



HAL
open science

**Contribution des sédiments laminés lacustres à l'étude
des changements environnementaux holocène Approche
couplée sédimentologie/géochimie à haute résolution
Application à deux lacs nord alpins**

Charline Giguet-Covex

► **To cite this version:**

Charline Giguet-Covex. Contribution des sédiments laminés lacustres à l'étude des changements environnementaux holocène Approche couplée sédimentologie/géochimie à haute résolution Application à deux lacs nord alpins. Minéralogie. Université de Savoie, 2010. Français. NNT : . tel-00553247

HAL Id: tel-00553247

<https://theses.hal.science/tel-00553247>

Submitted on 6 Jan 2011

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

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

Résumé

L'étude des sédiments laminés, permettant des reconstitutions paléoenvironnementales à haute résolution, constitue le fil directeur de notre thèse. Les lacs d'Anterne (2063 m asl) et du Bourget (231,5 m asl), tous deux situés dans les Alpes françaises du nord, ont été choisis afin de contribuer à la compréhension de l'évolution du climat dans cette région et d'étudier l'impact de activités humaines sur les environnements alpins et péri-alpins. Un des défis de cette thèse est donc de distinguer le rôle respectif de ces deux facteurs dans les changements observés à travers l'étude des sédiments.

La séquence sédimentaire du lac d'Anterne couvre la majeure partie de l'Holocène. L'évolution des processus d'érosion dans le bassin versant a pu être reconstituée à partir d'analyses sédimentologiques et d'une approche « source-puits » appliquée aux analyses géochimiques organiques et minérales. Cette approche méthodologique, couplée aux indicateurs quantitatifs d'érosion, a permis de mettre en évidence l'évolution des couvertures pédologiques, lesquelles sont contrôlées par la lithologie, la topographie, la végétation, le climat et l'usage des sols. Les résultats obtenus ont apporté des éléments de réponse sur l'origine climatique et/ou anthropique des changements observés. Une évolution progressive au début de l'holocène (9950-5450 cal. BP) avec mise en place des sols (processus de décarbonatation et d'acidification) et de la végétation, puis stabilisation de celle-ci a ainsi été mise évidence. Des conditions anoxiques se sont développées au fond du lac au cours de cette phase de stabilisation. Elles sont interprétées comme la conséquence d'une végétation bien développée dans le bassin versant.

Une évolution régressive des sols, accompagnée d'importants processus d'érosion débute vers 5450 cal. BP, en raison d'un renversement climatique vers des conditions plus froides. Cette histoire régressive se poursuit en réponse à une pression anthropique renforcée (déforestation, activité pastorale) à l'Age du Bronze (autour de 3400 cal. BP), durant la fin de l'Age de Fer-début de la période Romaine (2400-1800 cal. BP) et au Bas Moyen Age (1000-1200 ap. J.-C.). Nos interprétations ont pu être confortées et enrichies grâce au croisement de nos données avec des reconstitutions climatiques obtenus sur le site d'étude (température à partir des chironomes) et dans la région, et avec des données de paléovégétation (pollen, bois fossiles) et d'archéologie acquises dans le massif entourant le Lac d'Anterne.

L'enregistrement du lac du Bourget ne couvre que les 120 dernières années. L'intérêt de cette archive est l'étude de la variabilité hydroclimatique annuelle à décennale et la reconstitution de l'évolution des conditions trophiques et de l'oxygénation du fond du lac en relation avec les activités humaines (rejet d'eaux usées, activités agricoles) et le climat.

Contrairement à Anterne, les sédiments laminés du Lac du Bourget sont varvés. Une datation juste, précise et à haute résolution a donc été obtenue. A partir des analyses sédimentologiques et géochimiques, notre étude a pu mettre en évidence les effets opposés des crues du Rhône (affluent temporaire du lac) sur la qualité des eaux du lac (apport de nutriments mais aussi d'oxygène). Un intérêt particulier a donc aussi été porté à la compréhension des facteurs contrôlant les crues du Rhône (climat/activités anthropiques).

Mots clés : sédiments laminés, sols, haute résolution, géochimie minérale et organique, Homme, Climat, Environnement

Abstract

The high resolution study of laminated sediments from Lake Anterne (2063 m asl) and Lake Bourget (231.5 m asl), both located in northern French Alps, led us to reconstruct paleoenvironmental changes induced both by climate changes and human activities. Anthropogenic impacts upon lake catchment area, and in particular on erosion processes, alter the sensitivity of the sediment record to climatic variations. One of the challenges of this thesis is to disentangle the respective roles of these two factors in the changes observed throughout the study of lake sediments.

The sedimentary archive of Lake Anterne covers most of the Holocene period. The evolution of erosion processes in the catchment area have been reconstructed from sedimentological analyses. A «source-to-sink» approach was applied on organic and mineral geochemical analyses. This methodological approach, coupled with quantitative indicators of erosion, allowed highlighting the evolution of soil cover. These results brought also information about the climatic or anthropogenic origin of changes in erosion patterns. During the early Holocene (9950-5450 cal. BP), a gradual evolution was recorded: establishment of vegetation and soil with pedogenesis processes (decarbonation and acidification), and then stabilization of the catchment linked to a well-developed vegetation cover. We evidenced anoxic conditions at the bottom of the lake during this period of stabilization. We interpret it as a consequence of slope stabilisation by a dense vegetation cover. A regressive story of soils, accompanied by a significant enhancement of erosion processes, began at ca. 5450 cal. BP, due to a climate reversal towards colder conditions. This regressive story was reinforced by anthropogenic impacts (deforestation, pastoral activity) during the Bronze Age (around 3400 cal. BP), the end of Iron Age-beginning of the Roman period (2400 cal. BP-150 AD) and the lower middle age (1000-1200 AD).

Our interpretations were reinforced and enriched by crossing our data with climate reconstructions obtained at Anterne (temperature from chironomids) and in the region, and with paleovegetation (pollen, wood macrofossils) and archaeological data from surrounding areas.

The record from Lake Le Bourget covers only the last 120 years. This archive was studied in the aim to reconstruct the evolution of the trophic level and the oxygenation at the bottom of the lake, in relation with human activities (discharge of sewage waters, agricultural activities) and climate evolution. The hydroclimatic variability at annual and pluriannual scales was also considered.

Unlike Anterne, laminated sediments of Lake Le Bourget are varved. Therefore, a fair, accurate and high resolution dating was obtained. Our environmental reconstruction is based on sedimentological and geochemical analyses. The comparison between trophic level indicators and River Rhône detrital inputs highlighted the opposed effects of Rhône floods (a non-permanent tributary) on lake water quality (nutrient but also oxygen supply). Therefore, a special interest was also brought to the understanding of the factors controlling Rhône floods (anthropogenic climate/activities).

Keywords: laminated sediments, soils, high-resolution, mineral and organic geochemistry, Human, Climate, Environment

Remerciements

Voici l'une des parties les plus difficiles pour moi car l'écriture n'est pas mon point fort (comme Fabien a pu le constater durant ces années !). Mais si je suis en train de plancher sur mes remerciements, cela signifie que je ne suis plus très loin de l'aboutissement de ma thèse. Un soulagement mais aussi quelques regrets. Ces trois ans et quelques mois passés au Bourget du Lac avec toutes les personnes qui m'ont tant aidé, ont été un réel plaisir.

La personne sans qui, toute cette aventure n'aurait pu avoir lieu, est évidemment mon directeur de thèse, Jean-Jacques. Grâce à lui, j'ai obtenu cette bourse tellement primordiale, pour pouvoir effectuer une thèse sur ce sujet qui me plaisait. Ça met un peu la pression mais la confiance qu'il m'a portée m'a probablement aussi permis de reprendre confiance en moi dans les moments difficiles.

La personne qui a sans doute joué le rôle le plus important tout au long de ces années, est bien évidemment mon autre directeur de thèse, Fabien. Il a su m'encadrer (et me recadrer aussi) tout en me laissant une grande liberté dans ce que j'entreprenais, que ce soit sur le terrain ou à propos de mes hypothèses qui pouvaient parfois paraître farfelues ou compliquées... Une de ces plus grandes qualités, je crois, est sa capacité à dire quand les choses ne vont pas, mais aussi quand ça va bien. C'est une qualité rare et pourtant indispensable pour la motivation et la qualité du travail. C'est aussi un directeur très accessible. Toujours disponible lorsque je me posais des questions, et sur lequel je pouvais compter pour me remonter le moral. J'en profite pour remercier Marc Desmet de me l'avoir présenté, c'est un peu grâce à lui si j'en suis ici aujourd'hui.

Il m'est agréable de remercier ici toutes les personnes qui ont contribué à la réalisation de ces travaux de recherche d'un point de vue technique sur le terrain mais aussi au labo. Manu, le «Géo trouve-tout» ou le «Mac Giver» du labo, toujours enthousiaste, lorsque l'on demande ses services pour fabriquer un outil, aider à préparer une mission ou nous accompagner sur le terrain. Vous avez une idée concernant une pièce qui pourrait améliorer votre système d'instrumentation sur le terrain, ou votre travail de labo, il vous suffit de l'exposer à Manu. Il la matérialisera en un clin d'œil ! Sans lui, les données de suivi environnemental, présentées dans la thèse n'aurait probablement pas pu être acquises. Bernard aussi, a toujours été présent pour répondre à mes questions de chimie. Il a également bravé le froid de la nuit d'Anterne au mois de septembre pour que je puisse avoir le matériel sédimentaire nécessaire à mes travaux de recherche ! Yves, merci pour ton aide sur les méthodes de traitement de donnée et sur l'utilisation de Matlab. Sans toi je ne sais pas comment j'aurais fait ! André, ou plutôt, Dédé, m'a toujours donné de très bons conseils et surtout, des astuces (ça c'est l'expérience !), pour scanner ou photocopier tous types de documents. Je le remercie pour sa formation In-design. Grâce à lui, la mise en page de cette thèse a été un jeu d'enfant et presque un plaisir ! Etant autodidacte dans ce domaine, je remercie Vincent pour sa patience et, pour tous les dépannages informatiques qu'il a effectués pour me rendre service surtout à quelques jours de remettre ma thèse. Estelle, même si cela ne paraît pas dans la thèse je te remercie pour tout le temps que tu as passé à travailler sur le modèle numérique de terrain d'Anterne pour nous aider à traiter la question d'une baisse de niveau de lac passée. La paperasse n'étant pas du tout ma tasse de thé, je remercie Carole, pour m'avoir facilité la vie concernant les démarches administratives.

Autre personne ayant eu une présence assidue sur le terrain c'est notre « Speedy Jérôme ». Il a non-seulement participé activement à toutes les missions d'Anterne, mais a aussi beaucoup contribué à l'élaboration de mes interprétations sur l'évolution environnementale du bassin versant d'Anterne notamment en relation avec les sols. Nos discussions autour d'un café ou lors des réunions « lac » du vendredi soir ont toujours été très passionnantes et fructueuses. Le fait qu'il fut bien souvent le moins sévère lors de mes corrections de papiers notamment, a constitué un soutien moral très appréciable.

Je remercie particulièrement Brice, un jeune docteur, avec qui j'ai pu avoir de nombreuses discussions sur les sols, les terres rares, la construction de modèles d'âges... Je le remercie pour les analyses qu'il a faites pour moi ainsi que, pour son aide précieuse dans la compréhension et l'interprétation de mes analyses de terres rares, bien qu'elles ne figurent pas dans la thèse.

Autre membre de notre petite équipe « lac » que je ne pouvais oublier, c'est bien sûr Bruno ! Sous ces airs d'homme des montagnes un peu rustre, il est en fait tout à fait sociable ! Toujours prêt pour boire une bière ou l'été pour pique-niquer au bord du lac et faire un petit plongeon. Je le remercie aussi pour toutes les discussions scientifiques très intéressantes que nous avons pu avoir. Je suis très contente de pouvoir continuer à travailler avec toi et j'espère que cela durera ! Bonne chance pour la fin de ta thèse !

Dirk. Ah! L'Allemagne, si rigoureuse, carrée et rigide (french bricolage)... It is a joke ! Je le remercie pour sa patience lorsqu'il relisait et corrigeait mes papiers écrits en « Fran-glais ». Ainsi que, pour tout le temps passé à me former à la réalisation de lames minces. Evidemment, j'ai aussi pu profiter de son expérience et ses connaissances scientifiques.

Grâce à Pierre Francus, j'ai pu passer mes carottes au scanner de carotte *Itrax* à Québec. Je le remercie de m'avoir accueillie dans son laboratoire et de m'avoir fait profiter de son expérience sur l'étude des sédiments varvés et l'analyse d'image. Je dois aussi remercier Jean-François Crémer qui s'est occupé de mon installation au laboratoire et de ma formation sur l'*Itrax*.

Deux autres personnalités du monde de la recherche, Eric Viollier et Isabelle Domaizon doivent être remerciés pour leurs relectures efficaces de certains points de ma thèse. Leurs commentaires m'ont beaucoup aidé et permis d'améliorer le manuscrit.

Le lac d'Anterne faisant partie de la réserve naturelle, Sixt-Passy, je ne pouvais oublier de remercier les gardes d'ASTER (Laurent, Jules, José) pour leur aide précieuse sur le terrain. J'ai pu profiter de leur forme physique en tant que sherpa pour acheminer le matériel jusqu'au lac. Ainsi que, de leur coup de main sur les manips de carottage et lors des missions d'installation de matériel pour le monitoring et de récupération de données. Evidemment, tout se faisait avec beaucoup d'enthousiasme et de bonne humeur (dernière sortie spéciale filles, au lac Cornu, n'est-ce pas Laurent...).

Sans le travail des participants de PYGMALION (Jean-Robert Disnar, Claire Delhon, Laurent Millet, Pierre-Jérôme Rey, Fernand David, Alain Mélo) une partie des résultats et interprétations présentée dans ce travail n'aurait pas pu voir le jour. Je les remercie chaleureusement pour tous leurs conseils et les discussions que nous avons eues et qui m'ont aidé à voir plus claire dans mes données. Un grand merci en particulier à Jean-Robert qui m'a accueillie dans son laboratoire pour faire des analyses de dérivées de la lignine. Même si les analyses n'ont pas porté leur fruit, ce fût un séjour très agréable qui m'a permis de m'initier à la chimie moléculaire. Merci à toi

aussi, Claire, pour notre mission « macrorestes » sous la pluie. J'ai pris beaucoup de plaisir à gratouiller la tourbe avec toi ! Merci à tous d'avoir toujours été aussi réactifs lorsque j'avais des questions.

Je remercie la CNR (Compagnie Nationale du Rhône) pour les données de débit du Rhône qu'ils m'ont fournies et m'ont permises de mieux comprendre l'origine des flux détritiques rhodaniens enregistrés dans le Lac du Bourget.

La bonne ambiance au sein des doctorants a sans nul doute contribué à la réussite de mon travail de thèse. Je leur souhaite à tous bon courage pour la fin de leur thèse et bonne chance pour la suite aux jeunes docteurs.

Enfin, je tiens à remercier ma famille pour leur soutien dans les moments difficiles surtout ces dernières semaines. Je remercie plus particulièrement mes parents de m'avoir fait confiance dans mes choix professionnels et de m'avoir toujours encouragée à continuer dans la voie que j'avais choisie. Mon voyage à Québec a notamment été rendu possible grâce à ma sœur qui m'a hébergé durant mon séjour là-bas. Merci Nath pour ces deux semaines passées avec toi, Alicia, Théo et ton « chum » au milieu de la culture Québécoise.

Mes derniers mots seront pour mon compagnon qui a supporté, durant ces trois ans et un peu plus, mes humeurs sûrement pas toujours très agréables. Je te remercie aussi de m'avoir écouté lorsque j'en avais besoin. Tu as particulièrement bien assuré ces dernières semaines alors que je n'étais pas très disponible !

*A mes parents et
mon chéri qui m'ont tant donné
et toujours soutenu dans mes projets...*

Table des matières

Résumé.....	3
Abstract	4
Remerciements.....	5
Partie 1: Les changements environnementaux Holocène..	17
Chapitre 1 : Cadre et problématique de l'étude.....	19
<i>1. Contexte général de l'étude : changements climatiques et environnementaux holocène.....</i>	<i>19</i>
<i>2. Problématique et objectifs.....</i>	<i>24</i>
<i>3. Synthèse des études précédentes et contenu de la thèse.....</i>	<i>25</i>
<i>Références Bibliographiques (Chapitre 1).....</i>	<i>27</i>
Chapitre 2 : Lacs et sédiments laminés : quel potentiel pour les reconstitutions paléoenvironnementales ?.....	33
<i>1. Généralités sur les sédiments varvés.....</i>	<i>33</i>
<i>2. Processus de formation des sédiments laminés clastiques et biochimiques.....</i>	<i>34</i>
2. a. Lames et varves clastiques : sites de haute altitude et de haute latitude.....	34
2. b. Les varves associées au processus d'eutrophisation des lacs.....	38
<i>L'eutrophisation : définition, causes et conséquences.....</i>	<i>38</i>
<i>Processus de formation des varves liées à l'eutrophisation d'un lac.....</i>	<i>41</i>
<i>3. Intérêt d'étudier les sédiments laminés et varvés.....</i>	<i>43</i>
3. a. Les varves clastiques.....	43
3. b. Les sédiments laminés.....	44
3. c. Les varves biochimiques.....	44
<i>4. Les principaux marqueurs sédimentologiques de niveau trophique et d'oxygénation du fond.....</i>	<i>45</i>
4. a. Niveau trophique.....	45
4. b. Conditions d'oxygénation.....	46
<i>Formes chimiques et origine du fer et du manganèse dans les lacs.....</i>	<i>46</i>
<i>Potentiel d'oxydoréduction et cinétiques d'oxydation.....</i>	<i>47</i>
<i>Description du cycle du Mn et du Fe dans un lac présentant une anoxie saisonnière.....</i>	<i>48</i>
<i>La vivianite : un marqueur de changement environnementaux.....</i>	<i>50</i>
<i>Références Bibliographiques (Chapitre 2).....</i>	<i>52</i>

Chapitre 3 : Approches méthodologiques et outils utilisés dans le cadre de notre recherche.....	61
1. Méthodes non destructives de description des sédiments	61
1. a. Susceptibilité magnétique.....	61
1. b. Spectrocolorimétrie.....	61
2. Granulométrie.....	62
3. Préparation des échantillons discrets.....	62
4. Géochimie organique (échantillons discrets).....	62
4. a. Pyrolyse Rock Eval.....	63
4. b. Perte au feu.....	63
5. Analyseur élémentaire : C, H, N (échantillons discrets).....	64
6. Géochimie minérale (échantillons discrets).....	64
6. a. Fluorescence X (XRF)	64
6. b. Traces.....	64
7. Méthodes spécifiques d'étude de sédiments à haute résolution.....	64
7. a. Imprégnation de sédiment et lames minces.....	65
7. b. XRF haute résolution (μ -XRF Eagle et scanner de carotte Itrax).....	66
8. Les méthodes de datation des sédiments récents	67
8. a. Les radioéléments.....	68
<i>Plomb - 210</i>	68
<i>Radioéléments artificiels</i>	69
8. b. Le comptage de varves.....	70
8. c. Marqueurs chronostratigraphiques historiques.....	70
9. Les méthodes de datation des sédiments couvrant l'Holocène.....	71
9. a. La datation radiocarbone : principe du ^{14}C	71
9. b. La datation radiocarbone : calibration	72
<i>Références Bibliographiques (Chapitre 3)</i>	73

Partie 2 : Changements environnementaux et érosion des terrains de montagne enregistrés dans les sédiments laminés du Lac d'Anterne (2063 m asl): Le rôle de l'Homme et du Climat.....77

Introduction.....	79
--------------------------	-----------

Chapitre 1 : Processus de dépôt et origine des sédiments détritiques laminés du Lac d'Anterne: potentiel d'enregistrement des changements climatiques et des activités anthropiques.....	81
1. Présentation du site	81
1.a. Caractéristiques du bassin versant.....	81
1.b. Caractéristiques du lac.....	86
1.c. Conditions climatiques.....	87
2. Des sédiments laminés mais non varvés.....	87
2. a. Présentation des sédiments récents.....	87
<i>Caractéristiques physiques des sédiments.....</i>	<i>87</i>
<i>Nature des sédiments.....</i>	<i>90</i>
2.b. Connaissances sur le transfert de sédiment vers le lac.....	92
2. c. Pourquoi le lac d'Anterne n'est pas favorable à la formation de varves clastiques ?.....	94
2. d. Essai de recherche d'un signal annuel.....	97
<i>Enregistrement haute résolution du Fer et du Manganèse dans les sédiments.....</i>	<i>97</i>
<i>Etude de la cyclicité du dépôt de Fer et Manganèse : précipitation et préservation.....</i>	<i>99</i>
Références bibliographiques (Chapitre 1).....	102
Chapitre 2 : La carotte longue ANT-07: réalisation d'une série composite, description lithologique et datation.....	105
1. Présentation du carottage.....	105
2. Etablissement d'une série composite.....	106
3. Description lithologique.....	108
4. Modèle d'âge.....	111
Références bibliographiques (Chapitre 2).....	115
Chapitre 3 : Reconstitution holocène de l'environnement autour du Lac d'Anterne.....	117
1. Evolution holocène du paysage autour du lac et implications sur son fonctionnement interne.....	117
1.a. Résumé de l'article.....	117
1.b. Article intitulé: Holocene environmental changes in a currently asylvatic alpine catchment from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m asl, NW French Alps).....	118
Abstract.....	119
Introduction.....	120
Study area.....	121
Physical setting.....	122
Geology.....	122

Pedology.....	122
Lake characteristics.....	122
<i>fieldwork strategy sampling</i>	122
Sediment source sampling.....	123
Lake sediment coring.....	124
Additional material in the study area	124
<i>Methodology</i>	124
Lake sediment lithology.....	124
Source to sink approach: spatial and temporal study.....	125
Dating.....	126
<i>Results</i>	126
catchment samples.....	126
Lake sediment core.....	129
<i>Sedimentological interpretations</i>	132
Source to sink approach: comparison between source and lake sediment samples.....	132
Lake sediment core.....	133
<i>The record of erosion and soil development – climatic and human impacts</i>	136
10165-9950 cal. BP: Early Holocene conditions	136
9950-7850 cal BP: onset of pedogenic processes.....	136
7850 - 5550 cal. BP: Holocene Optimum of vegetation cover and soil development.....	138
5550 - 4600 cal. BP: first regression of trees and soils.....	139
4600 cal. BP – 2400 cal. BP: Bronze Age impact on mountain landscapes.....	139
2400 cal. BP – present: human-driven soil erosion.....	140
<i>Conclusion</i>	141
<i>References</i>	143
2. La vivianite : un indicateur des conditions environnementales	150
3. Apport de l'étude de la tourbière incisée au bord du lac	152
3. a. Introduction.....	152
3. b. Fiche d'identité de la tourbière.....	152
3. c. Détermination et caractérisation des apports détritiques dans la tourbière.....	153
3. d. Etablissement du modèle d'âge.....	155
3. e. Les apports détritiques enregistrés dans la tourbière et la carotte de sédiments : approche comparative.....	155
4. Conclusion	158
<i>Références bibliographiques (Chapitre 3)</i>	158
Chapitre 4 : Paléohydrologie de montagne depuis le Bronze Ancien	159
1. Introduction	159
2. Frequency and intensity of high altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps	159

2.a. Résumé de l'article.....	159
2.b. Article intitulé: Frequency and intensity of high altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps.....	159
<i>Abstract</i>	160
<i>Introduction</i>	161
<i>Study site and setting</i>	162
<i>Material and methods</i>	162
<i>Results</i>	163
Lithology.....	163
Age-depth model.....	165
<i>Interpretations</i>	165
Lithology.....	166
Flood frequency and intensity proxies.....	168
<i>Discussion</i>	169
Flood frequency record: climate and land-use.....	169
Flood intensity record.....	172
<i>Conclusion</i>	174
3. Les origines possibles de l'opposition entre fréquence et intensité des crues : le rôle des précipitations et de l'état des sols.....	178
4. Conclusion.....	180
<i>Références bibliographiques (Chapitre 4 hors article)</i>	181
Discussion : Interactions Homme, Climat, Environnement en milieu de montagne - confrontation des données sédimentologiques aux données palynologiques et archéologiques.....	183
1. Introduction.....	183
2. La première moitié de l'Holocène: Rôle de l'évolution des sols et de la végétation dans les processus d'érosion.....	185
3. La seconde moitié de l'Holocène : Activités humaines et processus d'érosion.....	186
3.a. Premier impact anthropique modéré sur la végétation ?.....	186
3.b. Déforestation au bronze moyen.....	186
3.c. Activités pastorales et érosion des sols à l'Antiquité et au cours de la période médiévale.....	188
4. Essai de synthèse climatique à partir des archives lacustre et de tourbe.....	188
4.a. La variabilité millénaire à plurimillénaire.....	189
4.2. La variabilité séculaire à pluriséculaire.....	192
<i>Références bibliographiques (Discussion)</i>	195

Conclusion Partie 2.....	199
Partie 3 : Impacts anthropiques et changement climatique récents enregistrés dans les sédiments du Lac du Bourget.....	201
Introduction.....	203
Chapitre 1 : l'étude des sédiments récents du Lac du Bourget - des enregistrements climatique et anthropique à haute résolution temporelle.....	205
1. Présentation du site	205
2. Enregistrement des crues du Rhône à haute résolution temporelle.....	205
3. Enregistrement des variations de niveau trophique à haute résolution temporelle.....	207
Références bibliographiques (Introduction et chapitre 1).....	208
Chapitre 2 : Corrélation des carottes, description lithologique et datation	209
1. Corrélation des deux carottes et description lithologique à l'échelle micro-stratigraphique	209
2. Modèle d'âge.....	213
2.a. Les radioéléments.....	213
2.b. Le comptage de lamines.....	213
Chapitre 3 : Evolution de l'état trophique du Lac du Bourget: causes et conséquences.....	217
1. Résumé de l'article.....	217
2. Article intitulé: <i>Sedimentological and geochemical records of past trophic state and hypolimnetic anoxia in large, hard-water Lake Bourget, French Alps</i>	217
Chapitre 4 : Evolution des apports détritiques dans le Lac du Bourget au cours des derniers siècles: Hydrologie, Homme et Climat.....	239
1. Introduction	239
2. Méthodologie.....	239
3. Résultats.....	240
3. a. Débits du Rhône et flux détritiques enregistrés dans les sédiments du Lac du	

Bourget	240
3. b. La saisonnalité des crues.....	241
4. Interprétation – Discussion.....	243
4. a. L'origine des crues du Rhône : comparaison avec les fluctuations glaciaires et interprétation des débits saisonniers.....	243
4. b. Débits du Rhône et flux détritiques enregistrés dans les sédiments du Lac du Bourget : impact anthropique.....	244
5. Conclusion.....	245
<i>Références Bibliographiques (Chapitre 4).....</i>	<i>246</i>
Conclusion Partie 3.....	249
Conclusion générale et perspectives de recherche.....	251
<i>Référence bibliographique (Conclusion générale).....</i>	<i>256</i>
Annexes.....	257

Partie 1

Les changements environnementaux Holocène

Chapitre 1

Cadre et problématique de l'étude

1. Contexte général de l'étude : changements climatiques et environnementaux holocène

Depuis sa formation il y a 4,5 milliards d'années, la Terre a connu des climats alternant entre des extrêmes froids (ères glaciaires) puis chauds (Fig. 1.1.1.). Six grandes ères glaciaires ont été déterminées: la glaciation huronienne (de -2,4 à -2,1 milliards d'années), celle de la fin du précambrien (de -800 à -550 Ma), l'ordovicienne (autour de -450 Ma), la permo-carbonifère (de -350 à -250 Ma), celle du Jurassique-Crétacé (-200 à -100 Ma) et enfin l'ère glaciaire actuelle, qui a débuté sur le continent antarctique il y a 30 ou 40 Ma (les quatre dernières sont présentées sur la figure 1.1.1., Veizer et *al.*, 2000). Ces changements sont principalement contrôlés par la composition chimique de l'atmosphère et la tectonique des plaques entraînant la dérive des continents.

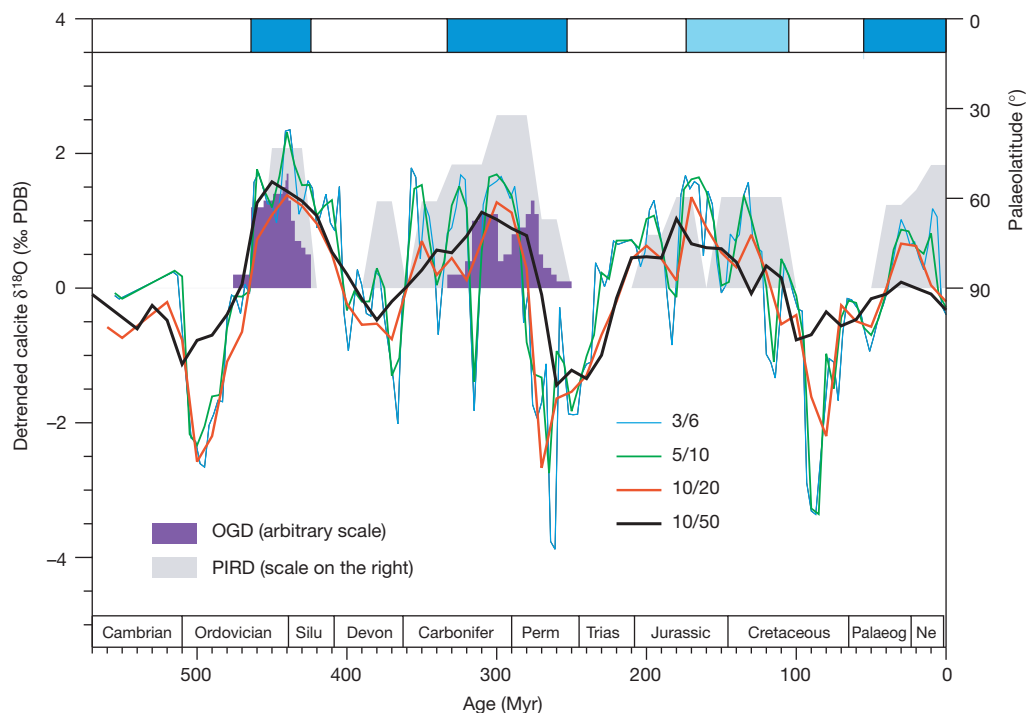


Figure 1.1.1. Evolution du climat de la Terre depuis le Cambrien à partir de l'enregistrement des isotopes de l'oxygène sur des tests calcaires (Veizer et *al.*, 2000). Les courbes correspondent aux moyennes glissantes des valeurs moyennes de $\delta^{18}O$ (tendance soustraite). 3/6, 5/10, 10/20, et 10/50 indiquent des moyennes glissantes à différentes résolutions temporelles : par exemple 3/6 signifie une moyenne de 3 millions d'années sur une fenêtre de 6 millions. Les barres violettes représentent des périodes froides déterminées sur la base de critères géologiques (dépôts glaciaires). Les zones grisées correspondent à la distribution des débris transportés par les icebergs en fonction de la latitude. Les barres bleues en haut de la figure représentent les modes climatiques froids.

L'étude des carottes de glace en Antarctique et des carottes marines a permis de mettre en évidence des variations climatiques suivant un cycle d'approximativement 100.000 ans depuis environ 2,7 millions d'années (période appelée « Quaternaire »): des périodes glaciaires qui durent entre 80.000 et 100.000 ans alternent avec des périodes interglaciaires plus courtes (~10.000 ans) (Petit *et al.*, 1999). Ces variations sont à mettre en relation avec celles, cycliques, des paramètres orbitaux de la Terre (excentricité, obliquité, précession) qui constituent le forçage externe contrôlant la « machine climatique » terrestre. Les paléoclimatologues ont ainsi montré que depuis 11.500 ans nous vivons dans une période interglaciaire (l'Holocène) au cœur d'une ère glaciaire (fin du Paléogène-Néogène). Une meilleure connaissance des changements climatiques de l'interglaciaire actuel (Holocène) constitue un point clé pour cerner au mieux le rôle des activités humaines dans le changement climatique global actuel. En effet, identifier les changements naturels et les forçages climatiques est essentiel pour mieux appréhender l'évolution à venir du climat et le rôle de l'Homme dans celui-ci.

