

Reconstitution de l'évolution du paysage du lac de La Thuile (874 m, Massif des Bauges) durant l'Holocène : mise en évidence d'une dominance des processus érosifs liés à l'homme à l'étage montagnard

Holocene reconstitution of Lake La Thuile Landscape (874 m a.s.l, Massif des Bauges, France): evidence of human-controlled of erosion in the mountain belt

MANON BAJARD¹, PIERRE SABATIER¹, FERNAND DAVID², ANNE-LISE DEVELLE¹, JEAN-LOUIS REYSS³, BERNARD FANGET¹, EMMANUEL MALET¹, DANIEL ARNAUD⁴, LAURENT AUGUSTIN⁴, CHRISTIAN CROUZET⁵, JEROME POULENARD¹, FABIEN ARNAUD¹

1 : EDYTEM, Université Savoie Mont Blanc, CNRS, bat. Pôle montagne, 73376 Le Bourget du Lac.

2 : CEREGE, Université Aix-Marseille, CNRS, IRD, Collège de France, Europôle de l'Arbois, BP 80 13545 Aix en Provence.

3 : LSCE, UVSQ, CNRS, CEA, avenue de la Terrasse, 91110 Gif-sur-Yvette.

4 : Division technique de l'INSU, Centre de Carottage et de Forage National, CNRS, 83507 La Seyne-sur-mer.

5 : ISTerre, Université Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, IFSSTAR bat. Belledonne, 73376 Le Bourget-du-Lac.

Contact : manon.bajard@univ-smb.fr

RESUME

Le Lac de La Thuile dans les préalpes du nord (874 m) fournit une séquence sédimentaire de 18 m de long. L'analyse multi-proxies haute résolution des 6,2 premiers mètres de sédiment incluant des données sédimentaires, palynologiques et géochimiques, associées à une chronologie bien établie, documente l'évolution Holocène de l'érosion dans le bassin versant et les modifications du paysage. Le bassin versant est suffisamment déconnecté des grandes plaines pour capturer un signal sédimentaire spécifique à ce milieu. De 12 à 4,5 ka cal. BP, la végétation se développe avec l'apparition de feuillus alors que l'érosion diminue à la suite de la transition Tardiglaciaire-Holocène. La forêt devient plus dense, stabilise les pentes et empêche l'érosion des sols qui se développent en s'acidifiant. Une première phase érosive est initiée vers 4,5 ka cal. BP. Le paysage change avec le développement de la hêtraie-sapinière. Les taxons anthropiques font leur apparition autour de 3000 cal. BP. Deux autres phases érosives sont à mettre en relation avec l'ouverture du milieu par les activités humaines: à partir de 2,5 ka cal. BP, à la fin de l'âge du Bronze et pendant la période Romaine, et après 1,6 ka cal. BP avec le Moyen-Age. Elles engendrent un rajeunissement et une recarbonatation des sols. L'érosion plus faible produite durant le Petit Age Glaciaire suggère que les activités anthropiques dominent les processus liés à l'érosion et masquent complètement l'impact du climat sur l'érosion à cette altitude.

MOTS CLE : SEDIMENTS LACUSTRES, SOLS, APPORTS TERRIGENES, VEGETATION, CLIMAT, ACTIVITES HUMAINES

ABSTRACT

Lake La Thuile, in the Northern French Prealps (874 m a.s.l.), provides an 18 m long sedimentary sequence spanning the entire Lateglacial/Holocene period. The high resolution multi-proxy (sedimentological, palynological, geochemical) analysis of the uppermost 6.2 meters reveals the Holocene dynamics of erosion in the catchment in response to landscape modifications. The mountain belt led us to take an interest in this altitude, which is favorable to human activities and is sufficiently disconnected from large valleys to capture a specific sedimentary signal. From 12 to 4.5 ka cal. BP, the onset of hardwood species triggered a drop in erosion following the Late glacial/Holocene transition. The forest became denser and favored slope stabilization while erosion processes were very weak. Soils were acidifying. A first erosive phase was initiated at ca. 4.5 ka cal. BP without evidence of human presence in the catchment. Then, the forest declined at approximately 3000 cal. BP, suggesting the first human influence on the landscape. Two erosive phases are related to anthropic activities: approximately 2500 cal. BP during the Roman period, and at 1600 cal. BP in the Middle Ages. In contrast, the lower erosion produced during the Little Ice Age suggests that anthropic activities dominated the erosive processes and completely masked the natural effects of climate on erosion.

KEYWORDS : LAKE SEDIMENTS, SOILS, TERRIGENOUS INPUTS, VEGETATION, CLIMATE, HUMAN ACTIVITIES

INTRODUCTION

L'érosion des sols est une réponse majeure de l'environnement aux perturbations d'origine anthropique et climatique et constitue un indicateur clé des interactions complexes qui lient le climat, l'homme et l'environnement (Arnaud et al., 2005; Dearing et al., 2006; Giguet-Covex et al., 2011; Leroux et al., 2008). L'érosion dépend de la durée et de l'intensité des précipitations, du type de sol, de la pente et de la couverture végétale (Cerdan et al., 2002). Les activités humaines peuvent également agir sur l'érosion en modifiant ces paramètres comme l'occupation du sol et la topographie. De cette façon, l'érosion devient un indicateur pertinent de l'évolution du paysage. Comme l'érosion est facilitée par les fortes pentes et les précipitations, les milieux de montagne y sont très sensibles. Dans les Alpes, les paysages se développent depuis le dernier maximum glaciaire. Le retrait des glaces a permis la formation de lacs qui enregistrent les produits de l'érosion. Ainsi, les sédiments lacustres représentent des systèmes idéaux pour reconstituer l'évolution des sols et des paysages au cours de l'Holocène. Un grand nombre d'études paléoenvironnementales s'intéressent à la reconstitution de la végétation passée (David, 2010; Heiri et al., 2003), mais peu s'intéressent également à l'érosion et aux sols. Or, les trois sont étroitement liés (Brisset et al., 2012, 2013; Mourier et al., 2010; Simonneau et al., 2013) parce que la végétation peut stabiliser les pentes et empêcher l'érosion des sols (David, 2010), et au contraire, les feux et le défrichement sont connus pour accentuer l'érosion (Morales-Molino et al., 2014; Schwörer et al., 2014). L'étage subalpin est dominé par le pâturage estival (Schwörer et al., 2015), les sols y sont peu développés et facilement érodables à cause de précipitations plus importantes qu'en plaine. Les enregistrements de l'érosion dans les systèmes de haute altitude mettent en évidence des changements dans la fréquence des crues et une augmentation des taux de sédimentation (Giguet-Covex et al., 2011, 2012). En plaine au contraire, les sols sont bien développés et les populations installées depuis plusieurs millénaires. Mais les grands bassins versants enregistrent davantage une évolution régionale comme la végétation, rendant ainsi plus compliquée la compréhension des interactions passées entre l'érosion et ses origines. Pour l'étage montagnard, il y a un manque d'enregistrement sur l'érosion passée (Leroux et al., 2008). Le milieu montagnard est couramment caractérisé par une altitude située entre 600 et 1500 m dans les Alpes du Nord avec une température moyenne annuelle entre 4 et 8°C et une période de végétation d'environ 200 jours. Ainsi il est possible que les activités agricoles à cet étage aient été plus développées avec des cultures annuelles, des sols nus une partie de l'année, des pratiques de labours, et donc un important potentiel d'érosion alors même que ces activités sont susceptibles d'être elles mêmes influencées par le climat. Par ailleurs les séquences palynologiques disponibles pour ces altitudes, montrent des évolutions importantes de la végétation au cours des derniers millénaires comme le rapportent Tinner et al. (2003), Guiter et al. (2005), David (2001) et même au Lac de La Thuile pour la période du Tardiglaciaire (Argant et al., 2009). Nous faisons l'hypothèse que l'évolution de l'érosion à cet étage altitudinal est spécifique aux interactions entre le climat et les pratiques humaines.



Figure 1 - Carte postale du lac de La Thuile au début du 20^{ème} siècle et photographie de 2012.

Le lac de La Thuile dans le Préalpes du nord (874 m) bénéficie d'une situation privilégiée sur le flanc sud du Massif des Bauges. Grâce à la proximité de la vallée, ce système de moyenne montagne suggère une installation de l'homme plus précoce qu'à plus haute altitude. De plus les Préalpes du nord sont considérées comme accueillantes par l'historien F. Mouthon (2009). La topographie prononcée du bassin versant pourrait permettre des réponses rapides et localisées des modifications de l'environnement du lac. De cette manière, le Lac de La Thuile apparaît être un système idéal pour reconstruire les changements des régimes d'érosion pendant l'Holocène et pour déterminer les facteurs majeurs des variations de son intensité. Les changements environnementaux dans le paysage du lac de La Thuile sont visibles à travers d'anciennes cartes postales (Figure 1) : entre 1900 et aujourd'hui, les versants sont passés d'un état cultivé à une recolonisation forestière ou des prairies subsistent en bas de pente. Pour bien comprendre ces changements environnementaux passés, il est

essentiel de confronter plusieurs proxies, c'est-à-dire des indicateurs intermédiaires empiriques (géochimiques, biologiques, sédimentaires...) témoins des modifications autour du lac pour s'assurer de la meilleure interprétation possible de l'enregistrement sédimentaire (Birks and Birks, 2006; Dearing et al., 2006). Seule l'association de l'étude multi proxies à haute résolution, avec les analyses sédimentaires, géochimiques et palynologiques, d'un modèle d'âge précis et de la caractérisation des sols actuels permet i) d'identifier les phases majeures de sédimentation, ii) de les relier à une source de production et aux événements climatiques et/ou anthropiques et iii) de discuter de l'intensité de l'érosion engendrée par ces événements avec la reconstitution de l'évolution environnementale du système lac-bassin versant.

I - SITE D'ETUDE

Le lac de La Thuile (45°31'50.63"N, 6° 3'39.9"E) est un lac d'origine glaciaire de forme ovale (0.06 km²) situé dans le périmètre du Parc Naturel Régional du Massif des Bauges (Figure 2A). Sa profondeur maximale est de 8 m. Son bassin versant (1.6 km²) s'étend jusqu'à 1200m d'altitude et fait partie du bassin versant du lac du Bourget. Excepté les pentes pâturées aux abords directs du lac, l'ensemble du bassin versant est actuellement boisé (Figure 2B).

