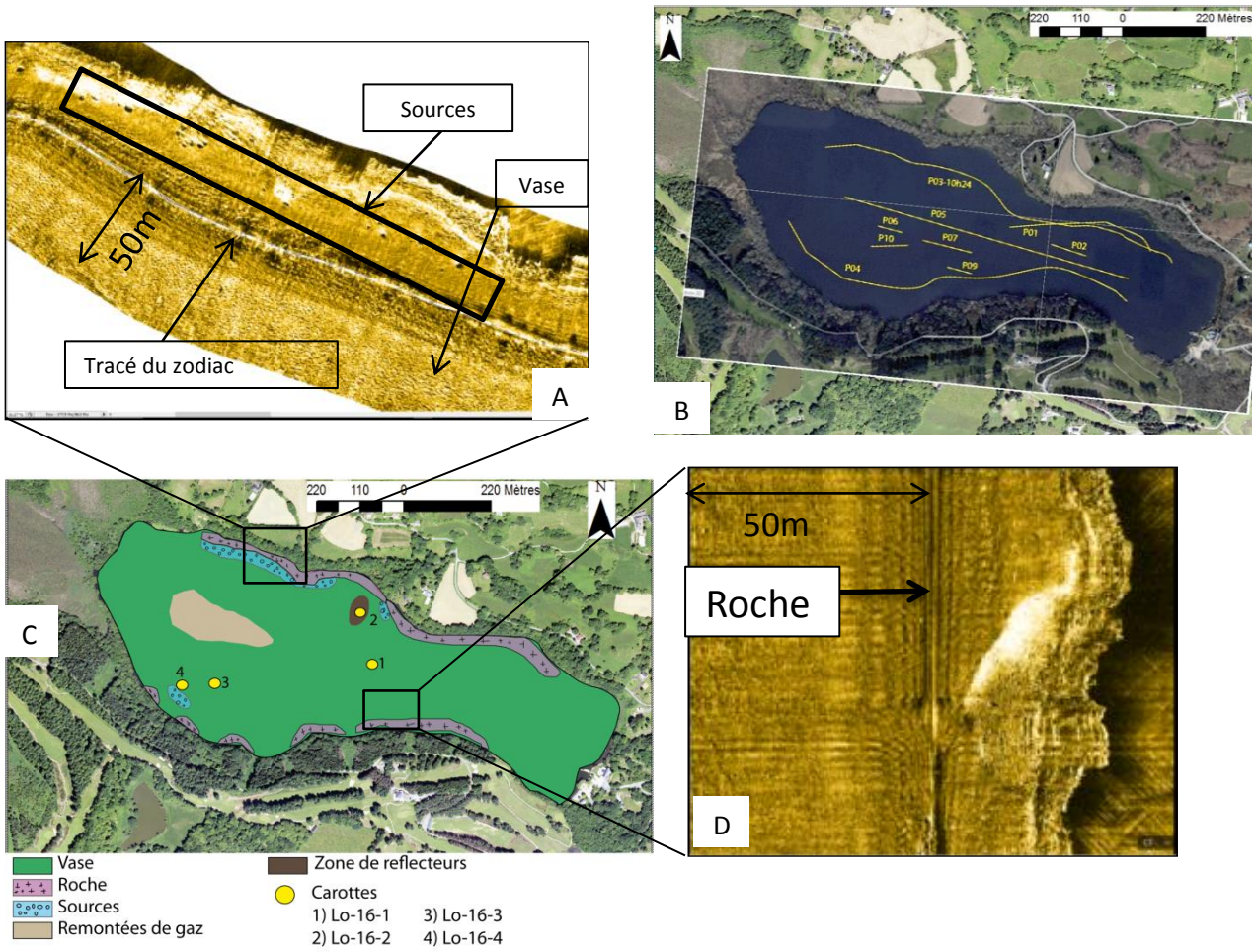


Figure 14: A) Localisation des sources le long de la bordure Nord du Lac. B) Profils sonar du lac de Lourdes. C) Carte de faciès du lac de Lourdes; D) Localisation des roches sur la bordure Sud-Est du lac.

3. L'étude des propriétés physico-chimiques et la datation des carottes sédimentaires LO-16-1 et LO-16-2

a) Etude de la carotte centrale Lo-16-1

Trois faciès ont été identifiés par les méthodes de SM, de spectrocolorimétrie avec le paramètre L* et la carte spectrale que des données XRF *(Figure 15).*

- Unité 1(de 0 à 16 cm) : Un faciès sombre massif caractérisé par une valeur moyenne en L* (L*=31-32 %). Sa SM (SM=1.10^-4) décroit de 4 cm à 16 cm.
- Unité 2 (de 16 cm à 32,5 cm) : Un faciès plus clair (L* =33-34%) décroit progressivement de 25 à 32cm. La SM est plus faible que le premier faciès et décroit progressivement (SM= 1.10^-4 à 2.10^5). La transition entre ces 2 premiers faciès est marquée, à la fois, par des valeurs plus fortes sur les courbes de susceptibilité magnétique et de spectrophotométrie avec le paramètre L*.
- Unité 3 (de 32,5 à 62cm) : Ce faciès massif est le plus sombre de l'ensemble de la carotte (L*= 29-30). Une variabilité est observée sur la spectrocolorimétrie, la SM et les données XRF.

Les sédiments se situent entre le pôle (C) argileux et le pôle (A) de la matière organique altérée. *(Annexe 18)*

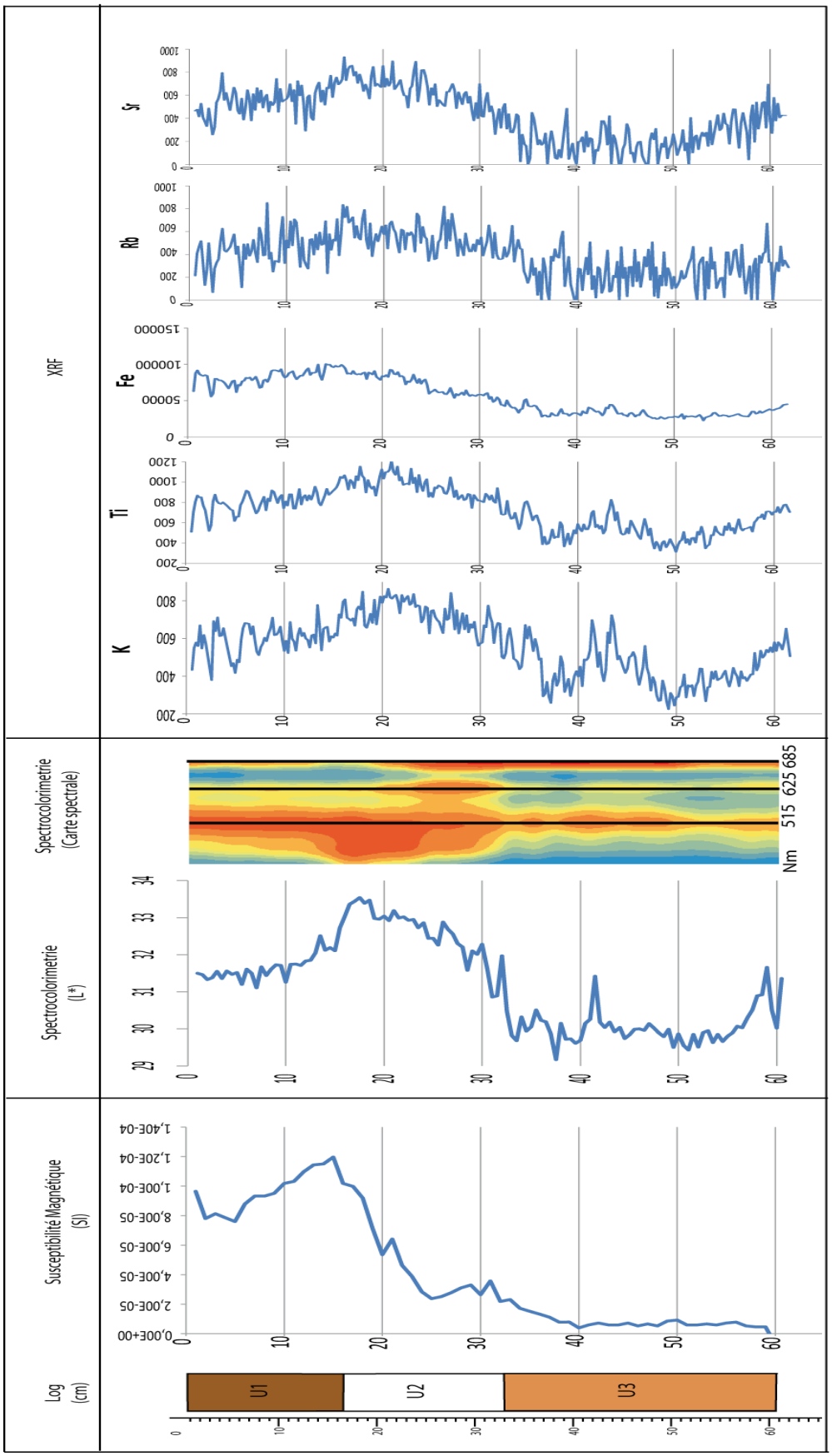


Figure 15: Etude du signal sédimentaire de la carotte Lo-16-1: étude de susceptibilité magnétique, spectrocolorimétrie et données XRF

b) *Etude de la carotte Lo-16-2*

(1) Etude des propriétés physico-chimiques

La SM, la spectrocolorimétrie avec le paramètre L* et la carte spectrale, la granulométrie laser et les données XRF *(Figure 16)* ont permis d'identifier 4 faciès :

- Unité 1 (0 à 15,5 cm) : un faciès 1 massif sombre (L* =32%) et une valeur de SM croissante (SM= 6.10^-5 à 1.10^-4). On observe cependant un pic élevé à 9,5 cm sur les éléments majeurs (K, Si, Ca et Ti) et l'élément trace (Rb) qui se corrèlent avec des pics observés en SM et spectrocolorimétrie et qui révèlent un niveau terrigène non observé à l'œil.
- Unité 2 (15,5 à 30.7 cm) : un faciès massif gris clair (L*= 33 à 35)% avec une variabilité en SM comparable à l'unité 1 (SM= 6.10^-5 à 1.10^-4). On remarque un pic élevé sur les courbes de SM et L*, qui confirme la présence d'une couche plus claire et plus magnétique à la base de ce faciès. Elle se situe entre 30 et 31,5 cm. Des pics très élevés s'observent sur la proportion des éléments majeurs (Si, K, Ca et Ti) ainsi que sur l'élément trace Rb. Le rapport Inc/coh révèle sa faible teneur en matière organique *(Guyard et al.,2007*).
- Unité 3 (31,5 à 54,5 cm) : un faciès massif plus sombre à la base (L*= 30%) qu'au sommet (L*= 35%). Sa susceptibilité magnétique décroit du sommet (Sm=1.10^-4) à la base (Sm= 2.10^-5). A 41 cm et 53 cm, s'observent des pics élevés en L*, SM ainsi que sur les données XRF ; ce qui témoigne de la présence de niveaux plus clairs et plus terrigènes. Ces niveaux clairs sont visibles sur la carte spectrale et en RX.
- Unité 4 (54,5 à 69 cm) : un faciès plus sombre (L*= 29) et moins magnétique (SM= 10^-6) que les 3 premiers faciès.

(2) La datation ^{14}C

Les datations ^{14}C ont été effectuées sur deux échantillons prélevés à 31,5 cm et 61cm. Les âges obtenus sont respectivement de 975±63 Cal AD et 465±75 Cal AD. La datation des niveaux clairs terrigènes ainsi que le calcul du taux de sédimentation ont été effectués avec le modèle CLAM, en utilisant les profondeurs corrigées. Ces nouvelles profondeurs sont obtenues en retranchant les épaisseurs des RDL des profondeurs de départ. Contrairement à Orédon, le modèle CLAM a fourni de bons résultats avec une incertitude faible, sûrement due au faible TSm de 0,5mm/an. Les RDL 1, 2 3 et 4 ont des âges respectifs de 1711±26 ; 1004±90 ; 811±53 et 646±56 Cal AD. *(Figure 17).*