Bien que les fluctuations climatiques holocènes soient de faibles amplitudes au regard des transitions glaciaires/interglaciaires, des variations de température et d'humidité ont été observées sur l'ensemble de la planète (Haas *et al.*, 1998 ; Davis, 2003 ; Wanner *et al.*, 2008 ; Kröpelin *et al.*, 2008). Les Alpes ont subi des changements importants au cours de cette période. On peut citer l'évolution de la végétation (Tinner *et al.*, 1996 ; Nicolussi *et al.*, 2005), les avancées et reculs des glaciers (Hozhauser *et al.*, 2005) ainsi que les variations des niveaux lacustres (Haas *et al.*, 1998 ; Magny, 2004 ; Magny *et al.*, 2010). La première moitié de l'Holocène, dans les Alpes, peut se résumer en deux phases (Wanner *et al.*, 2008): une phase de réchauffement de 11 600 à 9000 ans cal. BP, puis une phase de maximum thermique appelée «Optimum Climatique Holocène» entre 9000 et ~5500 ans cal. BP au cours de laquelle la limite supérieure de la forêt a atteint son maximum (Tinner *et al.*, 1996 ; Wick & Tinner, 1997 ; Nicolussi *et al.*, 2005). Ces conditions climatiques s'expliquent par le couplage de deux mécanismes : l'insolation estivale dans l'hémisphère nord qui a atteint son maximum il y a 11000 ans, et la persistance d'une grande calotte glaciaire en Amérique du Nord, qui a pour effet de refroidir le climat de l'Atlantique Nord jusque vers 9000 cal. BP et donc de limiter le réchauffement (Wanner, 2008). Cette première moitié de l'Holocène se caractérise aussi par des événements climatiques rapides tels que l'événement 8.2 ka (von Grafenstein *et al.*, 1999 ; Magny *et al.*, 2003 ; Magny & Bégeot, 2004 ; North Greenland Ice Core Project members, 2004). Cet événement 8.2 ka est associé à des étés et des hivers plus froids et secs en Allemagne (Lac Holzmaar) (50.7°N) (Prasad *et al.*, 2009). Des conditions climatiques plus sèches ont aussi été observées au sud de l'Europe, à des latitudes inférieures à 43°N. Au contraire, dans une bande de latitude comprise entre 43 et 50 °N, plusieurs enregistrements européens indiquent des conditions plus froides et plus humides (Magny *et al.*, 2003). Une augmentation de l'activité cyclonique dans cette bande, liée à un déplacement vers le sud des vents d'ouest atlantique et à une augmentation du gradient thermique entre hautes et basses latitudes, pourrait être à l'origine des conditions climatiques

observées (Magny *et al.*, 2003). Il a été montré que l'événement 8200 aurait été déclenché par un débordement de lac glaciaire formé au niveau de la calotte Laurentide, fournissant ainsi une grande quantité d'eau douce dans la Mer du Labrador. Cet épisode est supposé avoir été suivi de plusieurs siècles d'augmentations des apports d'eau douce dans le détroit d'Hudson (von Grafenstein *et al.*, 1999 ; Heiri *et al.*, 2004 et références citées). La dilution des eaux salées de l'Atlantique par cette eau douce a eu pour effet de ralentir la circulation thermohaline, qui permet le transfert de chaleur de l'équateur vers les pôles et ainsi par l'intermédiaire du Gulf Stream de réchauffer l'Europe. Le ralentissement de la circulation thermohaline est à l'origine de l'augmentation du gradient thermique entre les pôles et l'équateur et donc de l'intensification des vents d'ouest Atlantique apportant les conditions plus humides sur l'Europe entre 43 et 50° de latitude (Magny *et al.*, 2003).

La seconde moitié de l'Holocène appelée « Néoglaciale » se caractérise par des phases importantes d'avancées glaciaires (Ivy-Ochs *et al.*, 2009 ; Fig. 1.1.2.). Dans le détail, le passage d'un climat plutôt claud à un climat plus froid et/ou humide apparaît en plusieurs étapes:

- Une première phase de dégradation climatique associée à une augmentation des précipitations est enregistrée autour de 5600-5200 cal. BP dans les lacs périalpins du Bourget et de Constance (Wessels, 1998 ; Magny & Haas, 2004 ; Arnaud *et al.*, 2005 ; Magny *et al.*, 2006 ; Arnaud *et al.*, 2008). Autour de 5500-5000 cal. BP une baisse de l'altitude maximale de la limite supérieure de la forêt, indiquant un refroidissement du climat, a été enregistrée dans les Alpes suisses et autrichiennes (Tinner *et al.*, 1996 ; Nicolussi *et al.*, 2005). Une reconstitution récente de la température de juillet dans les Alpes Suisses confirme une transition rapide vers un climat plus froid entre 5000 et 4700 cal. BP (Larocque-Tobler *et al.*, 2010). Une chute de la température estivale à partir de 6000 cal. BP a aussi été mise en évidence à partir d'une synthèse de données palynologiques en Europe de l'ouest (Davis, 2003). Cette phase de renversement de la tendance climatique pourrait être le fruit des interactions complexes entre le forçage orbital (cycle de précession), la circulation océanique et l'activité solaire (Bradley, 2003 ; Magny *et al.*, 2006 ; Arnaud *et al.*, 2008).
- Une autre phase d'apports détritiques renforcés dans les lacs périalpins (Arnaud *et al.*, 2005 ; 2008 ; Jacob *et al.*, 2009) et de hauts niveaux lacustres dans les lacs du Jura (Magny, 2004) est observée entre 4400 et 3900 cal. BP. Autour de 4000 cal. BP une baisse de la limite supérieure de la forêt est également observée dans les Alpes autrichiennes (Nicolussi *et al.*, 2005 ; Fig. 1.1.2.). La reconstitution de température de l'air du mois de juillet à partir des assemblages de chironomes dans un lac suisse montre une chute de température entre 4000 et 3700 cal. BP (Heiri *et al.*, 2003). L'origine de ce changement n'est cependant pas très bien comprise. L'activité solaire ne peut être

en cause car elle est plutôt élevée durant cette période (Stuiver et *al.*, 1998 ; Solanki et *al.*, 2004).

- Entre 3400 et 3200 cal. BP, une nouvelle augmentation des apports détritiques est enregistrée dans les sédiments des lacs périalpins. Elle est quasiment synchrone d'un haut niveau lacustre dans les montagnes du Jura (Magny, 2004). De plus la synthèse sur les fluctuations des glaciers alpins et de la limite supérieure de la forêt dans les Alpes présentée par Ivy-Ochs et *al.*, (2009) met en évidence des glaciers de taille beaucoup plus importante à partir de 3300 cal. BP mais aussi une limite supérieure de la forêt plus basse qu'aujourd'hui jusqu'à 3000 cal. BP (Fig. 1.1.2.).
- La période dite du petit âge de glace (PAG) apparaît en Europe comme la période froide et/ou humide la plus marquée et la plus longue enregistrée durant l'Holocène, selon l'enregistrement des apports détritiques rhodaniens dans le Lac du Bourget et les reconstitutions des avancées des glaciers alpins (Leeman & Niessen, 1994a ; Arnaud et *al.*, 2005 ; Holzhauser et *al.*, 2005 ; Arnaud et *al.*, 2008 ; Ivy Osch et *al.*, 2009). Le PAG s'est développé entre 1280 et 1860 AD au sens large, mais les avancées majeures des glaciers ont lieu entre 1550 et 1850 AD (Holzhauser et *al.*, 2005). Les fluctuations des glaciers alpins (Mer de Glace en France et Glacier de Grindelwald en Suisse), de la température d'hiver reconstruite en Autriche, mais aussi des niveaux lacustres dans le Jura présentent des similitudes avec les variations de l'activité solaire (Mangini et *al.*, 2005 ; Nussbaumer et *al.*, 2007 ; Magny et *al.*, 2008 ; Magny et *al.*, 2010) : les avancées maximales des glaciers, les haut niveaux lacustres et les températures les plus faibles sont corrélés avec les minima d'activité solaire dits de Spörer (1400-1570 AD), Maunder (1650-1725 AD) et Dalton (1800-1850 AD). Replacées à l'échelle de l'Holocène, les conditions climatiques de cette période pourraient bien être le résultat de la lente diminution de l'insolation estivale à 65° nord qui présente des valeurs minimales justement durant le PAG (Bradley, 2003 ; Arnaud et *al.*, 2008 ; Wanner et *al.*, 2008).

L'environnement doit une part importante de son fonctionnement et de son évolution au climat, mais aussi aux pratiques anthropiques. L'anthropisation des milieux alpins a débuté dans les Alpes suisses et françaises au moins depuis le Néolithique (Grosjean et *al.*, 2007 ; Rey, 2007 ; Rey et *al.*, 2008 ; Mocchi et *al.*, 2008). Les impacts de ces occupations humaines ont essentiellement été mis en évidence durant l'Age du Bronze ainsi que pour les périodes romaine et médiévale. Des déforestations ayant pour vocation de favoriser les activités pastorales ont notamment été mises en évidence dans les Alpes suisses et autrichiennes autour de 3000-3600 cal. BP (Schmidt et *al.*, 2002 ; Wick et *al.*, 2003 ; Ohlendorf et *al.*, 2003, Koinig et *al.*, 2003 ; Lotter et *al.*, 2006 ; Schmidt et *al.*, 2007). Des indices archéologiques et sédimentologiques

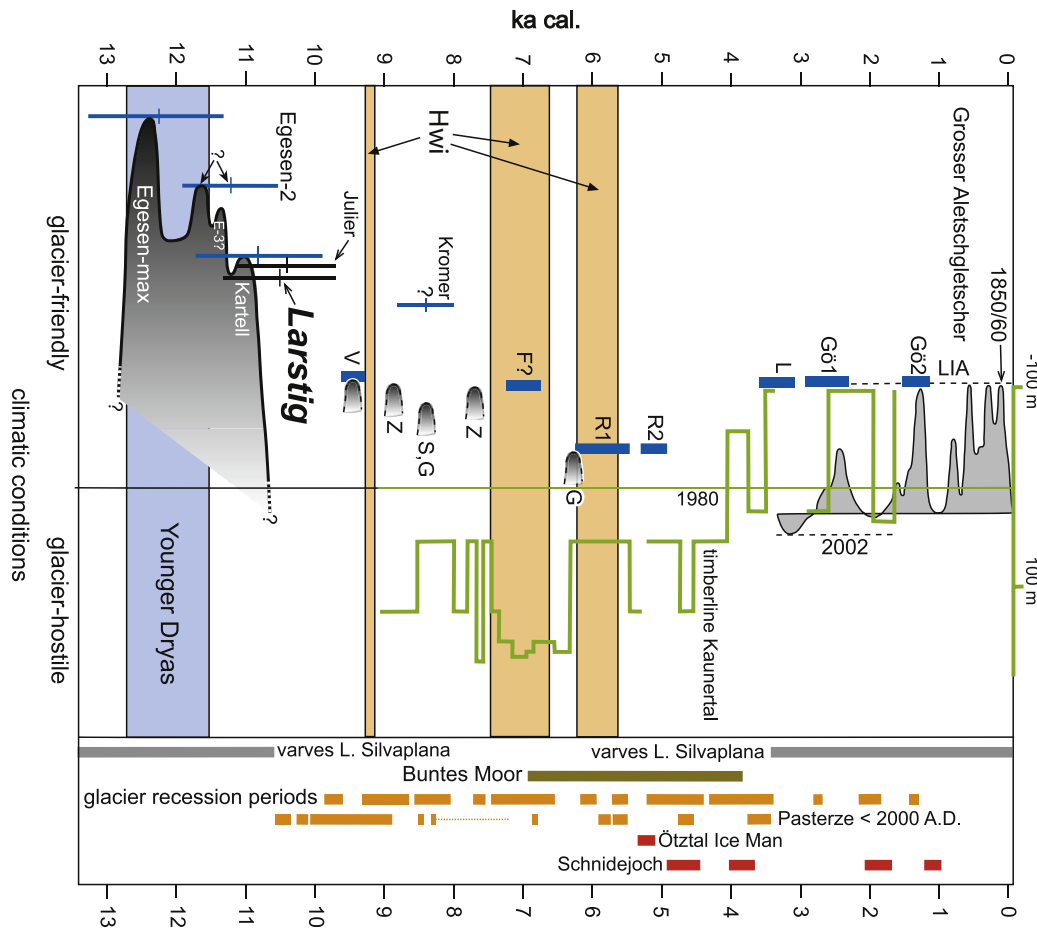


Figure 1.1.2. Synthèse des fluctuations de plusieurs glaciers alpins (Ivy Ochs et al., 2009).

d'activité minière à haute altitude ont été datés du début de l'âge du Bronze et pendant la période Romaine dans les Alpes françaises du nord (Guyard et al., 2007). Des activités pastorales ont aussi été détectées dans des archives sédimentaires au cours des périodes romaine et médiévale (Schmidt et al., 2002 ; Dapples et al., 2002 ; Hausmann et al., 2002 ; Schmidt et al., 2007 ; Schmidt et al., 2008). Les hommes L. ont donc occupé la montagne de longue date. Leurs activités ont eu des impacts importants sur l'environnement, notamment sur les processus d'érosion des versants. Les déforestations et activités pastorales ont eu, entre autre, pour effet de déstabiliser les sols et donc d'abaisser le seuil de déclenchement de crues dévastatrices. Les activités humaines anciennes et récentes sont aussi à l'origine de rejets de polluants dans l'atmosphère, le sol et les systèmes hydrologiques qui peuvent avoir pour conséquences des modifications des écosystèmes. Il est donc important de les étudier et de comprendre leurs origines et effets sur le milieu afin de mieux anticiper les impacts à venir, voire de proposer les modes adéquats de remédiation.

Une des difficultés rencontrées pour répondre à ces problématiques environnementales est que les fluctuations climatiques durant la seconde moitié de l'Holocène correspondent souvent à des changements dans l'anthropisation. Par exemple, l'altitude maximale atteinte par la limite

supérieure des arbres reconstituée dans les Alpes suisses est enregistrée vers 5400-5000 cal. BP, au moment où les premières déforestations ont lieu (Tinner *et al.*, 1996). Comment faire la part, dès lors qu'il y a simultanéité des changements naturels et anthropiques ? La distinction entre les changements d'origine anthropique et climatique dans ces milieux d'altitude constitue un challenge majeur afin d'améliorer notre compréhension du climat dans les Alpes. Une approche multiproxies telle que celle réalisée sur le lac Sägistalsee en Suisse (Lotter & Birks, 2003 ; Heiri *et al.*, 2003 ; Wick *et al.*, 2003 ; Ohlendorf *et al.*, 2003 ; Koinig *et al.*, 2003) constitue une des approches pertinentes pour répondre à ce type de problématique.

2. Problématique et objectifs

Dans le contexte actuel de réchauffement climatique global, la question des changements du climat et en particulier du cycle hydrologique est cruciale à l'échelle planétaire mais aussi des territoires de montagne. En effet, ces changements ont des conséquences à la fois sur les risques liés aux crues et sur la ressource en eau, deux problématiques capitales pour la gestion des territoires de montagne. Afin de mieux comprendre les conséquences futures des changements climatiques, la connaissance des fluctuations du cycle hydrologique dans le passé (précipitations annuelles, saisonnalité, événements extrêmes) est indispensable. Malheureusement, les connaissances scientifiques sur l'évolution des conditions hydrologiques et ses relations avec la température dans les Alpes au cours de l'Holocène, sont encore très lacunaires comme le montre la synthèse réalisée dans le paragraphe précédent. Améliorer cet état de connaissances constitue un des objectifs principaux de ce travail de thèse. Les lacs, par leur capacité à piéger de façon chronologique les matériaux issus de l'érosion des versants, constituent des objets particulièrement intéressants pour reconstituer l'activité hydrologique au cours du temps. Cependant, l'érosion d'un bassin versant est également contrôlée par les changements dans la couverture végétale, elle-même pouvant être affectée par le climat et/ou les activités humaines qui ont été importantes dans le passé même sur ces sites d'altitude (déforestation, pastoralisme, voir § précédent). En conséquence, cette thèse propose de reconstituer les changements environnementaux dans les Alpes françaises du nord et de tenter de distinguer les rôles respectifs du climat et de l'homme dans ces changements. Pour cela, la séquence sédimentaire provenant du lac d'Anterne (2063 m, réserve naturelle de Sixt-Passy, Haute-Savoie) a été étudiée. D'autre part, la détermination du potentiel d'enregistrement environnemental et climatique d'une série sédimentaire, nécessite de bien connaître le fonctionnement actuel du système. C'est pourquoi une part importante de la thèse est consacrée à la compréhension de ce fonctionnement.

Outre les effets sur les processus d'érosion, les activités humaines peuvent avoir des conséquences sur la qualité des eaux des lacs et ainsi causer des problèmes de gestion de la ressource en eau et des écosystèmes. Notamment, au cours du 20ème siècle la pollution

nutritionnelle, due aux rejets d'eaux usées et aux activités agricoles, a fortement impacté les lacs subalpins tels que celui du Bourget (231,5 m asl, Savoie). Les données instrumentales sont quasi inexistantes ou couvrent des périodes de temps souvent trop courtes pour bien comprendre le rôle des différents facteurs ayant affecté l'état écologique du lac, au cours du temps. Les sédiments lacustres enregistrent de manière continue et à haute résolution les modifications subies par le bassin versant notamment à travers les flux détritiques, mais aussi les changements de fonctionnement internes au lac. Ils constituent donc des archives particulièrement intéressantes pour reconstituer les modifications de l'état écologique d'un lac. Le second objectif principal de cette thèse a alors été de retracer l'évolution récente du niveau trophique du Lac du Bourget et de l'oxygénation du fond, à partir de l'étude de deux carottes de sédiments.

3. Synthèse des études précédentes et contenu de la thèse

L'enregistrement du Lac d'Anterne, présenté dans cette thèse, couvre tout l'Holocène et documente les changements environnementaux et l'érosion des sols de montagne en relation avec le climat et les activités anthropiques. Ce lac avait déjà fait l'objet d'une étude préalable sur les différents processus de sédimentation (Arnaud *et al.*, 2002 ; Arnaud, 2003) et sur les contaminations anciennes et récentes au plomb (Arnaud *et al.*, 2004 ; 2006 ; Arnaud, 2003). Cette dernière étude, couvrant les 2000 dernières années, a notamment mis en évidence l'existence d'une pollution au plomb durant la période Romaine, plus importante que celle due aux essences plombées. Ce résultat soulève la question d'une pollution locale éventuelle qui aurait pu avoir des répercussions sur les modalités d'érosion du bassin versant via sa déforestation. En effet, l'activité minière est consommatrice de bois. Cependant, la présence de mines importantes à proximité du site n'est pas attestée. La question de cette activité humaine reste donc encore ouverte et ne sera que légèrement abordée au cours de cette thèse. Une reconstitution de température de l'air du mois de juillet, sur les derniers 2000 ans, a aussi été obtenue sur ce site à partir des assemblages de chironomes (Millet *et al.*, 2009). Elle constitue une référence permettant de comparer les changements dans les processus d'érosion (en terme de quantité et de qualité) avec les principaux changements du climat dans cette zone. Elle est donc un atout majeur pour discuter l'origine climatique et/ou anthropique des changements environnementaux enregistrés. Enfin, le travail sur les processus de sédimentation avait montré la présence de sédiments laminés, potentiellement varvés. Tous ces résultats ont motivé la réalisation d'une nouvelle étude plus approfondie sur les sédiments du Lac d'Anterne. Une mission de carottage long (~20 m de sédiments) a donc été initiée en septembre 2007. Malheureusement, le suivi de transfert de sédiment du bassin versant vers le lac depuis 2007 et l'analyse de plusieurs carottes courtes (Dirk Enters, Post doc au laboratoire EDYTEM) ont mis en évidence l'absence de varve déritique simple (dépôt annuel uniquement composé d'une succession de lamine sombre et claire) et surtout l'impossibilité par des méthodes déjà connues de mettre en évidence

une rythmicité annuelle (cf **Partie 2, chapitre 1**). Le calage temporel juste, précis et à haute résolution des sédiments semblant compromis, une grande partie de notre réflexion est donc consacrée à la recherche d'un moyen de reconnaissance des sédiments déposés au cours d'une année. D'autant plus que Arnaud *et al.*, (2006) avaient montré la difficulté de la datation de ces sédiments par la méthode classique du radiocarbone.

La carotte longue de sédiments, présentée dans cette thèse, a été décrite (cf **Partie 2, chapitre 2**) et analysée à l'aide de multiples méthodes : susceptibilité magnétique, spectrocolorimétrie, granulométrie, géochimie des majeurs sur échantillons discrets (XRF) et à haute résolution (scanner de carotte *Itrax*), plomb, et géochimie organique (Pyrolyse Rock Eval). Nous avons pu cerner l'évolution de l'environnement autour du lac à partir de cette étude multi-proxies (cf **Partie 2, chapitre 3**). En outre, des fluctuations hydroclimatiques sur de courtes échelles de temps ont été mises en évidence durant les derniers 3500 ans. Celles-ci sont discutées dans la **Partie 2, chapitre 4**.

Un des enjeux de la thèse est d'intégrer les résultats des études palynologique, archéologique, historique et paléoécologique (chironomes) dans l'étude que nous avons menée sur les sédiments lacustres (cf programme *PYGMALION* : Paleohydrology and human-climate-environment interaction in the Alps ; **Partie 2, Discussion**). Cette approche interdisciplinaire constitue à nos yeux une réelle valeur ajoutée à l'étude de la carotte sédimentaire en permettant, entre autres, de discriminer certaines hypothèses (rôle de l'Homme ou du Climat sur les processus d'érosion). Le travail sur la carotte de sédiment apporte un enregistrement continu et à haute résolution des processus d'érosion du bassin versant au cours de l'holocène. Il fournit donc en retour des éléments de réflexion indispensables pour les autres études menées sur le site.

La troisième partie du manuscrit traite de l'impact anthropique et des changements hydrologiques récents enregistrés dans les sédiments du Lac du Bourget. Ce lac ayant déjà fait l'objet de travaux antérieurs (contrôle climatique et sismo-tectonique de la sédimentation durant le Quaternaire Récent, Chapron, 1999 ; Chapron *et al.*, 1999 ; 2002), enregistrement des crues du Rhône et contamination au plomb, Arnaud, 2003 ; Arnaud *et al.*, 2004 ; 2005 ; Jacob *et al.*, 2009 ; Debret *et al.*, 2010), son fonctionnement sédimentaire est assez bien appréhendé. Ces travaux n'abordent cependant que brièvement l'histoire récente du lac, en mettant en évidence l'existence d'une augmentation du niveau trophique ayant conduit au dépôt de sédiments varvés (rythmicité annuelle des lamines) (Charpon *et al.*, 1999). Pourtant cette période présente un potentiel très intéressant pour les reconstitutions environnementale et climatique à haute résolution (à l'échelle annuelle ou de quelques années) en raison de la présence de ces sédiments varvés (cf **Partie 3, chapitre 1**).

Les sédiments récents du Lac du Bourget ont donc fait l'objet d'une étude, à haute résolution

temporelle, de l'état écologique du lac à partir de l'analyse de deux carottes de sédiments présentée dans le **chapitre 2**. Cette reconstitution environnementale repose sur des analyses sédimentologique, granulométrique et géochimique (cf **chapitre 3**).

Les études précédentes sur les crues du Rhône enregistrées dans les sédiments du Lac du Bourget, durant l'Holocène, ont montré une bonne concordance avec les autres enregistrements hydrologiques dans la région alpine (Arnaud, 2003 ; Jacob *et al.*, 2009 ; Debret *et al.*, 2010) : les fluctuations de niveaux de lac dans le Jura et les Préalpes (Magny, 1994) et les fluctuations du glacier d'Aletsch en Suisse (Holzhauser *et al.*, 2005). Les sédiments du Lac du Bourget fournissent une image à haute résolution et continue dans le temps de l'activité hydrologique, laquelle semble principalement contrôlée par le climat. Cependant, l'origine climatique des changements observés n'est pas encore bien comprise. En effet, les études réalisées jusqu'à présent ne permettent pas de déterminer la part des précipitations et de la fonte des glaciers et des neiges dans la génération des crues du Rhône. L'étude des apports détritiques rhodaniens récents, avec une justesse et précision de l'ordre de l'année, offre la possibilité de comparer avec des données instrumentales (cf **partie 3, chapitre 4**). L'analyse de la saisonnalité des crues constitue alors une opportunité de mieux comprendre le rôle des précipitations et celui de la fonte, du moins à l'échelle de temps de l'étude.

Pour **conclure** ce travail de thèse, un modèle d'évolution des changements environnementaux au cours de l'Holocène en relation avec la nature et l'homme est proposé.

Références Bibliographiques (Chapitre 1)

Arnaud F., Lignier V., Revel M., Desmet M., Beck C., Pourchet M., Charlet A., Trentesaux A., Tribovillard N. 2002. Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova*, 14-4, pp. 225-232

Arnaud F., 2003. Signature climatique et anthropique dans les sédiments Holocènes des Lacs du Bourget et d'Anterne (nord-ouest des Alpes) Paleohydrologie et contamination au plomb- Thèse de Doctorat, Université de Lille 1, 248 p
http://www.epoc.u-bordeaux.fr/ASF/theses/2003/ARNAUD_2003.pdf

Arnaud F., Revel-Rolland M., Bosch D., Winiarski T., Chapron E., Desmet M., Tribovillard N., Givelet N. 2004. A reliable 300 years-long history of lead contamination in Northern French Alps from distant lake sediment records. *Journal of Environmental Monitoring*, 6-5 pp. 448 – 456.

Arnaud F. 2005. Discriminating the fingerprints of bio-induced and detrital sedimentary processes in particle size distribution spectra of hard water lake sediments. *Journal of Paleolimnology*, 34-4, 519

-526.

Arnaud F., Revel-Rolland M., Chapron E., Desmet M., Tribovillard N. 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity recorded in Lake Le Bourget: A high resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene*, 15-3, pp. 420-428.

Arnaud F., Serralongue J., Winiarski T., Desmet M., Paterne M. 2006. Pollution au plomb dans la Savoie antique (II-IIIe s. ap. J.-C.) en relation avec une installation métallurgique de la cité de Vienne. *Comptes Rendus – Géosciences*, 338, 244-252.

Arnaud F., Wessels M., Chapron E., Revel-Rolland M., Desmet M., 2008. Signaux terrigènes dans les grands lacs subalpins: un marqueur régional à haute résolution des conditions paléohydrologiques. *Cahier de Paléoenvironnement - collection EDYTEM 6* : 77-88.

Bradley R.S., 2003. Climate forcing during the Holocene. *PAGES News* 11: 18-19.

Chapron E., 1999. Contrôle climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'Avant-Pays Alpin (Lac du Bourget) durant le Quaternaire récent. *Géologie alpine Memoire H.S. n°30*, Grenoble. 258 p.

Chapron E., Beck C., Pourchet M., Deconinck J.-F., 1999. 1822 earthquake-triggered homogenite in lake le Bourget (NW Alps). *Terra Nova* 11, 86–92.

Chapron E., Desmet M., De Putter T., Loutre M.F., Beck C., Deconinck J.F., 2002. Climatic variability in the northwestern Alps, France, as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. *The Holocene* 12: 177-185.

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

Davis B. A. S., Brewer S., Stevenson A. C., Guiot J., and Data Contributors, 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data, *Quaternary Science Reviews* 22 : 1701-1716.

Debret M., Chapron E., Desmet M., Rolland-Revel M., Magand O., Trentesaux A., Bout-Roumazielle V., Nomade J., Arnaud F., 2010. North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France. *Quaternary Science Reviews* 29 : 2185-2200.

Grosjean M., Suter P.J., Trachel M., Wanner H., 2007. Ice-borne prehistoric finds in the Swiss Alps reflect Holocene glacier fluctuations. *Journal of Quaternary science* 22 (3) 203-207.

Guyard H., Chapron E., St-Onge G., Anselmetti F.S., Arnaud F., Magand O., Francus P., Mélières M.A. (2007) High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Review* 26: 2644-2660

Haas J.N., Richoz I., Tinner W., Wick L., 1998. Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at the timberline in the Alps. *The Holocene* 8, 3: 301-309.

Hausmann S., Lotter A.F., van Leeuwen J.F.N., Ohlendorf C., Lemcke G., Grönlund, Sturm M. (2002). Interactions of climate and land-use documented in the varved sediments of Seebergsee in the Swiss Alps. *The Holocene* 12, 3: 279-289.

- Heiri O., Lotter A.F., Hausmann S., Kienast F., 2003. A chironomid-based Holocene summer air temperature reconstruction from the Swiss Alps. *The Holocene* 13, 4: 477-484.
- Holzhauser H., Magny M., Zumbühl H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15: 789-801.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Maisch M., Christl M., Kubik P.W., Schlüchter C., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Review*, doi: 10.1016/j.quascirev.2009.03.009
- Jacob J., Disnar J.R., Arnaud F., Gauthier E., Billaud Y., Chapron E., Bardoux G., 2009. Impacts of new agricultural practices on soil erosion during the Bronze Age in the French Prealps. *The Holocene* 19: 241:249
- Koinig KA, Shotyk W, Lotter AF, Ohlendorf C, Sturm M (2003) 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake-the role of climate, vegetation, and land-use history. *Journal of Paleolimnology* 30: 307-320
- Kröpelin S., Verschuren D., Lézine A.-M., Eggermont H., Cocquyt C., Francus P., Cazet J.-P., Fagot M., Rumes B., Russell J. M., Darius F., Conley D. J., Schuster M., von Suchodoletz H., Engstrom D. R., 2008. Climate-Driven Ecosystem Succession in the Sahara: The Past 6000 Years. *Science* 320 : 765-768.
- Larocque-Tobler I., Heiri O., Wehrli M., 2010. Late Glacial and Holocene temperature changes at Egelsee, Switzerland, reconstructed using subfossil chironomids. *Journal of Paleolimnology* 43: 649-666
- Leeman A., Niessen F., 1994a. Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene* 4, 259-268.
- Lotter A.F., Heiri O., Hofmann W., van der Knaap W.O., van Leeuwen J.F.N., Walker I.R., Wick L. (2006) Holocene timber-line dynamics at Bachalpsee, a lake at 2265 m a.s.l. in the northern Swiss Alps. *Vegetation History and Archeobotany* 15, 4: 295-307
- Lotter, A.F., Birks H.J.B., 2003. Holocene sediments of Sägistalsee, a small lake at the present-day tree-line in the Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology* 30: 253-260.
- Magny M., Bégeot C., Guiot J., Peyron O., 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews* 22: 1589-1596.
- Magny M., 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* 113: 65-79.
- Magny M., Haas J.N., 2004. A major widespread climatic change around 5300 cal. BP at the time of the Alpine Iceman. *Journal of Quaternary Science* 19: 423-430.
- Magny M., Bégeot C., 2004. Hydrological changes in the European midlatitudes associated with freshwater outbursts from Lake Agassiz during the Younger Dryas event and the early Holocene. *Quaternary Research* 61: 181-192.
- Magny M., Leuzinger U., Bortenschlager S., Haas J.N., 2006. Tripartite climate reversal in Central Europe 5600-5300 years ago. *Quaternary Research* 65 : 3-19.

Magny M., Millet L., Arnaud F., Desmet M., Gauthier E., Heiri O., Vannière B., Verneaux V., 2008. Variations du climat au cours des deux derniers millénaires. Deux cas d'étude dans le Jura et les Alpes du Nord. Cahier de Paléoenvironnement - collection EDYTEM 6 : 51-64.

Magny M., Arnaud F., Holzhauser H., Chapron M., Debret M., Desmet M., Leroux A., Millet L., Revel M., Vanni re B., 2010. Solar and proxy-sensitivity imprints on paleohydrological records for the last millennium in west-central Europe. Quaternary Research 73: 173-179.

Mangini A., Sp t l C., Verdes P., 2005. Reconstruction of temperature in the Central Alps during the past 2000 yr from a $\delta^{18}\text{O}$ stalagmite record. Earth and Planetary Science Letters 235: 741-751.

Millet L., Arnaud F., Heiri O., Magny M., Verneaux V., Desmet M., 2009. Late-Holocene summer temperature reconstruction from chironomid assemblages of Lake Anterne, northern French Alps. The Holocene 19.2, 317-328.

Mocci F., Walsh K., Richer S., Court-Picon M., Talon B., Tzortzis S., Palet-Martinez, Bressy C., 2008. Archaeology and Palaeoenvironment in the Southern French Alps: The Late Neolithic to the Roman Period in the Argentiérois, Champsaur and Ubaye High Altitude Massifs. collection EDYTEM 6 : 253-272.

Nicolussi K., Kaufmann M., Patzelt G., van der Plicht J., Thurner A., 2005. Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. Veget. Hist. Archaeobot. 14: 221-234.

North Greenland Ice Core Project members, 2004. High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. Nature 431: 147-151.

Nussbaumeur S.U., Zumbühl H.J., Steiner D., 2007. Fluctuations of the Mer de Glace (Mont Blanc Area, France) AD 1500-2050. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 40: 5-175.

Ohlendorf C., Sturm M., Hausmann S., 2003. Natural environmental changes and human impact reflected in sediments of a high alpine lake in Switzerland. J. Paleolimnol. 30: 297-306.

Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Chappellaz J., Davis M.E., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., P pin L., Ritz C., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature, 399, (6735) 429-436.

Prasad S., Witt A., Kienel U., Dulski P., Bauer E., Yancheva G., 2009. The 8.2 ka event: Evidence for seasonal differences and rate of climate change in western Europe. Global and Planetary Change 67: 218-226.

Rey P.J., 2007. Le site du Dos de Borgaz (Aime) et la dynamique de l'occupation humaine en Tarentaise durant le Néolithique moyen. Cahiers d'archéologie romande 108 : 363-377.

Rey PJ, Treffort JM, Moulin B, Oberlin C, André I (2008) History of human settlement from the Neolithic to the early Middle Age at the Alpine pass of Petit-St-Bernard (ca 2000 m asl). Cahiers de Paléoenvironnement 6: 209-224.

Schmidt R., Koining K.A., Thompson R., Kamenik C., 2002. A multi proxy core study of the last 7000 years of climate and alpine land-use impacts on an Austrian mountain lake (Unter Landschitzsee, Niederer Tauern. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 187, 101-120.

Schmidt R., Kamenik C., Roth M., 2007. Siliceous algae-based seasonal temperature inference and indicator pollen tracking ca. 4,000 years of climate/land use dependency in the southern Austrian Alps. *Journal of Paleolimnology* 38: 541–554.

Schmidt R., Roth M., Tessadri R., Weckström K., 2008. Disentangling late-Holocene climate and land-use impacts on an Austrian alpine lake using seasonal temperature anomalies, ice-cover, sedimentology, and pollen tracers. *Journal of Paleolimnology* 40: 453-469.

Solanki S.K., Usoskin I.G., Kromer B., Schlüssler M., Beer J., 2004. Unusual activity of the sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature* 431: 1084-1087.

Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., van der Plicht J. and Spurk M., 1998. 1998 Residual delta 14C and standard deviation in per mil. *INTCAL 98 Radiocarbon Age Calibration, Radiocarbon*, 1999, 40, 1041-1083.

Tinner W., Ammann B. and Germann P. 1996: Treeline fluctuations recorded for 12,500 years by soil profiles, pollen, and plant macrofossils in the Central Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research* 28, 131–47.

Veizer J., Godderis Y. and Francois L.M. (2000) Evidence for decoupling of atmospheric CO₂ and global climate during the Phanerozoic eon. *Nature* 408, 698-701.

Von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Brauer A., Jouzel J., Johnsen S.J., 1999. A mid-European decadal isotope-climate record from 15,500 to 5000 years B.P.. *Science* 284: 1654-1657.

Wanner H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change : an overview. *Quaternary Science Reviews* 27: 1791-1828.

Wessels M., 1998. Natural environmental changes indicated by Late Glacial and Holocene sediments from Lake Constance, Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 140, 421-432.

Wick L., Tinner W., 1997. Vegetation Changes and Timberline Fluctuations in the Central Alps as Indicators of Holocene Climatic Oscillations. *Arctic and Alpine Research* 29 : 445-458

Wick L., van Leeuwen J.F.N., van der Knaap W.O., Lotter A.F., 2003. Holocene vegetatio development in the catchment of Sägistalsee (1935 m asl), a small lake in the Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology* 30: 261-272.

Chapitre 2

Lacs et sédiments laminés : quel potentiel pour les reconstitutions paléoenvironnementales ?

Ce chapitre a pour but d'éclairer le lecteur sur les caractéristiques des différents types de sédiments laminés et leur processus de formation. En outre, il permet de montrer les potentialités de telles archives pour reconstituer les paléoenvironnements.

1. Généralités sur les sédiments varvés

Le terme *varve* (cercle en Suédois) a été introduit par De Geer (1912) pour décrire des dépôts de sédiments clastiques présentant une rythmicité annuelle. Il a ensuite été élargi à toutes les laminations dont le cycle de dépôt a été reconnu comme étant annuel. Les varves ne sont donc pas associées à un processus de sédimentation en particulier. De ce fait, il existe de multiples types de sédiments varvés tels que :

- les varves clastiques (décrites plus en détail dans le § 2.a.)
- les varves composées d'alternance de particules détritiques, fluviales et éoliennes (Wessels, 1998)
- les varves clastiques-organiques formées d'une lamine de matériel minérogénique accumulée au printemps lors des crues de fonte des neiges puis d'une lamine de matière organique provenant principalement de la production interne au lac et déposée au cours de l'été/automne/hiver. Une partie de ce matériel organique peut être formée de frustules de diatomées. Ce type de varves a été principalement décrit dans des lacs de haute latitude (Ojala & Alenius, 2005 ; Ojala *et al.*, 2005 ; Tiljander *et al.*, 2002). Dans d'autres lacs on peut retrouver le même type de matériel mais avec des successions saisonnières différentes (blooms de diatomées au printemps/début été puis en automne (Hausmann *et al.*, 2002).
- les varves biochimiques (formées de matériaux produits par bio-précipitation, décrites plus en détail dans le §2.b.) (Kelts & Hsü, 1978).
- les varves évaporitiques (précipitation de sels liée à l'augmentation de la salinité causée par l'évaporation). Ce type de varves se forme sous des climats arides. Les apports détritiques ou les mats algaux permettent de former la seconde lamine (Zolitschka, 2003).

La formation de ces varves est due à une variation saisonnière de la production ou du dépôt des composants. Mais ce paramètre n'est pas suffisant. Il faut également des conditions

favorables à la préservation des lamines (Zolitschka, 2003 ; Blass *et al.*, 2005). Les organismes vivant sur le fond entraînent des *bioturbations* qui ont tendance à faire disparaître les laminations. Si l'hypolimnion (couche d'eau de fond) est anoxique ou si des sulfures toxiques sont présents, le milieu devient pratiquement abiotique. Ceci permet alors la préservation de la structure du sédiment. Les conditions hydrodynamiques sur le fond du lac peuvent également perturber les sédiments de surface (Kelts & Hsü, 1978 ; Glenn & Kelts, 1991) et ainsi empêcher la préservation des varves. En outre, un taux de sédimentation élevé peut favoriser la préservation de laminations.

Les sédiments varvés ne sont pas réservés uniquement aux bassins lacustres. On peut également retrouver ce type de sédiments sur les marges continentales (Pike *et al.*, 2001 ; von Rad *et al.*, 2002), dans les fjords (Debret *et al.*, 2006) et les bassins océaniques fermés (Hugen *et al.*, 2000).

2. Processus de formation des sédiments laminés clastiques et biochimiques

2. a. Lamines et varves clastiques : sites de haute altitude et de haute latitude

Le terme varve tel qu'il a été introduit par De Geer en 1912 désigne un doublet de lamines déposé annuellement dans un lac en contexte proglaciaire. Deux processus saisonniers sont à l'origine de cette sédimentation. Au printemps/été une stratification thermique se met en place dans le lac ce qui entraîne une division de la charge particulaire provenant de la fonte du glacier en trois courants selon la densité des eaux chargées par rapport à celle de la colonne d'eau du lac (Sturm & Matter, 1978, Fig. 1.2.1.). Les apports les plus denses suivent un courant hyperpycnal (underflow) et se déposent instantanément sur le fond. Les particules les plus fines, formant un panache turbide moins dense que les eaux de fond, sont transportées par des courants de surface et intermédiaire appelés overflow et interflow, respectivement (Fig. 1.2.1.). Ces particules décantent au moment du mélange de la colonne d'eau, c'est-à-dire en automne/début hiver. Cette décantation forme une couche d'argile recouvrant les sédiments sablo-silteux. En hiver le lac étant totalement gelé, la sédimentation s'arrête. Ceci se traduit dans la lithologie par une limite nette entre la couche d'argiles et celle de silts de l'année suivante. Cette limite nette est donc utilisée pour distinguer le dépôt d'hiver de celui d'été (Loso *et al.*, 2006).

En 1916, une trappe à sédiments a été installée par Stumpf pendant 1 an dans le lac de Walenstadt. Il observa le dépôt de cinq laminations remettant ainsi en question la validité des varves comme dépôts annuels. L'installation de courantomètres dans le lac de Zurich montrera

par la suite que ces laminations se forment par underflow lorsque l'affluent est en crue. Contrairement aux « vraies varves », aucune de ces lamines n'est formée de dépôts d'argiles pures (diamètre médian de 2 μm). Ce résultat serait lié à la différence de contexte des deux systèmes. Dans le cas du Lac de Walendstadt et d'autres grands lacs subalpins (Zurich, Constance, Annecy...), les eaux de surface ne gèlent pas en hiver sauf lors d'années exceptionnelles. Ce facteur expliquerait l'absence de la couche d'argile (pas de décantation des argiles sous la glace en milieu calme coupé des apports externes de sédiments) (Hsü, 1989). Des varves clastiques sont présentes dans ces lacs uniquement lors de la dernière déglaciation (quand les lacs gelaient l'hiver) et marquent le retrait des glaciers des vallées alpines (Hsü, 1989 ; Brauer & Casanova, 2001).

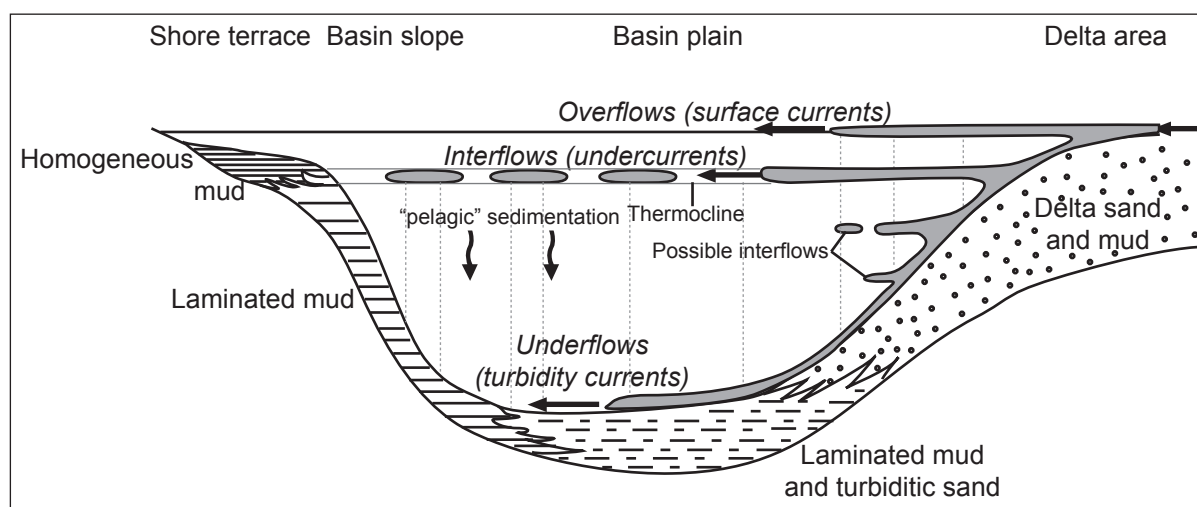


Figure 1.2.1. Modèle de distribution d'un panache turbide dans un lac stratifié et environnements de dépôt (Sturm & Matter, 1978).

Beaucoup de lacs au Canada et en Alaska ont fait l'objet d'études de varves clastiques et ont permis le développement d'outils adaptés à ces sédiments particuliers. La plupart de ces études ont été réalisées dans des lacs proglaciaires et présentent généralement un schéma classique de dépôt (Loso *et al.*, 2006, Tomkins & Lamoureux, 2005 ; Cockburn & Lamoureux, 2007). Une lamine de sédiments grossiers est déposée au cours de l'été lors de la fonte des glaciers à partir de courant d'interflow ou homopycnaux selon les cas. Les événements de précipitation (pluies et/ou neige) peuvent également contribuer aux apports de sédiments durant cette période de l'année. Ils provoquent généralement la formation de sous-laminations (Cockburn & Lamoureux, 2007 ; Tomkins & Lamoureux, 2005) (Fig. 1.2.2.). Cette lamine ou ces sous-laminations sont ensuite recouvertes par la couverture argileuse (ou silts très fins) décantant en automne/hiver. Le terme varves complexes est généralement utilisé pour caractériser les varves clastiques présentant des sous-lamines correspondant à des processus intra annuels.

Des varves clastiques ont également été mises en évidence dans des lacs de hautes latitudes

ne présentant pas de glaciers dans leurs bassin versant. Dans ce cas la formation des varves est liée à la fonte des neiges au printemps puis à la décantation d'argiles sous la glace en hiver (Francus et *al.*, 2002 ; Francus et *al.*, 2008). Un autre cas particulier de formation de varves clastiques non-glaciaires a été décrit dans le Lac Nicolay (Nunavut) (Lamoureux, 1999a ; Lamoureux, 1999b). Ce lac présente une couverture de glace permanente et n'est pas stratifié. Cette caractéristique entraîne la formation de rythmites infra-annuelles associées à des événements de précipitation, de fonte de neige ou de solifluxion. Dans le cas de ce lac, le taux d'accumulation élevé permet probablement la conservation des sédiments varvés.

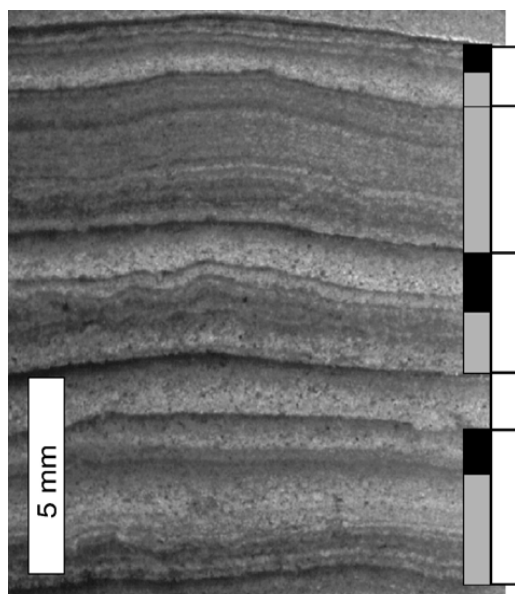


Figure 1.2.2. Illustration des varves complexes (Lac Summit, Cockburn & Lamoureux, 2007). Les rectangles blancs représentent le cycle de dépôt annuel (=varve). Les rectangles gris et noirs reflètent les dépôts d'évènements de printemps (fonte de la neige et des glaciers) et de fin d'été (évènements de précipitations intenses) respectivement. Les critères de détermination de chacun des types d'évènements sont présentés dans le tableau.

Class	Stratigraphic position (within varve)	Macro-organic content (qualitative)	Grain size range (qualitative)	Other features
Early	Beginning	Typically rare detrital material, first laminae	Clay-rich	Clay content increases from the lowermost laminae
Late	End	Detrital material relatively frequent	Relatively coarse, minimal clay	Grading absent
Simple	Single couplet	Variable	Full range, clay-sand	Normally graded
Turbidites	Anywhere	Coarse fragments of moss or grass	Full range, coarse silt/sand grades to fines	Substantially thicker than most subannual events (ranged 10–40 mm)

Les lacs d'altitude dans les Alpes constituent aussi des sites pouvant potentiellement présenter des varves clastiques. Le suivi des apports de sédiments à l'aide de trappe et l'étude de carottes ont permis de montrer l'existence de « vraies varves clastiques » dans le lac proglaciaire Oeschinensee (Leemann & Niessen, 1994a). Dans ce lac l'effet de la thermocline comme piège à sédiment jusqu'au retournement des eaux en automne apparaît faible, probablement en raison de la floculation des argiles. Ces varves sont donc essentiellement composées de matériel sédimenté pendant l'été. Des microlaminations ont été observées au sein de ces varves. Elles sont interprétées comme le reflet des variations interannuelles dans la fonte glaciaire liée aux variations de température et/ou à des événements de précipitations. L'arrêt des apports de sédiments en suspension, observé à la fin de l'été et en automne, permet la décantation des argiles et la formation de la partie sommitale de la varve. La taille médiane de ces silts très fins

est inférieure à 5 μ m. Cette caractéristique granulométrique permet de distinguer la lamine de fin d'année des microlaminations formées au cours du printemps et/ou de l'été. Le même type de varves a été décrit dans d'autres lacs alpins proglaciaires tel que les lacs Silvaplana, Steinsee, Grimsensee et Oberaarsee (Leemann & Niessen, 1994b ; Blass *et al.*, 2003 ; Anselmetti *et al.*, 2007). Des varves clastiques n'ont été décrites que dans un seul lac d'altitude alpin non-proglaciaire (Irmler *et al.*, 2006). Leur formation est supposée être contrôlée principalement par la fonte des neiges permettant l'apport de particules grossières (silts médium à grossiers). Cette lamine silteuse de printemps est recouverte par la lamine d'argile hivernale.

La synthèse bibliographique des varves clastiques de haute latitude et altitude met en évidence l'existence de différents modèles de dépôts. Le dépôt au cours de l'année de sédiments présentant des granulométries différentes liées à la saisonnalité des apports ou à la stratification du lac apparaît nécessaire pour former ces varves. D'autre part, la présence d'une couche de glace en hiver semble être essentielle pour déterminer la fin du cycle annuel de dépôt. Elle permet la décantation des argiles les plus fines et la mise en place d'une limite nette entre deux séquences de varves successives (Lamoureux, 1999a). Bien que des varves clastiques aient été observées dans des lacs ne présentant pas de glacier dans leur bassin versant, la présence d'un glacier aide à la formation de varves, en fournissant de grandes quantités de matériaux argileux. Ceci est supporté par l'étude de la sédimentation du Lac Silvaplana (Leemann and Niessen, 1994b). En effet, les varves y apparaissent seulement à partir de 3300 cal. BP, lorsqu'un glacier suffisamment important se met en place dans le bassin versant (Leemann and Niessen, 1994b). Des varves ont également été observées avant 10.500 cal. BP, dans ce même lac (Leemann and Niessen, 1994b). Ce résultat pourrait marquer une différence majeure entre les varves clastiques de haute latitude et haute altitude.

Assez peu d'études ont mis en évidence l'existence de varves clastiques dans les lacs alpins. Cinq lacs sont connus dans les Alpes Suisses (Oeschinese, Silvaplana, Steinsee, Grimsensee et Oberaarsee), deux en Italie (Lago di Bianco, Lago di Braia) et un autre en France qui cependant nécessiterait une étude plus approfondie pour prouver le caractère annuel des varves (Lac Bramant) (Guyard *et al.*, 2007). Un sixième lac suisse présente des varves clastiques (Lac de Brienz) (Anselmetti *et al.*, 2007). Comparé aux autres lacs il se situe à plus basse altitude (566 m asl). Il s'agit d'un lac postglaciaire dont une large part de la surface du bassin versant est englacée. L'étude préliminaire sur les sédiments du lac d'Anterne suggère la présence potentielle de varves clastiques (Arnaud, 2003 ; Arnaud *et al.*, 2006 ; Millet *et al.*, 2009). Cette hypothèse repose sur deux résultats :

- le comptage des doublets de lamines réalisé à partir de l'observation visuelle des carottes apparaît cohérent avec les dates radiocarbone, excepté une qui apparaît plus vieille. Cependant, cette date a été rejetée en raison d'un apport probable de macrorestes provenant d'une tourbière en cours d'érosion dans le bassin versant (Arnaud, 2003 ;

Arnaud et *al.*, 2006).

- La reconstitution des températures de l'air du mois de juillet à partir des restes fossiles de chironomes est en quasi parfait accord avec la reconstitution des températures estivales obtenue à partir de l'analyse de densité des cernes d'arbres dans les Alpes suisses (Millet et *al.*, 2009 ; Buntgen et *al.*, 2006).

Cependant, l'origine de la formation supposée de ces varves n'a pas été étudiée. La fonte des neiges en été et la décantation des argiles en hiver sous la glace pourraient expliquer le dépôt de ces lamines. Ceci n'est qu'une hypothèse qui sera investiguée au cours de la thèse via l'étude de lames minces de sédiments imprégnés et les résultats issus du suivi environnemental dans le bassin versant et le lac lui-même (Partie 2, chapitre 1).

2. b. Les varves associées au processus d'eutrophisation des lacs

L'eutrophisation : définition, causes et conséquences

L'eutrophisation est un processus causé par l'enrichissement naturel ou anthropique en éléments nutritifs tels que le phosphore et/ou l'azote. Cet enrichissement se traduit par une production de biomasse accrue notamment au niveau du plancton végétal, avec des effets en cascades sur les niveaux trophiques supérieurs (communautés piscicoles) (Bates & Jackson 1997, Glossary of Geology). Cette augmentation de la quantité de nutriments disponibles pour le phytoplancton provoque une modification profonde de la structure du réseau trophique lacustre. Elle peut induire, lors des phases de décomposition de la biomasse alguale, des phases d'anoxies des eaux pouvant entraîner la mort des poissons les plus sensibles tels que les salmonidés. L'un des symptômes les plus importants est la présence massive d'algues et de cyanobactéries qui peuvent produire de nombreuses toxines (hépatotoxines, neurotoxines...) dont la concentration est maintenant un critère de qualité des eaux défini par l'OMS. L'eutrophisation est donc le terme générique utilisé pour désigner une suite de symptômes engendrée par une trop importante fertilisation des eaux par des nutriments.

Schindler et *al.* (1974 ; 1977 et 2008) concluent que le phosphore est l'élément limitant dans l'eutrophisation des lacs et que la limitation en azote n'est que la conséquence de l'hyperfertilisation en phosphore. Mais le débat sur les éléments limitant (N et/ou P) dans le développement des algues est encore très actuel (Carpenter, 2008), et les études (étude à très long terme, méta analyse de données bibliographiques) ne permettent souvent pas de prendre en compte la complexité des processus mis en cause dans l'eutrophisation des écosystèmes aquatiques.

Les nutriments peuvent être apportés dans les lacs de façon *diffuse* par l'intermédiaire du

lessivage du bassin versant par les pluies. Ces sources de phosphore et d'azote peuvent être d'origine naturelle ou anthropique. Les nutriments sont naturellement présents dans les sols. La mise en place des sols et de la végétation après le retrait des glaciers augmente l'export de nutriments du bassin versant vers le lac. Ce processus naturel peut donc conduire à une eutrophisation du lac (Battarbee et *al.*, 2005). Un climat humide favorisant l'érosion des sols peut également être à l'origine d'une augmentation de la productivité algale dans les lacs (Meyers & Lallier Vergès, 1999). Les activités agricoles (cultures et élevages) constituent une importante source anthropique diffuse de nutriments (Iqbal et *al.*, 2006). Les zones cultivées sont plus sensibles à l'érosion, elles contribuent donc fortement aux apports de sédiments et de nutriments vers les systèmes lacustres (Goslar et *al.*, 1999 ; Battarbee et *al.*, 2005). De plus, l'utilisation de fertilisants enrichit les sols en nutriments dont seulement une partie est utilisée par les plantes.

Il existe également des sources dites *ponctuelles*. Ces sources anthropiques sont principalement dues aux rejets domestiques et industriels d'eau usées (Battarbee et *al.*, 2005). L'utilisation des lessives qui a débuté dans les années 30 constitue une source importante de pollution au phosphore. En Suisse, l'emploi des phosphates dans les lessives a d'ailleurs été interdit en 1986, ce qui a permis de diminuer le niveau trophique du lac Léman qui avait augmenté dès la fin des années 1950 (concentration en phosphore des eaux du lac, source INRA, Thonon-Les-Bains et Rapin et *al.*, 1989). En France, les phosphates rejetés dans l'environnement proviennent, à parts sensiblement égales, de sources agricoles (engrais) et industrielles et des activités humaines (eaux usées, détergents ou lessives phosphatées (officiellement interdites en 2007)).

Afin de distinguer les processus naturels d'eutrophisation de ceux liés aux activités humaines, le terme « ontogénèse », emprunté à la médecine, a été choisi pour caractériser une eutrophisation liée à l'évolution naturelle du lac (Battarbee et *al.*, 2005). Le terme eutrophisation est donc supposé être uniquement consacré à un enrichissement en nutriment causé par des activités humaines.

Une des conséquences de l'eutrophisation est la modification de la composition des sédiments déposés au fond. Elle traduit, entre autres, des changements dans les cycles biogéochimiques lacustres du carbone et du phosphore. En particulier, l'augmentation du niveau trophique d'un lac entraîne une production importante de matière organique. Ce matériel est décomposé au fond du lac par l'activité bactérienne, ce qui entraîne une consommation de l'oxygène présent dans l'hypolimnion. Selon le taux de renouvellement de celui-ci, une partie ou la totalité de la matière organique sera dégradée. La quantité de matière organique accumulée dans les sédiments dépend donc de la productivité du lac mais aussi de la quantité d'oxygène présente dans l'hypolimnion. Celle-ci est affectée par les caractéristiques physiques de la colonne d'eau

et les relations entre le bassin versant et le lac. Ces paramètres sont en parties contrôlées par les conditions climatiques. Dans le cas d'un lac dont les eaux ne sont pas brassées jusqu'au fond (méromictique), l'hypolimnion est toujours dépourvu d'oxygène, la matière organique déposée dans les sédiments est donc en grande partie préservée. D'autres lacs peuvent être stratifiés seulement durant les mois d'été et d'hiver et complètement mélangés au printemps et/ou en automne (dimictique/monomictique). La matière organique préservée dépendra alors de la durée de stratification, du taux de décomposition et des apports d'organismes morts, mais aussi du volume de l'hypolimnion (réservoir d'oxygène) (Davison, 1993). Outre les retournements saisonniers liés aux changements de densité de l'eau en surface mais aussi à l'action du vent, il existe d'autres processus de mélange de la colonne d'eau. Les vents peuvent notamment induire la formation de courants, tout comme l'arrivée des affluents dans un lac. La densité des eaux du lac ainsi que celle des eaux entrantes, chargées ou non, déterminent le type de courant formé : overflows, interflows ou underflows (Sturm & Matter, 1978). Seuls les underflows sont capables d'engendrer une circulation permettant le mélange complet de la colonne d'eau. Ils se forment lors de fortes crues si les eaux entrantes, chargées de matières en suspension, ont une densité plus élevée que les eaux de l'hypolimnion. Ce courant s'écoule sur le fond du lac en suivant la ligne de plus grande pente pour ensuite se répandre au milieu de la plaine. Les underflows apportent ainsi de l'oxygène au fond du lac car les eaux des rivières, turbulentes et en contact avec l'atmosphère, sont généralement riches en oxygène.

Un lac présentant un niveau trophique élevé peut donc ne pas présenter de désoxygénation importante dans l'hypolimnion si les processus physiques de mélange sont suffisamment efficaces. En conséquent, les concentrations en matière organique du sédiment resteront faibles. De même, un lac oligotrophe peut présenter une anoxie de l'hypolimnion, si celui-ci est méromictique.

Dans la plupart des lacs, le phosphore est le nutriment limitant la productivité primaire et donc à l'origine de l'augmentation des niveaux trophiques des systèmes lacustres (Hall *et al.*, 1999 ; Perrone *et al.*, 2008). Sa concentration dans les eaux de surface n'est pas uniquement liée aux apports externes présentés précédemment. Dans certains cas, la mise en place des conditions anoxiques au fond d'un lac peut avoir pour effet de relarguer du phosphore dans la colonne d'eau par dissolution d'oxydes de fer (Mortimer, 1941 ; Zhou *et al.*, 2001 ; Kaiserli *et al.*, 2002 ; Katsev *et al.*, 2006 ; Perrone *et al.*, 2008). En effet, les oxydes ou hydroxydes de fer ont la capacité d'adsorber le phosphore (Davison, 1993) mais ne sont pas stables en conditions anoxiques. Ils sont alors dissous et libèrent le phosphore qui leur est associé (Davison, 1993). Une étude réalisée sur plusieurs lacs danois a montré que le phosphore pouvait aussi être stocké de façon permanente dans les sédiments profonds sous la forme de complexes particuliers fer-phosphore tels que des cristaux de vivianite (Søndergaard *et al.*, 1996). La présence de sulfates dissous peut également affecter les flux de phosphore à l'interface eau-sédiment. En

effet, la déplétion du fer due à la précipitation des sulfures (FeS) empêche l'immobilisation du phosphore dans les minéraux de fer ferreux tel que la vivianite (Katsev et al., 2006). Les bactéries peuvent également remobiliser du phosphore des sédiments anoxiques (Gatcher et al., 1988). Ce phosphore migre dans la colonne d'eau par Eddy diffusion ou diffusion moléculaire¹. Le retournement saisonnier de la colonne d'eau permet ensuite d'enrichir les eaux de surface de ces nutriments qui constituent alors une source interne au lac. Cette charge interne de nutriments devient alors une nouvelle cause de l'eutrophisation et peut retarder le processus de réoligotrophisation après la réduction des apports externes (Battarbee et al., 2005).

Processus de formation des varves liées à l'eutrophisation d'un lac

L'eutrophisation d'un système lacustre peut produire le dépôt de varves et surtout leur conservation, uniquement si l'hypolimnion (eaux de fond du lac)² n'est pas suffisamment oxygéné, empêchant ainsi la bioturbation. Ce processus peut alors conduire à la formation de varves biogéniques ou dans le cas des lacs carbonatés à la formation de varves dites biochimiques (Kelts & Hsü, 1978 ; Zolitchka, 2003). Les varves biogéniques sont principalement composées d'éléments issus de processus biologiques. Les successions de lamines peuvent être variables selon les systèmes lacustres. La plupart de ces varves sont formées d'une lamine claire associée au bloom de diatomées au printemps, puis d'une lamine plus sombre de matériel détritique et organique correspondant aux dépôts d'automne/hiver. Cependant des blooms de diatomées peuvent avoir lieu aussi en été et en automne (Irmeler et al., 2006), de même qu'une lamine clastique peut se déposer aussi en été. En plus des frustules de diatomées, des tests siliceux de chrysophytes peuvent être observés dans les sédiments lacustres (Glenn & Kelts, 1991 ; Schmidt et al., 2007).

La plupart des lacs subalpins (les lacs de Zurich, Neuchâtel, Constance, Annecy...), comme le Lac du Bourget, sont des lacs carbonatés. Leurs eaux sont enrichies en ions Ca²⁺ et carbonates en raison de l'altération chimique des formations carbonatées présentes dans le bassin versant. Cette caractéristique est à l'origine de la proportion importante de calcite bio-précipitée dans les sédiments. Cependant cette condition n'est pas suffisante. Les études réalisées sur la précipitation de la calcite (Kelts & Hsü, 1978 ; Ohlendorf & Sturm, 2001) montrent que cette précipitation est engendrée par une augmentation du degré de sursaturation des eaux de surface à partir du printemps. Cette augmentation est associée à une élévation du pH causée par la diminution de la concentration en CO₂ dissous. Ces observations reflètent l'activité photosynthétique au début du

¹ L'eddy diffusion correspond à un transfert de masse conduit par un gradient de concentration. Ce transfert est de caractère turbulent. La diffusion moléculaire est indépendante de la concentration en élément, mais est liée à la température, la viscosité du liquide et la taille des particules.

² L'hypolimnion désigne les eaux situées sous la thermocline qui forme une barrière de densité en raison d'un gradient de température élevé. dans notre cas le terme hypolimnion désigne en réalité la base de cette tranche d'eau.

printemps, lors du bloom de diatomées lié à l'augmentation de l'éclairement solaire (en durée et intensité) et à une quantité de nutriments élevée dans les eaux de surface. C'est pourquoi la précipitation de la calcite est dite bio-induite. Cependant une sursaturation en calcite peut être également engendrée par une augmentation de la température de l'eau car elle diminue la solubilité du CO₂ et de la calcite (Kelts & Hsü, 1978 ; Ohlendorf & Sturm, 2001).

Les varves observées dans les lacs carbonatés sont alors qualifiées de varves biochimiques. Dans le détail, les sédiments varvés de ces lacs se caractérisent par trois lamines (Kelts & Hsü, 1978) :

- une lamine gris clair composée de diatomées marquant le début du printemps
- une lamine blanche composée de calcite bio-précipitée et de quelques diatomées (printemps et été)
- une lamine sombre, représentant la fin de l'automne et l'hiver et composée de matière organique. L'absence d'oxygène liée à l'eutrophisation permet une bonne conservation de la matière organique. On relève également la présence de sulfures de fer et de minéraux détritiques (déposés lors du retournement des eaux).

Une efflorescence (*bloom*) de diatomées peut également être observé certaines années en automne. Le caractère annuel de ces lamines a été démontré dans de nombreux lacs notamment dans le Baldeggersee (Suisse) par Lotter et *al.*, (1997) en comparant la datation par comptage des varves avec celle par mesure du ¹³⁷Cs.