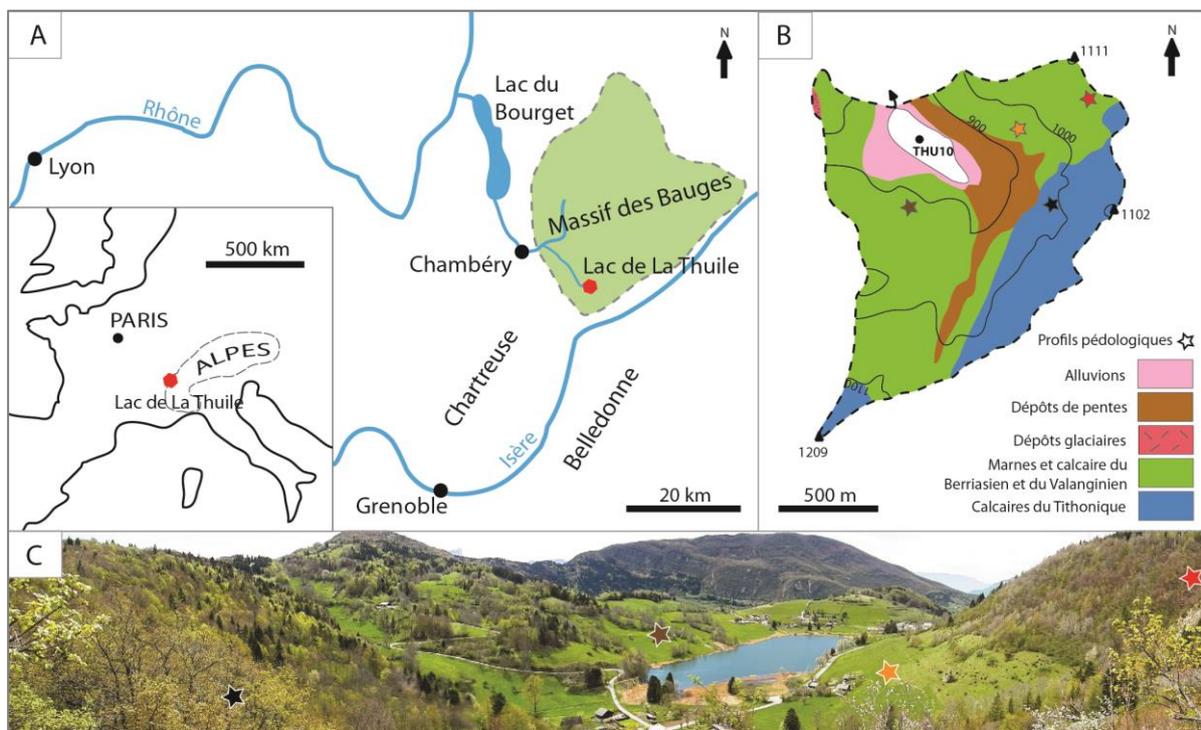


Figure 2 - Localisation du lac de La Thuile dans le Massif des Bauges (A), géologie du bassin versant (B) et vue depuis le belvédère à l'est du lac (C). La position des profils pédologiques est indiquée par une étoile.

Les calcaires du Tithonique couvrent la partie sud-est du bassin versant alors que des formations calcaires plus tendres avec des marnes et des matériaux argileux du Berriasien et du Valanginien (Carte géologique 1/50 000, feuille de Montmélian) couvrent la majeure partie du bassin versant et sont d'autant plus érodables qu'ils sont facilement altérables (Figure 2C). La présence de moraines est uniquement attestée au nord-ouest de la zone et à l'exutoire du lac. Le climat est tempéré, les températures s'échelonnent de 6 à 8°C en moyenne et les précipitations de 1500 à 1700 mm par an (Zamolo, 1980).

II - MATERIEL ET METHODES

Carottage. Une carotte de 18 m de long a été extraite en 2010 du lac de La Thuile au point le plus profond du lac (N45 31.813, E6 03.394) grâce à une plateforme Uwitec. La séquence est composée de deux séries de carottes pour s'assurer d'un recouvrement suffisant entre les sections et garantir la continuité de la séquence. Les

carottes sont ouvertes au laboratoire, photographiées et décrites. La description lithologique permet d'identifier les différents faciès sédimentaires de la carotte.

Pour compléter la description, des échantillons non perturbés de plusieurs faciès ont été imprégnés de résine pour la fabrication de lames minces (70 µm) de sédiment qui ont ensuite été observées au microscope électronique à balayage et analysées avec une sonde EDS (Energy Dispersive Spectroscopy).

Perte au feu. Des mesures de perte au feu ont été réalisées tous les 2 cm pour estimer les quantités de matière organique (MO) et de carbonate dans le sédiment en suivant la procédure mise au point par Heiri et al. (2001). Les échantillons sont séchés à 60°C et broyés. Ils sont passés au four d'abord à 550°C pendant 4h. Le poids perdu pendant le chauffage correspond à la quantité de MO. Ensuite ils sont passés au four à 950°C pendant 2h pour estimer la quantité de carbonates. Enfin, le résidu non carbonaté est obtenu en retranchant les poids perdus à 550°C et 950°C au poids initial.

Géochimie. L'identification non destructrice des unités de sédiments et leur composition a été renforcée par leur analyse géochimique. Les éléments majeurs sont analysés à haute résolution et en continu par fluorescence de rayons X à la surface du sédiment avec un scanner de carotte *Avaatech Core Scanner* au laboratoire Edytem. La source du rayonnement utilisée est le rhodium. Les éléments sont mesurés sur un intervalle de 5 mm en coup par seconde (cps) avec une énergie de 10 kV et une intensité de 1000 µA pour Si, Ca, Al, Fe, Ti, K, Mn et S pendant 10 s et à 30 kV et 750 µA pour Sr, Rb, Zr, Br et Pb pendant 30 s. Une analyse en composante principale (ACP) est effectuée sur les résultats avec le logiciel R version 2.1.1 (R Development Core Team, 2011), pour mettre en évidence les corrélations entre les éléments et les unités de sédiment correspondantes (Sabatier et al., 2010).

Palynologie. 68 échantillons d'1 cm³ de sédiment ont été prélevés à des intervalles de 2 à 10 cm jusqu'à 6.2 m de profondeur et préparés pour l'analyse des pollens selon la méthode de Faegri and Iversen (1989). Le logiciel Gpalwin (Goery, 1988) a été utilisé pour construire les diagrammes polliniques.

Chronologie. La chronologie de la séquence du lac de La Thuile est basée sur 17 mesures ¹⁴C sur des restes de végétaux, sur les radioéléments de courtes périodes et l'étude du paléomagnétisme. Les mesures radiocarbones ont été effectuées au laboratoire Radiocarbon de Poznan et au laboratoire de mesure C14 (LMC14) ARTEMIS au CEA de Saclay. Les mesures des radioéléments ont été effectuées au laboratoire souterrain de Modane (Reyss et al., 1995) et les mesures du magnétisme au CEREGE. Les détails de l'étude paléomagnétique sont disponibles dans Crouzet et al. (soumis).

Les âges C14 ont été convertis en âges "calendaires" et le modèle d'âges de la séquence a été généré sous R en utilisant le package "Clam" version 2.2 (Blaauw, 2010). La courbe de calibration utilisée est IntCal13 de Reimer et al. (2013).

Pédologie. Les sols du bassin versant ont été caractérisés à l'aide de profils pédologiques positionnés selon l'occupation du sol, la géologie, l'altitude et l'exposition des versants. Plusieurs sondages à la tarière viennent compléter ces profils pour affiner la répartition des principales unités pédologiques.

III - RESULTATS

1 - Caractérisation des sols du bassin versant

Quatre profils pédologiques représentant les grands types de sols du bassin versant sont décrits sur la figure 3. Les calcaires du Tithonique sont recouverts par des Organosols. Ce type de calcaires durs et peu altérables ne permet pas une pédogénèse très développée. Par conséquent les sols sont peu épais et très riches en matière organique. Sur le haut du bassin versant, des Brunisols et Calsisols plus épais se développent à partir des substrats marno-calcaires tendres. Ces sols parfois calcaires à la base sont décarbonatés (Calsisols) depuis le haut du profil par les percolations d'eau et d'acides venant de la végétation. Ils sont de cette façon acidifiés et le calcium des carbonates dissous est transféré à l'aval. A l'aval, les prairies des abords du lac sont couvertes par des sols calcaires (Calcosols) et des sols présentant des niveaux de colluvions calcaires (Colluviosols).

Sol organique ★



Organosol insaturé tangélique
Humus de type moder

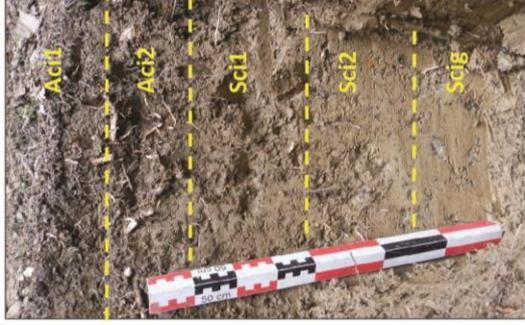
OH 10YR 2/1 Texture limoneuse, structure grumeleuse très marquée par les déjections fécales, pas d'effervescence à HCl, (pH 5-6), bonne activité biologique, abondance de racines fines, transition diffuse avec l'horizon inférieur.

A 10YR 2/2 Horizon frais à humide, bonne structure grumeleuse, pas d'effervescence à HCl, moins de déjections fécales.

R Matrice plus brune ponctuellement entre les blocs, légère effervescence de la matrice à HCl, au contact avec les bords du Triphonique.

Folic Umbrisols
ORGANOSOL

Sol acide ★



Brunisol eutrique, pachique, argilo-limoneux, sous pessière plantée
Humus de type MODER

Aci1 10YR 3/3 (0-5cm) texture limono-argileuse, sol frais, plastique, non collant, structure polyédrique peu nette à sous structure nette, pas d'effervescence à HCl, racines horizontalisées à la base, transition diffuse avec l'horizon inférieur.

Aci2 10YR 4/4 (5-20cm) texture limono-argileuse, feutrage fongique, frais, non plastique peu collant, structure polyédrique subanguleuse moyenne, pas d'effervescence à HCl, abondance de vers de terre qui font la porosité, abondance de racines fines.