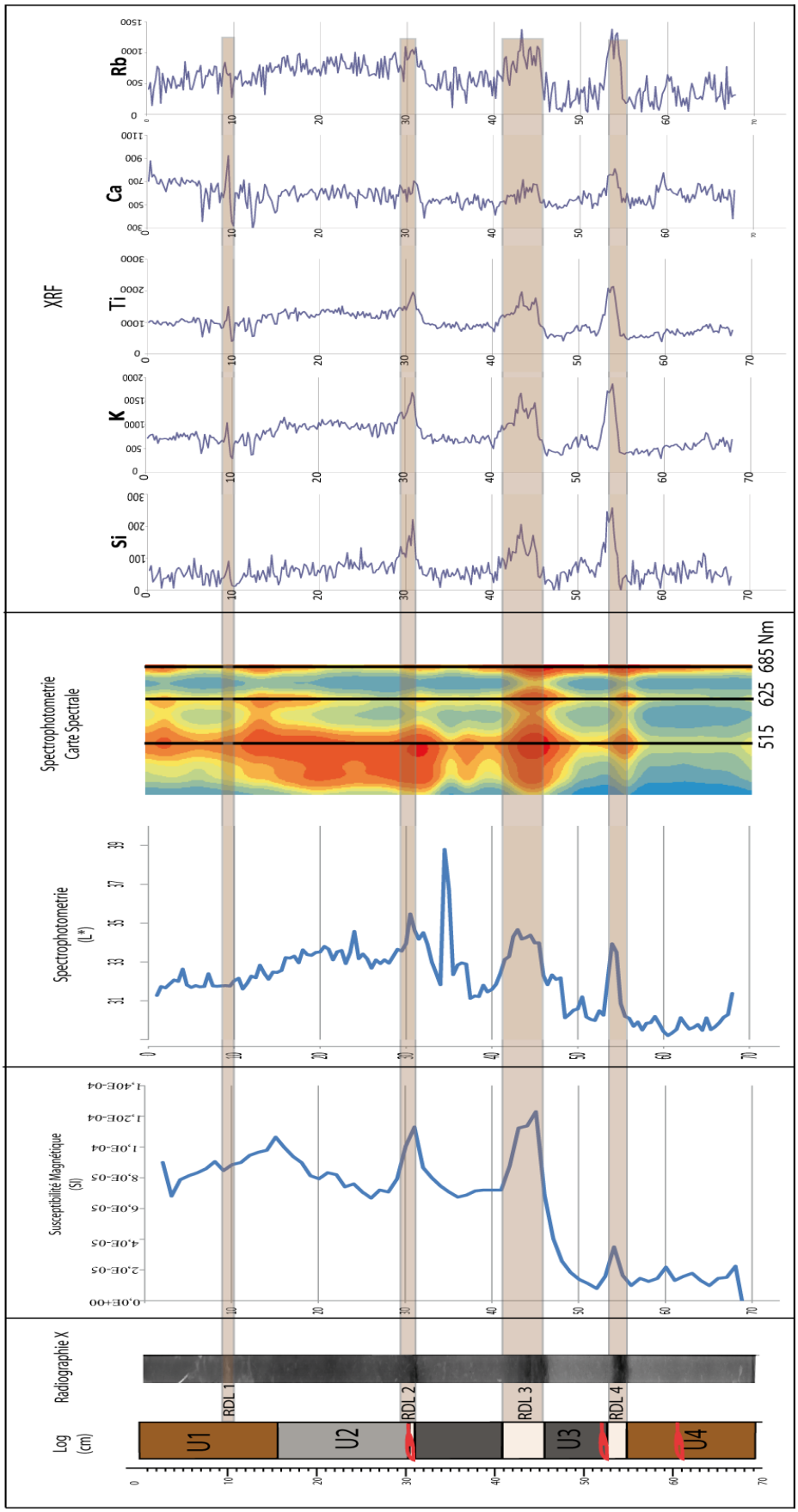


Figure 16: Etude du signal sédimentaire de la carotte LO-16-2 du lac de Lourdes: susceptibilité magnétique, spectrocolorimétrie, données XRF

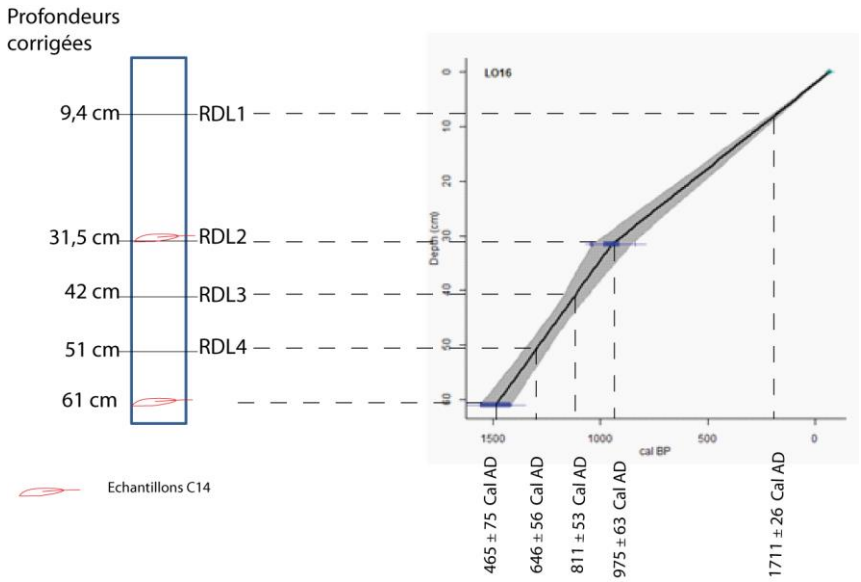


Figure 17: A) Schéma synthétique de la carotte LO-16-2 avec les niveaux clairs et les échantillons C14 datés à partir du modèle CLAM.

C. Les lacs de Fourcat et de Mouriscot

1. Cartographie acoustique par sismique réflexion

La cartographie acoustique sur ces deux lacs a été essentiellement prélevée par sismique réflexion. La campagne sismique a été effectuée le 3 et 4 Juin 2015 à Mouriscot. Au total, 4200m de profils sismiques ont pu être prélevés, centrés sur des fréquences de 4, 14 et 200 kHz. Les profils à 200kHz ont permis de générer une carte bathymétrique *(figure 18)*. Sa profondeur maximale est de 14m. Un remplissage sédimentaire de type authigène, avec une épaisseur moyenne de 5m, caractérisé par une géométrie de type « drapé lacustre », a pu être imagé *(Annexe 20-21)*. Les horizons très continus et d'amplitude variable définissent plusieurs unités sédimentaires successives. Les pentes sont formées par la progradation d'une tourbière littorale.

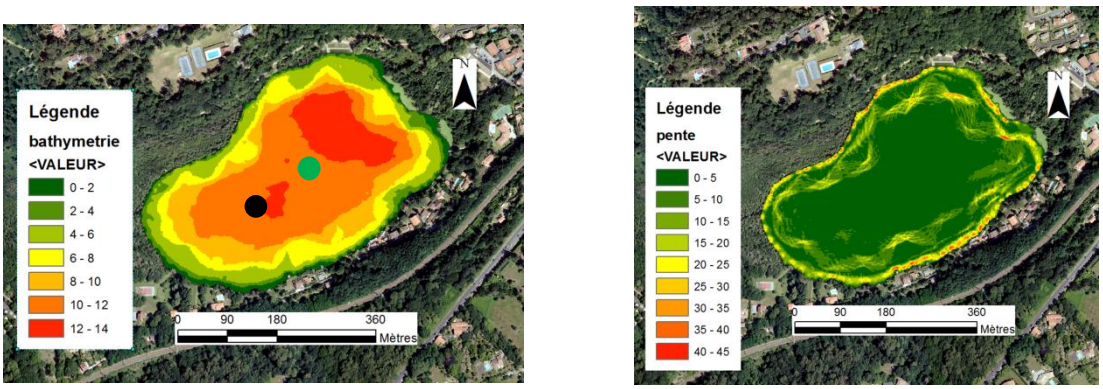


Figure 18: Carte bathymétrique en mètre) du lac de Mouriscot (à gauche), La carte de pente (en degré) du lac de Mouriscot à droite. En vert, la carotte Mo-15-B et en noir la carotte Mo-15-D

Concernant Fourcat, les profils sismiques à 200 kHz ont été fusionnés à des données de bathymétrie échosondeur pour avoir des données complètes sur le lac, ce qui a permis de générer une carte

bathymétrique *(Figure 19)*. Le substrat rocheux est visible sur les profils 4kHz. On note que les sédiments sont principalement déposés dans l'axe du tributaire. Les dépôts sédimentaires sont en forme de biseau *(Annexe 22-23)* et s'affinent lorsqu'on s'éloigne du tributaire.

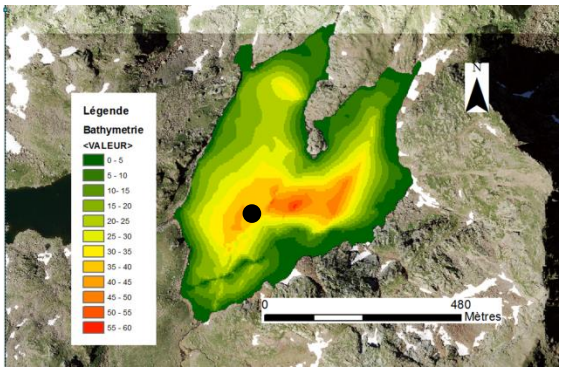


Figure 19 : Carte bathymétrique du lac de Fourcat à gauche, en noir, la carotte Fr-15-A

2. Etude des propriétés physico-chimiques des carottes sédimentaires de Fourcat et de Mouriscot

a) Carottes Mo-15-B et Mo-15-D de Mouriscot

La spectrocolorimétrie et la pyrolyse Rock-Eval ont été mesurées sur la carotte MO-15-B. Les autres méthodes seront utilisées dans le cadre du projet de l'OHM. La pyrolyse a été effectuée par Anaëlle Simonneau à Orléans. Deux faciès ont pu être identifiés : la détermination du type de matière organique par la pyrolyse Rock-Eval a été effectuée à Orléans par Anaëlle Simonneau. Les macrorestes de la carotte Mo-15-D ont été datés en ^{14}C et les datations radionucléides sont en cours. Deux unités ont été déterminées sur la carotte MO-15-B (*Figure 20)* :

- Unité 1 (0-22cm) : un faciès sombre avec une alternance de lamines claires s'observe en spectrocolorimétrie avec le paramètre L*. Une variabilité de la teneur en eau est observée.
- Unité 2 (5 -72cm) : un faciès plus sombre (L*=36%) que l'unité 1.

Sur la carotte Mo-15-D, les datations de macrorestes, situées à 69 et 83 cm, donnent respectivement des âges de 1490±30 Cal BP et 720±30 Cal BP. La matière organique des sédiments du lac de Mouriscot sont d'origine alguaire. *(Annexe 24)*

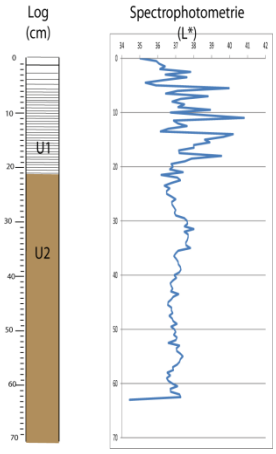


Figure 20: Etude de la spectrocolorimétrie (paramètre L*) de la carotte MO-15-B de Mouriscot.

.

b) *Carotte Fr-15-A de Fourcat*

La teneur en eau et la radiographie X ont été effectuées sur la carotte FR-14-A de Fourcat. Deux unités 1 ont également été identifiées *(Figure 21) :*

- Unité 1 (0-5cm) : Un faciès clair observé en Rx avec une teneur en eau plus faible (60%) et une faible teneur en matière organique (TOC=2%);
- Unité 2 (5-20cm) : Un faciès sombre est observé en Rx avec une forte teneur en eau (80%) et un fort TOC (6%).

Les sédiments sont riches en matière organique de type terrigène *(Annexe25)* Le changement de sédimentation est attribuable à la mise en place du barrage en 1939.

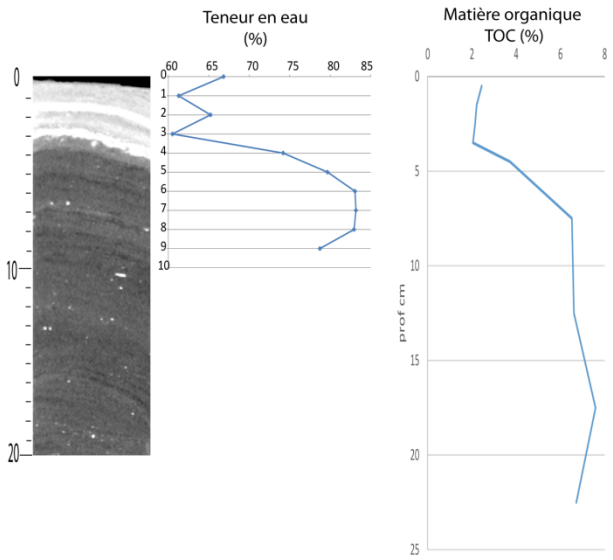


Figure 21: données obtenues à partir de mesure de la teneur en eau sur les 10 premiers cm), de la matière organique et de la radiographie X de la carotte FR14-A

V. Interprétation et discussion

A. Le lac d'Orédon

La sédimentation de ce lac glaciaire est influencée par les apports détritiques de son bassin versant grand de 13,3 km^2. Les profils sismiques présentent des dépôts deltaïques, intercalés par des faciès chaotiques, caractéristiques de glissements *(Chapron et al., 2016*). Le calage carotte OR-15-A-sismique a permis d'atteindre le glissement le plus récent. L'analyse de la carotte OR-15-A a déterminé, à 31,5cm, l'unité 3 avec ces lamines tiltées, caractéristique d'un glissement de type Slide. L'unité 4 se différencie également par son aspect massif, la présence de macrorestes et sa variabilité en TOC, sa teneur en eau et éléments majeurs qui seraient assimilés à un glissement de type Slump. L'extrapolation du TSm donne un âge de 1667±55 Cal AD pour le glissement de type Slide. Celui-ci se corrèle au séisme du 21 juin 1660 à Bigorre. Ce glissement, déclenché par les ondes sismiques et accéléré par la gravité, serait le résultat de ce séisme contemporain, qui a déstabilisé les formations sédimentaires en amont et remobilisé les dépôts littoraux deltaïques. La date de dépôt du second glissement de type Slump a été obtenu par une datation radiocarbone sur macroreste, au sommet du Slump, qui s'est effectué à l'an 952±63 Cal AD.