La lamine blanche de calcite bio-précipitée présente une des caractéristiques spécifiques des lacs de haut niveau trophique. Les cristaux de calcite déposés au printemps sont de grande taille (15 à 40 µm), automorphes et présentent une structure poreuse, tandis que ceux déposés en été sont plus fins (3-5 µm). L'indice de saturation du CaCO₃ n'est pas le seul facteur déterminant la précipitation de la calcite. Deux processus peuvent favoriser sa précipitation (Groleau, 2000) : la nucléation, homogène ou hétérogène et la croissance cristalline. La nucléation homogène ne se produit que lorsque les valeurs de sursaturation sont très élevées. Le noyau de cristallisation se forme alors à partir des seuls éléments dissous. Dans le cas de la nucléation hétérogène, les particules préexistantes servent de noyau de cristallisation. Ce mécanisme est d'autant plus efficace que la particule possède une structure cristalline proche des cristaux formés. Au début du printemps, l'indice de saturation n'étant pas suffisamment élevé, c'est la nucléation hétérogène qui permet la précipitation. Pour que celle-ci soit possible, il faut une densité de cellules algales suffisante. Le test siliceux des diatomées constitue une surface favorable à la nucléation de la calcite. Les diatomées jouent donc un double rôle dans la précipitation de la calcite. Lotter et *al.*, (1997) ont montré qu'il existe un lien entre la taille des cristaux de calcite et la concentration en phosphore. En effet, la croissance de ces cristaux est stoppée lorsque des orthophosphates sont présents dans le lac (Danen-Louwerse et *al.*, 1995 ; Lin & Singer, 2005). Après le premier bloom d'algues, la quantité de nutriments, dont les phosphates, diminue considérablement, ce qui permet la croissance rapide de la calcite autour de noyaux hétérogènes

sous forme de gros cristaux. Pendant l'été, il y a peu d'orthophosphates et la sursaturation en CaCO_3 augmente fortement avec la température. Ces trois paramètres entraînent une nucléation rapide qui provoque la formation d'agrégats poreux de petits grains de calcite (3 à 5 μm) (Kelts & Hsü, 1978). A la fin du mois d'août, de très petits polyèdres (<1 μm) apparaissent. Ils sont formés rapidement en raison d'une sursaturation très élevée (Groleau, 2000). La précipitation de ces cristaux de calcite s'arrête en septembre (Groleau, 2000).

3. Intérêt d'étudier les sédiments laminés et varvés

3. a. Les varves clastiques

Tout comme les sédiments marins et les carottes de glace, les sédiments lacustres (laminés, varvés ou non-laminés) constituent des archives des changements environnementaux, en particulier climatiques et hydrologiques. L'intérêt d'étudier des enregistrements sédimentaires varvés réside principalement dans la capacité de reconstitution des changements à haute résolution, précision et justesse temporelles. Ceci est possible grâce au caractère annuel des dépôts. Ce type de sédiments est alors parfaitement approprié pour l'étude de variations sur des échelles de temps courtes tel que le changement climatique global actuel ou les pollutions récentes des systèmes lacustres. D'autre part, la résolution annuelle des enregistrements permet de comparer avec des données instrumentales et donc de mieux interpréter les archives (Leemann & Niessen, 1994a ; 1999b ; Ohlendorf et al., 1997, Loso et al., 2006 ; Kaufman, 2009). Enfin, ceci permet de calibrer et de reconstituer l'évolution passée de paramètres météorologiques (selon les cas T°été, précipitations, accumulations de neige) ou de qualité des eaux lacustres (Blass et al., 2007a, b ; Cockburn & Lamoureux 2007 ; Tomkins et al., 2008, Cook et al., 2009). Cependant plusieurs de ces études ont aussi pointé le problème de la validité du jeu de calibration sur des périodes de temps longues, notamment en relation avec des avancées glaciaires durant le Petit Age Glaciaire (PAG) (Blass et al., 2007 ; Tomkins et al., 2008).

De nombreuses reconstitutions de paramètres climatiques sont basées sur l'épaisseur des varves. Cependant, la taille des grains peut également être utilisée pour reconstituer l'intensité du courant transportant les matériaux vers le lac (Campbell, 1998). La mesure à haute résolution du diamètre médian des particules dans la lamine silto-sableuse permet ainsi d'estimer l'intensité de la fonte des neiges (Francus et al., 1998a ; 1998b). Des augmentations de la taille des grains dans le Lac Silvaplana ont également été reliées aux augmentations d'événements de précipitation intenses en automne (Blass et al., 2008).

3. b. Les sédiments laminés

Tous les sédiments laminés ne sont pas nécessairement varvés. C'est-à-dire qu'ils ne présentent pas une rythmicité de dépôt identifiable. Quels intérêts peuvent néanmoins représenter ces sédiments ?

Bien que les sédiments lacustres laminés et non-varvés ne soient pas parfaitement datables (datations justes et précises), ils sont intéressants du fait de l'enregistrement des changements environnementaux rapides liés au climat ou à des impacts anthropiques, lesquelles peuvent être extraits via les méthodes d'analyse à haute résolution (Lotter & Birks 2003 ; Ohlendorf et *al.*, 2003).

Les laminations sont l'expression d'un processus interne et/ou externe au lac qu'il importe de définir au préalable pour extraire les informations paléoenvironnementales qui nous intéressent. Si ces sédiments sont bien datés par ailleurs, la fréquence des événements à l'origine du dépôt des lamines pourra être déterminée et utilisée comme marqueur. La pertinence du résultat sera évidemment d'autant meilleure que la datation sera bien calée.

Si les sédiments laminés ne permettent pas de caler dans le temps les sédiments, ils permettent cependant de calculer un taux de sédimentation minimum à condition que l'hypothèse de dépôt d'un doublet par an minimum soit vraie. Ceci peut être utilisé comme argument pour rejeter certaines dates ^{14}C .

3. c. Les varves biochimiques

Tout comme les varves clastiques, les varves biochimiques permettent d'obtenir des datations à résolution annuelle. Elles présentent également l'intérêt de pouvoir reconstituer les fluctuations du niveau trophique d'un lac à haute résolution (Lotter et *al.*, 1997 ; Wehrli et *al.*, 1997 ; Dreßler et *al.*, 2007). Ce type d'étude est important pour déterminer l'état de référence du lac avant son eutrophisation mais aussi les causes de la pollution et les effets des éventuelles mesures de restauration de la qualité des eaux. En outre, le caractère annuel des sédiments permet de comparer des données instrumentales avec les paramètres mesurés sur les sédiments. Lotter (1998), a par exemple, comparé des mesures de phosphore total dans la colonne d'eau avec les concentrations reconstituées à partir des assemblages de diatomées. De même, une reconstitution des conditions d'oxygénation au fond du Lac du Bourget à partir des capsules céphaliques de chironomes a pu être vérifiée grâce aux mesures de sous-saturation en O_2 (Millet et *al.*, Soumis ; annexe 2). Ce type d'approche permet de discuter la validité d'une fonction de transfert et d'avoir ainsi une meilleure confiance dans la reconstruction pour la période pré-

instrumentale. Les données instrumentales peuvent également être directement utilisées pour calibrer des paramètres environnementaux ou climatiques (précipitation, température) (Lotter & Birks, 1997 ; Romero-Viana et *al.*, 2008).

4. Les principaux marqueurs sédimentologiques de niveau trophique et d'oxygénation du fond

4. a. Niveau trophique

Les assemblages d'espèces de diatomées sont contrôlés par divers facteurs dont la compétition entre espèces, la prédation, la température, le pH, et la disponibilité en nutriments (Lotter, 1998 ; Lotter, 2001 ; Hausmann et *al.*, 2002, Dalton et *al.*, 2005 ; Hausmann & Kienast, 2006 ; Blass et *al.*, 2007). Les diatomées peuvent être utilisées comme des marqueurs de niveau trophique car elles ont de vraies capacités de bio-indication. Des fonctions de transfert permettant de traduire les assemblages de ces algues en concentration de phosphore biodisponible dans la colonne d'eau ont été déterminées pour étudier l'évolution de ces niveaux trophiques (Lotter, 1998 ; Hausmann & Kienast, 2006). Cette méthode de quantification utilise des jeux de données actuelles acquises sur des lacs de niveaux trophiques différents. Les études sur les diatomées sont les plus couramment utilisées pour reconstituer l'évolution des conditions trophiques à partir des archives lacustres. La taille des cristaux de calcite dans les lacs carbonatés peut aussi être utilisée comme indicateur de niveau trophique (Lotter et *al.*, 1997 ; Lotter, 1998).

L'étude de la matière organique accumulée dans les sédiments d'un lac peut apporter des informations sur l'évolution trophique de celui-ci. Différents types d'analyses permettent de déterminer son origine, terrestre ou lacustre, et donc de mettre en évidence une éventuelle augmentation de la productivité lacustre. Le paramètre le plus souvent rencontré dans la bibliographie pour déterminer l'origine de la matière organique est le rapport C/N (carbone organique total/azote) (Meyers, 1994 ; Meyers & Lallier-Vergès, 1999 ; Enters et *al.*, 2006 ; Russel et *al.*, 2009). Les sédiments lacustres principalement composés de matière organique d'origine algale sont caractérisés par des C/N très faibles (<10) tandis que la matière organique terrestre présente des C/N plus élevés (généralement >20) (Meyers, 1994 ; Enters et *al.*, 2006 ; Russel et *al.*, 2009). La mesure des indices d'hydrogène (IH) et d'oxygène (IO) (voir explication Partie 1- Chapitre 3) obtenus par Pyrolyse Rock Eval permettent aussi de distinguer les matières organiques d'origine lacustre et terrestre. L'indice d'hydrogène de la matière organique lacustre est relativement élevé et son indice d'oxygène très faible par rapport à ceux de la matière organique terrestre (Meyers & Lallier-Vergès, 1999). Il faut cependant rester prudent sur les interprétations de ces paramètres. Une diminution du carbone organique total avec la profondeur,

associée à une diminution de l'IH et une augmentation de l'IO, peut refléter des processus de diagénèse de la matière organique (Meyers & Lallier-Vergès, 1999). De plus, ces paramètres peuvent être affectés par des apports de matière organique géologique ainsi que l'érosion d'horizons de sols plus ou moins profonds (Partie 2 chapitre 3, Noël *et al.*, 2001). Peu utilisées, les analyses moléculaires permettent également de discriminer la matière organique lacustre de celle des végétaux terrestres. Les acides gras de poids moléculaire élevés ($nC > 20$) sont attribués aux plantes supérieures, tandis que les plus légers ($nC < 20$) sont présents à la fois dans les plantes terrestres et les algues (Disnar *et al.*, 2008). Cependant, ces derniers sont supposés être facilement dégradés dans les sols (Disnar *et al.* 2005). Sur le même principe, les n-alcane permettent de distinguer les matières organiques terrestre et algale (Routh *et al.*, 2009). Les n-alcane $n-C_{15,17,19}$ sont enrichis dans les algues et les bactéries photosynthétiques, alors que les $n-C_{27,29,31}$ dans les plantes vasculaires.

4. b. Conditions d'oxygénation

La présence de varves indique une quasi-absence de bioturbation dans les sédiments de surface. Ceci indique généralement que l'hypolimnion est en conditions anoxiques ou hypoxiques car la respiration est vitale pour la plupart des organismes vivant au fond des lacs. Les chironomes, qui vivent au fond des lacs sont par exemple particulièrement sensibles aux changements d'oxygénation. L'apparition et la disparition des différentes espèces sont dépendantes des concentrations en oxygène. A l'aide de fonctions de transfert, il est donc possible de reconstituer l'évolution de ces concentrations (Little *et al.* 2000 ; Millet *et al.*, soumis).

Les concentrations en fer et manganèse sont également souvent utilisées comme indicateurs d'oxygénation/désoxygénation. Le comportement de ces éléments dans les lacs est cependant assez complexe.

Formes chimiques et origine du fer et du manganèse dans les lacs

Le fer ferreux (Fe^{2+} ou $Fe(II)$) est stable en conditions anoxiques. Il est très soluble mais de la sidérite ($FeCO_3$), des sulfures de fer amorphes ou cristallisés (pyrite FeS_2) et de la vivianite (phosphate de fer, $[Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O]$) peuvent être formés (Nambrini *et al.*, 1983, Davison, 1993 ; Dean, 2002 ; Fagel *et al.*, 2005). Les sulfures de fer précipitent en conditions anoxiques lorsque la concentration en sulfate dans l'eau est élevée (Eusterhues *et al.*, 2002). Ces particules authigènes peuvent prendre la forme de framboïdes de pyrite. Le soufre peut donc aussi être utilisé pour étudier l'évolution des conditions d'oxygénation dans l'hypolimnion. La vivianite

peut indiquer des conditions anoxiques. Cependant, étant riche en phosphore, ce minéral peut aussi refléter des variations de niveau trophique (Dean, 2002). Le Fe(II) est également présent dans les minéraux argileux. Le fer ferrique (Fe(III)) est quant à lui stable en conditions oxygénées. Fe(OH)₃ est l'espèce dominante à pH neutre. Les particules de fer ferrique sont amorphes ce qui facilite leur réduction en conditions anoxiques. Le fer est introduit dans le système lacustre sous différentes formes (Davison, 1993):

- incorporé dans les minéraux argileux (Il s'accumule rapidement dans les sédiments, sans réactions) ;
- Fe amorphe (cette forme peut provenir de la précipitation d'oxydes de fer dans les sols) ;
- Fe atmosphérique (notamment de pollution).

Le manganèse (Mn) a 3 états d'oxydation : (1) Mn(II) qui est stable en conditions anoxiques, (2) Mn(III) et (3) Mn(IV) qui sont stables en conditions oxiques. Dans certains environnements, tel que des eaux interstitielles, il est possible d'atteindre le produit de solubilité de MnCO₃. Il faut aussi un pH élevé pour que celui-ci précipite (Dean, 2002 ; Stevens *et al.*, 2000). Si l'on augmente la quantité de matière organique et le taux de décomposition de celle-ci, alors le rejet de CO₂ lié au processus de respiration entraîne une chute du pH ce qui empêche la précipitation de MnCO₃. Dans des eaux stagnantes isolées de l'atmosphère et avec des concentrations en sulfures particulièrement élevées le produit de solubilité du MnS peut être atteint. Les ions ferreux sont quasiment toujours en excès par rapport aux ions manganeux, et le FeS est beaucoup moins soluble que le MnS. En conséquent, dans les environnements relativement limités en sulfures, la formation du FeS limiterait la formation de MnS. Dans les eaux bien oxygénées la forme thermodynamiquement stable est MnO₂ (ou plutôt MnO_x), lequel est un oxyde mixte de Mn(III) et Mn(IV). Le Mn provient de deux sources distinctes (Davison, 1993):

- les processus d'érosion des roches constituent une source particulière ;
- du Mn(II) est également apporté par le lessivage de sols hydromorphes, lesquels sont déficients en oxygène car imbibés d'eau. Ce Mn(II) pourrait avoir le temps de s'oxyder expliquant la concentration généralement faible observée dans les eaux de surface.

Potentiel d'oxydoréduction et cinétiques d'oxydation

Le potentiel redox du couple Mn(II)/Mn(IV) est plus élevé que celui du couple Fe(II)/Fe(III) (Stumm & Morgan, 1981). Ceci signifie que les oxydes de fer sont plus stables en conditions anoxiques que le dioxyde de manganèse. Un rapport Mn/Fe faible observé dans les sédiments peut alors traduire des conditions anoxiques (Loizeau *et al.*, 2001 ; Koinig *et al.*, 2003 ; Schmidt *et al.*, 2008). Le pH et la température peuvent influencer la stabilité des éléments. On sait que, plus le milieu est acide et froid, plus le fer ferreux devient stable. L'activité microbienne et/

ou des processus photochimiques (produisant du peroxyde d'hydrogène) peuvent par contre accélérer les taux d'oxydation (Davison, 1993 ; Friedl *et al.*, 1997). L'oxydation du Mn dans les lacs apparait largement due à l'activité microbienne qui permet de catalyser la réaction qui est très lente.

L'étude des concentrations en Mn et Fe particulaires dans la colonne d'eau au niveau de l'interface eau-sédiment permet de mettre en évidence la différence de vitesse de taux d'oxydation entre le Fe et le Mn. En effet, le pic de Mn(s) est observé un peu plus haut dans la colonne d'eau que celui de Fe(s) (Kawashima *et al.*, 1988 ; Davison, 1993) (Fig. 1.2.3.).

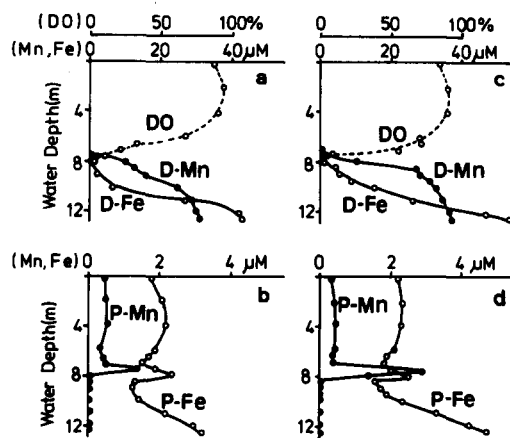


Figure 1.2.3. Illustration du décalage du pic de précipitation du manganèse (P-Mn) par rapport au fer (P-Fe) dans la colonne d'eau (Kawashima *et al.* 1988). D-Mn et D-Fe représentent respectivement le manganèse dissous et le fer dissous. DO correspond aux analyses d'oxygène dissous.

Description du cycle du Mn et du Fe dans un lac présentant une anoxie saisonnière

Les cycles du Mn et du Fe sont similaires (Fig. 1.2.4.). Les différences observées sont liées aux taux d'oxydation plus rapide du Fe par rapport au Mn et à une réduction facilitée des oxydes de Mn par rapport à ceux de Fe.

Lorsque la colonne d'eau est oxygénée (lac non stratifié), les sédiments de surface dans la partie la plus profonde du lac sont couverts d'une couche brun-orangée liée à la présence d'hydroxydes de fer. Sous cette couche, on retrouve une vase marron-grise contenant du fer ferreux dans les eaux interstitielles. Ce fer diffuse vers la colonne d'eau oxygénée et précipite. Une partie de ces oxydes est ensuite mélangée dans toute la colonne d'eau par un transfert turbulent (lié à un gradient de concentration) (Davison, 1993). L'autre partie coule et participe à un nouveau cycle de réduction-oxydation.

Lorsque l'hypolimnion devient anoxique en raison de la mise en place d'une stratification

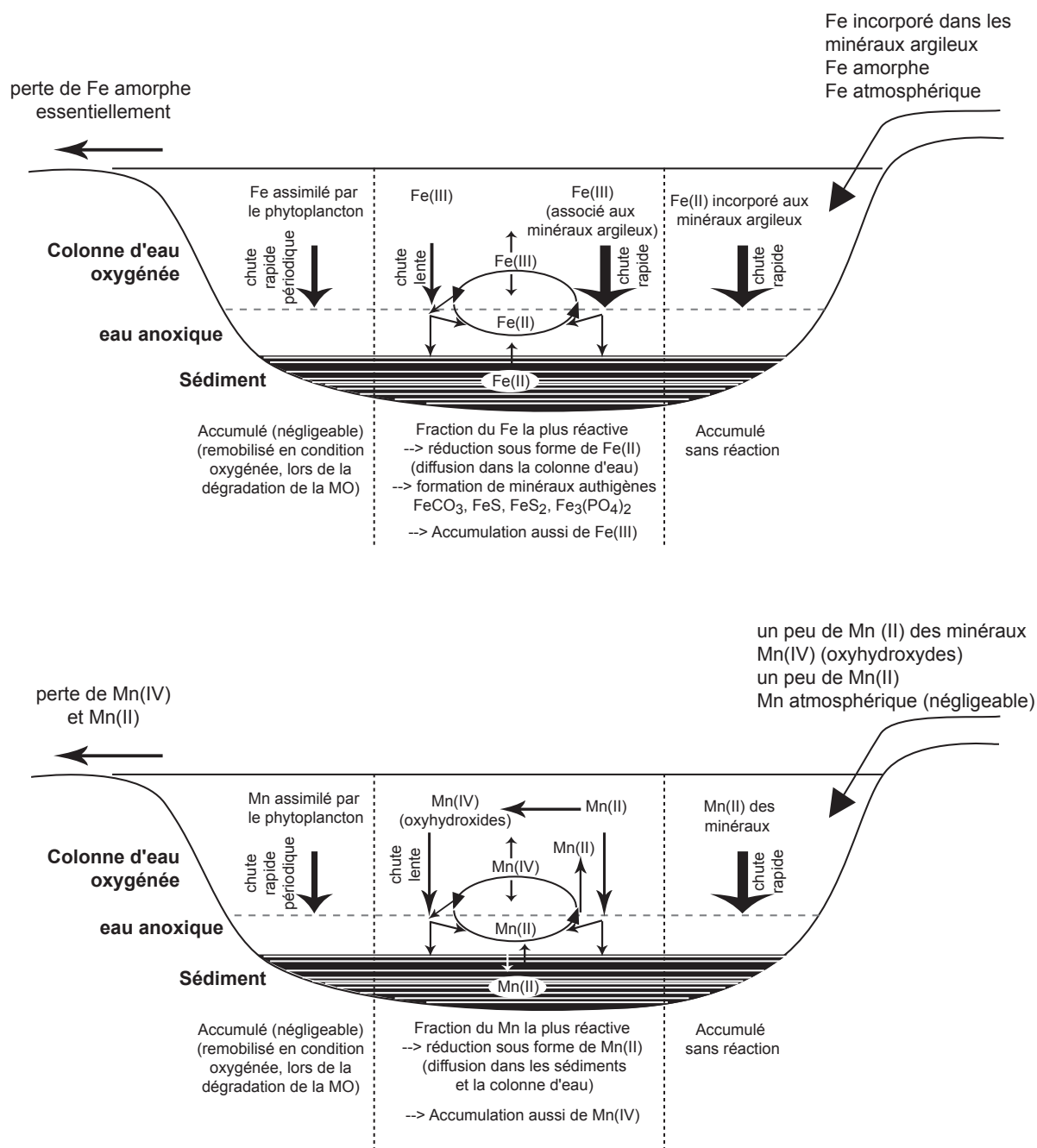


Figure 1.2.4. Cycles du fer (en haut) et du manganèse (en bas) en conditions anoxiques dans l'hypolimnion (Davison, 1993, modifié).

et de l'apport de matière organique, le Mn(II), puis ensuite le Fe(II) apparaissent dans la zone anoxique de la colonne d'eau. La précipitation de sulfures de fer peut également être observée. Ces sulfures précipitent sous forme de particules noires ou de framboïdes de pyrite. La pyrite est supposée se former directement dans les sédiments de surface des lacs anoxiques saisonnièrement ou par diagénèse à partir de sulfures de fer amorphe. Lors du retournement de la colonne d'eau, le fer ferreux s'oxyde rapidement alors que le Mn(II) persiste encore.

Une étude sur des sédiments varvés a montré que cette cyclicité pouvait être préservée

dans les sédiments et ainsi contribuer à la reconnaissance de varves (Gälman et *al.*, 2009). Des lamines claires, riches en hydroxydes de Fe, se déposent au moment des retournements de la colonne d'eau au printemps et en automne, tandis que des lamines sombres contenant des sulfures de Fe se formeraient en été et hiver lorsque l'hypolimnion devient anoxique.

La vivianite : un marqueur de changement environnementaux

La vivianite a souvent été observée dans les sédiments lacustres. Cependant, son processus de formation n'est pas encore très bien compris. Deux types de formation sont connus : les vivianites d'origine diagénétique (formées dans le sédiment) et celles d'origine authigénique (formées dans la colonne d'eau). L'information environnementale qui pourra être déduite de la présence de ce minéral est dépendante du processus de formation.

Formation liée à des processus diagénétiques

Cette vivianite peut se former en relation avec des changements de taux de sédimentation. Ce processus a été mis en évidence dans le Lac Majeur (0,003 cm/an) et dans certaines zones du Lac Baïkal (1,5 cm/1000ans) (Nembrini, 1983 ; Fagel et al., 2005). Un faible taux de sédimentation durant des périodes de temps relativement longues permet la formation de couche riche en hydroxyde de fer et manganèse (Granina et al., 2000). Ceci n'est possible que lorsque le lac est bien oxygéné jusque dans la surface des sédiments. Si le taux de sédimentation augmente ensuite, les sédiments de surface passent dans la zone non oxygénée ce qui entraîne une réduction des oxydes de fer (ou de ferromanganèse) phosphatés (Nriagu and Dell, 1974). Ce processus conduit à la formation de la vivianite (probablement sans passer par une phase de dissolution). Ces cristaux de vivianite seront également caractérisés par des fortes concentrations en Mn (Fagel et al., 2005). Cependant, quand ces cristaux sont exposés à l'air, ils se transforment en Santabarbarite, un minéral appauvri en Mn. La vivianite peut donc constituer un marqueur de changement de taux de sédimentation.

Dans le lac Baïkal, de la vivianite a aussi été observée dans des zones à fort taux de sédimentation (Fagel et al., 2005). Deux hypothèses sont présentées pour expliquer leur formation. D'une part ces zones sont proches d'une rivière dont les apports en P et Fe sont importants. D'autre part, des dégazages de méthane ont été supposés. Ils auraient eu pour conséquence une extinction massive des poissons et donc des apports important de P. La lithologie pourrait aussi influencer la formation de vivianites : les assemblages de MO et/ou de diatomées, observés à l'intérieur de certains cristaux de vivianites ou phosphorites, pourraient être à l'origine des concentrations de vivianite (Fagel et al., 2005). Dans le lac Baïkal, des

vivianites ont été observées dans certains niveaux enrichis en diatomées mais pas dans tous. En effet, de la vivianite a aussi été observée dans des intervalles riches en argile et surmontés de sédiments grossiers. Sa formation serait alors en lien avec les apports de sédiment de la rivière. Excepté dans ce dernier cas, la formation de vivianite serait un marqueur d'apport massif de P et donc indirectement de la productivité.

Formation authigénique

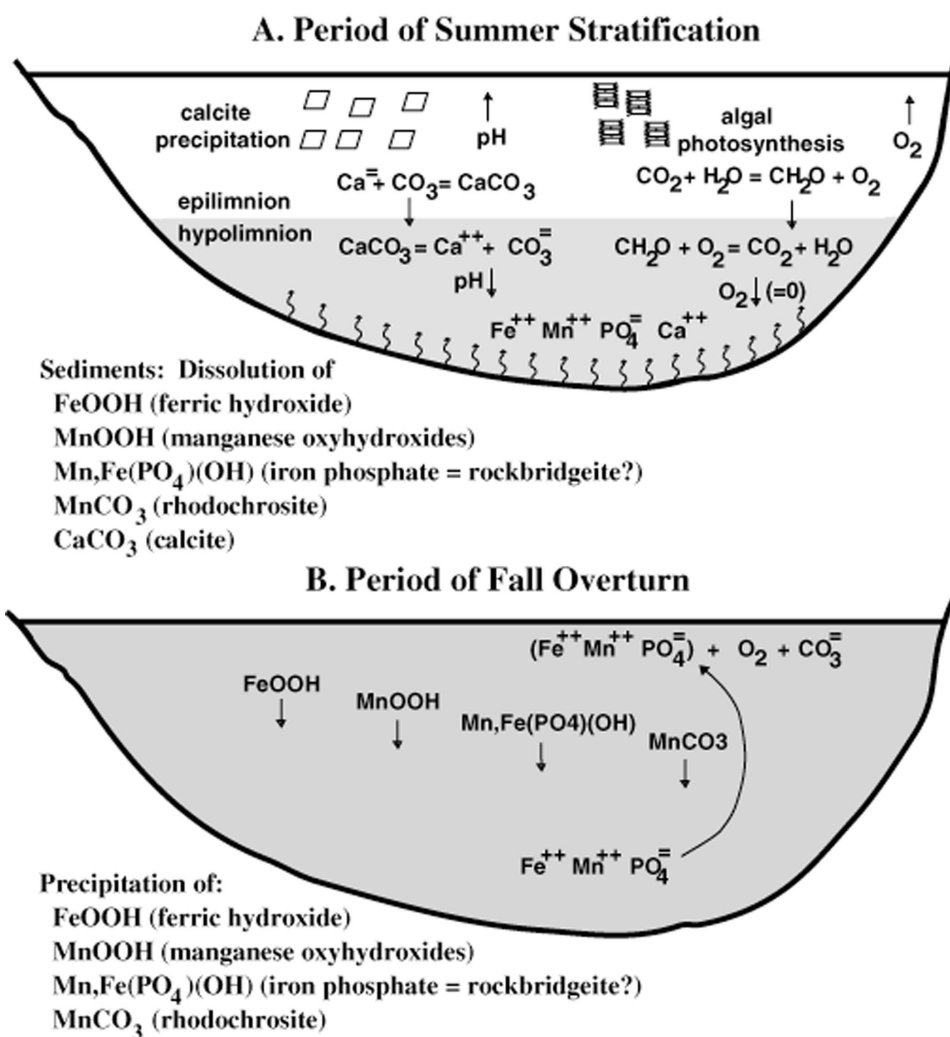


Figure 1.2.5. Processus de dissolution et précipitation des différents éléments en présence, au cours d'une année dans le Lac Elk (Minnesota) (Dean 2002).

La vivianite authigène se forme en conditions réduite et alcaline (Rosenquist, 1970). Elle est donc indicatrice de processus de désoxygénation. Des fortes activités des ions ferreux et

du phosphate ainsi qu'une faible activité des sulfures sont nécessaires. Dans les sédiments lacustres, le contenu en sulfates et sulfures est généralement faible. Le fer ferreux excède les sulfures et pourrait donc être associé aux phosphates (Dean, 1993). La formation de ce minéral a notamment été décrite dans le Lac Elk (Minnesota) anoxique saisonnièrement (Dean, 2002 ; Fig. 1.2.5.). Dans ce lac au moment de la mise en place de la stratification estivale, l'activité des algues entraîne une augmentation du pH (via la diminution du CO₂) et donc la précipitation du CaCO₃ dans les eaux de surface. Dans l'hypolimnion, la décomposition de la matière organique produit du CO₂ et abaisse le pH pouvant entraîner la re-dissolution d'une partie des cristaux de calcite formés en surface et se déposant dans les sédiments. La décomposition de la matière organique affecte aussi les conditions d'oxydo-réduction par l'intermédiaire des changements de concentration en oxygène. Les concentrations en Fe, Mn, et P dissous augmentent alors dans l'hypolimnion en raison des conditions anoxiques. Au moment du retournement des eaux en automne, l'hypolimnion riche en éléments dissous (Fe, Mn, Ca et P) se mélange avec les eaux de surface riches en oxygène et carbonates, ce qui entraîne la précipitation de minéraux authigènes : hydroxydes de Fe sur lequel le P s'adsorbe, oxyhydroxydes de Mn et de Fe. Des phosphates de Fe se forment alors. Certains comme la rockbridgite sont aussi riches en Mn. Du carbonate de Mn précipite également (Rhodochrosite). La plupart du Mn qui précipite est re-dissous dans l'hypolimnion alors qu'une importante quantité de Fe est conservée (probablement lié aux différences de stabilité des deux éléments). Une quantité significative du Fe réduit est alors fixée dans les sédiments sous forme de sulfures et phosphates de Fe (Fig. 1.2.5.).

Références Bibliographiques (Chapitre 2)

Anselmetti F.S., Bühler R., Finger D., Girardclos S., Lancini A., Rellstab C., Sturm M., 2007. Effects of Alpine hydropower dams on particle transport and lacustrine sedimentation. *Aquatic Science* 69: 179-198.

Arnaud F., 2003. Signature climatique et anthropique dans les sédiments Holocènes des Lacs du Bourget et d'Anserme (nord-ouest des Alpes) Paleohydrologie et contamination au plomb- Thèse de Doctorat, Université de Lille 1, 248 p
http://www.epoc.u-bordeaux.fr/ASF/theses/2003/ARNAUD_2003.pdf

Arnaud F., Serralongue J., Winiarski T., Desmet M., Paterne M. 2006. Pollution au plomb dans la Savoie antique (II-IIIe s. ap. J.-C.) en relation avec une installation métallurgique de la cité de Vienne. *Comptes Rendus – Géosciences*, 338, 244-252.

Bates R.L., Jackson J.A., 1987. *Glossary of Geology*. American Geological Institute, Alexandria, Virginia. 787 pp.

Battarbee R.W., Anderson J.N., Jeppesen E., Leavitt P.R., 2005. Combining palaeolimnological and limnological approaches in assessing lake ecosystem response to nutrient reduction. *Freshwater Biology* 50: 1772–1780.

Blass A., Anselmetti F.S., Ariztegui D., 2003. 60 years of glaciolacustrine sedimentation in Steinsee (Sustenpass, Switzerland) compared with historic events and instrumental meteorological data. *Eclogae geol. Helv.* 96 : 59-71.

Blass A., Anselmetti F.S., Grosjean M., Sturm M., 2005. The last 1300 years of environmental history recorded in the sediments of Lake Sils (Engadine, Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 98: 319-332.