Sci1 10YR 4/4 (20-35cm) texture argilo-limoneuse, frais à humide, non plastique peu collant, structure polyédrique nette à très nette, de taille moyenne, pas d'effervescence à HCl, bonne activité biologique, racines fines dans les agrégats, rares tâches de rouille, nombreux charbons, transition diffuse avec l'horizon inférieur.

Sci2 7.5YR 5/6 (35-50cm) texture argilo-limoneuse, structure polyédrique nette, vague surface brillante à la surface des agrégats (lessivage?), pas d'effervescence à HCl, racines fines dans les agrégats, quelques racines moyennes, éléments grossiers glaciaires, décimétriques, couleur à effet de marbre plus claire, bonne porosité, présence d'un élément grossier allochtone d'origine glaciaire en forme de fer à repasser, transition diffuse avec l'horizon inférieur.

Sci3 (50-70cm) Alternance de tâches rouilles et de zones réduites à bords diffus, texture plutôt limono-argileuse, frais à humide, collant, pas d'effervescence à HCl, porosité liée aux racines, fines et peu abondantes, présence de charbon.

Cambisols (Eutric)
BRUNISOL/CALCISOL

Sol calcaire ★



Calcosol haplique et humique de prairie
Humus de type mull, accumulation de feuilles mal décomposées

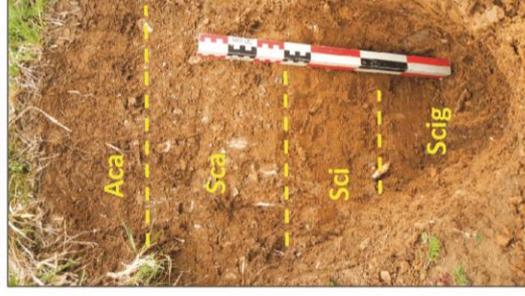
Aca 10YR 4/3 (0-20cm) Texture limoneuse, sol frais, structure grumeleuse fine, effervescence forte à HCl, racines abondantes, 5% d'éléments grossiers, transition marquée par plus d'éléments grossiers, 20-25%.

Sca 10YR 4/4 (20-40cm) Sol frais à humide, agrégats polyédriques, subanguleux, petits et peu nets, effervescence forte à HCl, présence de racines et d'éléments calcaires anguleux, transition diffuse avec l'horizon inférieur.

Cca 10YR 4/4 (40-60cm+) Matrice plus grisâtre, sol mal structuré à cause des éléments grossiers, effervescence à HCl, racines peu abondantes, éléments grossiers de 5 cm en moyenne certains avec des marques d'altération fortes.

Cambisols (Calcaire)
CALCOSOL

Sol à colluvions calcaires ★



Colluviosol calcaire limoneux superposé à un brunisol argileux à horizon reboisique de profondeur
Humus : Mull prairial

Aca 10YR 3/3 (0-25cm) Texture limoneuse, bonne structure, polyèdres subanguleux, premiers centimètres plus grumeleux, fait effervescence à HCl, présence de racines et de vers de terre, transition nette avec l'horizon inférieur.

Sca 10YR 4/4 (25-40cm) Matrice argilo-limoneuse, non plastique, peu collante, 40% du volume est représenté par des éléments calcaires anguleux, matrice bien structurée, petits polyèdres subanguleux, effervescence de la matrice et des éléments allérés, racines fines, abondance d'éléments grossiers de petites tailles, pierres et cailloux, transition assez nette, marquée par la disparition des éléments grossiers.

Sci 10YR 5/4 (40-65cm) Texture argileuse, sol collant, non plastique, structure anguleuse, plus continue, porosité faible, faible effervescence à HCl, racines fines et peu abondantes, pas d'éléments grossiers et pas de tâche.

Sci3 (65cm+) Même matrice que Sci avec des tâches, effervescence des éléments grossiers, présence de tâches rouille et de marques de réduction, quelques tâches blanchâtres de réprécipitations localisées de CaCO₃.

Colluvic Cambisols
COLLUVIOSOL

Figure 3 - Description des principaux sols du bassin versant du lac de La Thuile.

2 - Caractéristiques sédimentologiques et perte au feu

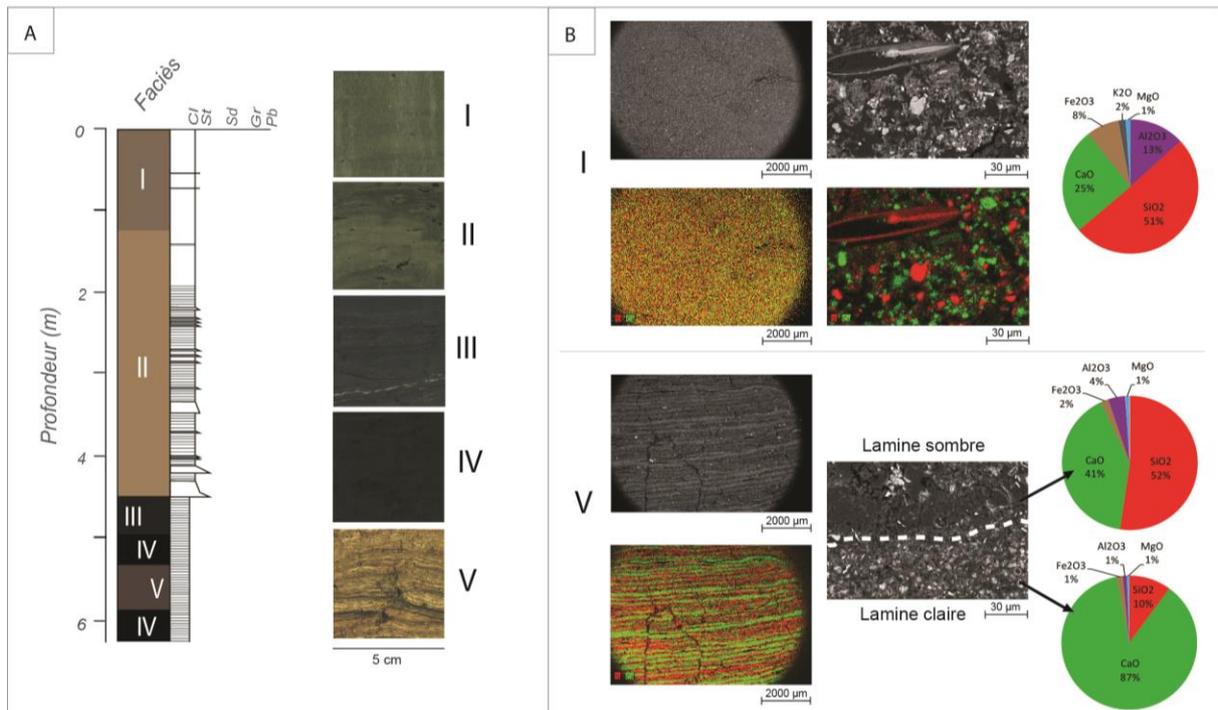


Figure 4 - Description lithologique de la séquence sédimentaire avec photos (5 cm de large) des 5 faciès de sédiment (A) et détail des analyses au MEB sur les faciès I et V (B) Cl : Clay, St : Silt, Sd : Sand, Gr : Gravel, Pb : Pebble.

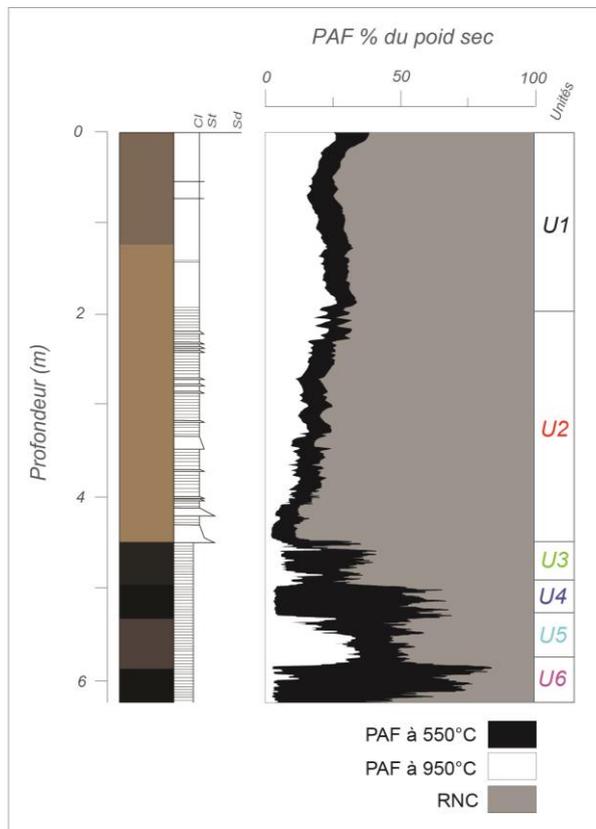


Figure 5 - Perte au feu (PAF) à 550°C, 950°C et résidu non carbonaté (RNC) de la séquence sédimentaire du lac de La Thuile.

Six unités de sédiments ont été identifiées visuellement (texture, couleur), par analyse au MEB (Figure 4) et par la perte au feu. Ces unités correspondent aux changements de faciès observés sauf pour la limite entre les **unités 1 et 2** (Figure 4). Les **unités 1 et 2** (0 à 1.2 m et 1.2 à 4.5 m) sont argilo-limoneuse. La PAF à 550°C est inférieure à 10 % (Figure 5A). L'**unité 1** est très homogène et se compose de 51 % de SiO₂ et de 25 % de CaO (Figure 4B). La PAF à 950°C représente environ 20 % du poids sec du sédiment. L'**unité 2** est plus claire avec une PAF moyenne à 950°C de 15 % et présente de fines lamines claires et quelques niveaux sableux.

Les **unités 3, 4, 5 et 6** sont plus sombres. L'**unité 3** (4.5-5 m) est très foncée avec des lamines blanches et grises millimétriques. Les **unités 4 et 6** (respectivement 5-5.3 m et 5.9-6.2 m) sont foncées et ponctuées de rares et fines lamines blanches et d'agglomérats de pollen. L'échantillonnage a révélé la présence de feuilles bien préservées dans l'**unité 4**. Dans les **unités 3, 4 et 6** la PAF est très élevée (25 à 75 %) et celle à 950°C est inférieure à 4 %. L'**unité 5** (5.3-5.9 m) est gris sombre et présente de très fines lamines régulières (< 0.5 mm d'épaisseur). L'analyse au MEB montre une lamination composée alternativement de lamines claires avec plus de 85 % de CaO (principalement sous la forme de cristaux de calcite), et des lamines sombres (principalement composées de diatomées) avec 40 % de CaO et 50 % de SiO₂ (Figure 4B). La PAF à 550°C est en moyenne de 25 % et celle à 950°C d'environ 50%.