Des hypothèses peuvent être émises sur la superposition de ces deux glissements. La première hypothèse serait que ces deux glissements ne constitueraient qu'un seul glissement, qui se serait produit en 1667±55 Cal AD. La deuxième hypothèse serait la présence de deux glissements bien différenciés, dont le premier de type Slide se serait produit en 1667±55 Cal AD, et le deuxième de type Slump en 952±63 Cal AD. La deuxième hypothèse pourrait être validée par une étude montrant l'existence d'évènements sédimentaires synchrones et à l'échelle régionale des deux glissements. Par stratigraphique sismique, la carotte O-10 date approximativement le deuxième glissement, observé sur le profil sismique, à un âge plus jeune que 4000 Cal BP. Il ne correspond donc pas au séisme décrit par *Alasset et Meghraoui., (2005)* sur la faille de Lourdes. Néanmoins, on observe la présence de glissements plus vieux qui pourraient être contemporains du séisme daté entre 4918 et 6221 Cal BP par *Alasset et Meghraoui., (2005*). Ceux-ci pourraient être prélevés et datés, grâce à un grand carottage au centre du lac.

B. Le lac de Lourdes

Le lac de Lourdes est un lac authigène. Aucune étude à ce jour n'a permis de définir son bassin versant hydrographique. La carte bathymétrique et la carte de pente permettent d'identifier des zones de pente fortes, qui sont situées sur les bordures Nord et Sud du Lac. Vu que ces pentes fortes sont de nature rocheuse, elles ne permettent pas de mouvement de masse. La sédimentation du lac est essentiellement de type « Gyttja » qui est défini comme étant un sédiment riche en matière organique (*Rius et al., 2011*). Ceci explique la libération de gaz dans la partie Nord du lac et la mauvaise pénétration du signal acoustique dans l'ensemble du lac. Sur la carotte Lo-16-2, ont été observés des niveaux à 9,5, 31,5, 42 et 51 cm qui se différencient de la sédimentation du lac, par de fortes teneurs en susceptibilité magnétique et des teneurs élevées en éléments majeurs (Si, K, Ca), éléments mineurs (Ti, Fe et Mn) et en éléments traces (Rb, Sr et Zn), typiques de niveaux terrigènes. Ces évènements sédimentaires (ou RDL) 1, 2, 3 et 4 ont été datés avec le modèle CLAM. Ils ont des âges respectifs de 1711±26 ; 1004±90 ; 811±53 et 646±56 Cal AD. Grâce au calage sismique-carotte effectué sur EDIFISEGY, les deux réflecteurs sur la ligne sismique ont pu être corrélés aux RDLs 2 et 3 de 31,5 cm et 42 cm sur la carotte LO-16-2 *(figure 12 B et D*). En comparant les âges de la sismicité historique avec les âges des RDLs et en tenant compte des incertitudes, une corrélation pourrait être faite entre le RDL 1 à 9,5cm et le fort séisme d'intensité MSK VIII, qui s'est produit le 24 Mai 1750 dans la région de Bigorre, et qui a causé de nombreux dégâts sur un rayon de 300km. On pourrait supposer que le séisme ne se situe pas dans la marge d'incertitude de la date de dépôt du RDL1 à cause d'une remobilisation post-dépôt. Le fort impact de ce séisme dans le réseau karstique aurait remobilisé une quantité de sédiment déjà mis en place et redéposé ces sédiments clairs et terrigène dans le fond du lac par les sources subaquatiques. Ce phénomène a déjà été illustré par *Chapron., (1999).* Il serait difficile de corréler le RDL1 au séisme de 1660 vu l'écart d'âge entre ces deux évènements. Le RDL 2 à 31,5 cm, daté à 1004±90 Cal AD, est contemporain du deuxième glissement, situé à 45cm et daté à 975±63 sur la carotte d'Orédon. Ces deux mouvements de masse pourraient résulter d'un séisme régional non documenté. Quant au RDL 3 de 42 cm, daté à 811±53 Cal AD, il ne correspond à aucun séisme répertorié. Par contre, le RDL 4 de 51 cm et daté à 646±56 Cal AD correspondrait à un séisme de 580 d'intensité inconnue, qui se serait produit dans la vallée du Lavedan, dans les Pyrénées centrales (Carte SISFRANCE). Les RDLs 1 et 2 pourraient être assimilés à des glissements, provoqués par ces séismes contemporains, mais la présence de pentes rocheuses, de reliefs plats sur les bordures et les moraines environnantes ne sont pas des conditions propices aux glissements. Par contre, la visualisation des images sonar a permis de caractériser des dépressions sur le fond du lac. Ces RDLs pourraient correspondre donc aux horizons observés sur le profil sismique et résulter d'échappement

de fluides, chargés en sédiments d'origine karstique. Ce phénomène a déjà été documenté dans les lacs alpins par *Chapron., (1999).*

C. Les lacs de Mouriscot et Fourcat

1. Le lac de Mouriscot

Sur la carotte Mo-15-B, le premier faciès laminé correspondrait à un milieu anoxique qui serait dû à l'eutrophisation du lac. Les datations radionucléides sont en cours et permettront d'apporter plus de précision par la suite. L'unité 2 de la carotte MO-15-B qui se retrouve également sur la carotte MO-15-D contient des macrorestes. Les âges obtenus par datation montrent une inversion qui s'expliquerait par un faciès qui proviendrait de la remobilisation des Berges. D'après les données Rock-Eval, les sédiments de Mouriscot sont d'origine alguaire (HI>300), ce qui confirme le type de sédimentation authigène de ce lac. Hormis la variabilité observée sur les 20 premiers cm, les sédiments sont assez homogènes en composition, ce qui explique le faciès sismique de type « drapé lacustre » *(Annexe 21-22).*

2. Le lac de Fourcat

Le premier faciès clair au top de la carotte est d'origine minérale. Le changement de sédimentation est attribuable à la construction du barrage en 1939. Les datations radionucléides viendront confirmer l'âge de ce changement de sédimentation. D'après les données Rock-Eval, les sédiments d'origine terrigène seraient peut être dus à l'érosion des sols ou Tourbes du bassin versant. La variation de la sédimentation plus organique et homogène, à une sédimentation plus terrigène et moins organique, serait due à l'impact du marnage du barrage.

D. Lac authigène, lac terrigène et impact des séismes

Le lac de Lourdes est de type authigène comme celui de Mouriscot. Ce sont des lacs de Piedmont qui possèdent des petits bassins versants. Le lac de Lourdes se déverse dans le fleuve du Gave de Pau, grâce à son exutoire localisé au Sud-Ouest, et le lac de Mouriscot possède un exutoire à l'Ouest. Le lac de Lourdes se différencie de celui de Mouriscot par sa sédimentation organique, de type Gyttja, dont la dégradation génère des bulles de gaz. La présence de bulles de gaz absorbe les ondes acoustiques et ne permet l'observation que des premiers 70cm des sédiments. A l'opposé, le lac de Mouriscot représente un bel exemple de lac authigène, qui n'a pas de remontées de gaz, ce qui permet d'observer la présence de réflecteurs continus et sa morphologie en drapé lacustre, sur plus de 5m d'épaisseur *(Annexe 21-22).* L'étude des carottes de Mouriscot (MO-15-B et MO-15-D) et de Lourdes (LO-16-1et Lo-16-2) n'ont révélé aucun glissement pouvant être relié à un séisme historique. Par contre, on retrouve dans le lac de Lourdes, des niveaux terrigènes reliés à des probables sources subaquatiques, libérées suite à un séisme. En tout état de fait, les lacs de type authigène pyrénéen ne semblent pas appropriés au développement de remaniements gravitaires, provoqués par des séismes.

Les Lacs d'Orédon et Fourcat sont, tous deux, des lacs glaciaires d'altitude de type terrigène mais de morphologie différente. Leur sédimentation terrigène est contrôlée par les apports du bassin versant. En comparaison du lac d'Orédon, le lac de Fourcat est plus stable parce qu'il est éloigné des zones épicentrales des forts séismes qui se sont produit en Pyrénées centrales. L'absence de glissements dans ce lac peut refléter, soit un marnage peu important et faible du plan d'eau dû au barrage, soit l'absence de séismes. Sa sédimentation est en forme de biseau caractéristique d'une sédimentation moins importante et qui s'affine lorsqu'on s'éloigne du tributaire. Contrairement à Fourcat, la morphologie des dépôts dans le lac d'Orédon est de type sigmoïde, avec la présence d'un delta. Cette morphologie

est caractéristique d'un apport détritique plus important. Un glissement au front du delta a pu être corrélé au séisme de 1660. Le marnage de 17m serait la cause des glissements récents observés au large de l'embouchure du tributaire 2. Pour valider cette hypothèse, il faudrait effectuer des datations radionucléides et radiocarbones, sur ces glissements prélevés, dans une carotte plus longue. Les lacs détritiques paraissent donc être des zones d'étude adéquates pour caractériser l'impact d'un séisme à partir de la sédimentation lacustre.

Au regard de l'étude et de la comparaison effectuées entre les lacs de Piedmont (Lourdes et Mouriscot) et les lacs d'altitude (Orédon et Fourcat), il ressort que les lacs de type terrigène sont plus propices à des enregistrements sédimentaires de l'impact des séismes. Ceci peut être affirmé en raison du développement de fortes pentes sédimentaires, due à un apport détritique important des bassins versants, et à cause de la remobilisation des sédiments hétérogènes, lors du passage des ondes sismiques générées par un tremblement de terre.

Les paramètres importants sont tout d'abord la proximité à l'épicentre. Plus le lac est proche de l'épicentre, plus ce séisme aura un impact important sur la sédimentation. Le deuxième facteur important est le type de comblement. Les lacs authigènes ont une sédimentation contrôlée par la tranche d'eau, avec une morphologie en « drapé lacustre ». Cette sédimentation de type homogène, généralement organique, sera peu influencée lors d'un séisme. Par contre, les lacs de type terrigène, dont la sédimentation est essentiellement contrôlée par les apports du bassin versant, sont de type hétérogène et de nature minérale. Cette hétérogénéité associée à la gravité favorisera des mouvements de masse dus à l'impact d'un séisme. La présence de pente ainsi que leur nature jouent donc un rôle non négligeable dans l'enregistrement sédimentaire d'un séisme.

Conclusion

Au terme de cette étude, il en ressort que les lacs terrigènes, tels que celui d'Orédon, sont des zones d'étude adéquates pour la détermination des séismes. A Orédon, deux glissements ont été observés au front du principal delta du lac. Le premier a été induit par le séisme historique de 1660 Cal AD et le second glissement serait le résultat d'un séisme, autour de l'an 1000 cal AD, non documenté dans les archives textuelles. D'autres glissements anciens sont identifiés au large du delta. Il semble ainsi qu'un important glissement, à 4000 Cal BP, pourrait résulter d'un séisme non documenté. Enfin, l'un des quatre glissements plus anciens pourrait dater le paléoseisme majeur de magnitude 6,5 à 7 identifié à Lourdes, entre 6221 et 4918 Cal BP, et illustrer l'impact de séismes préhistoriques non documentés jusque-là.

A Lourdes, quatre niveaux terrigènes sont intercalés dans la Gytjja organique de ce lac. Au vu de la marge d'incertitude de la date de dépôt du RDL1, il ne peut-être corrélé à aucun des séismes de 1660 et 1750. Mais en prenant en compte la remobilisation de sédiments due au fort impact du séisme, il est probable que ce RDL1 ait été provoqué par le séisme de 1750 Cal AD. Le second serait également contemporain du second glissement identifié à Orédon. Le troisième glissement daté respectivement à 811 ±53 Cal AD n'est corrélable à aucun séisme répertorié. Le dernier glissement daté de l'an 646±56 Cal AD est corrélable au plus vieux séisme répertorié dans les Pyrénées centrales et mal documenté qui s'est produit en 580 Cal AD (Données SISFRANCE). Ces horizons assimilés à des glissements semblent être liés à la présence de sources subaquatiques et pourraient résulter de phénomènes d'échappement de fluides, chargés en particules terrigènes, provenant du réseau karstique suite à un séisme.

Pour préciser la paléosismicité des Pyrénées centrales et les hypothèses de travail, il serait nécessaire de réaliser un grand carottage, dans le lac de d'Orédon, pour dater les glissements anciens observés. Il serait aussi judicieux d'appliquer cette étude similaire dans les lacs voisins du massif du Néouvielle afin de confirmer l'âge et l'impact régional des paléoseismes dans les lacs des Pyrénées centrales.

Remerciements

Au terme de ce travail, je tiens à remercier chaleureusement toutes les personnes qui ont contribué à sa réalisation.

Au cours de mon stage, j'ai été encadré par Emmanuel Chapron. Sa spécialisation, sa pédagogie, son professionnalisme et sa perspicacité m'ont permis de mener à bien cette étude pluridisciplinaire. Ces conseils ont su m'orienter lors de mes recherches. Il a représenté un véritable mentor et m'a prodigué de sages conseils pour la suite de ma carrière scientifique. Je n'aurai pas pu trouver meilleur encadreur pour mon stage de master 2 je lui en serai éternellement reconnaissant.

Tiberiu GROPARU m'a aidé à observer les carottes sous un nouvel œil avec la susceptibilité magnétique et la spectrocolorimétrie. Je tiens à le remercier pour ces nouvelles méthodes acquises.

Thierry Courp et Bertil Hebert m'ont permis de faire de la plongée dans les fonds lacustres sans avoir eu besoin de me mouiller grâce au sonar à balayage latéral pendant la campagne de Lourdes. Ils m'ont accueilli au sein de leur laboratoire « 5 étoiles » pour le traitement des données à Perpignan. Je tiens à les remercier pour leurs conseils et leurs aides durant ce travail.

Merci à Hugues Barcet qui m'a permis de comprendre les caprices des logiciels SIG et de l'ordinateur. Il a fait naître en moi la flamme de l'informatique et de la géomatique à travers la compréhension des logiciels SIG. Je lui en suis gracieusement reconnaissant.