Blass A., Grosjean M., Troxler A., Sturm M., 2007a. How stable are twentieth-century calibration models? A high-resolution summer temperature reconstruction for the eastern Swiss Alps back to AD 1580 derived from glacial varved sediments. *The Holocene* 17: 51-63.

Blass A., Bigler C., Grosjean M., Sturm M., 2007b. Decadal-scale autumn temperature reconstruction back to AD 1580 inferred from the varved sediments of Lake Silvaplana (southeastern Swiss Alps). *Quaternary research* 68: 184-195.

Blass A., Grosjean M., Livingstone D.M., 2008. Signature of explosive volcanic eruptions in the sediments of a high-altitude Swiss lake. *Journal of paleolimnology* 39: 35-42..

Brauer A., Casanova J., 2001. Chronology and depositional processes of the laminated sediment record from Lake Annecy, French Alps. *Journal of Paleolimnology* 25: 163-177.

Büntgen U., Frank D.C., Nieverglet D., Esper J., 2006. Summer Temperature Variations in the European Alps, A.D. 755–2004. *Journal of Climate* 19, 5606-5623.

Campbell C., Late Holocene lake sedimentology and climate change in southern Alberta, Canada. *Quaternary Research* 49: 96-101.

Carpenter S. R., 2008. «Phosphorus control is critical to mitigating eutrophication.» *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 105(32): 11039-11040.

Cockburn J.M.H., Lamoureux S.F., 2007. Century scale variability in late-summer rainfall events recorded over seven centuries in subannually laminated lacustrine sediments, White Pass, British Columbia. *Quaternary Research* 67: 193-203.

Cook T., Bradley R.S., Stoner J.S., Francus P., 2009. Five thousand years of sediment transfer in a High Arctic watershed recorded in annually laminated sediments from Lower Murray Lake, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. *Journal of paleolimnology* 41: 77-94.

Dalton C., Birks H.J.B., Brooks S.J., Camerond N.J., Evershede R.P., Peglard S.M., Scotte J.A., Thompson R., 2005. A multi-proxy study of lake-development in response to catchment changes during the Holocene at Lochnagar, north-east Scotland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 221: 175-201.

Danen-Louwerse H.J., Likjelma L., Coenraats M., 1995. Coprecipitation of phosphate with calcium carbonate in Lake Veluwe. *Water Res* 29: 1781-1785.

Davison W., 1993. Iron and Manganese in lakes. *Earth Science Reviews* 34: 119-163.

Dean W., 1993. Physical properties, mineralogy and geochemistry of holocene varved sediments from Elk Lake, Minnesota. In: Bradbury, J.P., Dean, W.E. (Eds.), *Elk Lake, Minnesota: Evidence for Rapid Climate Change in the North-Central United States*. Special Paper, vol. 276. Geol. Soc. Am., Boulder, CO, USA, pp. 135–157.

Dean W., 2002. A 1500-year record of climatic and environmental change in Elk Lake, Clearwater County, Minnesota II: geochemistry, mineralogy, and stable isotopes. *Journal of Paleolimnology* 27: 301-319.

Debret M., Desmet M., Balsam W., Copard Y., Francus P., Laj C., 2006. Spectrophotometer analysis of Holocene sediments from an anoxic fjord: Saanich Inlet, British Columbia, Canada. *Marine Geology* 229: 15-28.

De Geer G., 1912. A geochronology of the last 12 000 years. *Compte rendu XI Session du Congrès Géologique International Stockholm 1910* :241-257.

Disnar J.R., Stefanova M., Bourdon S., Laggoun-Défarge F., 2005. Sequential fatty acid analysis of a peat core covering the last two millenia (Tritrivakely Lake, Madagascar): diagenesis appraisal and consequences for paleoenvironmental reconstruction. *Organic Geochemistry* 36: 1391-1404.

Disnar J.R., Jacob J., Morched-Issa M., Lottier N., Arnaud F., 2008. Assessment of peat quality by molecular and bulk geochemical analysis: Application to the Holocene record of the Chautagne marsh (Haute Savoie, France). *Chemical Geology* 254: 101-112.

Dreßler M., Hübener T., Görs S., Werner P., Selig U., 2007. Multi-proxy reconstruction of trophic state, hypolimnetic anoxia and phototrophic sulphur bacteria abundance in a dimictic lake in Northern Germany over the past 80 years. *J Paleolimnol* 37: 205-219.

Enters D., Lücke A., Zolitschka B., 2006. Effects of land-use change on deposition and composition of organic matter in Frickenhauser See, northern Bavaria, Germany. *Science of the total Environment* 369: 178-187.

Eusterhues K., Lechterbeck J., Schneider J., Wolf-Brozio U., 2002. Late- and Post-Glacial evolution of Lake Steisslingen (I). Sedimentary history, palynological record and inorganic geochemical indicators. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 187: 341-371.

Fagel N., Alleman L.Y., Granina L., Hatert F., Thamo-Bozso E., Cloots R., André L., 2005. Vivianite formation and distribution in Lake Baikal sediments. *Global and Planetary Change* 46: 315-336.

Francus P., 1998a. An image-analysis technique to measure grain-size variation in thin sections of clastic sediments. *Sedimentary Geology* 121: 289-298.

Francus P., Bradley R.S., Abbott M.B., Patridge W., Keimig F., 1998b. Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters.

Francus P., Bradley R.S., Abbott M.B., Patridge W., Keimig F., 2002. Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters. *Geophysical Research Letters*, vol 29, 20, 1998.

Francus P., Bradley R.S., Lewis T., Abbott M., Retelle M., Stoner J., 2008. Limnological and sedimentary processes at Sawtooth Lake, Canadian High Arctic, and their influence on varve formation. *Journal of Paleolimnology* 40: 963-985.

Friedl G., Wehrli B., Manceau A., 1997. Solid phases in the cycling of manganese in eutrophic lakes: New insights from EXAFS spectroscopy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 275-290.

Gälman V., Rydberg J., Shchukarev A., Sjöberg S., Martínèz-Cortizas A., Bindler R., Renberg I., 2009. The role of iron sulfur in the visual appearance of lake sediment varves. *Journal of Paleolimnology* 42:

141-153.

Glenn C.R., Kelts K., 1991. Sedimentary Rhythms in Lake Deposits. Chapitre 1-Rhythmic Stratification in Cycles and Events in Stratigraphy. Einsele *et al.*, (Eds), Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 187-221 p.

Goslar T., Ralska-Jasiewiczowa M., van Geel B., Lacka B., Szeroczynska K., 1999. Anthropogenic changes in the sediment composition of Lake Gosciaz (central Poland), during the last 330 yrs. *Journal of Paleolimnology* 22: 171-185.

Granina L.Z., Müller B., Wherli B., Martin P., 2000. Oxygen, iron, and manganese at the sediment–water interface in Lake Baikal. *Terra Nostra* 9, 87– 93.

Groleau A., 2000. Précipitation de la calcite, sédimentation et cycle du phosphore dans un lac Alpin. Etude du Lac du Bourget. Mémoire de thèse, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 251 p

Guyard H., Chapron E., St-Onge G., Anselmetti F.S., Arnaud F., Magand O., Francus P., Mélières M.A., 2007. High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Review* 26: 2644-2660.

Hall R.I., Leavitt P.R., Quinlan R., Dixit A.S., Smol J.P., 1999. Effects of agriculture, urbanization, and climate on water quality in the northern Great Plains. *Limnology, Oceanography* 44: 739–756.

Hausmann S., Lotter A.F., van Leeuwen J.F.N., Ohlendorf C., Lemcke G., Grönlund, Sturm M., 2002. Interactions of climate and land-use documented in the varved sediments of Seebergsee in the Swiss Alps. *The Holocene* 12, 3: 279-289.

Hausmann S., Kienast F., 2006. A diatom-inference model for nutrients screened to reduce the influence of background variables: Application to varved sediments of Greifensee and evaluation with measured data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 233: 96– 112.

Hsü K.J., 1989. *Physical Principles of Sedimentology*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York London Paris Tokyo Hong Kong (233 p). 40-47.

Hughen K.A., Southon J.R., Lehman S.J., Overpeck J.T., 2000. Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last deglaciation. *Science* 290: 1951-1954.

Irmeler R., Daut G., Mäusbacher R., 2006. A debris flow calendar derived from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy). *Geomorphology* 77: 69-78.

Kaiserli A., Voutsas D., Samara C., 2002. Phosphorus fractionation in lake sediments - Lakes Volvi and Koronia, N. Greece. *Chemosphere* 46: 1147-1155.

Katsev S., Tsandev I., L'Heureux I., Rancourt D.G., 2006. Factors controlling long term phosphorus efflux from lake sediments: Exploratory reactive-transport modelling. *Chem Geol* 234: 127-147.

Kaufman S., 2009. An overview of late Holocene climate and environmental change inferred from Arctic lake sediment. *Journal of Paleolimnology* 49: 1-6.

Kawashima M., Takamatsu T., Koyama M., 1988. Mechanisms of precipitation of manganese (II) in assemblages. *Holocene* 84: 395-405.

- Koinig KA, Shotyk W, Lotter AF, Ohlendorf C, Sturm M., 2003. 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake-the role of climate, vegetation, and land-use history. *Journal of Paleolimnology* 30: 307-320.
- Lamoureux S.F., 1999a, Catchment and lake controls over the formation of varves in monomictic Nicolay Lake, Cornwall Island, Nunavut. *Canadian Journal of Earth Science* 36: 1533-1546.
- Lamoureux 1999b, Spatial and interannual variations in sedimentation patterns recorded in nonglacial varved sediments from the Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology* 21: 73-84.
- Leeman, A., Niessen, F., 1994a. Laminated sediments against hydrological and meteorological data Varve formation and the climatic record in an Alpine proglacial lake: calibrating annually. *The Holocene* 4: 1-8.
- Leeman A., Niessen F., 1994b. Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene* 4, 259-268.
- Lin Y.P, Singer P.C., 2005. Inhibition of calcite crystal growth by polyphosphates. *Water Res* 39: 4835-4843.
- Little J.L., Hall R.I., Quinlan R., Smol J.P., 2000. Past trophic status and hypolimnetic anoxia during eutrophication and remediation of Gravenhurst Bay, Ontario : comparison of diatoms, chironomids, and historical records. *Canadian Journal of Fisheries Aquatic Science* 57 : 337-341.
- Loizeau J.L., Span D., Coppee V., Dominik J., 2001. Evolution of the trophic state of Lake Annecy (eastern France) since the last deglaciation as indicated by iron, manganese and phosphorus speciation. *Journal of Paleolimnology* 25: 205-214.
- Lotter A.F., Sturm M., Teranes J.L., Wehrli B., 1997. Varve formation since 1885 and high-resolution varve analyses in hypertrophic Baldeggensee (Switzerland). *Aquatic Sciences*. 59: 304-325
- Lotter A.F., Birks H.J.B., 1997. The separation of the influence of nutrients and climate on the varve time-series of Baldeggensee, Switzerland. *Aquatic Sciences* 59: 362-375.
- Lotter A.F., 1998. The recent eutrophication of Baldeggensee (Switzerland) as assessed by fossil diatom assemblages. *Holocene* 84: 395-405.
- Lotter, A.F., Birks H.J.B., 2003. Holocene sediments of Sägistalsee, a small lake at the present-day tree-line in the Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology* 30: 253-260.
- Loso M.G., Anderson R.S., Anderson S.P., Reimer P.J., 2006. A 1500-year record of temperature and glacial response inferred from varved Iceberg Lake, southcentral Alaska. *Quaternary Research* 66: 12-24.
- Meyers P.A., Lallier-Vergès E., 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology* 21: 345-372.
- Meyers P.A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology* 114: 289-302.

- Millet L., Giguët-Covex C., Verneaux V., Druart J.C., Arnaud F., 2010. An assessment of reference conditions and recent history of Lake Bourget using subfossil chironomids, diatoms remains and organic matter analysis. *Journal of limnology*.
- Millet L., Arnaud F., Heiri O., Magny M., Verneaux V., Desmet M., 2009. Late-Holocene summer temperature reconstruction from chironomid assemblages of Lake Anterne, northern French Alps. *The Holocene* 19.2, 317-328.
- Mortimer C.H., 1941. The exchange of dissolved substances between mud and water in lakes. *Journal of Ecology* 29: 280-329.
- Nambrini G.P., Capobianco J.A., Viel M., Williams A.F., 1983. A Mössbauer and chemical study of the formation of vivianite in sediments of Lago Maggiore (Italy). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47 : 1459-1464.
- Noël H., Garbolino E., Brauer A., Lallier-Vergès E., de Beaulieu J.L., Disnar J.R., 2001. Human impact and soil erosion during the last 5000 yrs as recorded in lacustrine sedimentary organic matter at Lac d'Annecy, the French Alps. *Journal of Paleolimnology* 25: 229-244.
- Nriagu, J.O., Dell, C.I., 1974. Diagenetic formation of iron phosphates in recent lake sediments. *Am. Mineral.* 59, 943– 946.
- Ohlendorf C., Niessen F., Weissert H., 1997. Glacial varve thickness and 127 years of instrumental climate data: a comparison. *Climatic change* 36: 391-411.
- Ohlendorf C., Sturm M., 2001. Precipitation and dissolution of calcite in a Swiss High Alpine Lake. *Artic, Antarctic, and Alpine Research*, 33: 410-41
- Ohlendorf C., Sturm M., Hausmann S., 2003. Natural environmental changes and human impact reflected in sediments of a high alpine lake in Switzerland. *J. Paleolimnol.* 30: 297-306.
- Ojala A.E.K., Alenius T., 2005. 10 000 years of interannual sedimentation recorded in the Lake Nautajärvi (Finland) clastic-organic varves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 219: 85–302.
- Ojala A.E.K., Heinsalu A., Saarnisto M., Tiljander M., 2005. Annually laminated sediments date the drainage of the Ancylus Lake and early Holocene shoreline displacement in central Finland. *Quaternary International* 130: 63-73.
- Perrone U., Facchinelli A., Sacchi E., 2008. Phosphorus Dynamics in a Small Eutrophic Italian Lake. *Water Air Soil Pollution* 189:335–351.
- Rapin F, Blanc P., Corvi C., 1986. Influence des apports sur le stock de phosphore dans le Lac Léman et sur son eutrophisation. *Revue des sciences de l'eau* 2: 721-737.
- Pike J., Moreton S.G., Allen C.S., 2001. Microfabric analysis of postglacial sediments from Palmer Deep, Western Antarctic Peninsula. *Proceedings of the drilling program, scientific results* 178: 1-17.
- Rapin F., Blanc P., Corvi C., 1989. Evolution of nutrient inputs in Lake Léman: influence upon the trophic level. *Revue des sciences de l'eau* 2: 721-737.
- Romero-Viana L., Julià R., Camacho A., Vicente E., Miracle M.R., 2008. Climate signal in varve thickness: Lake La Cruz (Spain), a case study. *Journal of paleolimnology* 40: 703-714.

Routh J., Choudhary P., Meyers A., Kumar B., 2009. A sediment record of recent nutrient loading and trophic state change in Lake Norrviken, Sweden. *Journal of Paleolimnology* 42: 325-341.

Russel J.M., McCoy S.J., Verschuren D., Bessems I., Huang Y., 2009. Human impact, climate change and aquatic ecosystem response during the past 2000 yr Lake Wandakara, Uganda. *Quaternary research*, doi:10.1016/j.yqres.2009.06.008.

Schindler DW., 1974. Eutrophication and Recovery in Experimental Lakes: Implications for Lake Lake Biwa, a fresh water lake. *Water research* 22: 613-618.

Schindler DW., 1977. Evolution of phosphorus limitation in lakes: Natural mechanisms compensate for deficiencies of nitrogen and carbon in eutrophied lakes. *Science* 195:260-262.

Schindler DW, Hecky RE, Findlay DL, Stainton MP, Parker BR, Paterson MJ, Beaty KG, Lyng M, Kasian SE., 2008. Eutrophication of lakes cannot be controlled by reducing nitrogen input: results of a 37-year whole-ecosystem experiment. *Proc Natl Acad Sci U S A* 105:11254-11258.

Schmidt R., Kamenik C., Roth M., 2007. Siliceous algae-based seasonal temperature inference and indicator pollen tracking ca. 4,000 years of climate/land use dependency in the southern Austrian Alps. *Journal of Paleolimnology* 38: 541–554.

Søndergaard M., Windolf J., Jeppesen E., 1996. Phosphorus fractions and profiles in the sediment of shallow danish lakes as related to phosphorus load, sediment composition and lake chemistry. *Water research* 30: 992-1002.

Stevens L.R., Ito E., Olson D.E.L., 2000. Relationship of Mn-carbonates in varved lake-sediments to catchment vegetation in Big Watab Lake, MN, USA. *Journal of Paleolimnology* 24: 199-211.

Stumm W., Morgan J.J., 1981. *Aquatic chemistry*. Wiley Interscience.

Sturm M., Matter A., 1978. Turbidite and varves in Lake Brienz in Switzerland, deposition of clastic detritus by density currents. In: *Sp. Publ. Int. Ass. Sediment.* 2: 147-168.

Tiljander M., Ojala A., Saarinen T., Snowball I., 2002. Documentation of the physical properties of annually laminated (varved) sediments at a sub-annual to decadal resolution for environmental interpretation. *Quaternary International* 88: 5-12.

Tomkins J.D., Lamoureux S.F., 2005. Multiple hydroclimatic controls over recent sedimentation in proglacial Mirror Lake, southern Selwyn Mountains, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Science* 42: 1589-1599.

Tomkins J.D., Lamoureux S.F., Sauchyn D.J., 2008. Reconstruction of climate and glacial history based on a comparison of varve and tree-ring records from Mirror Lake, Northwest Territories, Canada. *Quaternary Science Reviews* 27: 1426-1441.

von Rad U., Delisle G., Lückge A., 2002. On the formation of laminated sediments on the continental margin off Pakistan. *Marine Geology* 192: 425-429.

Wehrli B., Lotter A.F., Schaller T., Sturm M., 1997. High-resolution varve studies in Baldeggersee (Switzerland): Project overview and limnological background data. *Aquatic Science* 59: 285-294.

Wessels M., 1998. Natural environmental changes indicated by Late Glacial and Holocene sediments from Lake Constance, Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 140, 421-432.

Zolitschka B., 2003. Dating based on freshwater and marine laminated sediments. In: Mackay A, Battarbee R, Birks J, Oldfield F. (ed) *Global change in the Holocene*. Edward Arnold Publishers, London, pp 92-106.

Zhou A., Tang H., Wang D., 2005. Phosphorus adsorption on natural sediments: Modelling and effects of pH and sediment composition. *Water Res* 39: 1245-1254.

Kelts K., Hsü K.J. (1978) *Freshwater Carbonate Sedimentation*. *Lakes Chemistry Geology Physics*: 295-323

Chapitre 3

Approches méthodologiques et outils utilisés dans le cadre de notre recherche

1. Méthodes non destructives de description des sédiments

Les méthodes ici présentées sont utilisées pour appuyer la description visuelle des sédiments, la mise en évidence des différentes unités et sous-unités mais aussi pour établir une carotte « composite » à partir des sections obtenues dans deux forages parallèles. Toutes les carottes ouvertes ont été photographiées dans le but de conserver une image de la surface avant perturbations liées aux différents échantillonnages pour analyses sur échantillons ponctuels (dites « destructives »).

1. a. Susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique (SM) a été mesurée en continu suivant un pas de 5 mm sur le banc Géotek de la plateforme « Sedilog » au laboratoire Chrono-Environnement (Besançon). Le capteur utilisé est un Bartington MS2E. Cette mesure reflète la capacité d'un corps à acquérir une aimantation dans un champ magnétique induit. La valeur obtenue est dépendante des minéraux présents dans les sédiments. La calcite et le quartz sont des minéraux qualifiés de diamagnétiques. Ils présentent une SM faible en valeur absolue et négative. Les silicates ferromagnésiens et en particulier les argiles ont une SM positive et faible. Ce sont des minéraux paramagnétiques. Les minéraux ferro- et ferri-magnétiques tels que les oxydes de fer (magnétite, hématite) ont une SM positive et forte.

1. b. Spectrocolorimétrie

La couleur du sédiment a été mesurée au laboratoire EDYTEM à l'aide du spectrocolorimètre Minolta CM 2600d. Les analyses ont été réalisées en continu suivant un pas de 5 mm en posant l'appareil sur la surface du sédiment préalablement recouverte d'un film plastique. La mesure nécessite de bien plaquer l'appareil sur le sédiment afin d'éviter la perte d'une partie du flash lumineux envoyé et par conséquent une partie de la lumière réfléchi. Avant chaque série de

mesure une calibration du blanc est réalisée. Le déplacement de l'appareil sur la carotte de sédiment se fait manuellement il n'est donc pas aussi précis que pour les analyses de SM sur banc géotek.

L'analyse de couleur du sédiment fournit des mesures d'intensité de réflectance entre les longueurs d'ondes 400 et 700 nm. La résolution du spectre obtenue est de 10 nm. La réflectance totale (L^*) est également donnée.

2. Granulométrie

Les analyses granulométriques ont été réalisées à l'Université de Savoie à l'aide d'un microgranulomètre laser Malvern Mastersizer S pour les sédiments du Lac du Bourget et d'un Malvern Mastersizer 2000G pour les sédiments du Lac d'Anterne. La différence entre les deux granulomètres laser utilisés, est la gamme de taille de mesures. Le Mastersizer 2000G permet de mesurer des particules jusqu'à 2mm alors que la gamme du mastersizer S s'arrête à 800 μm . D'autre part, les spectres granulométriques obtenus présentent 53 et 64 classes de tailles respectivement. Le granulomètre Mastersizer 2000G a été choisi pour l'étude des sédiments d'Anterne en raison de la présence de sables parfois très grossiers. Les sédiments du Lac du Bourget ont été analysés sur sédiment total puis décarbonaté, étant donné leur forte proportion de carbonates. Les carbonates ont été dissous par ajout progressif de HCl (0,5N) dans la cuve du granulomètre jusqu'à stabilisation de l'obscurité selon la procédure exposée par Trentesaux et *al.* (2001) et modifiée par Arnaud (2005). L'obscurité correspond à la partie de l'énergie du faisceau laser absorbée par les particules en suspension dans l'eau. Si la taille des particules carbonatées et non carbonatées est du même ordre de grandeur, ce paramètre permet d'évaluer la proportion en volume de sédiments carbonatés dissous par l'HCl dans la cuve. A partir du calcul de cette proportion ainsi que des spectres granulométriques du sédiment total et décarbonaté, il est possible d'obtenir la distribution en taille des particules carbonatées (Trentesaux et *al.*, 2001; Arnaud, 2005 ; Giguet-Covex et *al.*, 2010).

3. Préparation des échantillons discrets

Tous les échantillons de sédiments lacustres ont été pesés, séchés à l'étuve (60°C), pesés à nouveau et homogénéisés avant d'être envoyés aux différents laboratoires d'analyses.

4. Géochimie organique (échantillons discrets)

4. a. Pyrolyse Rock Eval

Les analyses de quantité et de qualité de la matière organique ont été réalisées avec un Pyrolyseur Rock Eval 6 modèle « Turbo » (technologies Vinci) au laboratoire ISTO (Orléans). Quelques échantillons (de sources de sédiments) ont été analysés à Neuchâtel sur une machine identique. La pyrolyse Rock Eval consiste à analyser les composés qui sont produits lors du craquage thermique de la matière organique (MO) soumise à des températures croissantes (de 200 à 650°C). Cette mesure est effectuée sous atmosphère inerte (N₂). Les effluents hydrocarbonés produits sont quantifiés en continu par un détecteur à ionisation de flamme. Deux cellules infrarouge (IR) analysent le CO et le CO₂ produits lors de la phase de pyrolyse. Une fois la pyrolyse terminée, l'échantillon résiduel est mis sous air pour être oxydé. L'échantillon est de nouveau soumis à une augmentation de température de 400 à 850°C. Le CO et le CO₂ sont détectés et quantifiés par les cellules (IR). Les principes de base sont décrits plus en détail par Lafarge et *al.* (1998). L'intégration des cinq courbes d'émission d'effluents (phase de pyrolyse + phase d'oxydation) entre des bornes de température déterminées permet d'obtenir le carbone organique total (COT%) de l'échantillon de sédiment et les proportions de matériels hydrocarboné et oxygéné de la MO.

Cette méthode a été mise au point et est utilisée en routine pour l'exploration pétrolière afin de déterminer les roches mères potentielles pour la formation d'hydrocarbures et leur maturité. Depuis une dizaine d'année cette méthode est appliquée à l'étude des sédiments, des dépôts tourbeux mais aussi des sols afin de reconstituer les changements paléoenvironnementaux et mieux appréhender les variations environnementales (Lafarge et *al.*, 1998 ; Noël et *al.*, 2001 ; Manalt et *al.*, 2001 ; Disnar et *al.*, 2003 ; Jacob et *al.*, 2004 ; Disnar et *al.*, 2008). Dans le cas de sédiments lacustres, cette méthode permet de distinguer la MO d'origine lacustre de celle d'origine terrestre, qu'elle soit issue de végétaux du bassin versant ou du substratum rocheux sédimentaire (Manalt et *al.*, 2001 ; Noël, 2001 ; Hanisch et *al.*, 2009).

4. b. Perte au feu

Les analyses de perte au feu ont été réalisées au laboratoire EDYTEM pour estimer le contenu en matières organiques, inorganiques silicatées et en carbonates dans une carotte de tourbe. La méthode standard détaillée par Heiri et *al.* (2001) a été appliquée. Elle consiste à brûler la matière organique à 550°C pendant 4h, puis les carbonates à 950°C pendant 2h dans un four à moufle. Afin d'obtenir des résultats les plus fiables possibles, les échantillons analysés sont de taille similaire (Heiri et *al.*, 2001).

5. Analyseur élémentaire : C, H, N (échantillons discrets)

Les nacelles pour les échantillons du Lac d'Anterne ont été préparées au laboratoire EDYTEM à l'aide d'une balance de haute précision (10^{-6} g). Les échantillons ont ensuite été analysés à l'aide d'un analyseur élémentaire Carlo Erba au laboratoire CARRETEL (Thonon-les-Bains). Cette méthode de mesure permet d'obtenir notamment le carbone total et l'azote total. Connaissant la quantité de carbone inorganique ou celle de carbone organique (la somme des deux correspondant au carbone total), cette analyse peut permettre de distinguer la matière organique lacustre, enrichie en azote, par rapport à la matière organique d'origine terrestre (Meyers, 1994 ; Enters et *al.*, 2006).

6. Géochimie minérale (échantillons discrets)

6. a. Fluorescence X (XRF)

La géochimie des éléments majeurs a été réalisée par dosage en fluorescence X à l'Université Claude Bernard de Lyon. Une perte au feu à 900°C a été réalisée avant chaque dosage afin de détruire le carbone organique et inorganique. Les valeurs obtenues sont exprimées en pourcentage de masse d'oxydes. La somme des éléments majeurs et de la perte au feu à 900°C est ramenée à 100%.

6. b. Traces

Les éléments traces ont été mesurés par le laboratoire ACTLABS (Ancaster, Ontario, Canada). La méthode utilisée consiste en une succession d'attaques acides (HF, HClO₄, HNO₃, HCl) pour dissoudre la quasi-totalité des minéraux, suivie d'une analyse sur ICP-MS. Certains minéraux résistants tels que les zircons, sphène ou magnétite pourraient ne pas être totalement dissous. Quelques éléments sont également volatilisés (Si, As, Sb...).

7. Méthodes spécifiques d'étude à haute résolution des sédiments

L'étude des sédiments laminés nécessite l'utilisation de méthodes d'analyses appropriées afin de pouvoir enregistrer la très fine échelle des variations qui sont enregistrées au sein de ces sédiments.

7. a. Imprégnation de sédiment et lames minces

Pour les études microstratigraphiques et le comptage de lamines, la réalisation de lames minces imprégnées est nécessaire. Pour cela, il faut préparer des blocs de sédiments imprégnés de résine époxy. La méthode par lyophilisation et imprégnation avec une résine de type Araldite a été choisie (Lotter & Lemcke, 1999). Deux techniques de prélèvement des échantillons ont été utilisées :

- Les échantillons de sédiments du Lac du Bourget ont été prélevés à l'aide d'un préleveur métallique de 9 cm de long. Il y a 2 cm de recouvrement entre les échantillons successifs.
- Dans le cas du Lac d'Anterne, un U-channel (prisme à base carrée en plastique) prédécoupé à 9 cm, dont chaque extrémité présente une forme biseautée à 45° a été utilisé pour le prélèvement. La forme biseautée permet d'assurer le recouvrement entre les échantillons.

Les sédiments ainsi prélevés sont déposés dans des boîtes en aluminium préalablement pliées. Ils sont ensuite gelés à l'azote liquide. Le gel rapide permet d'éviter la formation de cristaux de glaces qui pourraient perturber les sédiments laminés. Sans attendre, les boîtes sont déposées dans un lyophilisateur qui permet de sublimer la glace et donc de déshydrater le sédiment. Deux à trois jours de lyophilisation sont nécessaires pour éliminer toute l'eau interstitielle du sédiment. Une fois les échantillons séchés, une (Araldite) résine est déposée autour du sédiment. Ils sont enfin déposés dans une cloche à vide afin que le sédiment s'imprègne de résine. Cette opération est répétée plusieurs fois jusqu'à ce que l'échantillon soit totalement imprégné et recouvert de résine.

A partir des blocs imprégnés des lames minces ont été réalisées. Cette étape nécessite de découper et polir les blocs. Le rodage s'effectue avec des grains grossiers (20 et 9 μm) pour aplanir la surface, puis le polissage est réalisé avec un grain fin (0,25 μm) afin de lisser la surface. La surface polie est ensuite collée sur une lame mince avec de l'Araldite. Le bloc est redécoupé afin d'obtenir une épaisseur de lame la plus fine possible. La surface de la lame est enfin polie aux grains grossiers et pour terminer aux grains fins avec une rodeuse. Les lames obtenues au final mesurent 40 μm d'épaisseur.

L'étude des lames a été réalisée à partir de scans en lumière naturelle et en lumière polarisée obtenus à l'aide d'un scanner à plat. Pour les observations plus fines, le microscope pétrographique sous lumières normale et polarisée a été utilisé à différents grossissements (x20, x100, x200, x 400).

7. b. XRF haute résolution (μ -XRF Eagle et scanner de carotte Itrax)

Des analyses μ -XRF ont été réalisées sur les blocs de sédiment, imprégnés de résine, du Lac du Bourget. Pour cela, nous avons utilisé un système de marque Cox, modèle Eagle™ au laboratoire LGCA (Grenoble). La taille du spot est de 50 μm et une résolution de 330 μm a été choisie. L'abondance relative des éléments Si, Ca, Al, Fe, K, Ti et S a pu être mesurée. Outre la détermination de la composition des différentes lamines et donc la compréhension de leur processus de mise en place, cette méthode constitue une aide au comptage de lamines et par conséquent à la datation.

Pour la géochimie à haute résolution des sédiments d'Anterne nous avons utilisé le scanner de carotte, de marque Cox, modèle Itrax (Croudace et *al.*, 2006) de l'institut ETE-INRS à Québec. Les mesures ont été réalisées sur U-channel. 16,8 mètres de sédiments ont été mesurés en 18 jours. Pour une question de gain de temps, les niveaux instantanés les plus épais n'ont pas été analysés. Nous n'avons pas non plus de zones de recouvrement. Les paramètres de voltage, ampérages et temps d'acquisition choisis sont respectivement de 30kV, 35mA et 10 s. Les analyses ont été réalisées au tube Mo (Molybdène) afin d'augmenter la sensibilité de mesures des éléments lourds et notamment du plomb. Les 10 premiers mètres de carotte ont été analysés à une résolution de 100 μm , tandis que les 10 derniers mètres ont été mesurés à un pas de 200 μm . Le choix de tous ces paramètres a été effectué pour répondre au mieux aux différents objectifs fixés :

- Observation de la composition chimique des lamines ;
- Détection des pollutions au plomb récentes et anciennes ;
- Passage de la totalité des carottes en un temps limité (18* 24h).

Des radiographies ont également été réalisées. Cependant, elles ont été peu exploitées dans notre cas car les carottes étaient assez souvent pistonnées : l'analyse intégrant toute l'épaisseur du sédiment dans les U-channel, les limites des laminations n'apparaissent pas nettement et pas au même endroit que sur la surface de la carotte.