3 - Caractéristiques géochimiques

Les variations d'intensités de six éléments majeurs sont présentées en fonction de la profondeur sur la Figure 6A : Si, Al, Ti, K, Ca et Br. Si, Al, Ti et K présentent une forte covariation et reflètent le fond géochimique du bassin versant.

Entre 6.2 et 4.5 m (**unités 3 à 6**), de faibles intensités sont mesurées pour Si, Al, K et Ti alors que des variations plus complexes sont enregistrées pour Ca et Br. Les intensités du Br sont élevées, surtout entre 6.2 et 5.8 m et entre 5.4 et 4.8 m (**unités 4 et 6**) alors que Ca est très élevé entre 5.8 et 5.2 m (**unité 5**). L'**unité 3** (5 à 4.5 m) est caractérisée par une augmentation des signaux de Si, Al, Ti, K et Ca et des valeurs moyennes en Br. Ensuite, de 4.4 m au sommet de la séquence, Br présente de très faibles valeurs. Pour les **unités 2 et 1**, Si, Al, Ti et K sont très élevées et Ca augmente.

Les rapports Ca/Ti et Si/Ti varient de 1 à 2 et de 1 à 1.5 respectivement. Les valeurs les plus élevées pour ces ratios sont enregistrées dans l'**unité 5** et les plus faibles dans les **unités 4 et 6**.

Le cercle des corrélations de l'ACP montre les relations entre les différents éléments de la carotte (Figure 6B). Les dimensions 1 et 2 (Dim1 et Dim2) de l'ACP représentent 78 % de la variabilité. Trois pools d'éléments sont identifiés : le premier positivement corrélé à la première composante de l'ACP avec K, Al, Si, Zr, Ti, Rb, Mn et Fe. La seconde composante de l'ACP permet de discriminer les couples Ca et Sr, et Br et S, respectivement positivement et négativement à la composante. La cartographie de la géochimie montre que les **unités 1 et 2** sont corrélées à Dim1 (Figure 6B) alors que l'**unité 5** lui est anticorrélée. L'**unité 3** est corrélée à Br et S. Les **unités 4 et 6** sont également enrichies en Br et présente donc des valeurs négatives pour les deux composantes.

Les mesures de Br correspondent très bien aux mesures de la PAF à 550°C avec un R² de 0.85 (Figure 6C). De la même façon, Ca et la PAF à 950°C sont très bien corrélés avec un R² de 0.89. Ainsi, Br et Ca peuvent être utilisés respectivement comme proxies haute résolution de la MO et des carbonates (Heiri et al., 2001). Pour la discussion nous avons choisi d'exprimer le signal quantitatif haute résolution des carbonates comme une fonction des variations du Ca mesurées à l'XRF en combinant à la fois la haute résolution de l'XRF et le signal quantitatif de la PAF à 950°C ($PAF_{950^{\circ}C} = f(Ca)$). Pour la matière organique, certaines valeurs extrêmes du Br ne sont pas complètement expliquées par la quantité de MO. Par conséquent, l'application de la relation $PAF_{550^{\circ}C} = f(Br)$ rend des valeurs de MO supérieures à 100 % pour ces valeurs extrêmes. On conservera donc le signal de la PAF à 550°C pour transcrire le signal de la MO.

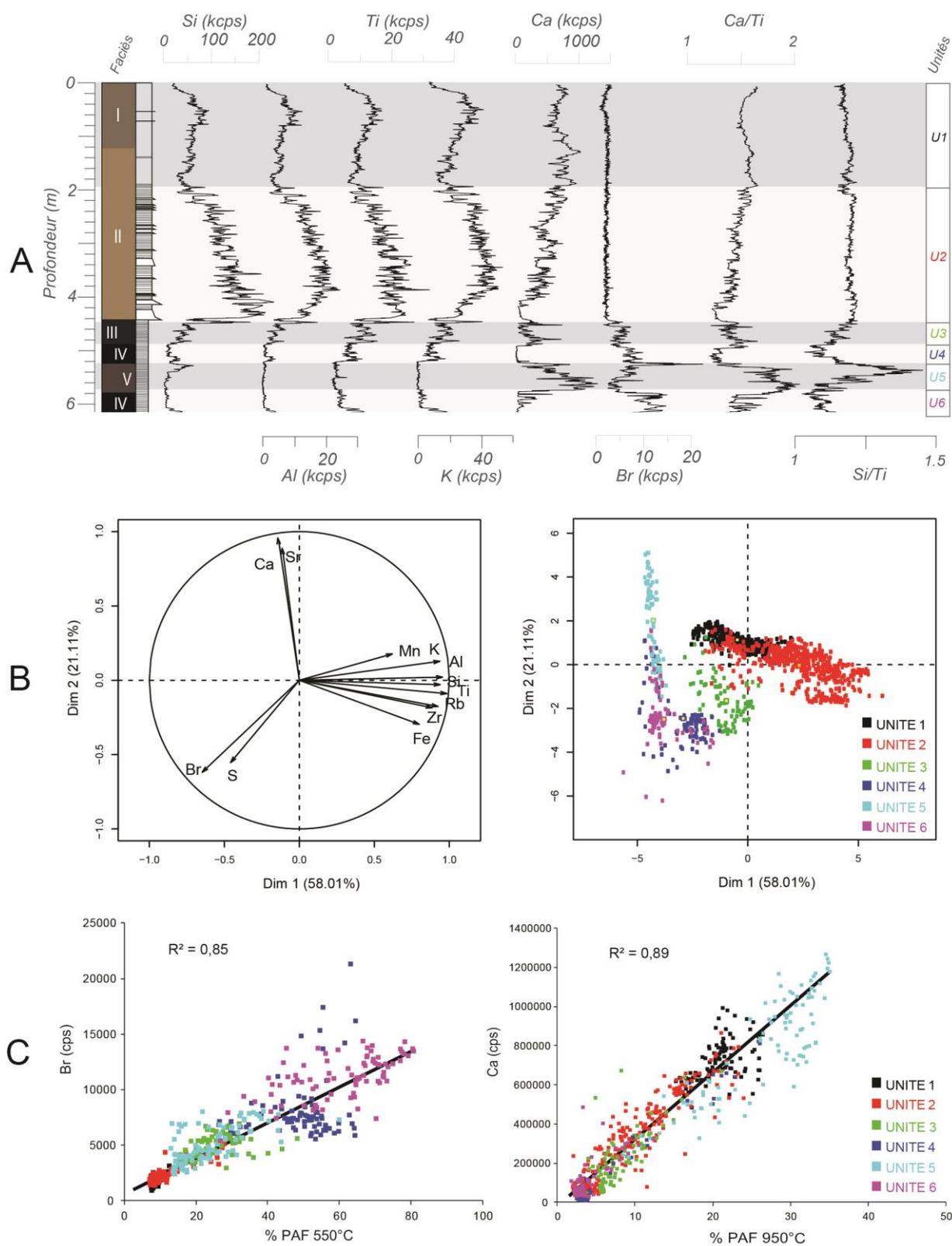


Figure 6 - Géochimie XRF des principaux éléments avec les ratios Ca/Ti et Si/Ti (A), résultats de l'ACP avec le cercle des corrélations et la cartographie de la distribution des unités de sédiment (B), et biplot de Br et Ca respectivement avec la PAF à 550 et 950°C (C).

4 - Enregistrement pollinique

L'enregistrement pollinique du lac de La Thuile permet de reconstruire l'évolution de la végétation de son bassin versant (Figure 7). Cinq assemblages polliniques ont permis de mettre en évidence les principales formations végétales (notés **V1 à V5**) qui se succèdent à La Thuile (Figure 7). La base de la séquence est caractérisée par le pin (*Pinus*) et le bouleau (*Betula*) qui forment la forêt Boréale (**V5**). **V4** débute avec l'**unité 6** et la disparition de ces deux arbres qui sont remplacés par des espèces feuillues. Les pollens de noisetier (*Corylus*), chêne (*Quercus*), orme (*Ulmus*) et tilleul (*Tilia*) sont présents entre 6.2 et 5.3 et forment la chênaie Atlantique (**V4**). Le lierre (*Hedera*) est également présent de 6.2 à 5.2 m. L'érable (*Acer*) apparaît à 5.9 m suivi par l'aulne (*Alnus*) et le sapin (*Abies*) à partir de 5.7 qui remplacent le noisetier et l'orme. **V3** correspond à une sapinière (**unité 5**). La limite entre **V3 et V2** est coordonnée au changement d'unité sédimentaire. Les pollens de hêtre (*Fagus*) apparaissent entre 5.4 et 4.1 (**unités 3 et 4**), pour constituer la hêtraie-sapinière (**V2**), et diminuent ensuite. Parmi les taxons attribués à l'anthropisation les Poacées et les plantains (*Plantago*) font leur apparition à 5.15 m suivis de Cerealia et des Urticacées à 4.8 (**unité 3**). Un pic d'épicéa (*Picea*) survient vers 4.3 m à la base de l'**unité 2**. Le châtaigner (*Castanea*) s'enregistre à partir de 4.4 m et, à partir de 4 m apparaissent le noyer (*Juglans*) et le genévrier (*Juniperus*). La courbe distinguant la somme de pollens des arbres et arbustes de celle des plantes herbacées permet de visualiser l'ouverture du milieu et son anthropisation (**V1**). Les herbacées représentent 5 % de la somme pollinique entre 6.2 et 5 m (**unités 4, 5 et 6**) puis 10 % avec des maxima à 50 % à 4.6 m (**unité 3**) et de 50 à 70 % entre 4 et 3.5 m (**unité 2**). Ensuite les herbacées se stabilisent autour de 40 % au-delà de 3.5 m (**unités 1 et 2**).

5 - Modèle âge-profondeur

15 mesures du radiocarbone ont été effectuées sur des macrorestes de végétaux collectés le long des 6.2 m de séquence étudiée (Tableau 1). Parmi ces 15 échantillons, une date a été exclue du modèle d'âges car elle était clairement trop vieille par rapport aux autres (POZ41716). Trois autres dates n'ont pas été prises en compte dans le modèle d'âge car trop proches d'autres dates (POZ41625, POZ41626 et POZ627). Dans ce second cas les plus jeunes ont été conservées.