Je tiens à remercier également Léo Chassiot et Anaëlle Simonneau pour leurs aides précieuses dans le traitement et la compréhension de mes tonnes de données.

Merci à Gaël Le Roux et au projet PEAT3 qui m'ont fourni des informations sur les lacs de Mouriscot et de Fourcat.

Merci à Marta Garcia et Kazuyo Tachikawa du CEREGE pour le XRF et les RX, à Pieter et Marc du laboratoire LEGOS pour les radionucléides ainsi qu'à tous mes collègues stagiaires et doctorants du laboratoire GEODE de Toulouse

Bibliographie

Alasset, J-P., Meghraoui, M., 2005. Active faulting in the western Pyrénées (France): Paleoseismic evidence for late Holocene ruptures. Tectonophysics 409, 39-54.

Ariès, S., 2001. Mise en évidence de contaminations métalliques historiques à partir de l'étude d'enregistrements sédimentaires de lacs de haute montagne. Laboratoire géochimie de surface, Université de Toulouse III.243p.

Ariztegui, D., Chondrogianni, C., Lami, A., Guillizzoni, P., Lafargue, E., 2001. Lacustrine organic matter and the Holocene paleoenvironmental record of Lake Albano (Central Italy). Journal of Paleolimnology, 26: 283-292.

Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M., Tribovillard, 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., Serralongue, J., Winiarski, T., Desmet, M., Paterne, M., 2006. Pollutions au plomb dans la Savoie antique (II-IIIe s. après J.C en relation avec une installation métallurgique de la cité de Vienne. Comptes Rendus Géosciences. Volume 338, Issue 4, Pages 244-252.

Andrieu, V., Hubschman, J., Jalut, G., Herail, G., 1988. Chronologie de la déglaciation des Pyrénées francaises, dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs : application à l'interpretation du retrait glaciaire. Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quartenaire, Volume 2, numéro 2,pp. 55-67.

Beck, C., Rochette. P., Tardy. M., 1992. Interprétation en termes de paléosismicité de niveaux déstructurés intercalés dans les rythmites lacustres quaternaires des Alpes Nord-Occidentales. C.R. Acad. Sci. Paris, t.315,s.II, p.1525-1532.

Beck, C., Manalt, F., Chapron, E., Rensbergen,P.V., De Batist, M., 1996. Enhanced seismicity in the early postglacial period: evidence from the post-Würm sediments of Lake Annecy, Northern Alps. Journal of geodynamics,volume 22, issues 1-2, p155-171.

Behar, F., Beaumont, V., De B. Penteado, H.L., 2001. Rock-Eval 6 Technology: performances and Developments. Oil& gas Sciences and technology, 56,2:111-134.

Bernardie, S., Delpont, G., Dominique, P., Le Roy, S., Negulescu, C., Roullé, A., 2006. Microzonage sismique de Lourdes, BRGM/RP-53846-FR, 237p

Blaaw., 2010. Methods and codes for classical age-modeling of radiocarbon sequences. Quaternary Geochronology 5: 512-518.

Blott, J.S., Pye, K., 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth Surface Processes and Landforms 26, 1237-1248.

Brown, T.A., Nelson, D.E., Mathewes, R.W., Vogel, J.S., Southon, J.R., 1989. Radiocarbon dating of pollen by accelerator mass spectrometry. Quarternary Research, 32, 3 : 407-418.

Capblancq, J., Laville, H., 1968. Etude morphométrique et physico-chimique de neuf lacs du massif de Néouvielle (Hautes Pyrénées). Annales de Limnologie, 4, 275-324.

Carrie, J., Sanei, H., Stern, G., 2012. Standardisation of Rock-Eval pyrolysis for the analysis of recent sediments and soils. Organic Geochemistry, 46: 38-53.

Chapron, E., 1999. Contrôles climatiques et sismo-tectoniques de la sédimentation lacustre dans l'avant-pays alpin (Lac du Bourget) Durant le quaternaire récent. Geologie Apline. Université de Grenoble. 263p

Chapron,E., van Rensbergen, P., de Batist, M., Beck, C., Henriet, J.P., 2004. Fluid-escape features as a precursor of a large sublacustrine sediment slide in Lake le Bourget, NW Alps, France. Terra Nova, 16,5: 305-311.

Chapron, E., Albéric, P., Jézéquel D., Versteeg, W., Bourdier, J-L., Sitbon, J., 2010. Multidisciplinary characterization of sedimentary processes in a recent maar lake (Lake Pavin, French Massif Central) and implication for natural hazards. Natural Hazards and Earth System Sciences 10:1-13.

Chapron, E., Simonneau, A., Ledoux, G., Arnaud, F., Lajeunesse, P., Alberie, P., 2016. French Alpine Foreland Holocene Paleoseismicity Revealed by Coeval Mass Wasting Deposits in Glacial Lakes. Springer International Publishing Switzerland 2016. G. Lamarche et al. (eds.), Submarine Mass Movements and their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research 41,DOI 10.1007/978-3-319-20979-1_34.

Chassiot, L., 2015. Forçages naturels et anthropiques sur la sédimentation en domaine lacustre, applications aux archives naturelles et artificielles d'Auvergne et du bassin versant de la Loire. Thèse de doctorat, université d'Orléans. 459p.

Croudace, I.W., Rindby, A., Rothwell, R.G., 2006. Description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. In: New Techniques in sediment core Analysis. Geol. Soc. Spec. Publ., Rothwell, R.G., (Eds.), London, pp. 51-63.

Czernik, J., Goslar, T., 2001. Preparation of graphite targets in the Gliwice radiocarbon laboratory for AMS ^{14}C dating. Radiocarbon, 43, 2A:283-291.

Das, B., Vinebrooke, R.D., Sanchez-Azofeifa, A., Rivard, B., Wolfe, A.P., 2005. Inferring sedimentary chlorophyll concentrations with reflectance spectroscopy: a novel approach to reconstructing historical changes in the trophic status of mountain lakes. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences 62 (5), 1067–1078. doi:10.1139/F05-016.

Deaton, B.C., Balsam, W.L., 1991. Visible spectroscopy a rapid method for determining hématite and goethite concentration in geological materials. Journalof Sedimentary Geology 61 (4), 628–632.

Dearing, J.A., 1999. Magnetic susceptibility. In: Walden, J., Oldfield, F., Smith, J.P., (Eds.)., Environmental Magnetism: a Practical Guide. Quaternary Research Association London, pp. 35-62 (QRA Technical Guide No.6)

Debret, M., Chapron, E., Desmet, M., Rolland-Revel, M., Magand, O., Trentesaux, A., Bout-Roumazeille, V., Nomade, J., 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. doi:10.1016/j.quascirev.2010.05.016.

Debret, M., Sebag, D., Desmet, M., Balsam, W., Copard, Y., Mourier, B., Susperrihui, A-.S., Arnaud, F., Bentaleb, I., Chapron, E., Lallier-Vergès, E., Winiarski, T., 2011. Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: The new "Q7/4 diagram". Earth-Science Reviews 109, 1-19.

Di Giovanni, C., Disnar, J.R., Campy, M., Bichet, V., Guillet, B., 1998. Geochemical characterization of soil organic matter and variability of a post glacial detrital organic supply (Chaillexon lake, France). Earth Sciences Processes and Landforms, 23: 1057-1069.

Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Premiere partie. Oil and Gas science and technology, 40 : 563-579.

Grimm, E.C., Maher, LJ., Nelson, D.M., 2009. The magnitude of error in conventional bulk sediment radiocarbon dates from central North America. Quaternary Research, 72, 2: 301-308.

Hempton, M.R., Dewey, J.F., 1983. Earthquakes-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southwest Turkey. Tectonophysics, 98:7-14.

Jalut, G., Monserrat Marti, J., Fontugne, M., Delibrias, G., Vilaplana, J.M., Julial, R., 1992. Glacial to interglacial vegetation changes in the northerm and southern pyrrénées : deglaciation, vegetation cover and chronology. Quaternary Sciences Reviews, Vol11, pp. 449-480.

Lafargue, E;, Marquis, F., Pillot, D. (1998). Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. Revue de l'Institut Français du Pétrole, 53, 4.

Lamouroux C., 1987. Les mylonites des Pyrénées : classification, mode de formation. Thèse de l'université P.Sabatier de Toulouse (dans Ariès., 2001).

Larrasoana, J.C., Ortuno, M., Birks, H.H., Valero-Garcès, B., Parès, M.J., Copons, R., Camarero, L., Bordonau, J., 2009. Palaeoenvironmental and palaeoseismic implications of a 3700-year sedimentary record from proglacial Lake Barrancs (Maladeta Massif, Central Pyrenees, Spain). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 294 (2010) 83-93.

Lauterbach, S., Chapron, E., Brauer, A., Hüls, M., Gilli, A., Arnaud, F., Piccin, A., Nomade, J., Desmet, M., Grafenstein, VU., Participants, D., 2012. A sedimentary record of Holocene surface runoff events and earthquake activity from Lake Iseo (Southern Alps, Italy), The Holocene 1-12.

Lavandier P., 1974. Ecologie d'un torrent pyrénéen de haute montagne : I caractéristiuqes physiques. Annales de Limnologie, 10, 173-219 (dans Ariès., 2001)

Leroux, A., Bichet, V., Walter-Simmonet, A.V., Magny, M., Adatte, T., Gauthier, E. Richard, H., Baltzer, A., 2008. Late-Glacial Holocene sequence of Lake Saint-Point (Jura Mountains, France): detrital inputs as records of climate change and anthropic impact. Compte-rendus Geosciences, 340: 883-892.

Löwemark, L., Chen, H.-F., Yang, T.-N., Kylander, M., Yu, E.-F., Hsu, Y.-W., Lee, T.-Q., Song, S.-R., Jarvis, S., 2011. Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. Journal of Asian Earth Sciences Volume 40, Issue 6, Pages 1250-1256.

Pourriot, R., Meybeck, M., 1995. Limnologie générale. Masson Collection d'Ecologie, **1995.**

Rein, B., Sirocko, F., 2002. In-situ reflectance spectroscopy: analysing techniques for high-resolution pigment logging in sediment cores. International Journal of Earth Science 91, 950–954.

Rein, B., Lückge, A., Sirocko, F., 2004. A major Holocene ENSO anomaly during the Medieval period. Geophysical Research Letter, 31: L17211.

Rein, B., 2007. How do the 1982/83 and 1997/98 El Ninos rank in a geological record from Peru?. Quarternary International, 161: 56-66

Rius, D., Vannière, B., Galop, D., Richard, H., 2011. Holocene fire regime changes from multiples-site sedimentary charcoal analyses in the Lourdes basin (Pyrenees, France). Quarternary Sciences Reviews 30 (2011) 1696-1709.

Rochette, P., Montjuvent, G., Beck, C., 1991. Semiperiodic catastrophically disturbed layers in Pleistocene varved clays from Grésivaudan (S.E. France): inferences on today seismic hazard. E.U.G VI, Terra Abstracts, 3:178.

Simmoneau , A., 2012. Empreintes climatiques et anthropiques sur le detritisme holocène : Etude multiparamètres et intégrée de systèmes lacustres d'Europe Occidentale. Thèse de Doctorat, Université d'Orléans.511p.

Simonneau, A., Chapron, E., Vannière, B., Wirth, S.B., Gilli, A., Di Giovanni, C., Ansemetti, F.S., Desmet, M., Magny, M., 2013. Mass-movements and flood-induced deposits in Lake Ledro southern Alps, Italy : implications fir Holocene palaehydrology and natural hazards. Clim. Past, 9, 1-16.

Simonneau, A., Chapron, E., Garcon, M., Winiarski, T., Graz, Y., Chauvel, C., Debret, M., Motelica-Heino, M., Desmet, M., Di Giovanni, C., 2014. Tracking Holocène glacial and high-altitude alpine environments fluctuations from minerogenic and organic markers in proglacial lake sediments (Lake Blanc Huez, Western French Alps). Uaternary Science Reviews 89, 27-43.

Sims, J.D., 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. Tectonophysics, 29: 141-152.

Souriau, A., Sylvander, M., 2004. Les séismes dans les Pyrénées. Editions Loubatières. 166p

Stuiver M. Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., Mc Cormac G., Van Der Plicht J., Spurk M., 1998, INTCAL 98 Radiocarbon age calibration.Radiocarbon, 40, 1041-1083.

Taillefert, F., 1961. Recherches récentes sur le relief glaciaire de la vallée de l'ariège. Fed. Soc. Acad. Sav. Langedoc, Pyrénées, Gascogne, XVIième congrès de Foix. (dans Uzabiaga, 1978).

Talma A.S., Vogel J.C., 1993. A simplified approach to calibrating C14 ages. Radiocarbon, 35, 317-322.

Trachsel, M., Kamenik, C., Grosjean, M., McCarroll, D., Moberg, A., Brazdil, R., Büntgen, U ., Dobrovolny, P., Esper, J., Frank, D.C., Friedrich, M., Glaser, R., Larocque-Tobler, I., Nicolussi, K., Riemann, D., 2012. Multiarchive summer temperature reconstruction for the European Alps, AD 1053-1996. Quarternary Science Reviews, 46 : 66-79.