7. c. Sonde EDS

Une cartographie des éléments majeurs a été réalisée sur une partie des sédiments du Lac du Bourget. Celle-ci a été réalisée sur bloc de sédiments imprégné (surface lisse) à l'aide d'un appareil EDS LN₂-free XFlash® 4010 silicon drift detector. La résolution en énergie d'émission est ≤ 133 eV et la résolution du spot est $< 1\mu\text{m}$. Ce type d'analyse permet de cartographier (deux dimensions) la composition chimique de l'échantillon et donc de mieux définir les lamines, mais aussi de mesurer la composition des différents grains à l'intérieur de ces lamines. Cette approche méthodologique apporte un bon complément aux profils d'éléments (une dimension)

obtenus via la μ -XRF ou l'Itrax.

8. Les méthodes de datation des sédiments récents

Des chronologies précises et à haute résolution sont nécessaires dès lors que l'on s'intéresse à l'étude des sédiments récents. En effet, ceci permet d'atteindre l'échelle temporelle pertinente pour comparer les données paléolimnologiques avec des données instrumentales et/ou historiques et ainsi pouvoir espérer obtenir des quantifications de paramètres climatiques ou autres. De même, la résolution, la précision et bien sûr la justesse du modèle d'âge sont primordiales pour reconstituer la chronologie des changements qui s'opèrent rapidement et sur une courte période. Plusieurs méthodes sont utilisées pour dater les sédiments des 100 dernières années, mais toutes ne sont pas applicables sur tous les lacs. Dans ce paragraphe nous présentons les méthodes que nous avons utilisées pour l'étude des sédiments du Lac du Bourget.

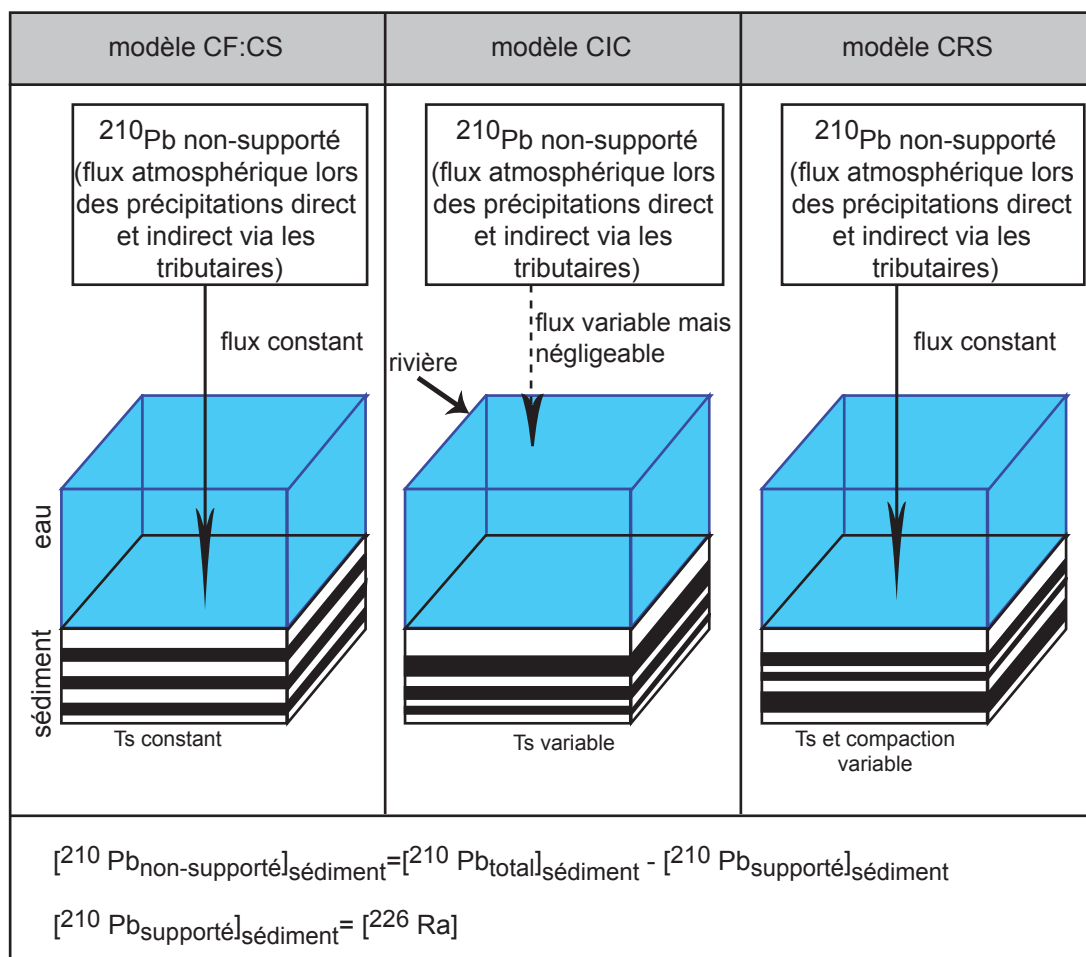


Figure 1.2.1. Représentation conceptuelle des différents modèles de datation à partir du ^{210}Pb .

8. a. Les radioéléments

Plomb - 210

La méthode de datation par le ^{210}Pb est utilisée pour dater les sédiments récents (couvrant une période de 100 à 150 ans) (Krishnaswamy *et al.*, 1971 ; Appleby & Oldfield, 1978 ; Engstrom *et al.*, 1986; Pinglot & Pourchet, 1995 ; Lucia Lima *et al.*, 2005 ; Gasiorowski & Hercman, 2005; Tylmann, 2005). Cette méthode est basée sur la loi de désintégration radioactive :

$$N_{(x)} = N_0 e^{-\lambda t} \text{ où}$$

- N_0 correspond au ^{210}Pb initial déposé à l'interface eau-sédiment
- $N_{(x)}$ correspond au ^{210}Pb mesuré dans le sédiment.
- λ est la constante de désintégration du ^{210}Pb (0.0311 an^{-1})

Le ^{210}Pb des sédiments provient de deux sources :

le ^{222}Rn émis par les continents, qui se désintègre dans l'atmosphère avec une période de quelques jours. Ce ^{210}Pb est rapidement déposé dans les sédiments via les précipitations, le ruissellement ou par dépôt sec. Ce ^{210}Pb est dit « non-supporté ». Il décroît dans le sédiment selon la loi de désintégration radioactive présentée ci-dessus avec une période de 22,3 ans¹ et permet de déterminer le temps écoulé depuis sa sédimentation.

le ^{210}Pb provient aussi de la lente et constante désintégration des isotopes de la famille de l' ^{238}U , laquelle maintient son taux constant. Il est donc dit « supporté ».

Le ^{210}Pb mesuré dans le sédiment correspondant à la somme de ces deux sources. La valeur mesurée doit donc être corrigée en lui soustrayant le ^{210}Pb supporté. Celui-ci peut être estimé en mesurant l'activité du ^{226}Ra (élément père du ^{210}Pb supporté via le ^{222}Rn) car à l'échelle du siècle il est en équilibre avec lui.

Cette méthode de datation suppose qu'il n'y a pas de mélange des sédiments et pas de diffusion du Pb au sein de la colonne de sédiment.

Trois modèles sont généralement utilisés pour établir une chronologie à partir du profil de décroissance du ^{210}Pb (Fig. 1.2.1.):

- Le modèle CF:CS (constant flux:constant sedimentation rate) permet de calculer le taux de sédimentation moyen à partir de la pente du profil représentant l'activité du plomb ^{210}Pb non-supporté (échelle log) en fonction de la profondeur (Goldberg, 1963 ; Krishnaswamy *et al.*, 1971 ; Tylmann, 2004 ; Lu, 2004). L'équation de la courbe exponentielle ajustée permet alors de déduire le taux de sédimentation :

$N = N_0 e^{-\lambda t}$ équivaut à $N = N_0 e^{-\lambda x/R}$ (où R correspond au taux de sédimentation et x à la profondeur de sédiment).

¹ Cette période de demi-vie permet de calculer la constante de désintégration λ :

$$N_0/2 = N_0 e^{-\lambda \cdot 22,3}$$

$$\lambda = -1/22,3 \cdot \ln(1/2) = 0.0311 \text{ an}^{-1}$$

Ce modèle ne prend donc pas en compte les changements de taux de sédimentation et suppose un flux constant de ^{210}Pb non-supporté à l'interface eau-sédiment.

- Le modèle CIC (constant initial concentration) considère que l'activité du ^{210}Pb au moment du dépôt est constante et ne dépend pas du taux de sédimentation supposé variable (Pennington et al., 1976). Il suppose que le ^{210}Pb provient principalement des affluents du lac, adsorbé sur la fraction détritique. Il s'applique donc plutôt aux lacs avec une très grande surface de bassin versant par rapport à celle du lac.
- Le modèle CRS (constant rate of supply) prend en compte les variations du taux de sédimentation et de la compaction mais considère un flux constant de ^{210}Pb non-supporté à l'interface eau-sédiment (Appleby & Oldfield, 1978). Ce modèle toujours basé sur le principe de décroissance radioactive peut s'exprimer de la façon suivante:

$$t = [t_{1/2} / \ln(2)] * [\ln(N_0 / N_{(x)})]$$

N_0 correspond à la somme du ^{210}Pb non-supporté (Bq/m^2) mesuré dans toute la carotte.

$N_{(x)}$ correspond au ^{210}Pb non-supporté cumulé sous les sédiments de profondeur x .

En utilisant ce modèle, nous supposons que tout le ^{210}Pb non-supporté provient seulement de l'atmosphère (surface du lac proche de celle du bassin versant) et que son flux est constant à l'interface eau-sédiment mais en réalité, une partie est aussi apportée par les affluents. Les dépôts instantanés liés à des crues mais aussi à des séismes constituent donc un apport supplémentaire de plomb non-supporté. Ils doivent donc être éliminés du jeu de données (Arnaud et al., 2002).

Le choix du modèle approprié dépend de la forme du profil de ^{210}Pb (Appleby & Oldfield, 1978 ; Boer et al., 2006). Un profil présentant une décroissance exponentielle, signifie que le taux de sédimentation a été constant au cours du temps, qu'il n'y a pas eu de migration du ^{210}Pb significatives et que le flux vers le sédiment de ^{210}Pb non-supporté a été constant (Appleby & Oldfield, 1978). Dans ce cas le modèle CF:CS sera utilisé. Bien souvent, les profils présentent des augmentations de concentration en profondeur. Dans de tels cas les modèles CIC (si l'apport des rivières est très supérieur à celui de l'atmosphère) et CRS (si les apports par l'atmosphère constituent la principale source) pourront être testés et comparés avec des marqueurs chronologiques indépendants afin de choisir le plus approprié.

Radioéléments artificiels

Les retombées atmosphériques des radioéléments ^{137}Cs et ^{241}Am émis par les activités humaines peuvent être utilisées comme marqueurs chronostratigraphiques (Smith et al., 1997 ; von Gunten et al., 2009). Ces deux radionucléides dits secondaires proviennent de la désintégration de radioéléments provenant eux-mêmes de la désintégration de ^{235}U et de ^{239}Pu . En Europe, deux pics de ^{137}Cs peuvent être enregistrés dans les sédiments. Ils correspondent

aux essais nucléaires atmosphériques dont l'activité a été maximale en 1963 et à l'accident de Tchernobyl en 1986. Le démarrage des essais nucléaires aériens date de 1954 (Appleby & Oldfield, 1978). L' ^{241}Am est produit par désintégration du ^{241}Pu suivant une période de 13,2 ans. Ces deux radioéléments font parties des éléments appelés transuraniens (numéro atomique supérieur à celui de l'uranium (92)). Les transuraniens ne sont pas présents en 1986, lors de l'accident de Tchernobyl, car ils se trouvaient principalement sur des particules réfractaires lourdes. Ils ont donc été déposés proches du site de l'accident (Michel et *al.*, 2001). Dans le cas où seul un pic est observé, ceci peut permettre de déterminer s'il s'agit du pic de 1963 ou 86.

8. b. Le comptage de varves

Les séquences de sédiments à rythmicité annuelle offrent la possibilité d'établir par comptage de lamines des chronologies absolues, à conditions qu'elles soient continues dans le temps et s'étendent jusqu'à la date de prélèvement de l'échantillon. L'utilisation de cette méthode de datation peut présenter des difficultés lorsque les sédiments sont perturbés. De plus, une bonne connaissance de la composition des varves et de leur processus de formation est nécessaire pour limiter les erreurs dans le comptage (Zolitschka, 2003). Lorsque les laminations sont fines et/ou présentent des perturbations, il est préférable de réaliser des lames minces de sédiments imprégnés, ce que nous avons fait sur une des deux carottes utilisées pour notre étude sur le Lac du Bourget. Le comptage peut ensuite être effectué à partir des scans en lumière normale et polarisée de ces lames et des observations au microscope à différents grossissements. Dans tous les cas, les résultats de datation par comptage doivent être validés par d'autres méthodes pertinentes pour la période de temps considérée.

8. c. Marqueurs chronostratigraphiques historiques

Outre les pics de ^{137}Cs des essais nucléaires aériens (1963-64 selon l'hémisphère) et de Tchernobyl (1986), les dépôts associés à des séismes et de crues d'âges connus dans les archives historiques ont été utilisés comme des marqueurs chronologiques. Les pollutions métalliques connues historiquement peuvent également apporter des calages chronologiques plus ou moins précis (Renberg et *al.*, 2001). Cette dernière possibilité a été utilisée pour améliorer la chronologie récente des sédiments du lac d'Anterne mais aussi pour confirmer la datation plus ancienne (pic antique, Arnaud et *al.*, 2006 ; Guyard et *al.*, 2007).

9. Les méthodes de datation des sédiments couvrant l'Holocène

9. a. La datation radiocarbone : principe du ^{14}C

L'isotope 14 du carbone est produit de façon continue dans la haute atmosphère à partir du bombardement des rayons cosmiques sur l'isotope 14 de l'élément azote. Le principe de la datation au radiocarbone est basé sur la loi de décroissance radioactive tout comme pour le ^{210}Pb . En première approximation, l'âge d'un échantillon daté au radiocarbone peut être déterminé en comparant le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ de l'échantillon avec celui de l'atmosphère actuelle. Cette méthode repose cependant sur l'hypothèse que le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ au moment de la mort de l'organisme était le même que celui de l'atmosphère actuelle. En réalité, cette hypothèse n'est pas remplie en raison de différents mécanismes : (1) le fractionnement isotopique, (2) les variations passées du ^{14}C atmosphérique et (3) l'effet réservoir dans le cas des organismes pompant le carbone des environnements aquatiques. Le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ peut cependant être corrigé de ces effets :

- (1) Le fractionnement isotopique se produit au cours des processus d'assimilations du carbone par les plantes. Notamment, le processus de photosynthèse entraîne un enrichissement en atomes de carbone plus légers. Le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ dans une plante est donc toujours plus petit que dans l'atmosphère. Ces modifications de composition isotopique peuvent être corrigées à partir de la mesure du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Ces isotopes sont stables, le rapport ne change donc pas après la mort de l'organisme. Sachant que le fractionnement du ^{14}C est deux fois plus élevé que celui du ^{13}C , le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ peut alors être corrigé du fractionnement.
- (2) Durant les 50 000 dernières années la concentration en ^{14}C dans l'atmosphère était généralement supérieure à celle actuelle en raison des variations de l'intensité du champ magnétique terrestre, de la circulation océanique et de l'activité solaire (Hughen, 2006). L'âge radiocarbone est alors généralement plus jeune que l'âge calendaire de l'échantillon. De plus, étant donné le caractère variable de la concentration en ^{14}C initiale, un même âge radiocarbone peut correspondre à différents âges calendaires. Une courbe de calibration de « l'échelle de temps radiocarbone » a donc été réalisée à partir de datations ^{14}C haute précision sur des échantillons d'âges calendaires connus (cernes d'arbres, sédiments marins et lacustres laminés annuellement, et coraux) (Stuiver et *al.*, 1998 ; Reimer et *al.*, 2004 et 2009). Les âges ainsi recalculés sont dits « calibrés » et notés conventionnellement « cal. BP ». Ils sont exprimés en âge calendaires avant 1950.
- (3) L'effet réservoir concerne uniquement la datation d'organismes aquatiques, la recherche de macrorestes de végétaux terrestres permet donc d'éviter ce biais dans la détermination de l'âge de l'échantillon. La datation des sédiments du Lac d'Anterne repose uniquement sur ce type de macrorestes.

9. b. La datation radiocarbone : calibration

Les calibrations des dates ont été réalisées avec le logiciel Calib 5.0.1 (Stuiver & Reimer, 1993). Ce logiciel utilise la méthode des « intercepts » entre la courbe de calibration et la courbe gaussienne de probabilité de l'âge radiocarbone mesuré. Cette méthode est illustrée par la figure 1.2.2. La distribution de probabilité de l'âge calibré est alors obtenu en projetant la courbe de densité de probabilité de l'âge radiocarbone mesuré sur celle de calibration. Ceci permet de déterminer la probabilité de chaque âge d'être l'âge réel de l'échantillon. Les lignes pointillées représentent l'intervalle de confiance à 95%. Les âges calibrés sont donnés pour cet intervalle à 2 sigma.

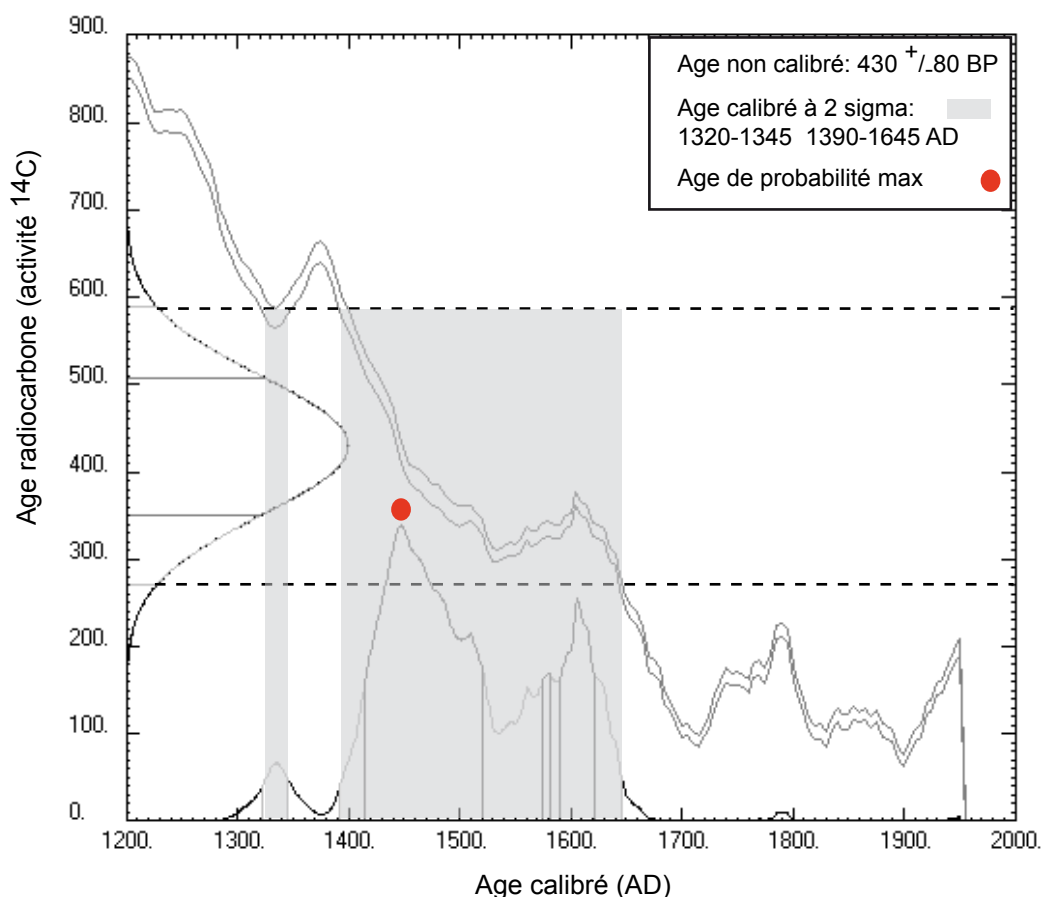


Figure 1.2.2. Illustration de la méthode des « intercepts » pour l'échantillon situé à 208.5 cm de profondeur dans la carotte du Lac d'Anterne.

Références Bibliographiques (Chapitre 2)

Arnaud F., Lignier V., Revel M., Desmet M., Beck C., Pourchet M., Charlet A., Trentesaux A., Tribovillard N. 2002. Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps).

Terra Nova, 14-4, pp. 225-232.

Arnaud F., 2003. Signature climatique et anthropique dans les sédiments Holocènes des Lacs du Bourget et d'Anterne (nord-ouest des Alpes) Paleohydrologie et contamination au plomb- Thèse de Doctorat, Université de Lille 1, 248 p
http://www.epoc.u-bordeaux.fr/ASF/theses/2003/ARNAUD_2003.pdf

Arnaud F., 2005. Discriminating the fingerprints of bio-induced and detrital sedimentary processes in particle size distribution spectra of hard water lake sediments. *Journal of Paleolimnology*, 34-4, 519-526.

Appleby P.G., Oldfield F., 1978. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena* 5: 1-8.

Boer W., van den Bergh G.D., de Haas H., de Stigter H.C., Gieles R., van Weering Tj.C.E., 2006. Validation of accumulation rates in Teluk Banten (Indonesia) from commonly applied ^{210}Pb models, using 1883 Krakatau tephra as time marker. *Marine Geology* 227: 263-277.

Croudace I.W., Rindby A. and Rothwell G., 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. In: R. G. Rothwell (ed.), *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Geological Society of London Special Publication, pp. 51-63.

Disnar J.R., Guillet B., Keravis D., Di-Giovanni C., Sebag D., 2003. Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis: scope and limitations. *Organic geochemistry* 34: 327-343

Disnar J.R., Jacob J., Morched-Issa M., Lottier N., Arnaud F., 2008. Assessment of peat quality by molecular and bulk geochemical analysis: Application to the Holocene record of the Chautagne marsh (Haute Savoie, France). *Chemical Geology* 254: 101-112

Engstrom D.R., Swain E.B., 1986. The chemistry of lake sediments in time and space. *Hydrobiologia* 143: 37-44.

Enters D., Lücke A., Zolitschka B., 2006. Effects of land-use change on deposition and composition of organic matter in Frickenhauser See, northern Bavaria, Germany. *Science of the total Environment* 369: 178-187

Gasiorowski M., Hercman H., 2005. Recent changes of sedimentation rate in three vistula oxbow lakes determined by ^{210}Pb dating. *Geochronometria* vol. 24: 33-39

Giguet-Covex C., Arnaud F., Poulenard J., Enters D., Reyss J-L., Millet L., Lazzaroto J., Vidal O., 2009. Sedimentological and geochemical records of past trophic state and hypolimnetic anoxia in large, hard-water Lake Bourget, French Alps. *J Paleolimnol.* DOI 10.1007/s10933-009-9324-9

Hanisch S., Wessels M., Niessen F., Schwalb A., 2009. Late quaternary lake response to climate change and anthropogenic impact: biomarker evidence from Lake Constance sediments. *Journal of Paleolimnology* 41: 393-406.

Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproductibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25: 101-110.

Hughen, K., J. Southon, S. Lehman, C. Bertrand and J. Turnbull. 2006. Marine-derived ^{14}C calibration and activity record for the past 50,000 years updated from the Cariaco Basin. *Quaternary Science*

Reviews 25: 3216-3227.

Jacob J., Disnar J.R., Boussafir M., Sifeddine A., Turcq B., Albuquerque A.L.S., 2004. Major environmental changes recorded by lacustrine sedimentary organic matter since the Last Glacial Maximum near the Equator (Lagoa do Caço, NE Brazil). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 205: 183-197

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 : 422-437

Lotter A.F., Lemcke G., 1999. Methods for preparing and counting biochemical varves. *Boreas* 28: 243-252

Lu X., 2004. Application of the Weibull extrapolation to ^{137}Cs geochronology in Tokyo Bay and Ise Bay, Japan. *Journal of Environmental Radioactivity* 73: 169-181.

Lucia Lima A., Bradford Hubeny J., Reddy C.M., King J.W., Hughen K.A., Eglinton T.I., 2005. High resolution historical records from Pettaquamscutt River basin sediment: 210 Pb and varve chronologies validate record of ^{137}Cs released by the Chernobyl accident. *Geochim et Cosmochim Acta* 69: 1803-1812

Manalt F., Beck C., Disnar J.R., Decoininck J.F., Recourt P., 2001. Evolution of clay mineral assemblages and organic matter in the Late glacial-Holocene sedimentary infill of Lake Annecy (northwestern Alps): paleoenvironmental implications. *Journal of Paleolimnology* 25: 179-192.

Meyers P.A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology* 114: 289-302.

Michel H., Barci-Funel G., Dalmaso J., Ardisson G., Appleby P.G., Haworth E., El-Daoushy F., 2001. Plutonium, americium and cesium records in sediment cores from Blelham Tarn, Cumbria (UK). *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 247: 107-110.

Noël H., 2001. Caractérisation et calibration des flux organiques sédimentaires dérivant du bassin versant et de la production aquatique (Annecy, Le Petit Lac). Rôles respectifs de l'Homme et du Climat sur l'évolution des flux organiques au cours des 6000 dernières années (2001). Thèse de doctorat. <http://tel.ccsd.cnrs.fr/documents/archives0/00/00/16/35/index.html>

Noël H., Garbolino E., Brauer A., Lallier-Vergès E., de Beaulieu J.-L., Disnar J.-R., 2001, Human impact and soil erosion during the last 5000 years as recorded in lacustrine sedimentary organic matter at Lac d'Annecy, the French Alps. *Journal of Paleolimnology* 25, 229-244.

Pinglot J.F., Pourchet M., 1995. Radioactivity measurements applied to glaciers and lake sediments. *The Science of the Total Environment* 173/174: 211-223.

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Bertrand C., Blackwell P.G., Buck C.E., Burr G., Cutler K.B., Damon P.E., Edwards R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., Manning S., Bronk Ramsey C., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., van der Plicht J., and Weyhenmeyer C.E., 2004. *Radiocarbon* 46:1029-1058.

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. 2009. *Radiocarbon*

51:1111-1150.

Smith J.T., Appleby P.G., Hilton J., Richardsnon N., 1997. Inventories and fluxes of ^{10}Pb , ^{137}Cs and ^{241}Am determined from the soils of three small catchments in Cumbria, UK. *Journal of Environmental Radioactivity* 37: 127-142.

Stuiver M., and Reimer P.J., 1993. *Radiocarbon* 35, 215-230.

Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., van der Plicht J. and Spurk M., 1998. 1998 Residual $\delta^{14}\text{C}$ and standard deviation in per mil. *INTCAL 98 Radiocarbon Age Calibration, Radiocarbon*, 1999, 40, 1041-1083.

Trentesaux A., Recourt P., Bout-Roumazielles V., Tribovillard N., 2001. Carbonate grain size distribution in hemipelagic sediment from a laser particle sizer. *Journal of Sedimentary research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes* 71: 858-862.

Tylmann W., 2004. Estimating recent sedimentation rates using ^{210}Pb on the example of morphologically complex lake (upper lake Radunskie, N Poland). *Geochronometria* vol. 23: 21-26.

Tylmann W., 2005. Lithological and geochemical record of anthropogenic changes in recent sediments of a small and shallow lake (Lake Pusty Staw, northern Poland). *Journal of Paleolimnology* 33: 313-325.

von Gunten L., Grosjean M., Beer J., Grob P., Morales A., Urrutia R., 2009. Age modeling of young non-varved lake sediments: methods and limits. Examples from two lakes in Central Chile. *Journal of Paleolimnology* 42: 401-412.

Zolitschka B., 2003. Dating based on freshwater and marine laminated sediments. In: Mackay A, Battarbee R, Birks J, Oldfield F. (ed) *Global change in the Holocene*. Edward Arnold Publishers, London, pp 92-106.

Partie 2

**Changements environnementaux et érosion
des terrains de montagne enregistrés dans
les sédiments laminés du Lac d'Anterne
(2063 m asl): Le rôle de l'Homme et du
Climat**

Introduction

Le Lac d'Anterne est un lac d'altitude dont le bassin versant se caractérise par des zones couvertes d'une végétation herbacée et des zones nues formées de roches peu résistantes à l'érosion (terres noires et calcaires argilo-gréseux). Ce bassin versant apparaît donc sensible aux changements de régimes hydrologiques. Comme en témoigne les deux photos du lac prises en septembre 1913 et septembre 2008 (Fig. 2.0.1.), l'étendue des pelouses alpines a évolué au cours du temps en lien avec les activités anthropiques et/ou les changements climatiques. De même, les névés ont pu être de taille plus importante durant les périodes plus froides. Les fluctuations de ces paramètres ont pu modifier la réponse du système aux changements de régimes hydrologiques. De plus, les quelques épicéas observés vers l'exutoire du lac ainsi que la présence de podzols (sols acides) sous les buissons d'Ericacées et généralement observés sous les forêts subalpines de conifères (Mourier et *al.*, 2008), suggèrent la présence d'une ancienne végétation arborée (Fig. 2.0.2.). Ces observations soulèvent des interrogations sur l'évolution passée du paysage et surtout sur les causes de cette évolution: naturelles et/ou anthropiques.

Nous formulons l'hypothèse que les changements passés des couvertures végétales et pédologiques, mais aussi du régime des précipitations, se traduisent par des variations en termes de quantité et/ou de qualité des apports de sédiments vers le lac. L'archive sédimentaire lacustre, serait dans cette hypothèse, pertinente pour reconstituer l'évolution des paysages anciens ainsi que les fluctuations climatiques.

Afin de reconstituer les changements environnementaux holocènes, il est nécessaire de bien connaître les modalités et les facteurs influençant les processus d'érosion, de transfert et de dépôt des sédiments vers le lac. Le **premier chapitre** est donc consacré à la présentation des caractéristiques du site d'étude et des processus actuels de transferts de sédiment du bassin versant vers lac. Une attention particulière sera également accordée à la recherche d'une cyclicité annuelle dans l'enregistrement sédimentaire.

Pour couvrir toute la période Holocène, une carotte de sédiments de ~20 m de long a été prélevée en septembre 2007 dans ce lac. La présentation de cette archive ainsi que sa datation font l'objet du **chapitre 2**. Les caractéristiques sédimentologiques (couleur, lithologie, susceptibilité magnétique, granulométrie, taux de sédimentation), la géochimie organique et la géochimie minérale à haute (100 à 200 μm) et basse résolution (5 à 20 cm) ont été étudiées afin de reconstituer les changements dans les modalités d'érosion et d'apporter des éléments de discussion sur les origines de ces changements (**chapitres 3 et 4**). Une carotte de tourbe prélevée en juillet 2008 a également été étudiée afin de déterminer l'évolution des flux détritiques en pied de versant et de les comparer aux flux détritiques piégés dans le lac.

Pour **conclure** cette partie, ces données ont été confrontées aux résultats d'autres études, notamment celles menées dans le cadre du programme *PYGMALION* sur l'évolution de la végétation (pollen, macrorestes végétaux), de la température (chironomes) et des occupations humaines (sites archéologiques). Le croisement de ces données permet d'apporter un éclairage original sur la question des origines climatiques et/ou anthropiques des changements dans les modalités d'érosion retracés par les archives sédimentaires.



Figure 2.0.1. Comparaison du bassin versant du Lac d'Anterne en septembre 1913 (Source: Musée Dauphinois, Grenoble) (à gauche) et septembre 2008 (à droite) mettre une photo de septembre. Elle permet de mettre en évidence la reconquête de la végétation probablement liée au réchauffement du climat après le Petit Age de Glace (PAG).



Figure 2.0.2. *Epicéa* localisé sur les calcaires du Tithonique à l'exutoire du lac. Zone de développement de rhododendrons et myrtiliers (flèche jaune). Présentation d'une coupe des podzols présents sous ces buissons d'*Ericacées*.