Tableau 1 - Datation AMS radiocarbone pour la séquence sédimentaire du lac de La Thuile. Les échantillons en gras correspondent aux dates écartées de la modélisation.

Nom de l'échantillon	Code labo.	Profondeur (mm)	Type	Age BP	Cal. Min (cal. BP)	Cal. Max (cal. BP)	Prob.
THU10-01A1b	SacA 24161	1000	Brindilles et restes indéterminés	250 ± 30	272	323	54,8
THU10-02A1a	Poz 41716	1970	Restes indéterminés	6440 ± 180	6955	7626	94,1
THU10-01B1a	SacA 24162	2600	Brindilles et restes indéterminés	960 ± 30	796	886	64,8
THU10-02B1b	Poz 41624	3450	Fragment de roseaux	1050 ± 30	954	1001	86,1
THU10-01C1b	SacA 24163	4500	Bois	1630 ± 30	1511	1573	56,7
THU10-01C1b	Poz 41625	4530	Bois	1650 ± 30	1518	1619	85,3
THU10-02C1a	Poz 41626	4850	Brindille, bois, roseaux	2525 ± 35	2490	2604	47,9
THU10-01C1b	SacA 24164	4990	Graine	2475 ± 30	2428	2719	93,8
THU10-01C1b	Poz 41627	5050	Graine	2840 ± 30	2866	3036	93,8
THU10-02C1a	SacA 24166	5100	Feuille (Fagus)	2835 ± 35	2859	3040	93
THU10-02C1a	Poz-51001	5240	Restes indéterminés	3715 ± 35	3970	4153	94
THU10-02C1a	Poz-51002	5320	Restes indéterminés	4440 ± 35	4952	5079	48,1
THU10-02C1a	Poz-44340	5590	Restes indéterminés	6240 ± 40	7149	7258	63,8
THU10-02C1a	SacA 24167	5840	Tourbe	9110 ± 45	10199	10304	74,4
THU10-02C1a	Poz 41632	6210	Ecorce de bois	10220 ± 50	11755	12125	95

La mesure des radioéléments de courtes périodes a permis de dater les 30 premiers centimètres de la séquence (Appleby and Oldfield, 1978). Le tracé logarithmique de l'activité du ^{210}Pb montre une diminution générale avec la profondeur avec deux tendances linéaires distinctes (Figure 8). Selon le modèle "Constant Flux, Constant Sedimentation rate" (Goldberg, 1963; Krishnaswamy et al., 1971) appliqué aux deux tendances, les niveaux de ^{210}Pb indiquent un taux moyen d'accumulation de 2.4 ± 0.1 mm/an entre 30 et 10 cm et de 12 ± 3 mm/an sur les 10 premiers centimètres. Le tracé du ^{137}Cs (Figure 8) présente un pic à 18.1 ± 1 cm qui correspond au maximum de production atmosphérique de ^{137}Cs de 1963 (Robbins and Edgington, 1975). Cette corrélation est confirmée par le pic ^{241}Am à la même profondeur qui résulte de la désintégration du ^{241}Pu retombé de l'atmosphère à la suite des essais nucléaires (Appleby et al., 1991). Dans la partie supérieure de la carotte à 12.65 ± 1 cm, un second pic de ^{137}Cs est visible et correspond à l'accident de Tchernobyl en 1986 (Figure 8). La bonne correspondance entre les âges dérivés du modèle ^{210}Pb -CFCS et les pics de radionucléides artificiels fournit une relation âge-profondeur bien contrainte et continue sur les 30 premiers centimètres de la séquence avec un changement majeur du taux de sédimentation vers l'an 2000 (± 2 ans). Ces données ont été incorporées dans Clam pour générer le modèle d'âge de l'ensemble de la séquence sédimentaire. L'étude du paléomagnétisme sur cette même séquence (Crouzet et al., soumis) améliore ce modèle avec 5 dates supplémentaires à 800, 1220, 3520 et 4300 mm de profondeur (Figure 8).

Le modèle d'âges montre 2 phases de sédimentation majeures sur les 6.2 premiers mètres de la séquence du lac de La Thuile (Figure 8). La sédimentation est faible entre 4.5 et 6.2 m. Ces deux mètres de sédiment couvrent une période de 10000 ans entre 12 et 2 ka cal. BP avec un taux de sédimentation moyen de 0.2 mm/an. La

sédimentation sur les 4.5 premiers mètres est beaucoup plus rapide, environ 4 mm/an et couvre les derniers 2000 ans.

La période Holocène recouvre donc les 6.2 premiers mètres de la séquence et les unités de sédiment 1 à 6 se répartissent comme suit :

- unité 1: 400 cal. BP - actuel
- unité 2: 1600-400 cal. BP
- unité 3: 2.5-1.65 ka cal. BP
- unité 4: 5.2-2.5 ka cal. BP
- unité 5: 10.1-5.2 ka cal. BP
- unité 6 : 12-10.1 ka cal. BP

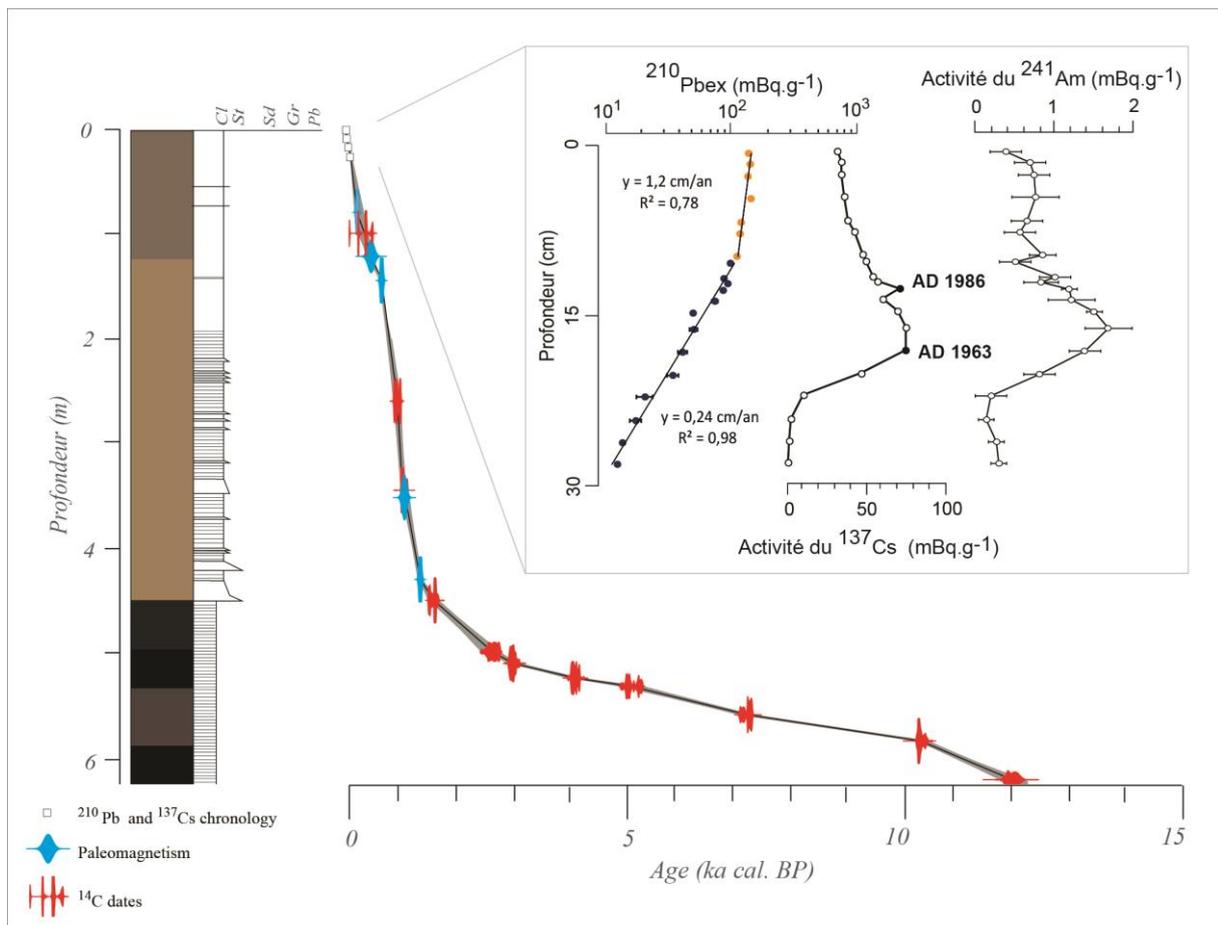


Figure 8 - Modèle d'âges de la séquence sédimentaire du lac de La Thuile associant chronologie $^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$, datation ^{14}C et enregistrement sédimentaire des variations séculaires du champ magnétique terrestre.

IV - DISCUSSION

1 - Sources de sédiments

Les différents proxies mesurés et leur comparaison permettent de discuter des différentes sources de sédiment et de rapporter comment le paysage a été transformé au cours des millénaires. Les données XRF permettent de comprendre la composition des apports. Les éléments positivement corrélés à la première composante de l'ACP (Fe, Mn, Rb, Ti, Zr, Si, Al et K) forment un pool détritique (Figure 6B) et permettent de tracer les apports terrigènes du bassin versant. Parmi ces éléments Ti est le plus représentatif de la composante (Figure 6B), strictement d'origine terrigène et inaltérable (Arnaud et al., 2012). Nous l'utilisons donc comme traceur des apports terrigènes sur la figure 9. Il en découle que les unités 1 et 2 sont dominées par des matériaux d'origine

terrigenes. La combinaison du taux de sédimentation et des apports terrigenes permet de retracer l'érosion du bassin versant: de hautes valeurs de ces deux proxies suggèrent une érosion plus intense comme c'est le cas depuis 2500 ans (Figure 9). La seconde composante de l'ACP met en évidence un pôle de sédiment carbonaté (Figure 6B). L'unité 5 est corrélée à ce pôle mais anticorrélée au pôle détritique. Le calcium peut avoir à la fois une origine terrigène et authigène. En utilisant Ti pour tracer la partie terrigène du sédiment, les hautes valeurs de Ca/Ti mettent en évidence la nature authigène des carbonates du sédiment dans l'unité 5, confirmée par les observations de cristaux de calcite au MEB (Figure 4B). De la même façon, le rapport Si/Ti (Figure 6A) est élevé dans l'unité 5 et le MEB a révélé la présence de diatomées (Figure 4B) ce qui confirme la nature authigène de la silice dans cette unité et reflète clairement le fonctionnement du lac et sa productivité à laquelle peut être associée la MO enregistrée à cette période (Figure 9). L'apport de Ca, en l'absence d'apport terrigène, pourrait être le signe d'une décarbonatation qui libère les argiles des sols conduisant à une évolution de sols calcaires vers des sols acides. A l'inverse l'érosion de matériaux terrigenes carbonatés serait le témoin d'une érosion de sols calcaires ou leur remobilisation lors d'utilisation agricole. Le troisième pôle de sédiment mis en évidence par l'ACP et identifié par S et Br qui est corrélé à la PAF à 550°C est représentatif de faciès riches en MO comme les unités 3, 4 et 6. Dans l'unité 4 (4.5-2.5 ka cal. BP) la présence de feuilles bien préservées est la seule indication d'origine de la MO pour cette séquence.