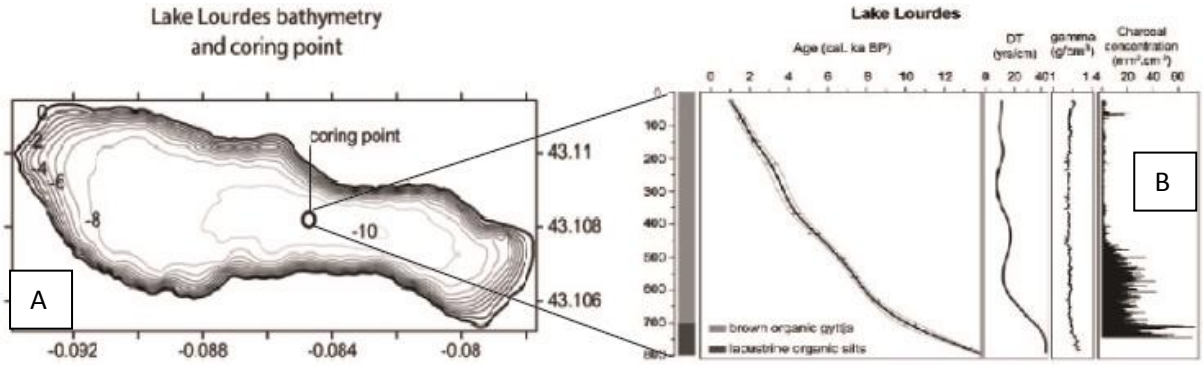
Uzabiaga G., 1978, Morphometrie, Physico-chimie et phytoplancton de trois lacs de barrage d'altitude des Pyrénées. Thèse de l'université P. Sabatier de Toulouse. 430p

Van Beek, P., 2012. Tracage des échanges cote-large, de la circulation et du mélange dans l'ocean par les isotopes du radium. Thèse d'Habilitation à Diriger les Recherches, Observatoire Midi Pyrénées, Universite Paul Sabatier, Toulouse III. 153p

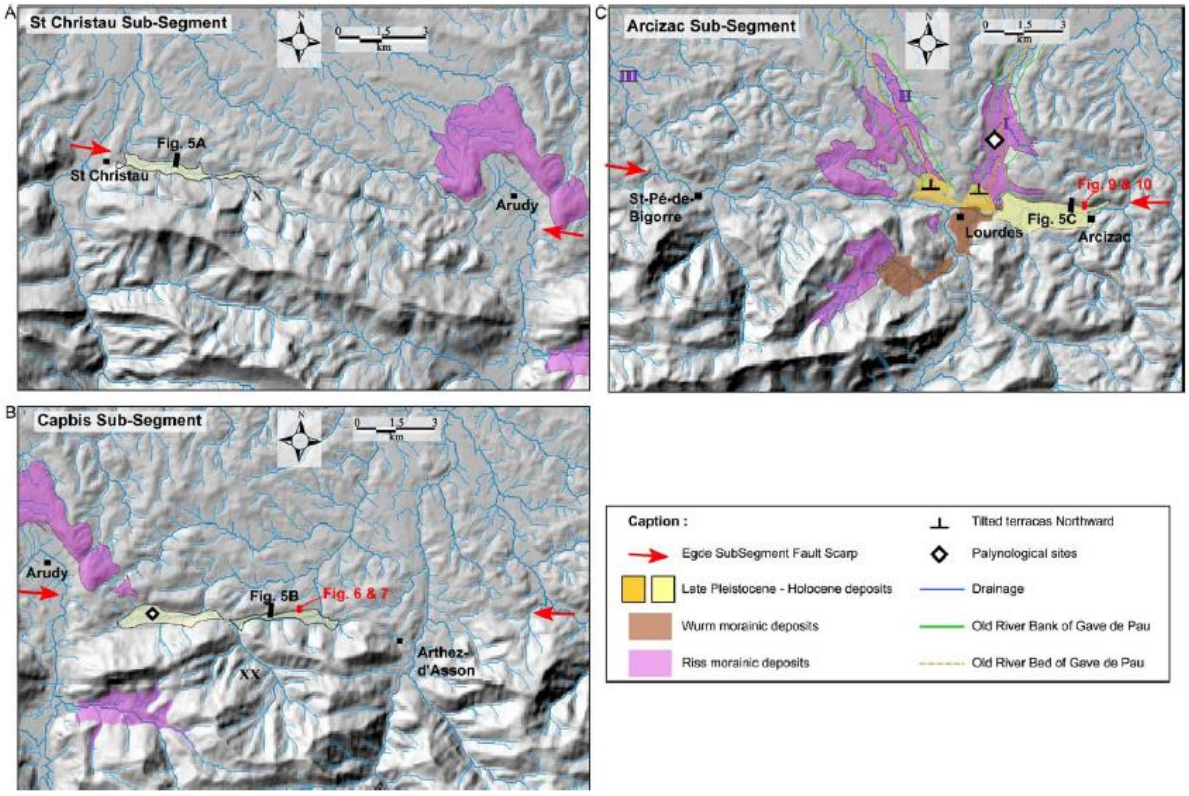
Von Gunten, L., Grosjean, M., Rein, B., Urrutia, R., Appleby, P., 2009. A quantitative highresolution summer temperature reconstruction based on sedimentary pigments from Laguna Aculeo, central Chile, back to AD 850. The Holocene 19 (6), 873–881.

Wolfe, A.P., Vinebrooke, R.D.,Michelutti, N., Rivard, B., Das, B., 2006. Experimental calibration of lake-sediment spectral reflectance to chlorophyll a concentrations: methodology and paleolimnological validation. Journal of Paleolimnology 36 (1), 91–100. doi:10.1007/s10933-006-0006-6.

Annexes

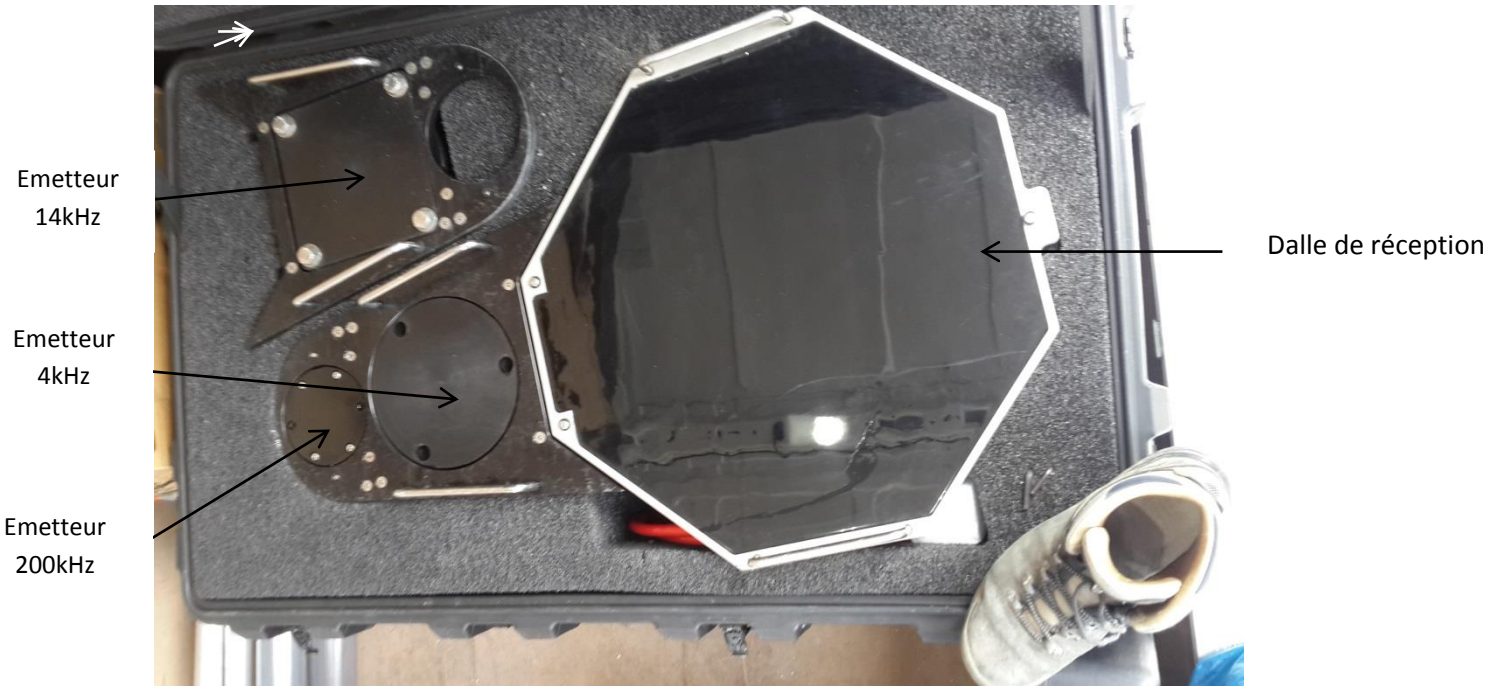


Annexe 1: A) carte bathymétrique du lac de Lourdes et localisation de la carotte sédimentaire de 8m; B) Etude du remplissage sédimentaire, de la densité et établissement d'un modèle d'âge profondeur sur la carotte *(Rius et al., 2011*).



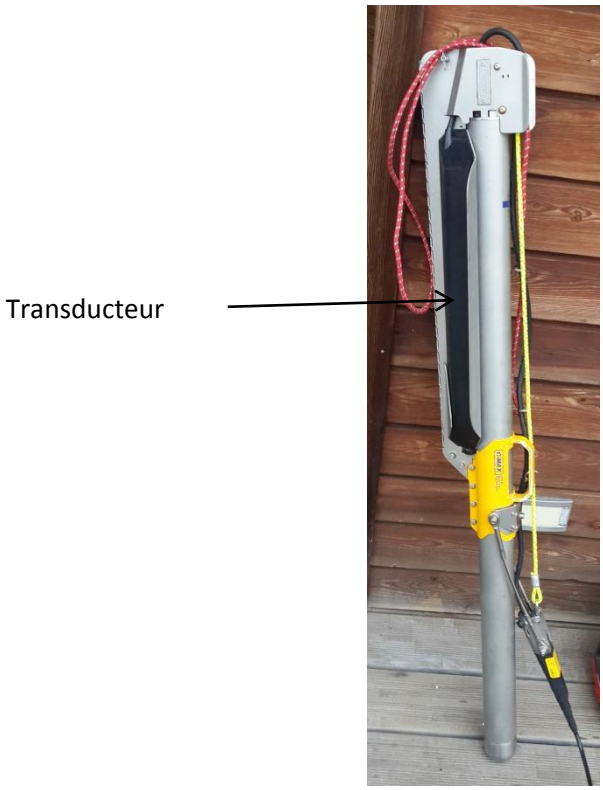
Annexe 2: Localisation des trois segments de la faille de Lourdes (Alasset et Meghraoui., 2005). Les flèches rouges répresentent le tracé de la faille.

Annexe 3: Matériels utilisés pour l'acquisition sismique.



Annexe 4 : Les différentes fréquences d'acquisition sismique utilisée avec l'appareil KNUDSEN

Annexe 5 : A) Plan de navigation observé sur le GPS de marque Garmin ; B) Ordinateur portable relié à l'appareil KNUSSEN qui permet l'observation en temps réel de l'acquisition sismique



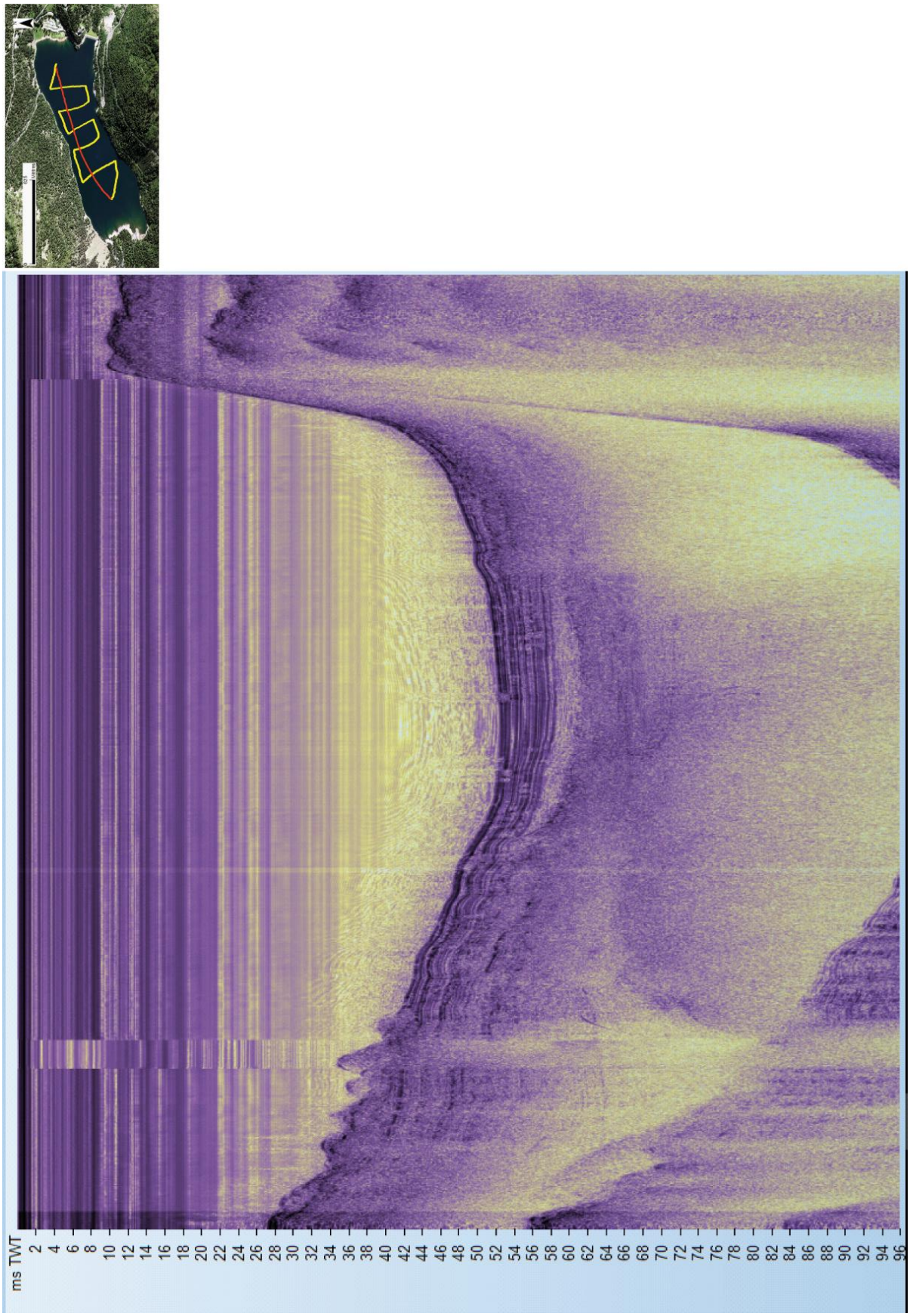
Annexe 6 : Sonar à balayage latéral CM2 modèle EDF avec une fréquence de 325kHz/780kHz

Annexe 7 : Carotte de Mouriscot Mo-15-B en conditionnement (A); après dépouillement en laboratoire (B).