Chapitre 1

Processus de dépôt et origine des sédiments détritiques laminés du Lac d'Anterne: potentiel d'enregistrement des changements climatiques et des activités anthropiques

1. Présentation du site

1.a. Caractéristiques du bassin versant

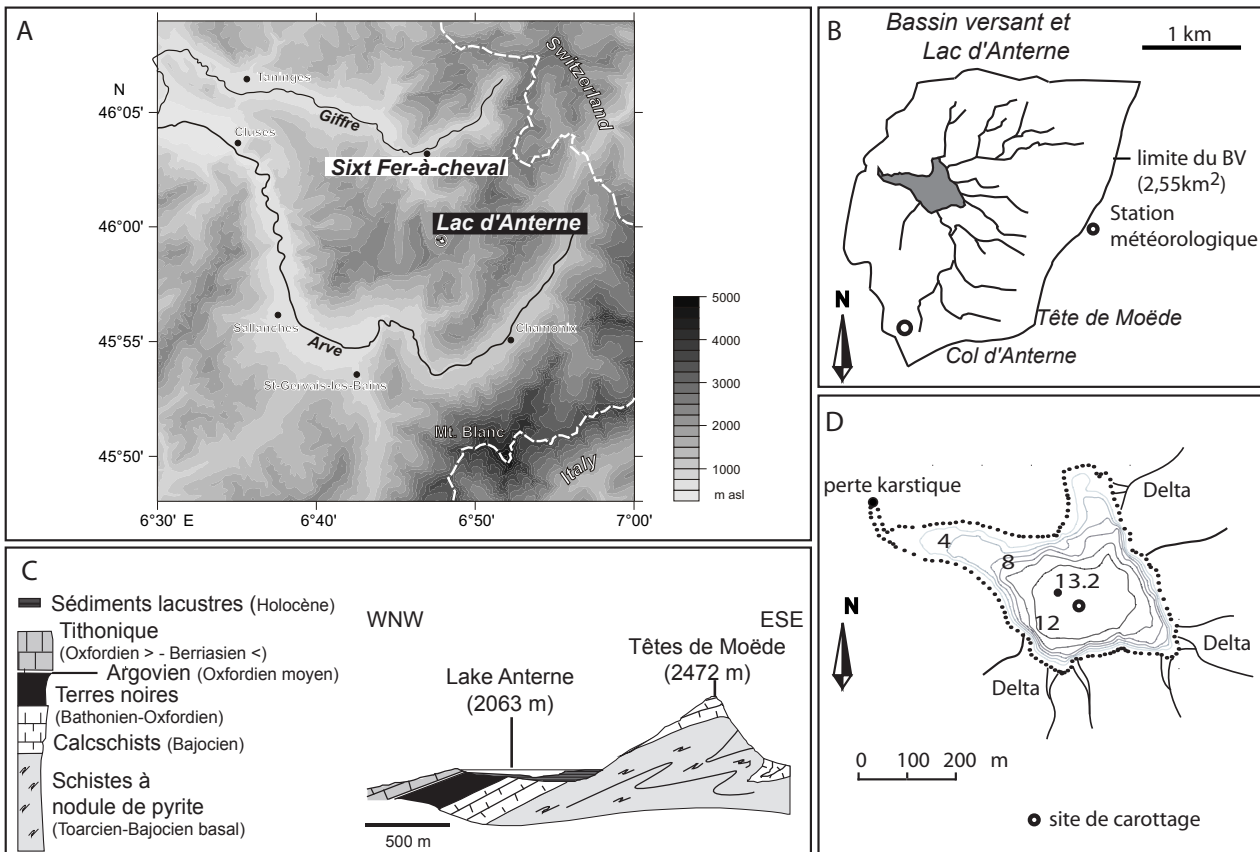


Figure 2.1.1. Présentation du site d'étude : localisation (A), bassin versant et réseau hydrographique (B), coupe géologique (C), carte bathymétrique du lac (D).

Le Lac d'Anterne (2063 m a.s.l., 0,12 km²) est localisé dans les Alpes françaises du nord près de la frontière suisse entre les vallées du Giffre, au nord et de l'Arve, au sud (Fig. 2.1.1 A). Le bassin versant ainsi que le réseau hydrographique sont représentés dans la figure 2.1.1 B. Il couvre une gamme d'altitude entre 2061 et 2494 m et présente des pentes raides orientées

principalement ouest/nord-ouest : les pentes entre 25 et 30° couvrent 20% du bassin versant et la pente maximale est de 45°. Le rapport entre la taille du bassin versant et la surface du lac est de ~21. La sédimentation est donc dominée par les apports provenant de l'érosion du bassin versant et transportés par les affluents (Meybeck, 1995). Les apports éoliens sont supposés négligeables.

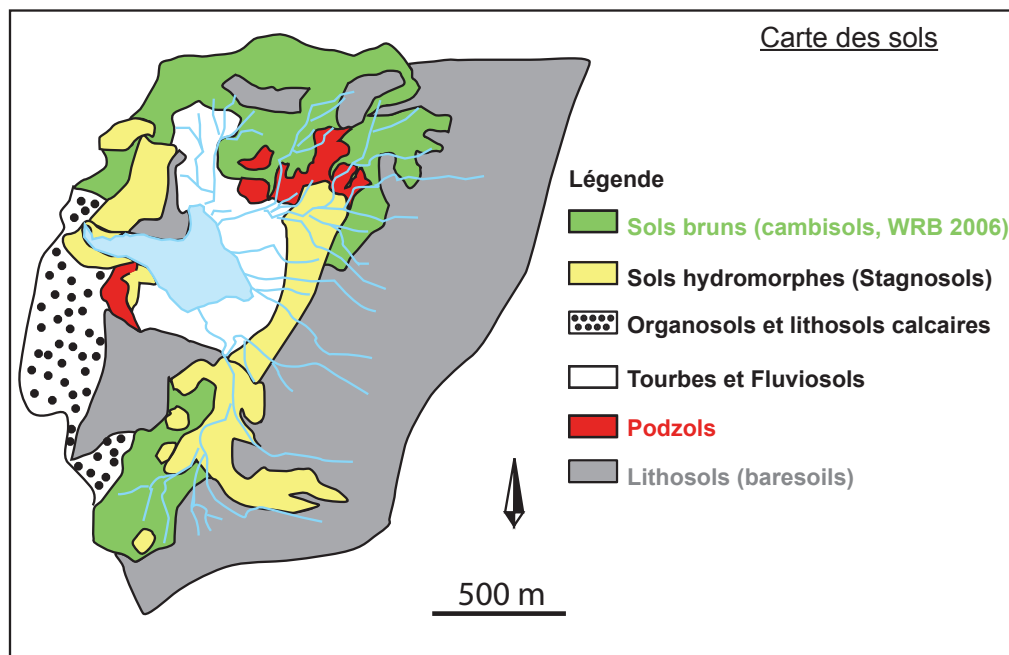


Figure 2.1.2. Carte des sols du bassin versant (J. Poulenard).

La géologie des terrains, dominée par des formations peu compétentes (terres noires, schistes à nodule et calcschistes), rend ce secteur très sensible aux processus d'érosion (Fig. 2.1.1 C). De plus les terrains les plus facilement érodables sont assez peu couverts par la végétation et situés sur les pentes les plus raides. Différentes figures d'érosion ont pu être observées lors des



Figure 2.1.3. Extrait de la Carte de Sardaigne de 1738 (archives de Vincennes).

missions menées sur le terrain : érosion laminaire, formation de rigoles (gullies), sapements de berges, glissements en masse.

Actuellement, le bassin versant est composé de six types de sols (carte réalisée par J. Poulenard, Fig. 2.1.2.) définis dans l'encadré ci-dessous : les lithosols, qui couvrent la plus grande surface, les sols bruns, les sols hydromorphes, les organosols et lithosols calcaires (regroupés en une famille sur la carte), les alocrisols/podzols et les sols tourbeux et fluviaux (regroupés en une famille sur la carte). Etant donné leur position, les organosols et lithosols calcaires ne contribuent pas aux apports de sédiments dans le lac.

Caractéristiques et formations des différents types de sols

Un profil de sol est généralement composé de différents horizons reflétant les processus de pédogénèse qui ont conduit à la formation de ces sols (Fig A). L'horizon O (pour organique) correspond à la couche de surface et est formé de litière et d'humus. L'humus provient de la décomposition de la matière organique, essentiellement par l'action combinée des animaux, des bactéries et des champignons du sol. Il est riche en nutriments. L'horizon A, situé au-dessous contient de la matière organique et de la matière minérale. L'horizon B est quant à lui uniquement composé de matière minérale. Enfin, l'horizon C correspondant à la base du sol, est un horizon minéral peu touché par la pédogénèse des étages supérieurs (roche mère légèrement altérée).

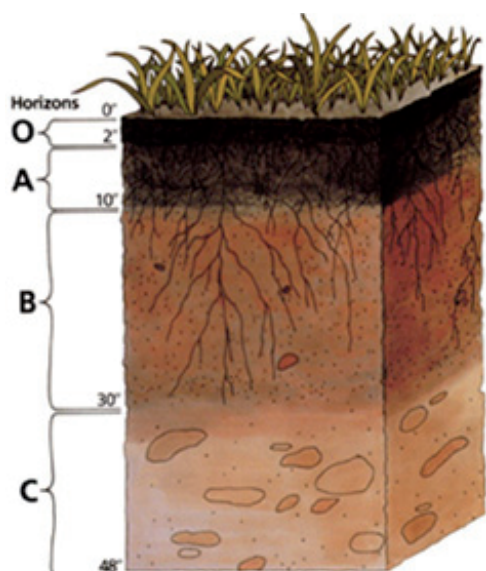


Figure A: Représentation schématique d'un profil de sol avec les différents horizons.

Les lithosols (leptosol)

Les lithosols sont des sols peu différenciés se formant sur des pentes raides soumises à d'importants taux d'érosion (Poulenard & Podwojewski, 2004). Ils sont principalement affectés par le processus de décarbonatation (dissolution des carbonates sous l'effet d'écoulement d'eau) (Fig. B).

Les sols bruns (Cambisol)

Les sols bruns (ou brunisols) sont la forme classique de sol évolué que l'on rencontre sous les forêts de feuillues en zone tempérée. Ils présentent un complexe argilo-humique bien structuré, où le fer constitue l'élément de liaison entre l'argile et l'humus. Les sols bruns apparaissent suite au processus pédogénétique de brunification qui intervient en pédogénèse après une décarbonatation et avant un lessivage (Fig. B). Ce processus a lieu en milieu bien drainé et non calcaire, ce qui permet la libération en quantité suffisante des argiles et oxydes de fer et ainsi la mise en place d'un complexe argilo-humique avec une liaison Fe^{++} (pont ferreux) caractéristique.

Les sols bruns vont se former dès lors qu'aucun cas particulier ne se présente (calcaire actif, nappe d'eau, humus acide, pente...)

Les sols hydromorphes (Stagnosols)

Les sols hydromorphes présentent des tâches sur leur profil en raison de processus d'oxydoréduction lié à de l'eau de surface stagnante (Fig. B). Ces sols sont périodiquement humides et tachetés dans leur partie supérieure et intermédiaire, avec ou sans concrétions et/ou blanchit. L'horizon de surface peut être complètement blanchit.

Ils se forment dans une large gamme de matériaux non consolidés (dépôts de tills glaciaires, de limons éoliens, alluviaux et colluviaux), sur des plats ou pentes douces en régions froides et tempérées avec des conditions climatiques humides.

Les podzols

Le podzol ou podzosol est principalement caractérisé par son pH très acide. C'est un sol où l'horizon B (Fig. A) est composé d'une accumulation de matières organiques (acides fulviques, principalement), appauvri en fer et aluminium et plutôt siliceux. L'on rencontre ce type de sol dans les régions froides et humides, telles que les forêts boréales et certaines forêts des zones tempérées. Dans les zones alpines, les rhododendrons, myrtilles et conifères sont les principaux végétaux associés aux podzols.

Ces sols se forment par le processus de podzolisation. Les conditions nécessaires à celui-ci sont : un climat humide et froid, une roche-mère perméable et non calcaire et un milieu fortement acide (de par la roche-mère ou la végétation acidifiante poussant dessus, tels que les conifères ou les éricacées). Le processus de décarbonatation intense et rapide peut amener à la formation de podzols sur des roches mères riches en phyllosilicates et calcite (Poulenard & Podwojewski, 2004). La podzolisation est entraînée par la percolation d'eau qui produit un lavage intense du sol et entraîne les particules métalliques en profondeur. Ce processus a pour effet d'acidifier le sol en surface (Fig. B). L'acidité superficielle provoque une altération des minéraux argileux, ce qui libère des éléments et enrichit le milieu en minéraux résistants (quartz, fer, aluminium...). Ceux-ci sont ensuite complexés par les molécules organiques et entraînés vers les horizons plus profonds. A la surface le sol sera blanchâtre, typique de l'horizon E (éluvial), appauvri en

matière organique et enrichi en quartz.

Les organosols

Les organosols sont des sols humiques peu évolués de montagne. Ils sont caractérisés par un horizon supérieur riche en matière organique dû à la faible vitesse de dégradation de la matière organique (climat froid) et une roche mère calcaire.

Du fait des pentes fortes et de l'érosion importante qui en découle, il y a peu d'argile et de matière minérale. Il n'y a donc pas formation de complexes argilo-humiques.

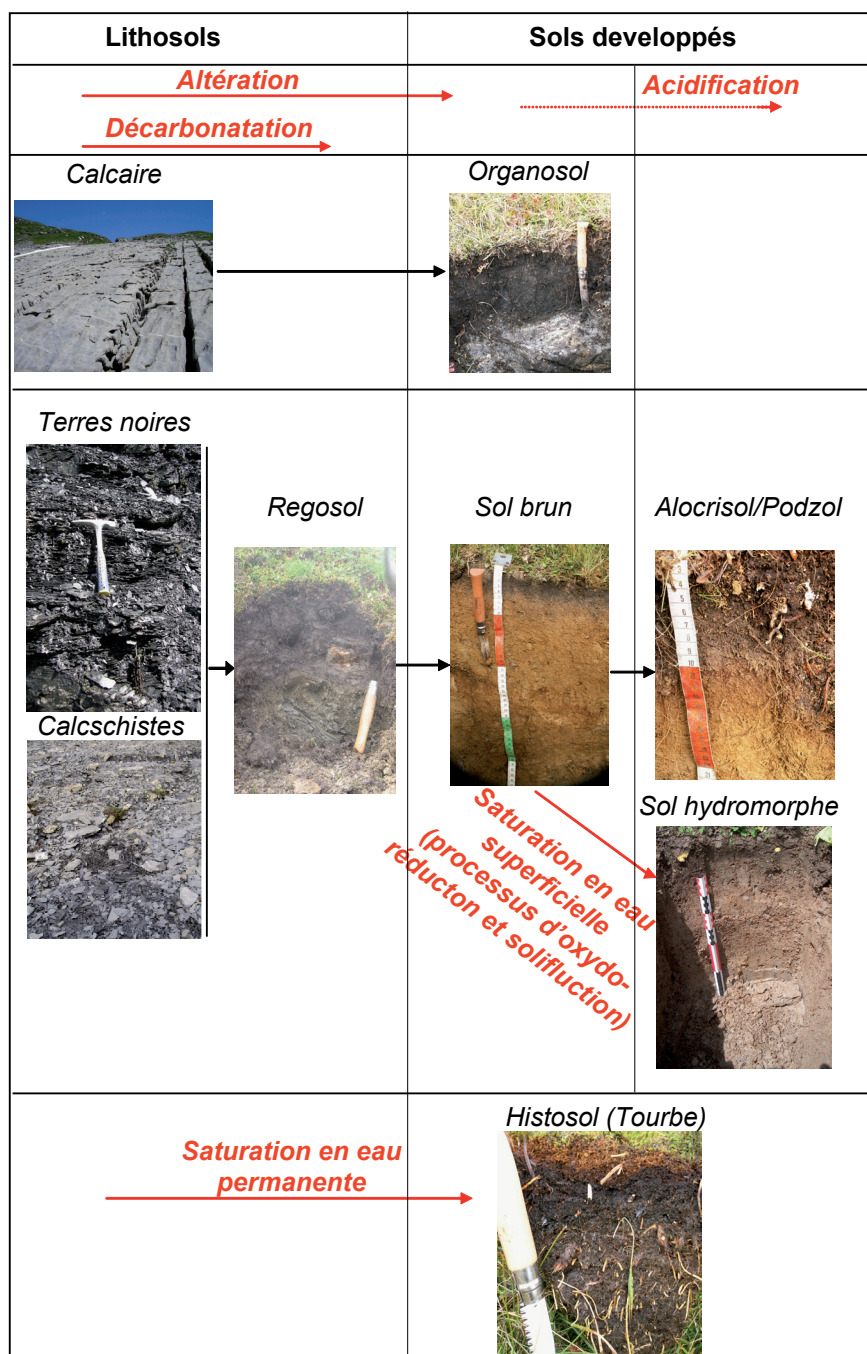


Figure B : illustration des différents types de sols dans le bassin versant du lac d'Anterne. Les flèches rouges reflètent les processus de pédogénèse conduisant à la formation de ces sols.

Aujourd'hui le bassin versant d'Anterne est pâturé par des moutons tout l'été. L'existence d'un pâturage est mentionnée sur la mappe Sarde réduite (archives de Vincennes) en 1738 (Fig. 2.1.3.).

1.b. Caractéristiques du lac

La bathymétrie du lac a été réalisée lors d'une campagne de carottage court en 2006 (Fig. 2.1.1. D). La profondeur maximale est de 13 m et la surface de 0,12 km². Le delta situé au sud est le plus développé ce qui suggère que l'affluent situé au sud et descendant du col d'Anterne constitue la principale source d'apport de sédiment vers le lac.

Années	pH	Conductivité _{25° C} µS/cm	Alcalinité (TAC) mé/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	P ortho mgP/l	P total mgP/l	SiO ₂ mg/l	COT mg/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	N total mgN/l
1998	8.18	142	1.47	6.1	0.002	0.011	1.51	0.94	30.5	1.55	0.34	0.27	0.36
1999	8.2	150	1.41	5.1	0	0.014	1.31	1.21	28.1	1.42	0.24	0.15	0.72
2000	8.03	139	1.38	4.8	0.011	0.021	1.2	0.73	23.1	2.4	0.16	0.21	0.16
2001	8.08	143	1.39	4.91	0	0	6.54	0.74	25.5	1.31	0.51	0.10	0.16
2002	7.95	163	1.62	5.48	0.001	0.002	1.69	0.93	30.5	1.65	0.18	0.08	0.19
2003	7.91	157	1.54	6.84	0.138	0.148	1.18		29.6	1.64	0.45	0.09	
2005	8.03	185	1.78	6.5	0.016	0.027	1.61	1.28	33	1.81	0.81	0.51	0.42
2006	6.16	147	0.4	6.1	0	0.006	1.21	1.25	28.7	1.52	0.37	0.33	0.16

Tableau 2.1.1. Caractéristiques physico-chimiques des eaux du lac au mois de juillet entre 1998 et 2006 (données ASTERS, gestionnaire de la réserve naturelle Sixt-Passy).

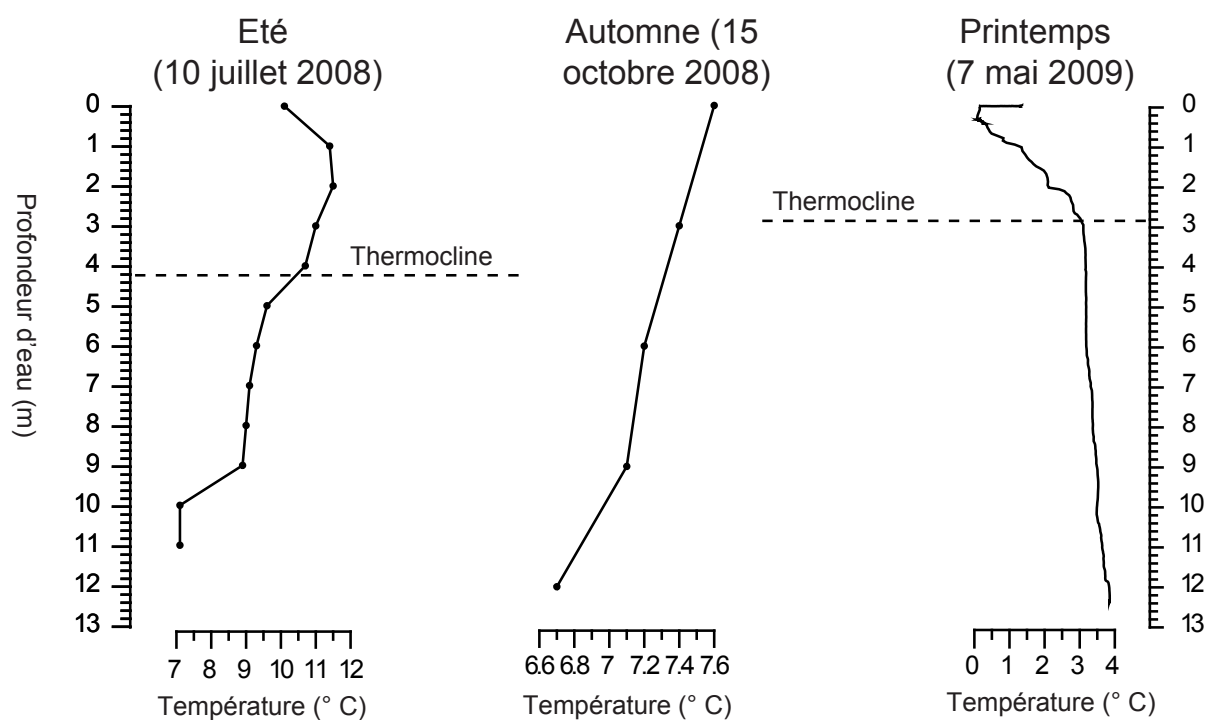


Figure 2.1.4. Profils de températures de la colonne d'eau selon les saisons.

Le lac d'Anterne est aujourd'hui oligotrophe. La concentration en phosphore total des eaux est inférieure à 20 µg/l (Tab. 2.1.1.). Les eaux du lac sont caractérisées par leur alcalinité, leur forte concentration en calcium dissous et en sulfates. La colonne d'eau présente une stratification normale en été et inverse en hiver. Elle est mélangée lors des retournements au début de l'été et en automne (Fig. 2.1.2.), le lac est donc dimictique. Le suivi en continu de la température du lac à différentes profondeurs (0, 2, 5, 8 et 12 m) a permis de montrer que les fortes précipitations en été peuvent entraîner des ruptures de la thermocline et favoriser un mélange de la colonne d'eau (Enters et *al.*, 2007, EGU).

1.c. Conditions climatiques

Les précipitations sont principalement contrôlées par des systèmes de basses pressions provenant de l'océan Atlantique Nord. Cependant, ce site peut aussi être affecté par des perturbations atmosphériques méditerranéennes qui sont caractérisées par des remontées de masses d'air chaudes et humides. Les précipitations estivales (juillet, août, septembre) dans le bassin versant ont atteint 820 mm en 2007 et 648 mm en 2008. Le bassin versant d'Anterne est soumis à un niveau élevé de précipitations.

Le lac est gelé environ 7 mois de l'année (ex: 10 novembre 2008 – 5 juin 2009) et les pentes situées au sud et au sud-est sont généralement encore partiellement enneigées en juillet. En conséquence, il n'y a pas d'apport de sédiments durant l'hiver et tout le printemps. Trois processus sont susceptibles de mobiliser des sédiments : la fonte des neiges au début de l'été, les événements de précipitations en été/automne ou les deux associés. La photo de septembre 1913 présentée dans l'introduction (Figure 2.0.1) montre la présence de névés résiduels de l'hiver précédent. Cette année-là, donne une image du contexte de la fin du Petit Age de Glace. Ceci suggère que durant cette période froide des névés pouvaient encore subsister tout l'été et potentiellement limiter les apports de sédiments vers le lac lors des précipitations estivales intenses.

2. Des sédiments laminés mais non varvés

2. a. Présentation des sédiments récents

Caractéristiques physiques des sédiments

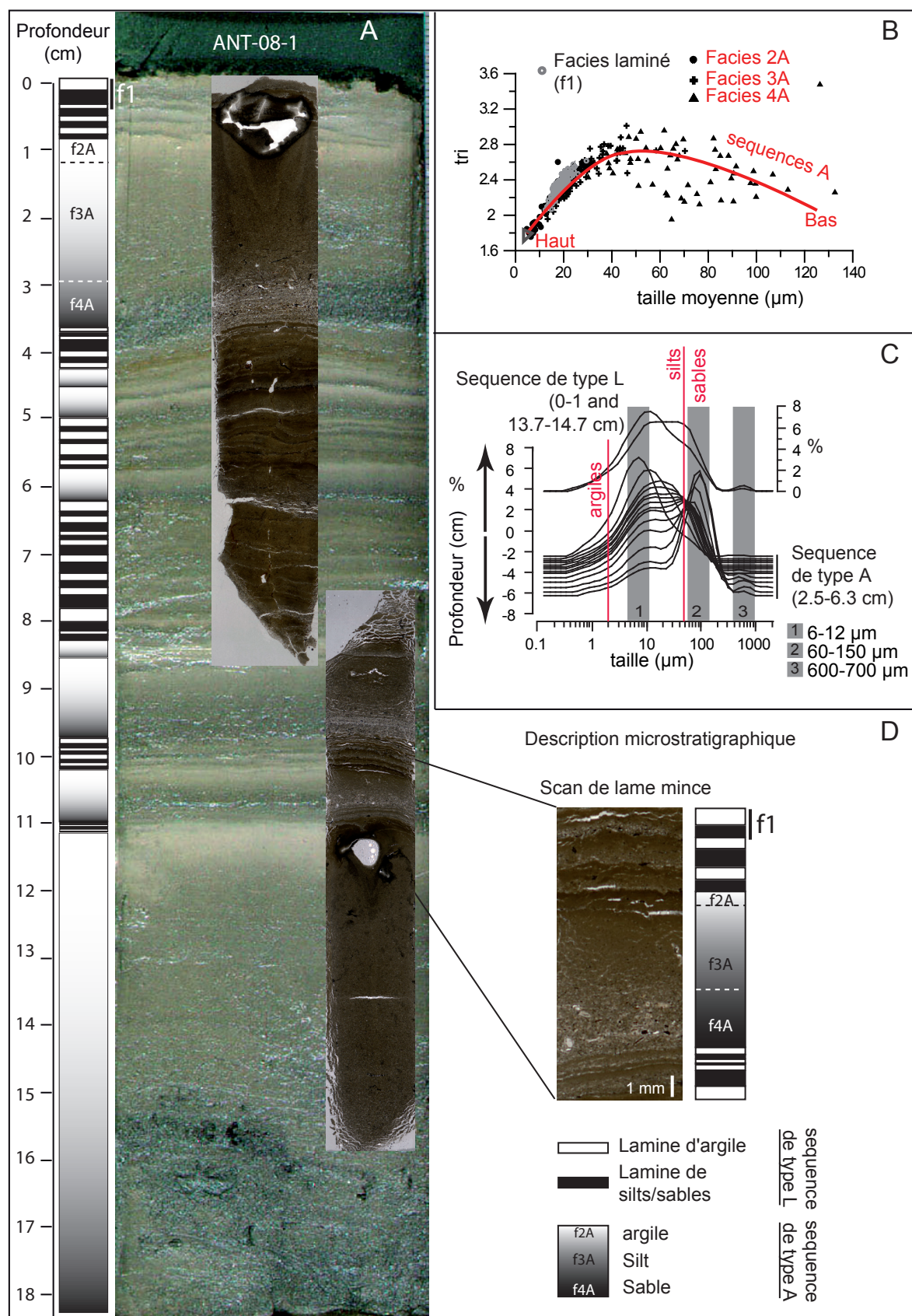


Figure 2.1.5. Photographie des sédiments récents du Lac d'Anterne, log synthétique et scans de lames minces de sédiments imprégnés (A). Présentation des distributions granulométriques de chaque séquence de dépôt (type L et A) (B). Chemin granulométrique des différentes séquences à partir du diagramme représentant le tri en fonction de la taille moyenne des grains (C). Zoom sur les faciès de chaque séquence (D).

Une carotte courte a été prélevée en 2008 (ANT-08-1) afin d'observer les sédiments déposés entre 2007 (année du carottage long) et 2008. Elle est utilisée ici pour présenter la sédimentation récente. Trois types de dépôts ont été mis en évidence au cours d'une étude précédente (Arnaud *et al.*, 2002) :

- Des séquences de dépôts rythmées appelées «type-L» et formées de l'alternance de lamines claires (blanchâtres) et sombres (grises). Les lamines claires sont composées de silts fins et d'argiles, tandis que les lamines sombres comprennent des silts grossiers, voire des sables. Ces doublets de lamines forment le faciès f1. Ils ont été interprétés comme reflétant la sédimentation continue.
- Des séquences de dépôts de types-A caractérisée par une granodécroissance de la base vers le sommet du dépôt et des sédiments bien triés à la base. La granodécroissance est mise en évidence par 3 faciès (f4A, f3A, f2A). Ces dépôts sont dits « grain supported » car les grains sont jointifs. Ces dépôts ont été interprétés comme résultant de crues (Arnaud *et al.*, 2002).
- Des séquences de dépôts de type B ont aussi été décrites. Elles présentent également une décroissance vers le haut, mais sont mal triées à la base. Elles sont dites « matrix supported » car les grains sont emballés dans une matrice argileuse. Selon Arnaud *et al.* (2002) ce sont des dépôts de sédiment remaniés gravitairement, probablement engendrés par des séismes. Ces dépôts n'ont pas fait l'objet d'une étude approfondie dans le cadre de notre travail de thèse. Ils sont uniquement utilisés comme marqueurs de déstabilisations des deltas en lien avec des périodes à taux de sédimentation élevé.

L'observation visuelle de la carotte prélevée en 2008, ainsi que les analyses granulométriques confirment la classification en séquence de dépôts de type-A et L (Fig. 2.1.3. A, B). Le chemin granulométrique ¹ dessiné par les faciès des séquences A, dans le diagramme représentant le tri en fonction de la taille moyenne (μm), est similaire à celui obtenu au cours de l'étude précédente (Arnaud *et al.*, 2002). Le faciès f4A présente un bon tri et une taille moyenne de grain élevée (50-140 μm), ce qui traduit des conditions de transport de haute énergie et donc un courant élevé. Le faciès f3A est moins bien trié et la taille moyenne des grains y est comprise entre 12 et 70 μm . Ce faciès reflète la chute de la vitesse du courant transportant les matériaux. Le faciès f2A est bien trié et les particules sont des silts fins ($< 10 \mu\text{m}$) et des argiles ($< 2 \mu\text{m}$). Ce faciès reflète la décantation des matériaux fins en suspensions, une fois que le courant s'est arrêté. Ces dépôts sont formés par des courants de densité, ou « hyperpycnaux » (Mulder & Alexander, 2001). Les séquences de type-L sont moyennement triées (2,05 < classement < 2,6) car chaque échantillon mesuré intègre plusieurs doublets de lamines. La taille moyenne des grains y est comprise entre 10 et 30 μm .

¹ Le concept de « chemin granulométrique » est utilisé ici pour décrire l'évolution des caractéristiques granulométriques (tri et taille moyenne (μm)), de la base du dépôt vers son sommet. La forme du chemin reflète la succession des modes de transports des particules au sein des séquences. Elle donne donc des indications sur l'origine des séquences de dépôt.

Les distributions en tailles de particules montrent que les séquences de type-L et A sont composées de 3 modes : 6-12 μm , 60-150 μm et 600-700 μm (Fig. 2.1.3. C). Cependant, le mode 600-700 μm n'est pas toujours présent dans les séquences de type-L. La présence des mêmes modes granulométriques dans les deux types de séquences suggère un processus commun de dépôt. Dans ce cas les séquences de type-L seraient des successions condensées des faciès f4A, f3A et f2. Afin d'investiguer cette hypothèse, des lames minces de sédiments imprégnées ont été réalisées (Fig. 2.1.3. A, D). Elles permettent d'étudier les dépôts à l'échelle microstratigraphique et de mettre en évidence les laminations les plus fines (de l'ordre de 200 μm).

Alors qu'à l'échelle macroscopique (observation sur la carotte), les trois dépôts au-dessus de la séquence de type-A (figure 2.1.5. A, D) sont associés à une séquence laminée (caractérisée par le faciès f1), l'observation au microscope de la lame mince met en évidence la présence des trois faciès caractéristiques des séquences de type-A. Les processus de dépôt de chacune de ces séquences seraient donc identiques et liés à des événements de crues dans le bassin versant. Cette hypothèse remet en question la possibilité que les doublets de lamines se déposent selon un rythme annuel, puisque rien ne garantit que le bassin versant n'ait subi qu'une crue par an.

Nature des sédiments

Observation microscopique des particules

Les lames minces montrent que les sédiments sont essentiellement composés de particules détritiques : particules clastiques et particules organiques principalement observées dans les lamines de sédiments grossiers. Les particules organiques correspondent à des restes de végétaux terrestres. Aucun frustule de diatomées n'a été observé dans les carottes étudiées alors que dans les trappes à sédiments installées dans le lac depuis 2006 vers 2 et 12 m de profondeur des tests de diatomées ont été recueillis (Fig 2.1.6.). Certains sont cassés et présentent des figures de dissolution.

Composition chimique

Une cartographie EDS a été réalisée afin d'observer la composition chimique des différentes lamines (figure 2.1.7. A, B). Le sédiment apparaît riche en silice et aluminium et pauvre en calcium. L'analyse XRF réalisée sur un échantillon discret confirme cette composition (Fig. 2.1.7. C). La cartographie du carbone, qui représente la résine utilisée pour l'imprégnation, met en évidence la porosité du sédiment qui est importante dans la lamines de particules

grossières.