2 - Evolution de l'érosion et du paysage du lac de La Thuile pendant l'Holocène

a - Un début de l'Holocène marqué par une dominance de la production biogénique lacustre

12-10.1 ka cal. BP : établissement des sols et de la couverture végétale

La première partie de l'Holocène est caractérisée par les plus fortes teneurs en MO de la séquence (50 à 70%) et une diminution des apports terrigenes. Le taux de sédimentation est faible (0.2 mm/an). L'origine de la MO n'est pas clairement définie. Cependant Velle et al. (2010) et Schwörer et al. (2014) relient de fortes valeurs de PAF à 550°C dans les lacs Ratasjoen (Norvège) et Iffigsee (Suisse) avec une augmentation de la productivité lacustre au début de l'Holocène et une diminution de la contribution terrigène résultant de la stabilisation des sols et le développement de la végétation de leur bassin versant. Cette hypothèse pour le lac de La Thuile semble la plus recevable, ce qui conduirait à la formation de sols plus acides au moins sur les parties hautes du bassin versant. Les données polliniques mettent en évidence la disparition d'espèces pionnières comme le bouleau et le pin et l'installation d'une forêt de feuillus avec du noisetier, de l'orme, du tilleul et du chêne qui contribuent à la stabilisation des versants du lac et à l'évolution des sols et du paysage. Cette transition de la forêt boréale à la chênaie atlantique marque le début de l'Holocène il y a 11600 ans enclenchée par un réchauffement du climat (David, 2001; Schwörer et al., 2014; Slotboom and van Mourik, 2015).

10.1-4.5 ka cal. BP : stabilisation des pentes par densification de la végétation

Pendant l'optimum climatique Holocène, le sédiment correspond principalement à l'unité 5, finement laminé et carbonaté avec une moyenne de 30 % entre 9.5 et 6.2 ka cal. BP alors que les apports terrigenes et le taux de sédimentation sont au plus bas (0.1 mm/an). Le réchauffement du climat pendant cette période est responsable du fonctionnement du lac et de la sédimentation riche en carbonates (A. Mudroch, AJ Zeman, and LL Kalas, 1982; Lézine et al., 2010). La présence de lamines semble indiquer que le lac est en hypoxie. La présence d'une forêt est suggérée par le nombre important de pollens d'arbres durant cette période. Le milieu est complètement fermé par la végétation qui empêche l'érosion et explique avec le climat plus chaud (Arnaud et al., 2012) le faible taux de sédimentation. Plusieurs espèces d'arbre viennent s'ajouter à celles apparues au début de l'Holocène comme l'érable à 10.1 ka cal. BP puis le frêne, le sapin et l'aulne, autour de 8.3 ka cal. BP en lien possible avec l'évènement du 8.2 ka (Alley et al., 1997; Arnaud et al., 2012; David, 2010; Wanner et al., 2011). L'expansion de l'aulne pourrait indiquer un climat plus humide pendant cet évènement avec l'augmentation du niveau du lac d'Annecy (Magny et al., 2003). A 8.3 ka cal. BP on observe une diminution du signal « carbonates » et une petite augmentation du taux de MO qui serait en accord avec une diminution des températures. Le même scénario est observé vers 7 ka cal. BP et pourrait refléter une ouverture de la sapinière. Les sols acidifiés par la végétation résineuse se généralisent dans le bassin versant et contribuent à l'apport de Ca qui précipite dans le lac. Aucun des proxies utilisés ici ne permet de suggérer la présence d'une activité humaine conséquente entre 12 et 4.5 ka cal. BP dans le bassin versant.

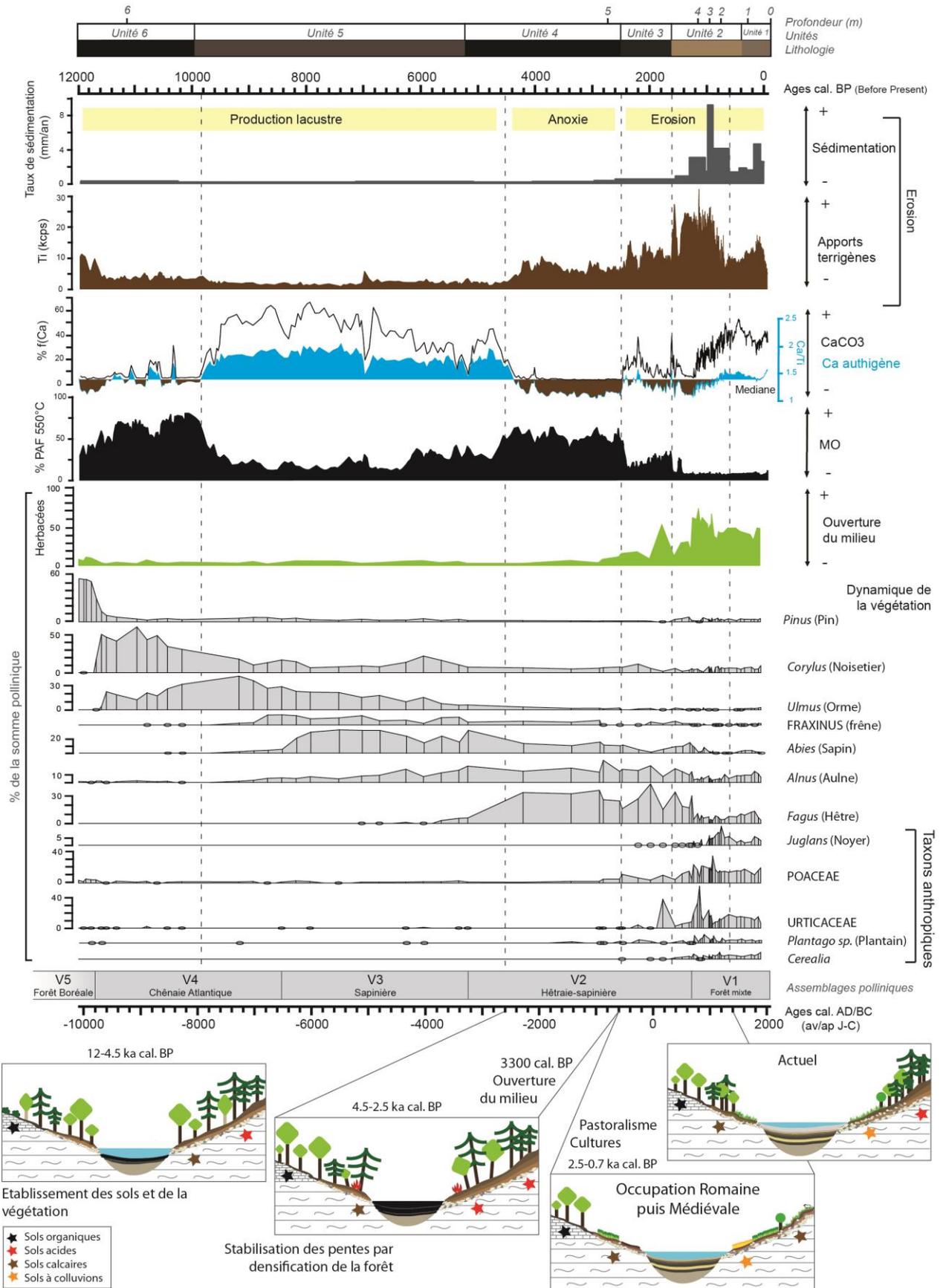


Figure 9 - Evolution du paysage du lac de La Thuile depuis 12000 ans à partir des proxies sédimentaires, géochimiques et palynologiques.

b - Intensification des apports terrigènes du bassin versant en réponse au climat et à l'anthropisation

4.5-2.5 ka cal. BP : Anoxie du milieu et première ouverture de l'environnement

A partir de 4.5 ka cal. BP, une première augmentation des apports terrigènes est enregistrée au même moment que le début du Néoglaciale. Le taux de sédimentation n'augmente pas significativement avant 3000 ans cal. BP mais la nature du sédiment change. Les quantités de MO atteignent 50 % entre 4.5 et 2.5 ka cal. BP. La fraction minérale augmente également mais sans carbonates, excepté autour de 4 ka cal. BP. Cette première phase terrigène pourrait être le reflet de conditions plus humides initiées avec l'évènement 4.2 ka cal. BP enregistré non seulement dans le lac du Bourget (Arnaud et al., 2012) mais également dans toute la région (Magny et al., 2011, 2011; Simonneau et al., 2013) avec une avancée des glaciers et une régression de la limite supérieure de l'arbre en altitude (Nicolussi et al., 2005). La présence de feuilles d'arbres bien préservées dans le sédiment à cette période suggère qu'au moins une partie de la MO est d'origine terrestre et serait cohérente avec l'enregistrement pollinique et la présence d'une forêt aux abords directs du lac. Les conditions pour que des macrorestes soient conservés de cette façon laissent penser que le lac ait été anoxique à cette période. L'érosion et l'anoxie ont pu être engendrées par des conditions plus humides (Magny et al., 2011). L'augmentation des précipitations pourrait avoir augmenté le ruissellement mais le bassin versant étant boisé, l'érosion n'a pas eu de conséquences très importantes sur la sédimentation. Le lierre qui croît généralement sur les arbres et dans les ambiances d'ombre est absent après 3.3 ka cal. BP. Au même moment on note l'apparition des pollens de plantains et de Poacées. Cette transition d'une végétation arborée vers une végétation herbacée semble indiquer une première ouverture du milieu. Elle intervient en même temps que la perturbation maximale des sols aux abords du lac de Paladru (Simonneau et al., 2013) et qu'aux diminutions des pollens d'arbres de plusieurs séquences sédimentaires en Suisse (Tinner et al., 2003). Le Roy et al. (2015) relève plusieurs avancées du glacier de la mer de glace dans le massif du Mont Blanc à cette période, entre 3180 et 3055 cal. BP, 2963 et 2912 cal. BP, et entre 2752 et 2727 cal. BP. Donc nous ne pouvons pas exclure totalement le rôle du climat et un potentiel refroidissement sur la dynamique de la végétation et du paysage qui pourrait avoir bénéficié ou non à l'installation de l'homme dans le bassin versant. De la même façon qu'au Bourget, cette période présente des interactions homme-climat-érosion complexes (Arnaud et al., 2012).