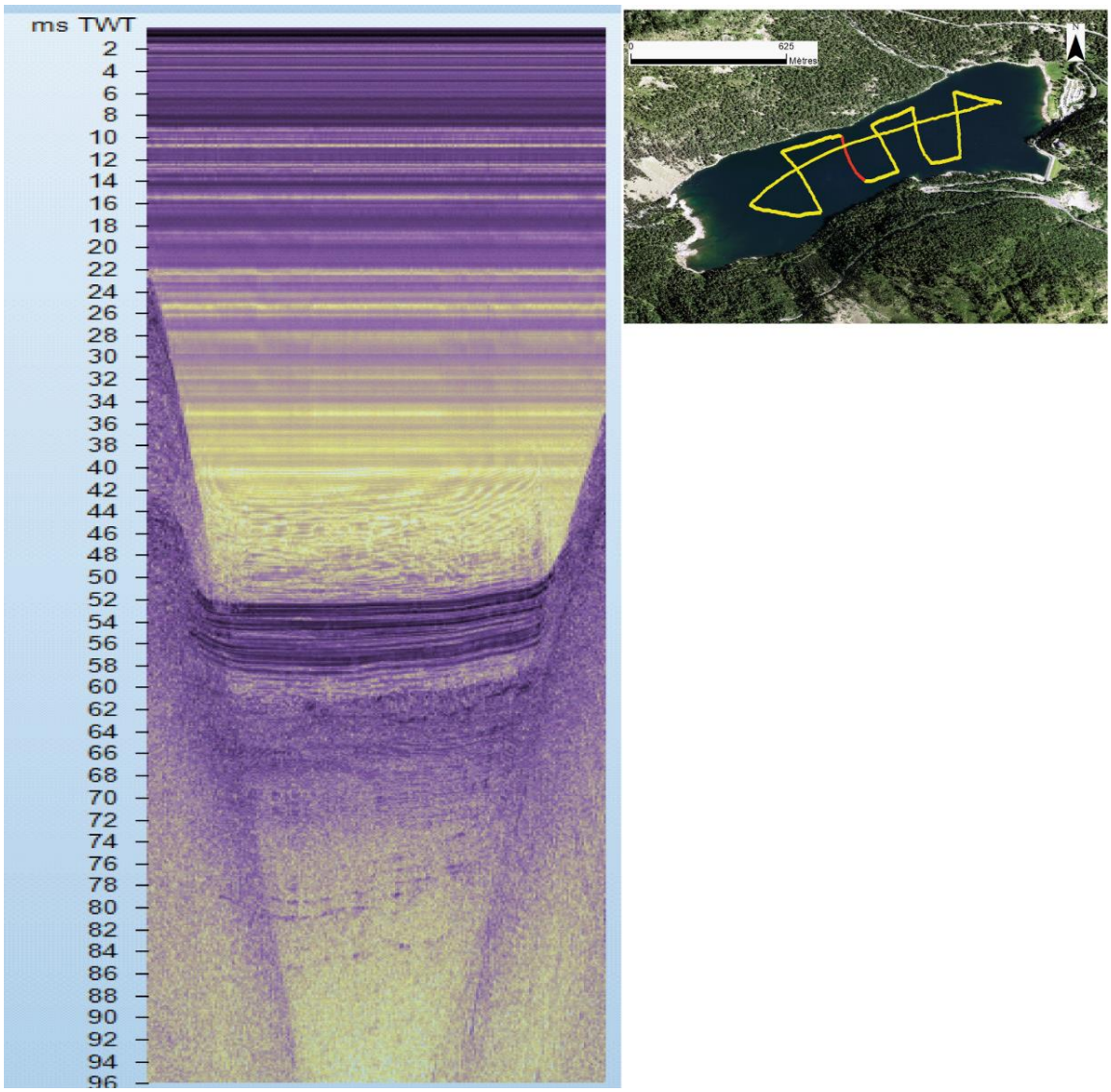
Annexe 8 : capteur BARTINGTON™ MS2E Point Sensor pour la mesure de susceptibilités magnétique

Annexe 9 : spectrocoloromètre portable KONICA™ MINOLTA CM-700d pour la mesure de spectrocolorimétrie

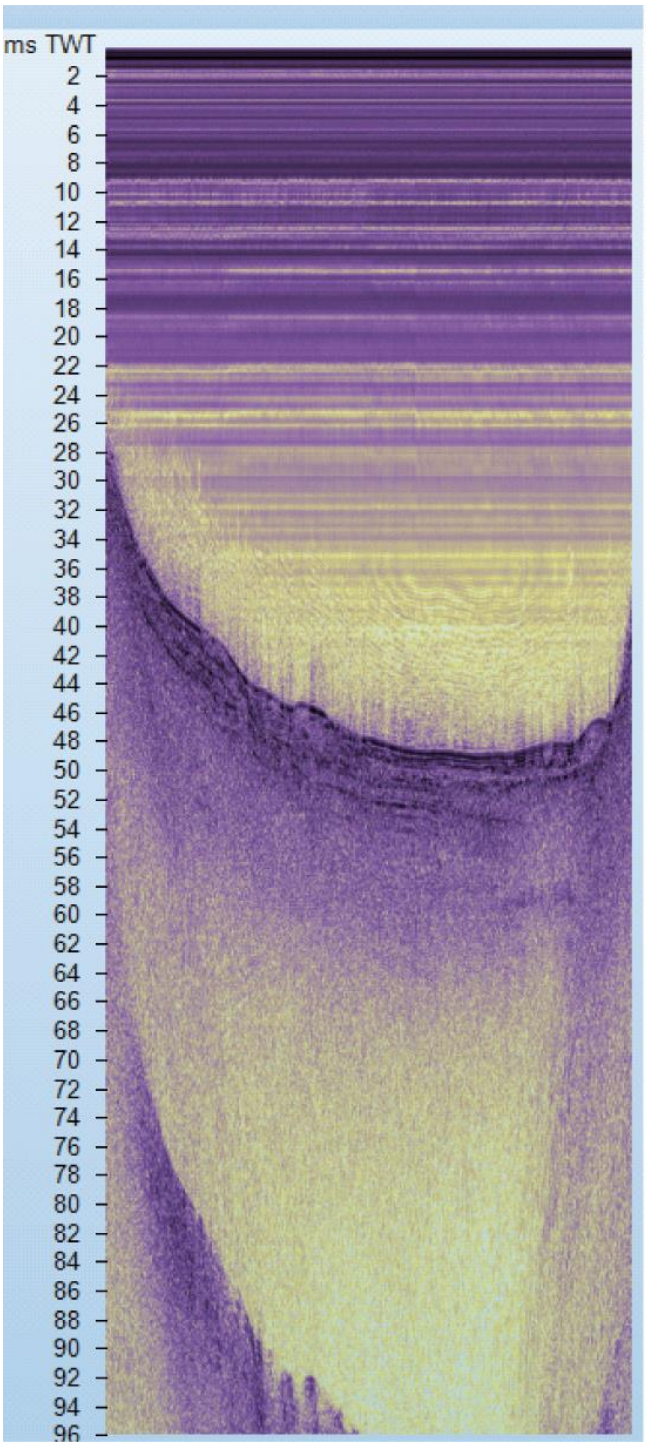
Annexe 10 : Le granulomètre Laser HORIBA PARTICA LA-950V2

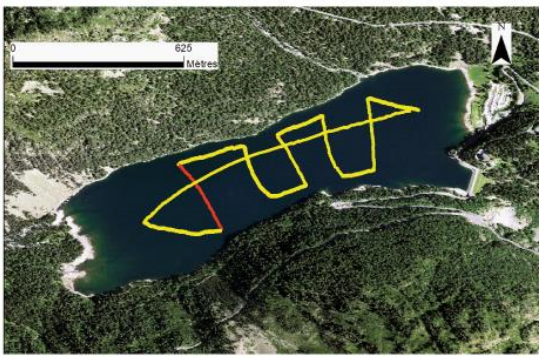


Annexe 11 : profil central 1 (4kHz) de la grille sismique du lac d'Oredon

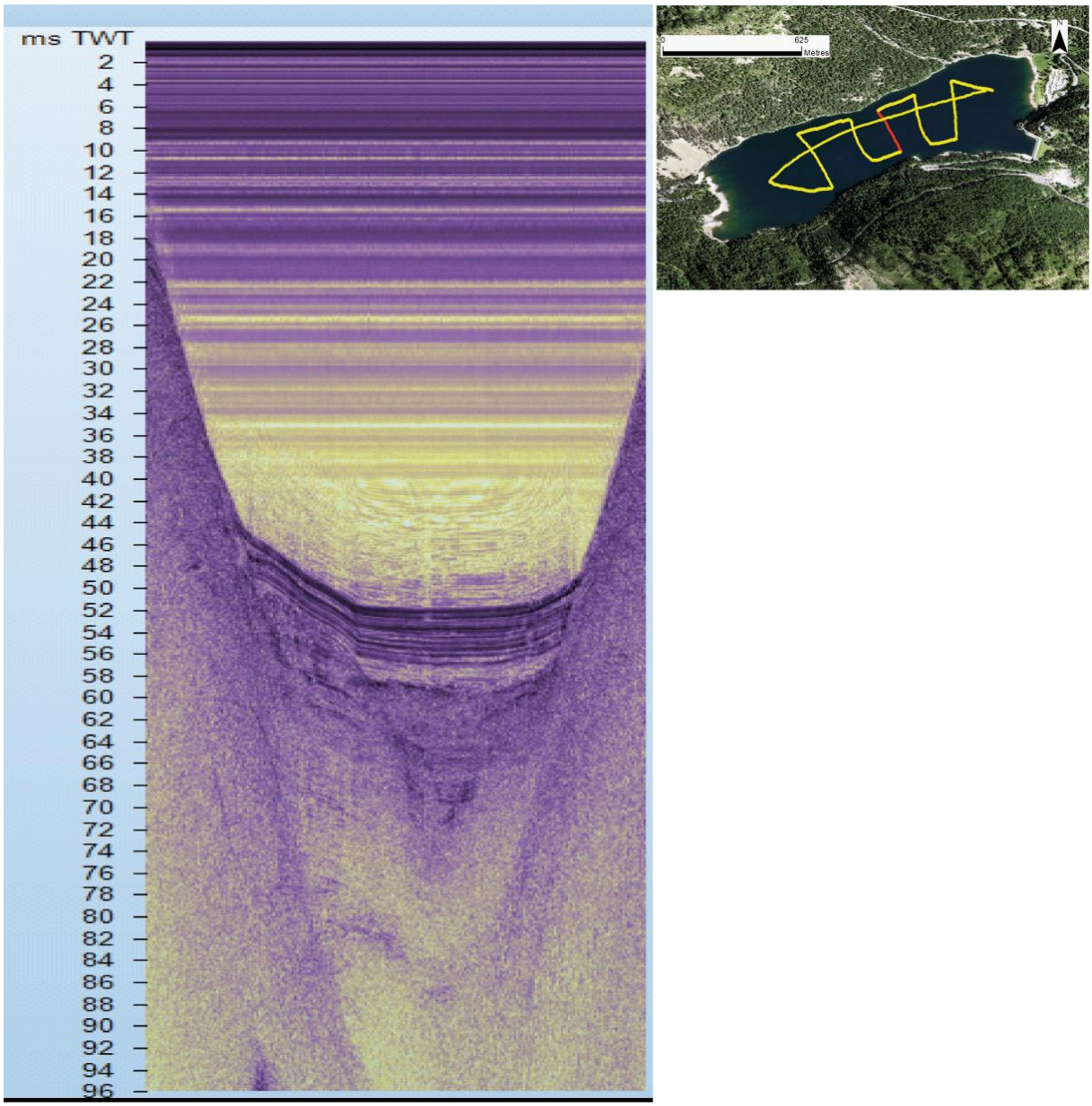


Annexe 12 : profil 2 (4kHz) de la grille sismique du lac d'Orédon.