2.5-1.6 ka cal. BP : Premières installations à la fin de l'Age du fer et durant l'Antiquité

A partir de 2.5 ka cal. BP, l'augmentation de la teneur en carbonate du sédiment coïncide avec une seconde phase d'apports terrigènes et la MO est moins importante que précédemment ce qui semble indiquer une remobilisation de matériaux carbonatés dans le bassin versant et son érosion. Une telle remobilisation dans un milieu précédemment boisé pourrait être l'effet de sa déforestation et conduirait à un retour vers des sols plus calcaires. Les pollens d'herbacées augmentent après 2.5 ka cal. BP. Les premiers pollens de *Cerealia* sont enregistrés et attestent de la présence de l'homme aux abords du lac. L'apparition du noyer entre 2.2 et 1.6 ka cal. BP renforce la responsabilité de l'homme dans ce changement. L'hypothèse d'un défrichement est supportée par la disparition de la forêt. Les lacs Origlio, Lobsigensee and Muzzano en Suisse enregistrent également un minimum de pollens d'arbres entre 2.3 et 2.4 ka cal. BP et les céréales témoignent d'une activité agricole importante à cette époque (Tinner et al., 2003). L'activité des feux à cette même époque reconstituée de la Tourbière de Guer (Suisse) reflète un paysage pâturé et une faible couverture arborée (Morales-Molino et al., 2014). L'Antiquité est la période où les apports terrigènes sont les plus importants au lac Moras sur les derniers millénaires (Doyen et al., 2013) mais elle correspond plus à une période d'activités pastorales que de culture autour du lac. La déforestation est le premier impact majeur sur le paysage du lac de La Thuile. L'installation de l'homme à l'époque romaine engendre un changement de d'occupation du sol qui se traduit par une modification de la pédogénèse et une accélération de la sédimentation. La surface des sols est déstabilisée. Les sols sont rajeunis et recarbonatés par les apports de l'érosion. Ils rentrent dans une phase de rhéxistase (Erhart, 1955): la pédogénèse régresse et se traduit ici par un retour à des sols calcaires.

1.6-0.7 ka cal. BP (350-1250 AD): Intensification de l'érosion durant l'occupation Médiévale

Une troisième phase d'intensification de l'érosion survient durant le Moyen-âge et est la plus importante crise érosive enregistrée au lac de La Thuile durant l'Holocène. Entre 1450 et 1200 ans cal. BP, la sédimentation est pauvre en Ca et dépourvue de MO (Figure 9). Les apports terrigènes sont importants et la sédimentation passe de 0.8 à 2.9 mm/an. Après 1200 ans cal. BP et jusqu'à 900 ans cal. BP (750 à 1050 AD), la sédimentation atteint 4

mm/an et s'enrichit en carbonate. Cette rapide recarbonatation de matériaux érodés transférés au lac peut être attribuée à du colluvionnement qui interviendrait en conséquence du défrichement et de l'exploitation des versants pour l'agriculture et pourrait être à l'origine de la mise en place de Colluviosols aux abords du lac (Figure 3). Les pollens d'herbacées atteignent leur maximum vers 1200 an cal. BP (60 à 70 %) et confirment un changement radical du paysage : les pollens de céréales et d'Urticacées témoignent d'un système agricole bien développé dans le bassin versant. L'intensification des pratiques agricoles pourrait être responsable de l'intensification de l'érosion, notamment de sols cultivés, ce qui expliquerait la diminution de la MO (Simonneau et al., 2013). La MO pourrait également être diluée dans l'important flux terrigène.

A partir de 900 ans cal. BP, Ti diminue mais reste aussi élevé que pendant l'Antiquité alors que le Ca augmente toujours dans le sédiment (Figure 9). La MO est toujours très faible et le taux de sédimentation reste aux alentours de 4 mm/an. Le maximum de pollens de céréales est enregistré entre 800 et 700 ans cal. BP. Jusqu'à 700 ans cal. BP, la diminution des apports terrigènes, alors que les céréales atteignent leur maximum, pourrait être le signe d'un changement d'usage ou d'une stabilisation du paysage.

De 700 ans cal. BP à aujourd'hui: PAG et temps modernes

Le Petit Age Glaciaire (PAG) est caractérisé par un signal érosif plus faible qu'à l'époque Médiévale alors que cette période est souvent caractérisée par une augmentation de l'érosion (Giguet-Covex et al., 2011; Simonneau et al., 2013; Slotboom and van Mourik, 2015; Wilhelm et al., 2012), autant à haute altitude qu'à basse altitude. En haute altitude la fréquence des crues s'intensifie avec la péjoration du climat alors qu'en plaine, l'agriculture persiste et génère toujours de l'érosion. A l'intermédiaire où se situe La Thuile, cette perturbation climatique pourrait avoir freiné les possibilités agricoles et ainsi diminué l'impact de l'homme sur le milieu et sur l'érosion avec une recolonisation naturelle des espaces marginaux par la végétation. Mais il n'est pas exclu que d'autres raisons sociales et économiques aient joué à la faveur de cette diminution de l'érosion, comme la peste ou des migrations de populations (Mouthon, 2009; Tinner et al., 2003). Ce contraste d'érosion entre l'époque Médiévale et le PAG met en lumière la domination de l'homme par rapport au climat sur l'érosion à cet étage altitudinal. Les derniers siècles sont marqués par une reprise de l'érosion à la fin du 18^{ème} siècle et jusqu'au milieu du 19^{ème} sans doute associée à une reprise des activités agricoles. La diminution des apports semble ensuite être l'effet de la reprise agricole liée à la révolution industrielle moderne.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

La séquence du lac de La Thuile est constituée d'unités sédimentaires bien distinctes dont l'analyse multi-proxies permet de reconstituer les dynamiques de l'érosion pendant l'Holocène. Les proxies de l'érosion combinés à la palynologie mettent en évidence des changements dans l'occupation du sol et dans le paysage. Le remplissage sédimentaire indique que les processus d'érosion sont directement liés au forçage anthropique. Dans la première partie de l'Holocène, l'évolution du paysage, de la végétation et des sols est contrôlée par des processus naturels et la variabilité climatique. Le développement de la forêt stabilise les pentes et retient l'érosion jusqu'à 4.5 ka cal. BP ce qui permet une pédogénèse progressive. Cette situation change avec l'installation de l'homme il y a environ 3300 ans. L'érosion atteint son maximum pendant la période chaude Médiévale avec l'intensification des pressions agricoles sur le milieu. Inversement, l'érosion est moins intense pendant le Petit Age Glaciaire alors que cette période est connue pour être une période d'augmentation de l'érosion. Ce contraste d'érosion entre le Moyen-Âge et le PAG met en relief le contrôle dominant de l'Homme sur l'érosion et sur le paysage par rapport au climat. Le rôle de l'homme semble alors être plus important que le climat sur l'érosion à cet étage altitudinal avec d'abruptes modifications du paysage et des sols. Il serait pertinent de spécifier le rôle prépondérant de l'homme avec l'usage des sols et des pratiques pour comprendre la mise en forme du territoire. Et comme le sol est un constituant majeur du paysage et le support des activités de l'homme il serait intéressant de préciser davantage l'évolution pédologique du bassin versant et sa réponse à l'emprise humaine.

Remerciements

Cette étude a reçu le soutien financier de l'Université de Savoie (BQRIAAP, 2010). Nous tenons à remercier CLIMCORE Continent pour le carottage. Les datations ^{14}C ont été acquises grâce au Laboratoire de mesure C14 (LMC14) Artemis au CEA de Saclay. Les auteurs remercient le Laboratoire Souterrain de Modane (LSM) pour les mesures des radioéléments. Nous tenons également à remercier Faiçal Soufi pour la préparation des lames minces de sédiment.

BIBLIOGRAPHIE

Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., and Clark, P.U. (1997). Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* 25, 483.

Appleby, P., and Oldfield, F. (1978). The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported 210 Pb to the sediment. *Catena* 5, 1–8.

Appleby, P., Richardson, N., and Nolan, P. (1991). 241Am dating of lake sediments. In *Environmental History and Palaeolimnology*, (Springer), 35–42.

Argant, J., Bégeot, C., and Marrocchi, Y. (2009). L'environnement végétal au Tardiglaciaire à partir de l'étude pollinique de trois lacs: La Thuile, Saint-Jean-de-Chevelu et Moras. La Fin du Paléolithique Supérieur dans les Alpes du nord française et le Jura Méridional, *Mémoire L de la Société préhistorique française*, 23-40.

Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M., and Tribouvillard, N. (2005). 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* 15, 420–428.

Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguet-Covex, C., Poulénard, J., and Magny, M. (2012). Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quat. Sci. Rev.* 51, 81–92.

Birks, H.H., and Birks, H.J.B. (2006). Multi-proxy studies in palaeolimnology. *Veg. Hist. Archaeobotany* 15, 235–251.

Blaauw, M. (2010). Methods and code for “classical” age-modelling of radiocarbon sequences. *Quat. Geochronol.* 5, 512–518.

Brisset, E., Guiter, F., Miramont, C., Delhon, C., Arnaud, F., Disnar, J.-R., Poulénard, J., Anthony, E., Meunier, J.-D., Wilhelm, B., Pailles, C. (2012). Approche multidisciplinaire d'une séquence lacustre holocène dans les Alpes du Sud au lac Petit (Mercantour, alt. 2200m. France): histoire d'un géosystème dégradé. *Quaternaire* 23.