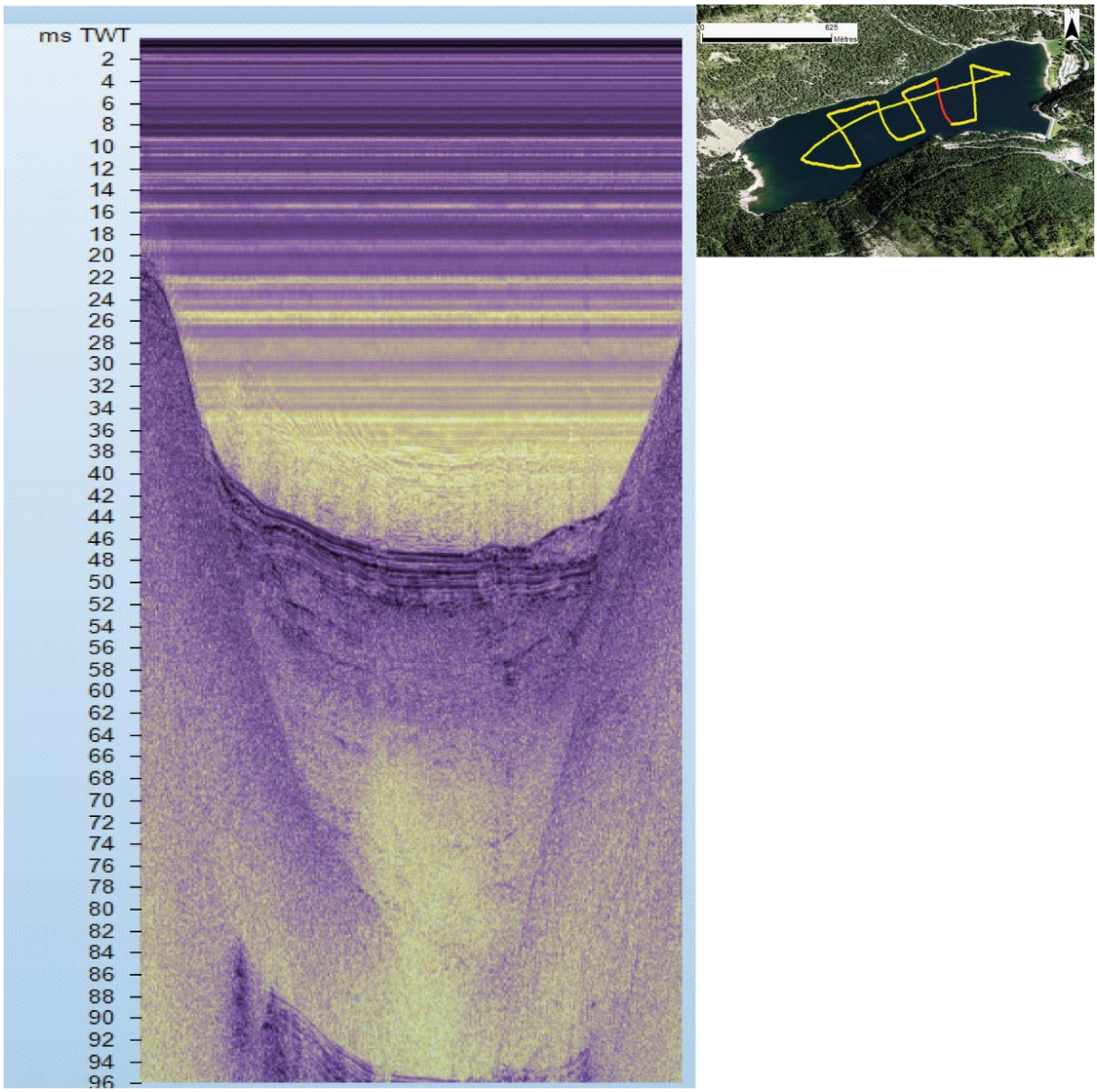




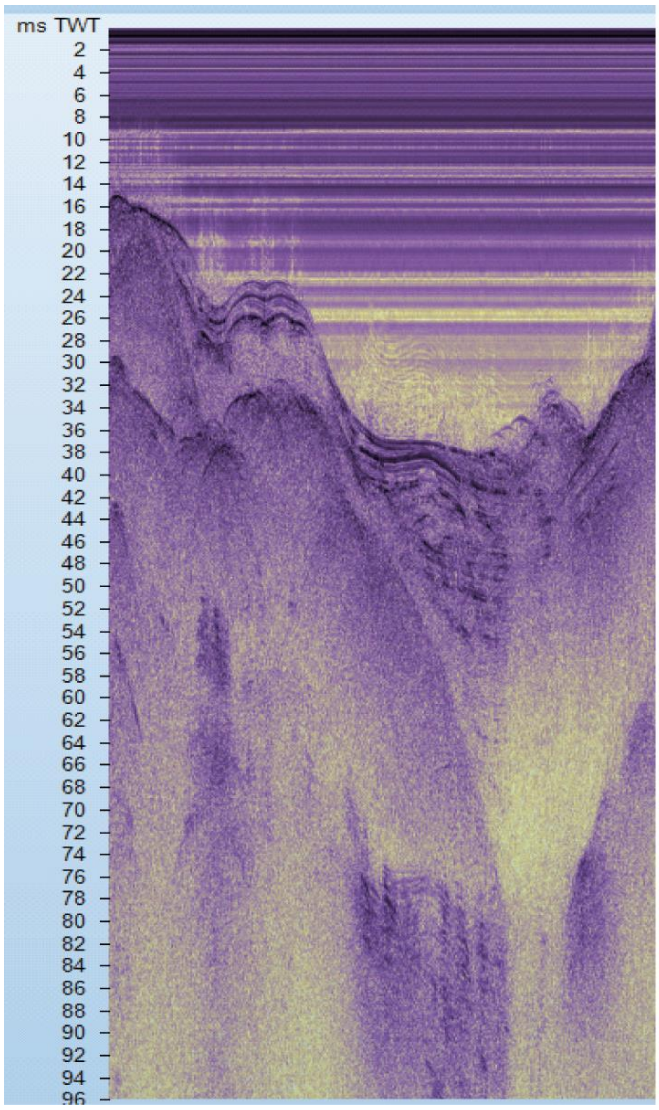
Annexe 13 : profil 3 (4kHz) de la grille sismique du lac d'Orédon

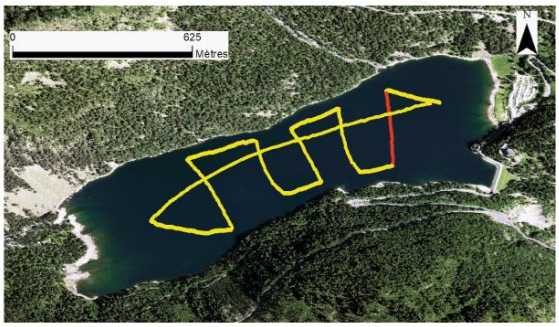


Annexe 14 : Profil 4 (4kHz) de la grille sismique du lac d'Orédon

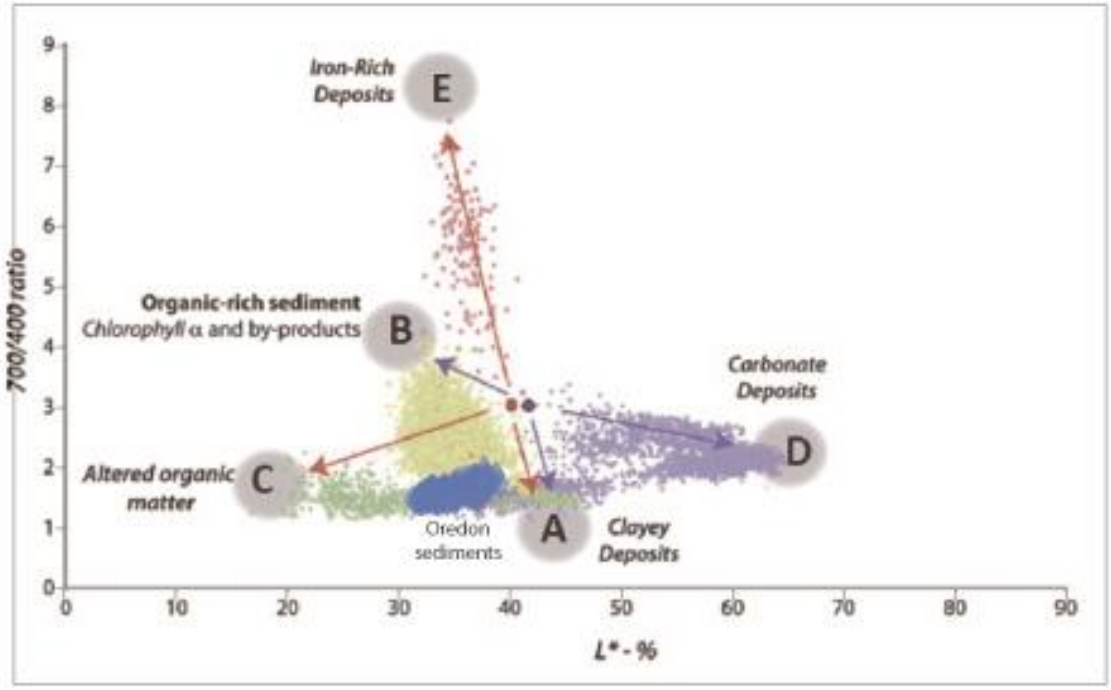


Annexe 15 : Profil 5 (4kHz) de la grille sismique du lac d'Orédon

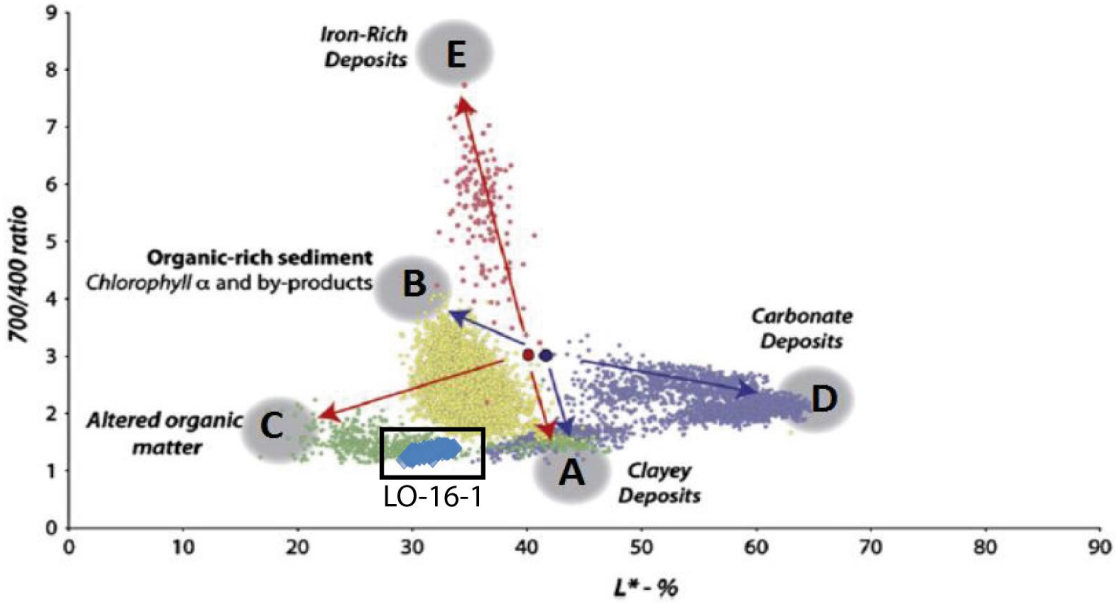




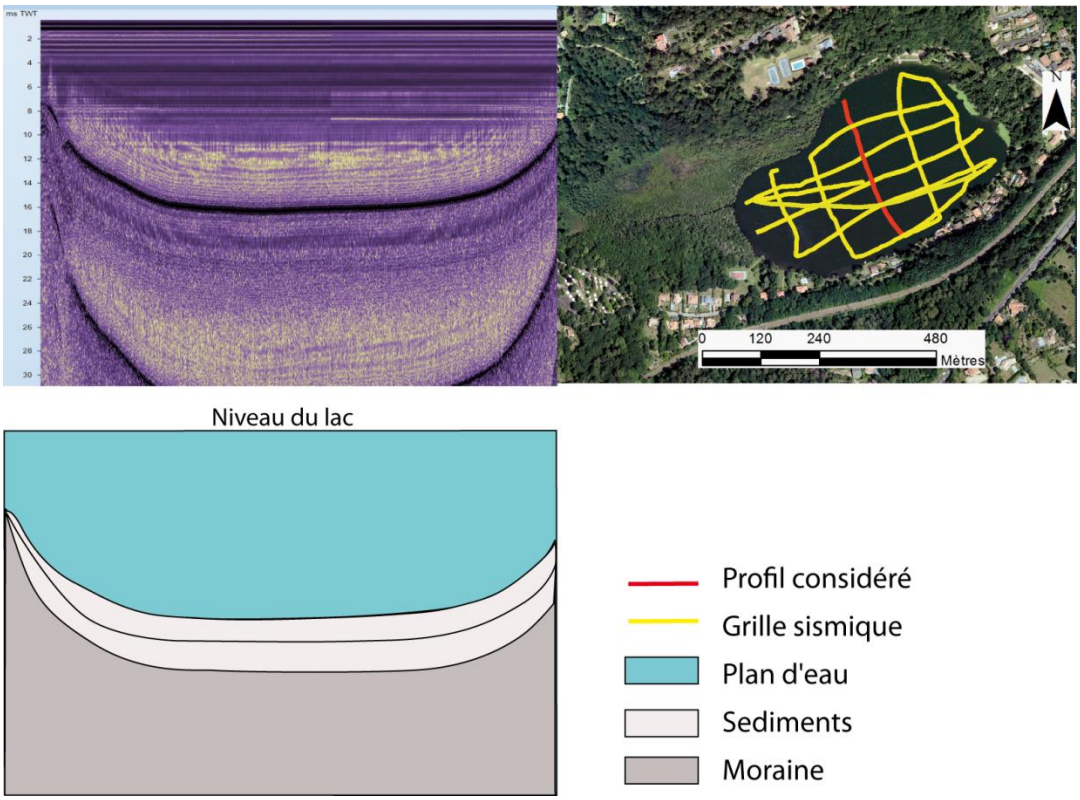
Annexe 16 : Profil 6 (4kHz) de la grille sismique du lac d'Orédon



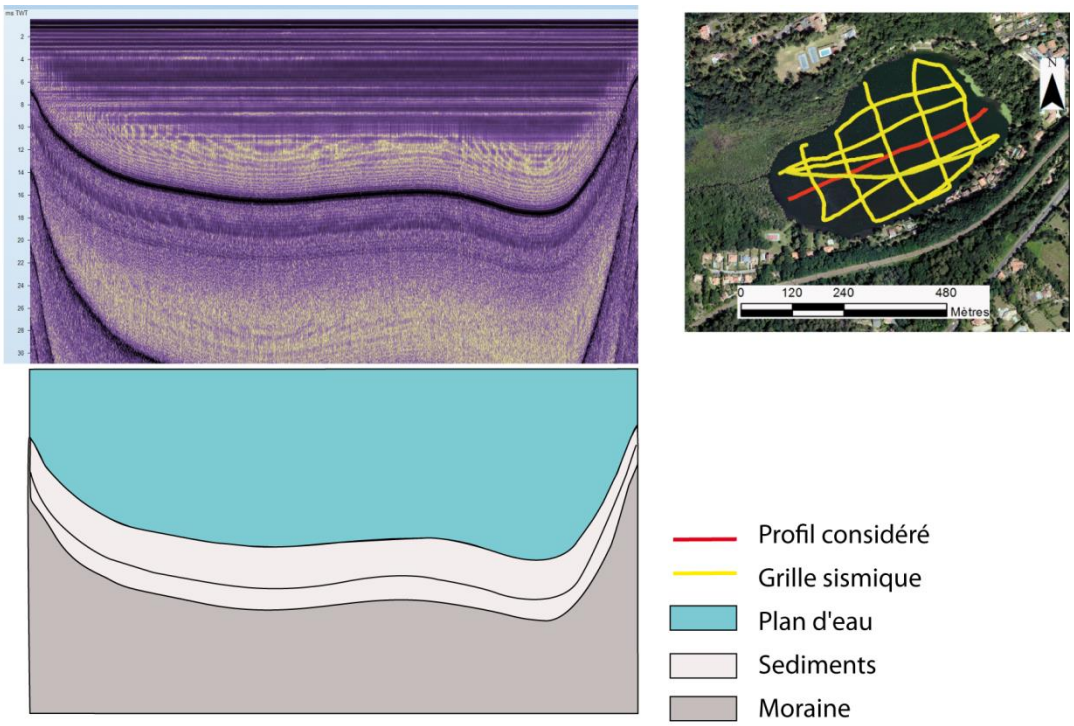
Annexe 17 : Détermination de la source des sédiments du lac d'Orédon



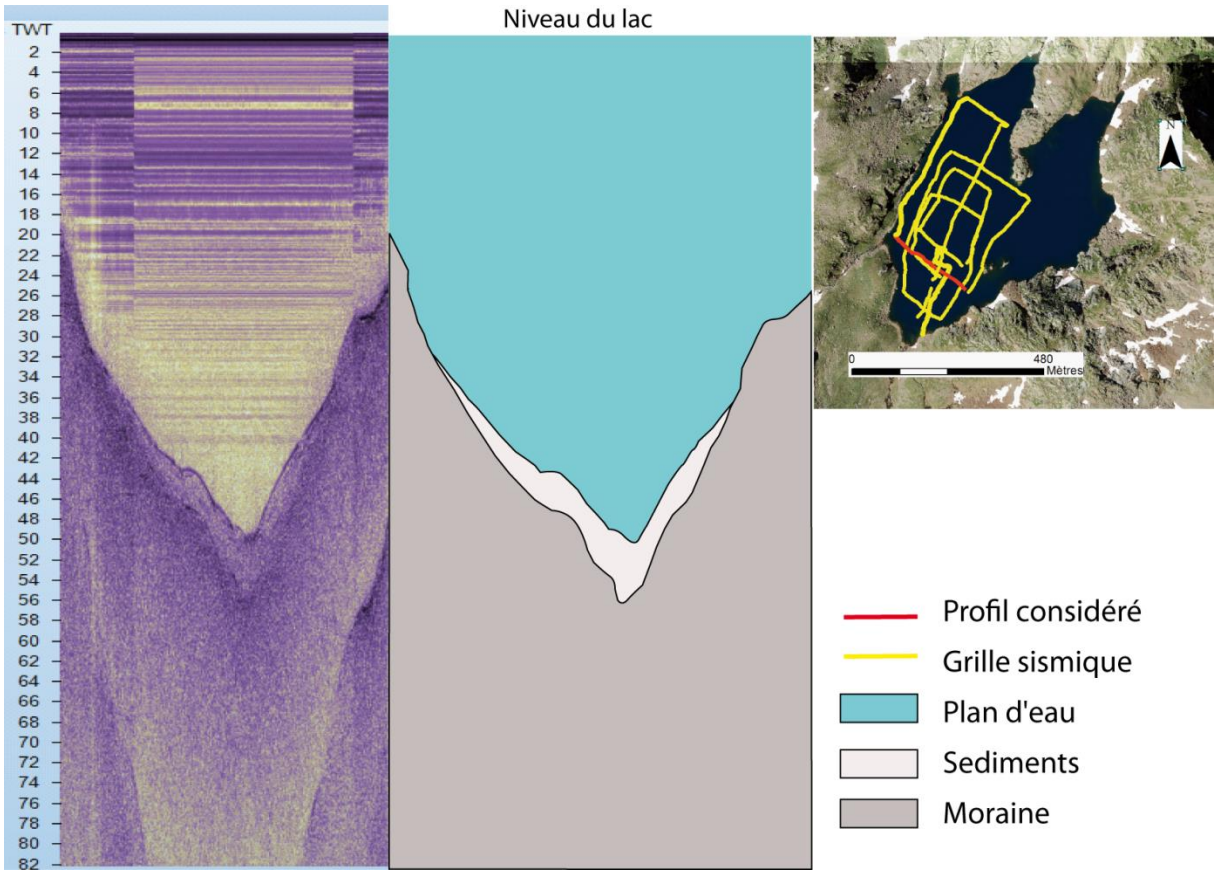
Annexe 18: Détermination de la source des sédiments du lac de Lourdes.



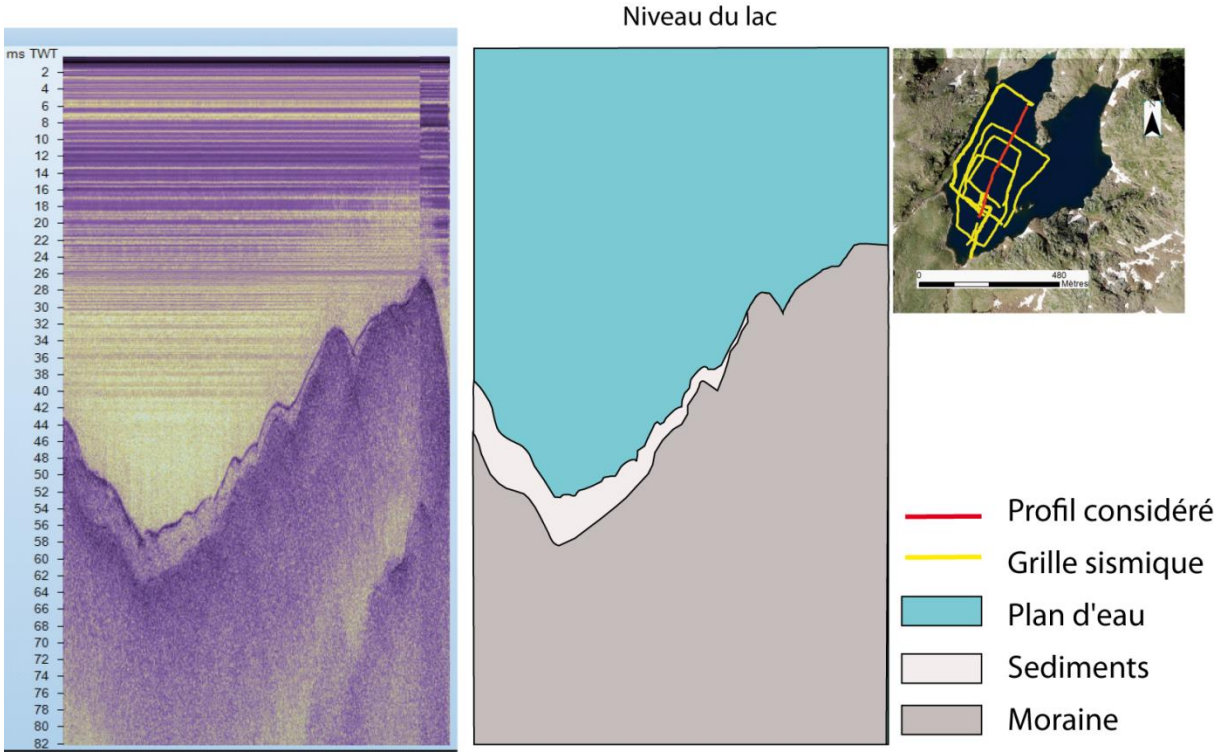
Annexe 19: Morphologie "drapé lacustre" d'un profil sismique perpendiculaire du lac de Mouriscot.



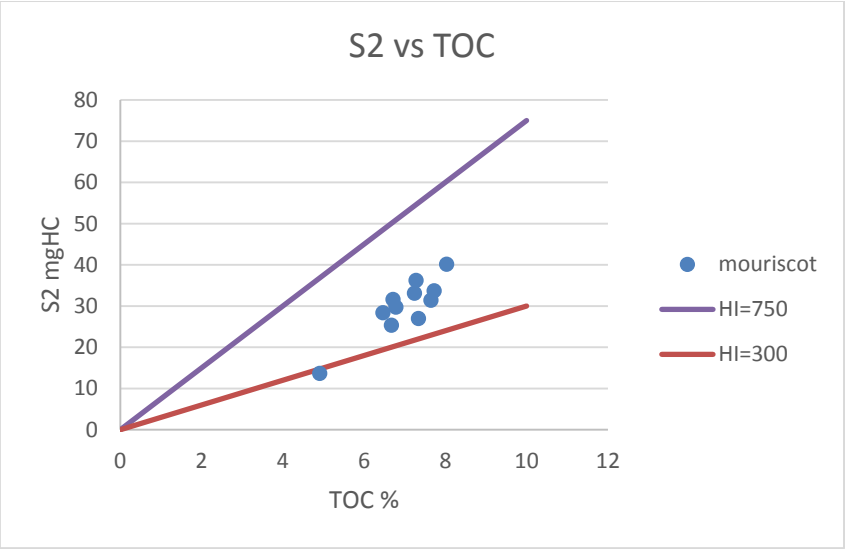
Annexe 20: Morphologie "drapé lacustre" d'un profil sismique axiale 4kHz du lac de Mouriscot.



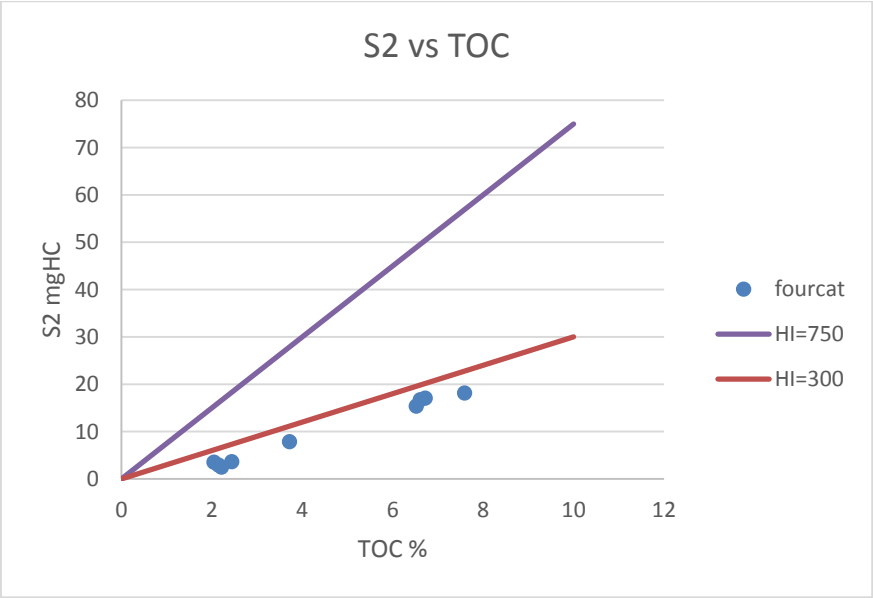
Annexe 21: Morphologie en forme de biseau de la sédimentation du lac de Fourcat (profil perpendiculaire)



Annexe 22: Morphologie en forme de biseau de la sédimentation du lac de Fourcat (profil axial).



Annexe 23 : Illustration de la matière organique de type alguaire (HI>300) des sédiments du lac de Mouriscot.



Annexe 24: Illustration de la matière organique de type terrigène (HI<300) des sédiments du lac de Fourcat.