Brisset, E., Miramont, C., Guiter, F., Anthony, E.J., Tachikawa, K., Poulénard, J., Arnaud, F., Delhon, C., Meunier, J.-D., Bard, E., Sumera, F. (2013). Non-reversible geosystem destabilisation at 4200 cal. BP: Sedimentological, geochemical and botanical markers of soil erosion recorded in a Mediterranean alpine lake. *The Holocene* 23, 1863–1874.

Cerdan, O., Bissonnais, Y.L., Souchere, V., Martin, P., and Lecomte, V. (2002). Sediment concentration in interrill flow: interactions between soil surface conditions, vegetation and rainfall. *Earth Surf. Process. Landf.* 27, 193–205.

Crouzet C., Wilhelm B., Sabatier P., Demory F., Thouveny N., Arnaud F., Pignol C., Reyss J.-L., Magand O., Malet E., Fanget B. (2015). Reinforcement of age models in recent alpine lake sediments using geomagnetic field secular records. *Soumis à Journal of Paleolimnology*.

David, F. (2001). Le tardiglaciaire des Ételles (Alpes françaises du Nord): instabilité climatique et dynamique de végétation. *Comptes Rendus Académie Sci.-Ser. III-Sci. Vie* 324, 373–380.

- David, F. (2010). An example of the consequences of human activities on the evolution of subalpine landscapes. *Comptes Rendus Palevol* 9, 229–235.
- Dearing, J.A., Battarbee, R.W., Dikau, R., Larocque, I., and Oldfield, F. (2006). Human–environment interactions: learning from the past. *Reg. Environ. Change* 6, 1–16.
- Doyen, E., Vanniere, B., Berger, J.-F., Arnaud, F., Tachikawa, K., and Bard, E. (2013). Land-use changes and environmental dynamics in the upper Rhone valley since Neolithic times inferred from sediments in Lac Moras. *The Holocene* 23, 961–973.
- Erhart, H. (1955). “Biostasie” et “rhexistasie”; esquisse d’une theorie sur le role de la pedogenese en tant que phenomene geologique. *Comptes Rendus Hebd. Seances Acad. Sci.* 241, 1218–1220.
- Faegri, K., and Iversen, J. (1989). *Textbook of Pollen Analysis*, revised by Faegri K, Kaland PE, Krzywinski K. J Wiley N. Y. 328p.
- Giguët-Covex, C., Arnaud, F., Poulenard, J., Disnar, J.-R., Delhon, C., Francus, P., David, F., Enters, D., Rey, P.-J., and Delannoy, J.-J. (2011). Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m a.s.l., NW French Alps): The role of climate and human activities. *The Holocene* 21, 651–665.
- Giguët-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulenard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.-J., Wilhelm, B., and Delannoy, J.-J. (2012). Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5ka in northwestern French Alps (Lake Anterne). *Quat. Res.* 77, 12–22.
- Goeury, C. (1988). Acquisition, gestion et représentation des données de l’analyse pollinique sur micro-ordinateur. *Trav. Sect. Sci. Tech. Inst. Fr. Pondichéry* 25, 405–416.
- Goldberg, E.D. (1963). Geochronology with 210Pb. *Radioact. Dating* 121–131.
- Guiter, F., Andrieu-Ponel, V., de Beaulieu, J.-L., Ponel, P., Nicoud, G., and Blavoux, B. (2005). Impact anthropique sur la végétation de la région d’Évian depuis le Néolithique moyen : l’enregistrement pollinique de la Beunaz (971 m n.g.f., Haute-Savoie, France). *C. R. Biol.* 328, 661–673.
- Heiri, O., Lotter, A.F., and Lemcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *J. Paleolimnol.* 25, 101–110.
- Heiri, O., Wick, L., van Leeuwen, J.F., van der Knaap, W.O., and Lotter, A.F. (2003). Holocene tree immigration and the chironomid fauna of a small Swiss subalpine lake (Hinterburgsee, 1515 m asl). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 189, 35–53.
- Krishnaswamy, S., Lal, D., Martin, J.M., and Meybeck, M. (1971). Geochronology of lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 11, 407–414.
- Leroux, A., Bichet, V., Walter-Simonnet, A.-V., Magny, M., Adatte, T., Gauthier, É., Richard, H., and Baltzer, A. (2008). Late Glacial-Holocene sequence of Lake Saint-Point (Jura Mountains, France): Detrital inputs as records of climate change and anthropic impact. *Comptes Rendus Geosci.* 340, 883–892.
- Lézine, A.-M., von Grafenstein, U., Andersen, N., Belmecheri, S., Bordon, A., Caron, B., Cazet, J.-P., Erlenkeuser, H., Fouache, E., Grenier, C., Huntsman-Mapila, P., Hureau-Mazaudier, D., Manelli, D., Mazaud, A., Robert, C., Sulpizio, R., Tiercelin, J.-J., Zanchetta, G., Zeqollari, Z. (2010). Lake Ohrid, Albania, provides an exceptional multi-proxy record of environmental changes during the last glacial–interglacial cycle. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 287, 116–127.
- Magny, M., Bégeot, C., Guiot, J., Marguet, A., and Billaud, Y. (2003). Reconstruction and palaeoclimatic interpretation of mid-Holocene vegetation and lake-level changes at Saint-Jorioz, Lake Annecy, French Pre-Alps. *The Holocene* 13, 265–275.

- Magny, M., Bossuet, G., Ruffaldi, P., Leroux, A., and Mouthon, J. (2011). Orbital imprint on Holocene palaeohydrological variations in west-central Europe as reflected by lake-level changes at Cerin (Jura Mountains, eastern France). *J. Quat. Sci.* *26*, 171–177.
- Morales-Molino, C., Vescovi, E., Krebs, P., Carlevaro, E., Kaltenrieder, P., Conedera, M., Tinner, W., Colombaroli, D., 2014. The role of human-induced fire and sweet chestnut (*Castanea sativa* Mill.) cultivation on the long-term landscape dynamics of the southern Swiss Alps. *The Holocene* *25*, 482–494.
- Mourier, B., Poulenard, J., Carcaillet, C., and Williamson, D. (2010). Soil evolution and subalpine ecosystem changes in the French Alps inferred from geochemical analysis of lacustrine sediments. *J. Paleolimnol.* *44*, 571–587.
- Mouthon, F. (2009). *Les Bauges médiévales*, Edition de l'Université de Savoie *n°11*, 242p.
- Mudroch A, Zeman AJ, and Kalas LL (1982). Calcium carbonate in postglacial lake erie sediment. *J. Gt. Lakes Res.* *8*, 711–718.
- Nicolussi, K., Kaufmann, M., Patzelt, G., Plicht van der, J., and Thurner, A. (2005). Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Veg. Hist. Archaeobotany* *14*, 221–234.
- R Development Core Team (2011). *R: A Language and Environment for Statistical Computing* (Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing).
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, M.P., Guilderson, T.P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.J., Hughen, K.A., Kaiser, K.K., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* *55*, 1869-1887.
- Reyss, J.-L., Schmidt, S., Legeleux, F., and Bonté, P. (1995). Large, low background well-type detectors for measurements of environmental radioactivity. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. Accel. Spectrometers Detect. Assoc. Equip.* *357*, 391–397.
- Robbins, J.A., and Edgington, D.N. (1975). Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. *Geochim. Cosmochim. Acta* *39*, 285–304.
- Le Roy, M., Nicolussi, K., Deline, P., Astrade, L., Edouard, J.-L., Miramont, C., and Arnaud, F. (2015). Calendar-dated glacier variations in the western European Alps during the Neoglacial: the Mer de Glace record, Mont Blanc massif. *Quat. Sci. Rev.* *108*, 1–22.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Briquieu, L., Colin, C., and Siani, G. (2010). Clay minerals and geochemistry record from northwest Mediterranean coastal lagoon sequence: Implications for paleostorm reconstruction. *Sediment. Geol.* *228*, 205–217.
- Schwörer, C., Kaltenrieder, P., Glur, L., Berlinger, M., Elbert, J., Frei, S., Gilli, A., Hafner, A., Anselmetti, F.S., Grosjean, M., Tinner, W. (2014). Holocene climate, fire and vegetation dynamics at the treeline in the Northwestern Swiss Alps. *Veg. Hist. Archaeobotany* *23*, 479–496.
- Schwörer, C., Colombaroli, D., Kaltenrieder, P., Rey, F., and Tinner, W. (2015). Early human impact (5000-3000 BC) affects mountain forest dynamics in the Alps. *J. Ecol.* *103*, 281-285.
- Simonneau, A., Doyen, E., Chapron, E., Millet, L., Vannièrè, B., Di Giovanni, C., Bossard, N., Tachikawa, K., Bard, E., Albéric, P., Desmet, M., Roux, G., Lajeunesse, P., Berger, J.F., Arnaud, F. (2013). Holocene land-use evolution and associated soil erosion in the French Prealps inferred from Lake Paladru sediments and archaeological evidences. *J. Archaeol. Sci.* *40*, 1636–1645.
- Slotboom, R.T., and van Mourik, J.M. (2015). Pollen records of mardel deposits: The effects of climatic oscillations and land management on soil erosion in Gutland, Luxembourg. *CATENA* *132*, 72-88.

Tinner, W., Lotter, A.F., Ammann, B., Conedera, M., Hubschmid, P., van Leeuwen, J.F.N., and Wehrli, M. (2003). Climatic change and contemporaneous land-use phases north and south of the Alps 2300 BC to 800 AD. *Quat. Sci. Rev.* 22, 1447–1460.

Velle, G., Bjune, A.E., Larsen, J., and Birks, H.J.B. (2010). Holocene climate and environmental history of Brurskardstjørni, a lake in the catchment of Øvre Heimdalsvatn, south-central Norway. *Hydrobiologia* 642, 13–34.

Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., and Jetel, M. (2011). Structure and origin of Holocene cold events. *Quat. Sci. Rev.* 30, 3109–3123.

Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Crouzet, C., Brisset, E., Chaumillon, E., Disnar, J.-R., Guiter, F., Malet, E., Reyss, J.-L., Tachikawa, K., Bard, E., Delannoy, J.-J. (2012). 1400years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quat. Res.* 78, 1–12.

Zamolo, G. (1980). Régime des eaux souterraines dans les massifs calcaires: hydrogéologie du secteur sud-est du massif des Bauges (Savoie), bassins versants du Ternèze et du Nant d'Aillon-Alpes françaises. Thèse de doctorat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 355p.