Il est difficile à partir de la cartographie EDS de déterminer si une différence de composition

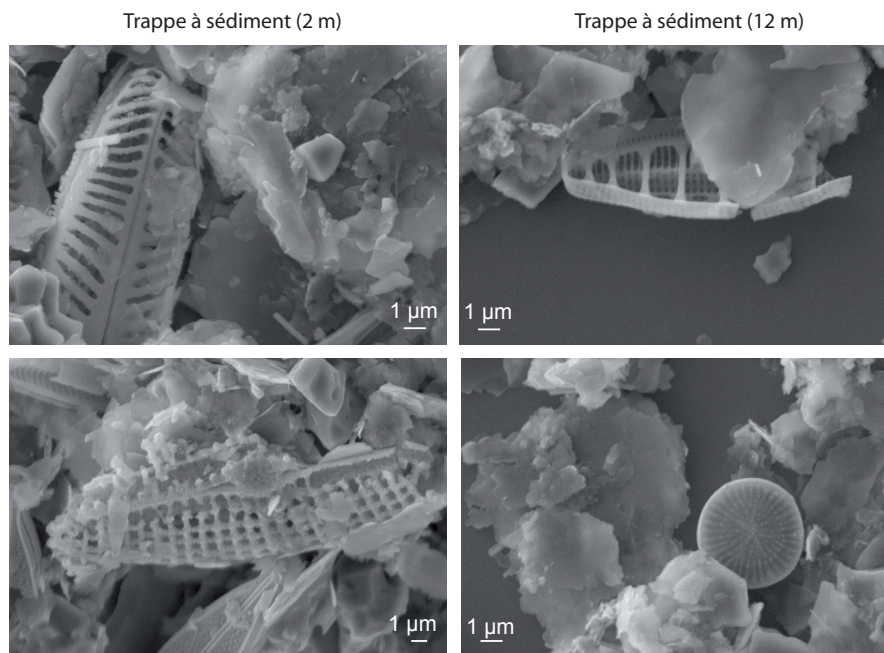


Figure 2.1.6. Image au microscope électronique à balayage (MEB) des diatomées recueillies dans les trappes installées à 2 et 12 m de profondeur.

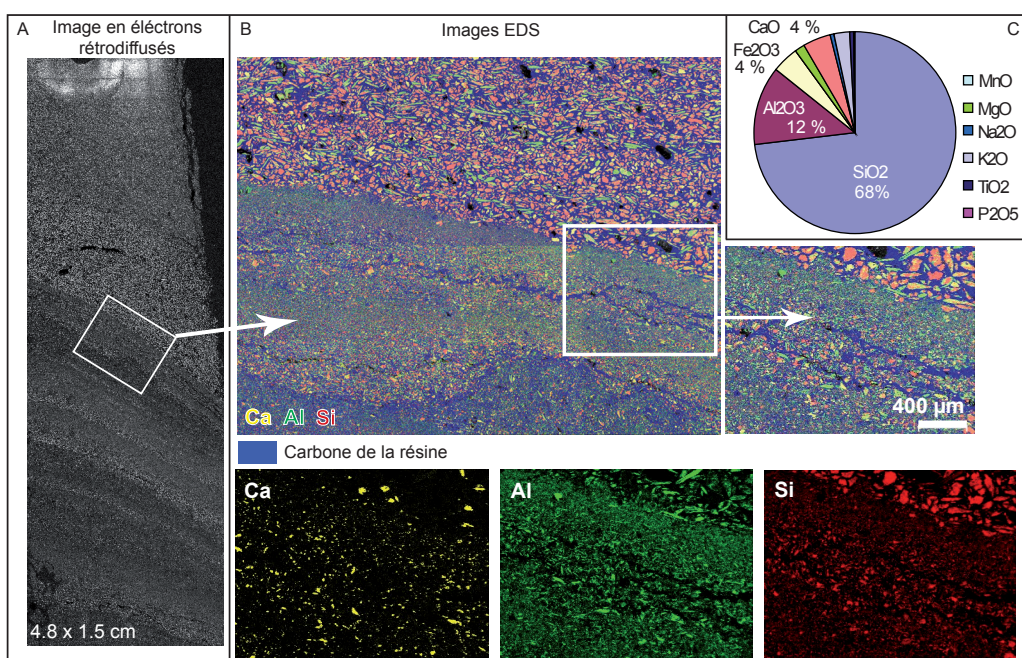


Figure 2.1.7. Photo en électrons rétrodiffusés du bloc de sédiment imprégné (A). Répartition des éléments majeurs Al, Si et Ca au sein des différentes lamines, obtenue à partir des analyses EDS (B). Concentration en éléments majeurs des sédiments récents (analyse XRF sur échantillon récent, ANT-07-B1a 0-1 cm) (C).

existe entre les lamines silto-argileuses et les lamines de silts grossiers et sables, car les trois éléments observés sont présents dans les deux types de lamines. De plus la différence de

granulométrie ne facilite pas la comparaison. Cependant, il apparaît que les lamines de sédiments fins sont enrichies en aluminium tandis que le silicium et le calcium sont plus concentrés dans les lamines contenant des particules plus grossières. Afin de vérifier cette impression visuelle, des profils d'éléments (Si, K, Ti, Ca, Mn et Fe) à haute résolution (200 μm) ont été obtenus à l'aide du scanner de carotte Itrax. Les variations relatives des éléments confirment l'existence d'une relation entre la granulométrie et la composition chimique (Fig. 2.1.8.). Les séquences de type-A (crués) présentent un enrichissement en potassium, titane et fer dans le faciès 2A correspondant à la décantation des argiles. La corrélation entre ces éléments est supérieure à 0,58 (Tab. 2.1.2.). L'aluminium est trop léger pour être mesuré correctement à l'Itrax avec une résolution inférieure au mm, mais il est probablement aussi associé aux argiles. La concentration en silicium augmente du faciès 3A au 2A. Elle serait donc principalement liée aux silts fins. Le calcium est plus concentré dans le faciès 4A, c'est-à-dire dans la fraction silts grossiers/sables. Le strontium et le calcium sont fortement corrélés (0.95, Tab. 2.1.2). Le strontium est donc également enrichi dans les grains grossiers. La relation granulométrique est aussi observée dans le faciès laminé (lignes pointillées, Fig. 2.1.8.).

	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Sr	Fe/K
Si	1							
K	0,11	1						
Ca	0,22	-0,49	1					
Ti	-0,01	0,74	-0,23	1				
Mn	-0,43	-0,01	-0,31	0,09	1			
Fe	-0,39	0,58	-0,55	0,67	0,56	1		
Sr	0,19	-0,37	0,95	-0,16	-0,33	-0,49	1	
Fe/K	-0,58	-0,56	-0,02	-0,22	0,57	0,32	-0,09	1

Tableau 2.1.2. Tableau des coefficients de corrélation entre éléments mesurés à l'Itrax.

L'évolution du manganèse est différente de celle des autres éléments. Il n'est pas lié aux apports détritiques mais plus probablement aux changements dans les conditions d'oxydoréduction dans l'hypolimnion (Davison, 1993). En plus d'être contrôlé par les apports détritiques, le fer est influencé aussi par les conditions d'oxydoréduction (Tab. 2.1.2.).

2. b. Connaissances sur le transfert de sédiment vers le lac

Afin de vérifier les hypothèses émises à partir des observations granulométriques et des lames minces et de mieux comprendre les processus de sédimentation, un suivi du transfert de sédiments vers le lac a été mis en place. Cette étude a été menée par Dirk Enters (Postdoct, laboratoire EDYTEM). Un réseau d'appareils de mesure a été installé entre 2006 et 2008 :

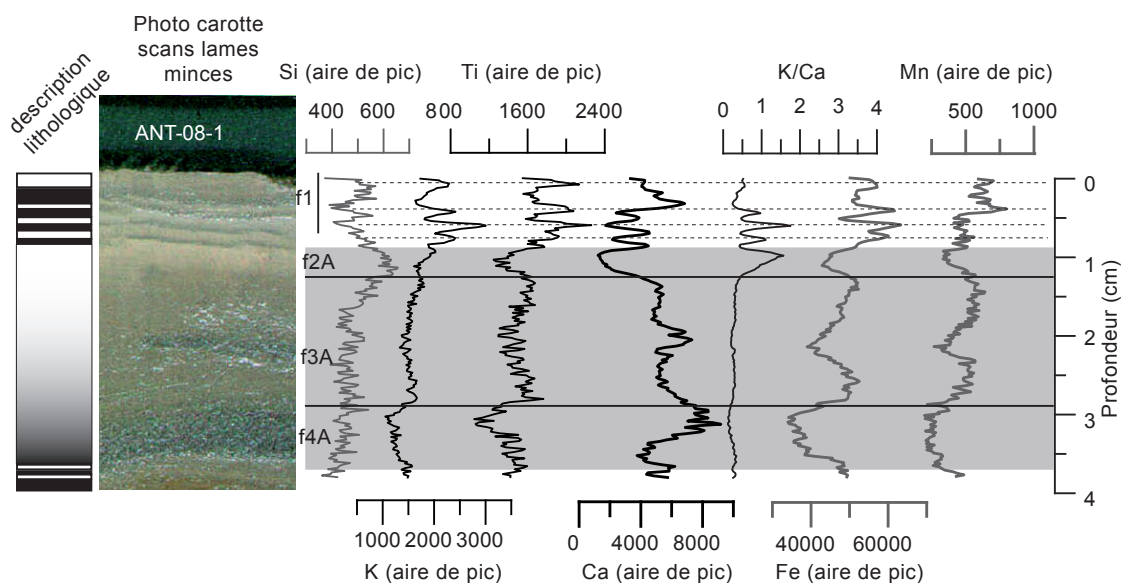


Figure 2.1.8. Profil d'éléments majeurs (Si, K, Ti, Ca, Fe et Mn). Le rapport K/Ca représente le dépôt de décantation des argiles/silts fins).

- une station météorologique complète ;
- une station limnologique comprenant des sondes de température à 0, 2, 5, 8 et 12 m de profondeur, deux trappes à sédiments à 2 et 12 m de profondeur, et une sonde multiparamètres à 12 m mesurant la conductivité, la turbidité et la hauteur d'eau ;
- une station hydrologique a également été installée mais n'a pour l'instant pas fonctionné durant une année complète en raison de problèmes techniques ;
- des capteurs de température/humidité des sols (orientation N et S) ;
- deux appareils photo, pour estimer la quantité de neige dans le bassin versant.

Ce dispositif de mesure a permis de montrer que la mobilisation de sédiments dans ce bassin versant d'altitude est principalement engendrée par les événements de précipitation prolongés et intenses, au cours de l'été. En revanche, la fonte des neiges ne semble pas ou peu influencer les apports de sédiments vers le lac. Entre le 5 juin et le 8 septembre 2007 une séquence de type-A (2 cm d'épaisseur) et 4 doublets de lamines se sont déposés dans la trappe à sédiment installée à 12 m de profondeur. La séquence de type-A est supposée s'être déposée au cours de l'événement de crue du 20 juillet (Fig. 2.1.9.). En effet, à cette date une crue importante du Giffre a eu lieu à Sixt Fer-à-Cheval situé en aval du lac. La station météorologique installée en septembre 2007 (Fig. 2.1.1.B) a enregistré 154 mm en 48 heures avec un maximum d'intensité de 18,2 mm/heure. Suite à cet événement le lac est resté turbide au moins jusqu'au 15 septembre, date à laquelle nous avons effectué le carottage long (fig. 2.1.9.). L'absence de lamine sous ce dépôt démontre que la fonte des neiges n'a peu ou pas d'influence sur les apports de sédiments dans le lac. Ceci est probablement lié à l'exposition N-NW des pentes les plus raides qui ne permet pas au manteau neigeux de fondre suffisamment rapidement pour générer des débits susceptibles de mobiliser du sédiment.

La comparaison entre les mesures de température du lac et les précipitations (mm/h) montre que les événements de précipitation prolongés et intenses provoquent une rupture de la stratification thermique. Ces ruptures sont liées aux apports d'eaux chargées de sédiments sous formes de courant de densité. Quatre doublets de lamines se sont déposés après la crue du 20 juillet. Ils sont probablement associés aux quatre ruptures de la stratification observées dans le lac (fig. 2.1.9.).

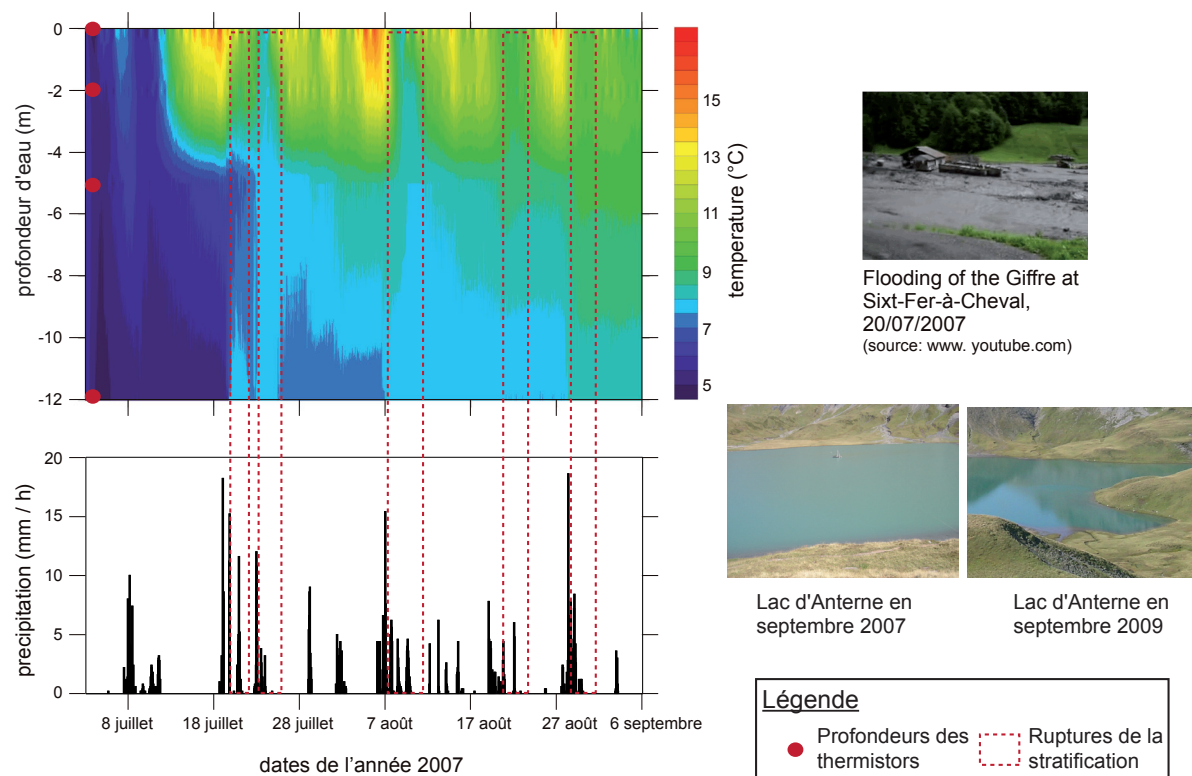


Figure 2.1.9. Evolution de la structure thermique du Lac d'Anterne et des précipitations sur le bassin versant au cours des étés 2007 et 2008. Les ruptures de la stratification thermique (rectangles blancs) correspondent aux entrées d'eau chargée à l'occasion des crues torrentielles. La plus importante d'entre elles est survenue à la suite de la crue dévastatrice du 20 juillet 2007 (extrait du rapport d'avancement du BQR LOST).

Les séquences de type-L correspondent donc à des dépôts de crues tout comme les séquences de type-A. Le suivi du transfert de sédiments du bassin versant vers le lac, confirme notre hypothèse formulée à partir des observations granulométriques en lames minces.

Au cours de l'été 2008, seul un doublet et une rupture de la stratification ont été observés alors que plusieurs événements de précipitations intenses ont été enregistrés par la station météo. La durée des événements, mais aussi la disponibilité en matériaux apparaissent aussi comme des paramètres importants pour générer le transfert de matière dans le bassin versant et le dépôt de sédiment dans le lac.

2. c. Pourquoi le lac d'Anterne n'est pas favorable à la formation de varves clastiques ?

Nous avons exposé dans la première partie de la thèse l'existence de varves clastiques « classiques » (composées de deux lamines) mais aussi de varves clastiques « complexes », liées à l'intercalation d'événements de précipitation ou de fonte plus intenses (neige ou glace) au sein de la varve classique. Dans le second cas, la limite entre la fin et le début d'une nouvelle année (varve) peut être déterminée grâce aux caractéristiques de la lamine déposée en automne et/ou hiver.

A Anterne, il n'y a que très peu de particules argileuses (< 2 µm), comme le montre les distributions granulométriques (Fig. 2.1.5.). D'après la loi de Stokes¹, les particules les plus fines d'Anterne (mode à 7 µm) se déposent au fond du lac en 3 jours (Fig. 2.1.10.). La sédimentation étant uniquement contrôlée par des événements de précipitation, la lamine de décantation de silts fins peut se déposer à la fin de chaque événement lorsque le courant redevient faible. Si plusieurs crues ont lieu durant l'été, alors plusieurs doublets de lamines pourront se déposer, sans aucune caractéristique particulière de la lamine claire de silts fins déposée en dernier. Etant donné le nombre variable d'événements de précipitation d'une année sur l'autre, il est impossible de reconnaître les dépôts correspondant à chaque année.

		Temps de décantation (jour)											
		312	625	1562	3123	4060	4685	6246	9369	12492	15615	23423	31231
taille (µm)	0.2	312	625	1562	3123	4060	4685	6246	9369	12492	15615	23423	31231
	0.5	50	100	250	500	650	750	999	1499	1999	2498	3748	4997
	1	12	25	62	125	162	187	250	375	500	625	937	1249
	2	3	6	16	31	41	47	62	94	125	156	234	312
	3	1	3	7	14	18	21	28	42	56	69	104	139
	4	1	2	4	8	10	12	16	23	31	39	59	78
	5	0	1	2	5	6	7	10	15	20	25	37	50
	6	0	1	2	3	5	5	7	10	14	17	26	35
	7	0	1	1	3	3	4	5	8	10	13	19	25
	8	0	0	1	2	3	3	4	6	8	10	15	20
	9	0	0	1	2	2	2	3	5	6	8	12	15
10	0	0	1	1	2	2	2	4	5	6	9	12	
		1	2	5	10	13	15	20	30	40	50	75	100
		Profondeur (m)											

Figure 2.1.10. Relation entre le temps de décantation, la taille des particules et la profondeur du lac selon la loi de Stokes calculée pour une eau à 4°C. Les valeurs pour le Lac d'Anterne sont encadrés (13 m de profondeur). Les cases vertes foncées et vertes claires correspondent aux cas où les temps de décantation sont supérieurs à trois mois et deux mois, respectivement.

L'existence d'une lamine de décantation de « vraies argiles » en automne/hiver apparaît donc cruciale pour que des sédiments laminés soient varvés. Pour cela, la présence d'une grande quantité d'argiles dans le bassin versant est nécessaire. Celle-ci devrait être favorisée dans les bassins versant comportant un glacier ou des moraines importantes. Selon la loi de Stokes,

¹ loi de Stokes: $v = 2r^2 g \Delta(\rho) / 9 \mu$ où v est la vitesse des particules (en m/s), r son rayon (en m), g l'accélération de la gravité et $\Delta(\rho)$ la différence de masse volumique entre la particule et le fluide.

la profondeur du lac joue aussi un rôle important. Cependant, les valeurs calculées par cette loi sont probablement en réalité plus élevées en raison de la flocculation des argiles pouvant favoriser leur flottaison. Le maintien en suspension des argiles durant tout l'été, doit également être favorisé par un courant continu conservant une agitation du milieu jusqu'au moment où le lac gèle. Ce courant continu ne peut-être lié qu'à la fonte de neige ou glace. De plus, même si une partie des argiles se déposent durant cette période (aggrégation sur des particules plus denses), les apports de sédiments plus grossiers continus, liés à la fonte, se mélangent aux argiles permettant la distinction avec la lamine d'hiver. Les temps de décantation prédits par la loi de Stokes ont été calculés pour une eau à 4°C (température pour laquelle l'eau est la plus dense) (Fig. 2.1.10.). Même si l'on suppose une température de surface à 15°C (ce qui est déjà supérieure à la température généralement mesurée dans les lacs d'altitude), la différence de densité n'est que de 1 kg/m³. Cette différence a une influence négligeable sur le maintien en suspension des argiles. L'existence d'une barrière de densité liée à la stratification thermique du lac, n'est donc pas un paramètre influençant la formation des varves.

En conclusion, une quantité importante « d'argiles vraies » dans le bassin versant et un processus de maintien en suspension de celles-ci sont nécessaires pour la reconnaissance d'un cycle annuel de dépôt (varves). Dans les lacs peu profonds un processus régulier d'apport sédimentaire permettrait de conserver une partie des argiles en suspension durant l'été. Ce processus peut être la fonte du manteau neigeux ou celle d'un glacier. Dans le cas des lacs d'altitude dans les Alpes, les bassins versants sont relativement petits et contraint par le relief généralement important contrairement aux lacs du cercle polaire. Les zones exposées à la fonte rapide de grande quantité de neige sont de fait spatialement limitées, ce qui ne favorise pas la mobilisation de matériaux lors de ce processus. Le cas du Lac d'Anterne¹ met en évidence une différence majeure entre les sites de hautes altitudes et ceux de hautes latitudes, pour lesquels la formation de varves clastiques liées à la fonte des neiges est un phénomène courant (Francus et al., 2002 ; Francus et al., 2008 ; Lamoureux, 1999a ; Lamoureux, 1999b). La présence de telles varves dans des lacs des Alpes n'est pas impossible (Lac de Braie en Italie ; Irmiler et al., 2006) mais reste rare, probablement en raison des caractéristiques de bassin versant évoquées ci-dessus qui semblent nécessaires pour favoriser leur formation. Les travaux de Leeman & Niessen (1994) suggèrent que les lacs présentant un glacier dans leurs bassins versants sont plus susceptibles de présenter des varves clastiques. Cette hypothèse pourrait s'expliquer en raison de l'importante quantité de matériel facilement mobilisable (farine glaciaire) disponible lors de la fonte estivale et qui aura tendance à rester plus longtemps en suspension. De plus, l'apport de matériel en continu durant toute la saison où le lac est dégelé empêche la décantation des argiles purs.

¹ L'étude sur la sédimentation du Lac Silvaplana (dans les Alpes Suisses) montre également une relation entre l'apparition de varves clastiques et la présence d'un glacier dans le bassin versant (Leeman & Niessen, 1994).

2. d. Essai de recherche d'un signal annuel

Les sédiments du lac d'Anterne sont donc laminés mais pas varvés. Les laminations ont un rythme de dépôt irrégulier, inférieur ou égal à une année. Les caractéristiques physiques du sédiment ne permettent pas de reconnaître un cycle annuel de dépôt. Cependant, il pourrait exister d'autres paramètres influencés par un processus annuel. Les mécanismes biologiques peuvent constituer des horloges intéressantes. Mais ni les diatomées, ni la matière organique lacustre ne sont suffisamment bien préservées dans le sédiment pour reconnaître une cyclicité annuelle.

La seule caractéristique annuelle du système lacustre est la couverture de glace sur le lac durant tout l'hiver et la majeure partie du printemps. Ceci conduit à la mise en place d'une couche d'eau désoxygénée à proximité du fond du lac. L'activité biologique dégradant la matière organique à l'interface eau-sédiment produit la « demande benthique en oxygène » qui pompe l'oxygène de l'hypolimnion. Les éléments dépendant des conditions d'oxydoréduction, tels que le fer et le manganèse, pourraient donc représenter un potentiel intéressant pour la détection de la lamine d'hiver.

Enregistrement haute résolution du Fer et du Manganèse dans les sédiments

Deux observations ont mené à des investigations plus poussées sur la possibilité d'enregistrer une cyclicité annuelle à partir des éléments rédox-dépendants présents dans les sédiments du lac d'Anterne : (1) des pics de manganèse ont été observés seulement au sommet de certaines lamines argileuses suggérant une précipitation d'hydroxydes de Mn au moment du retournement de la colonne d'eau au début de l'été (Fig. 2.1.13. A), (2) au moment de la fonte des neiges, de la précipitation d'oxydes de fer a été observée dans le lac au niveau des zones littorales (Fig. 2.1.13. B).

Le ^{137}Cs a été mesuré sur la carotte ANT-06-4 (D. Enters, com. pers.). Par corrélation à l'aide de niveaux repères tel que les séquences A et B, les pics correspondant au maximum des essais nucléaires atmosphériques en 1963 et à l'accident de Chernobyl en 1986 ont été replacés sur la carotte ANT-07-B1a. Ces marqueurs chronologiques ont pu être utilisés afin de vérifier l'hypothèse d'une cyclicité annuelle des pics de Mn présents au sommet des lamines d'argiles (déposées en hiver). Les pics de Mn suivant les pics de K/Ca (associés aux lamines d'argiles) et précédant les pics de Ca (associés aux lamines de silts grossiers et de sables) ont donc été comptés. 20 à 24 pics de Mn ont été dénombrés entre les pics de ^{137}Cs de 1963 et 1986 (Fig. 2.1.13. A). La marge d'erreur est liée à la difficulté de distinction de certains pics de Mn par rapport au bruit de fond. Le comptage réalisé apparaît donc concordant avec les pics de ^{137}Cs .

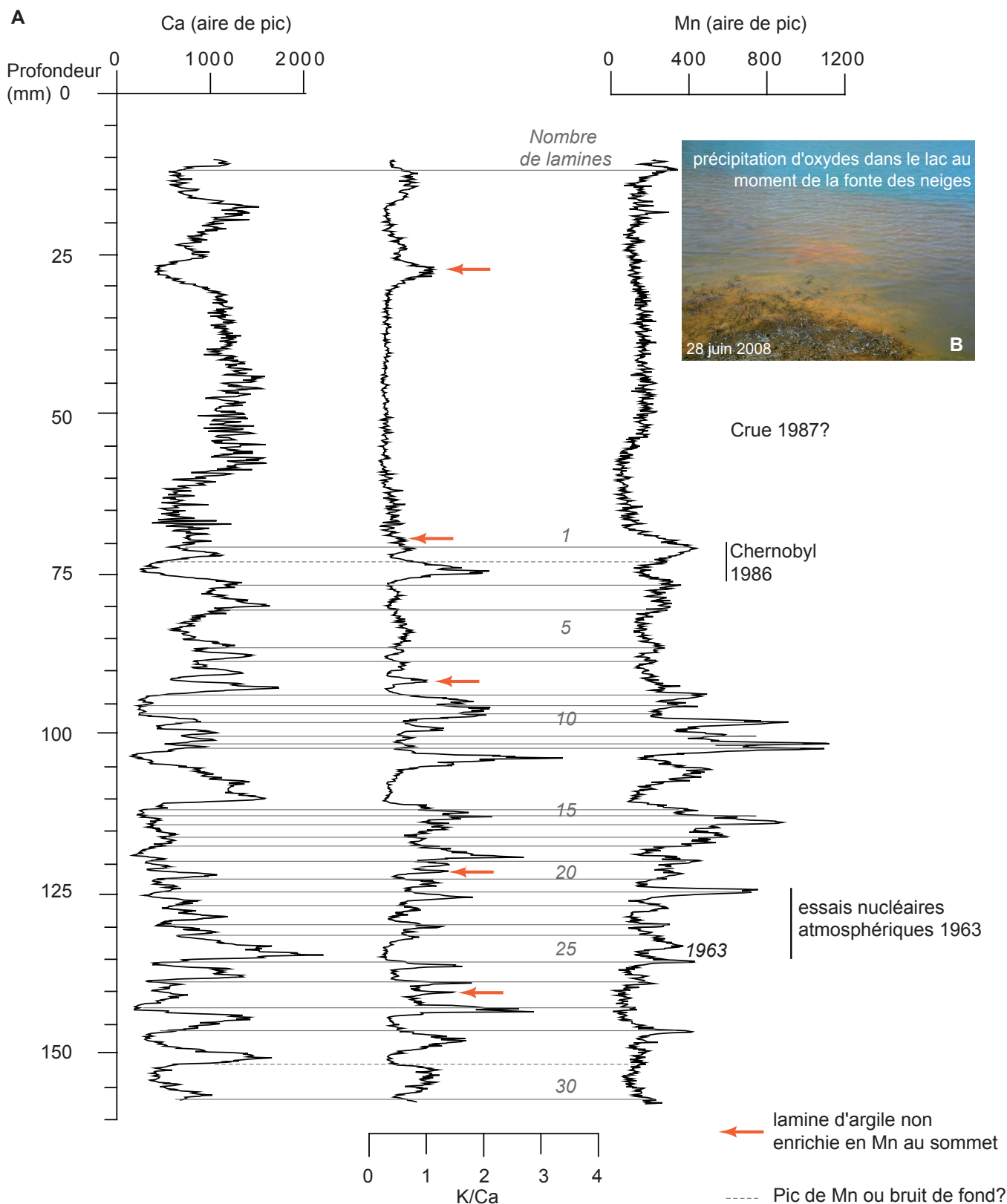


Figure 2.1.13. Profil de Ca, K/Ca et Mn (sommet de la carotte ANT-07-B1a).

Cependant, étant donné la résolution de l'échantillonnage pour les analyses de radioéléments, il n'est pas possible d'affirmer que cette méthode de datation fonctionne bien. D'autre part

certains pics ont été comptés alors qu'ils pourraient être liés au bruit de fond de la mesure. Des pics de manganèse associés à des pics de calcium (lamine de silts grossiers et sables) sont observés (Fig. 2.1.13. A). Ils pourraient être d'origine détritique ou refléter une réoxygénation du fond liée au dépôt de la crue.

Etude de la cyclicité du dépôt de Fer et Manganèse : précipitation et préservation

Afin de comprendre l'origine des pics de manganèse observés dans le sédiment et de mettre en évidence une éventuelle cyclicité annuelle, un début de suivi de l'oxygénation au fond du lac et des concentrations en Fe et Mn dissous a été mis en place. Ces résultats ainsi que des mesures de géochimie à haute résolution (Itrax, 200 μm) dans les dépôts correspondant à l'année exceptionnelle de 2007 ont été utilisés pour réaliser un modèle conceptuel de dépôt et discuter la potentialité d'une cyclicité annuelle marquée par les pics de Mn.

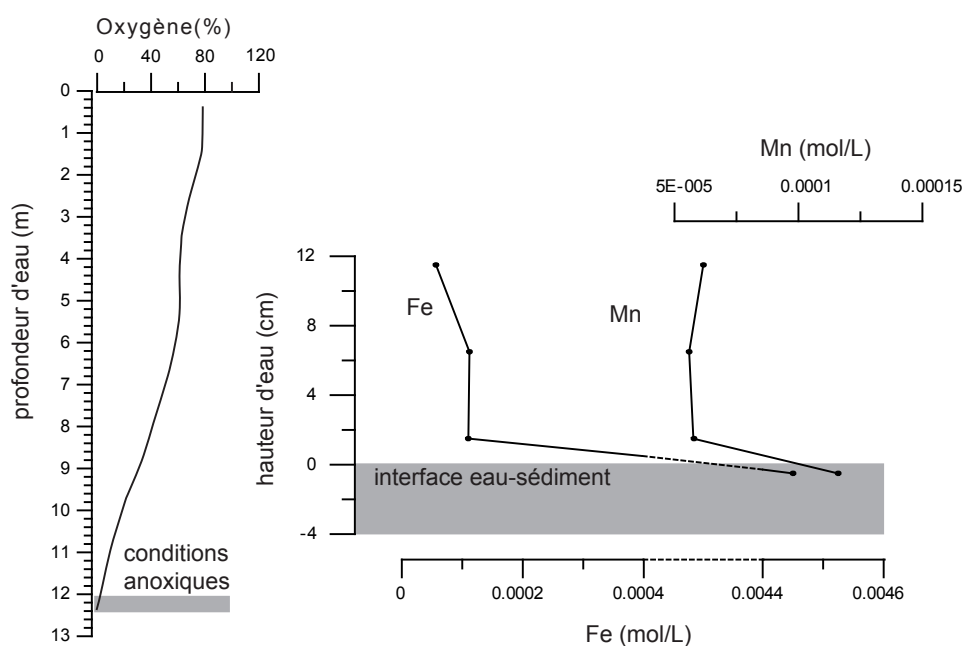


Figure 2.1.14. Profil d'oxygène de la colonne d'eau sous la glace (7 mai 2009). Concentrations en Fe et Mn dissous au niveau de l'interface eau-sédiment.

Le 7 mai 2009, un profil de concentration en oxygène dissous a été réalisé avec une sonde automatique de marque RBR. La tranche d'eau désoxygénée était alors d'environ 10 cm (Fig. 2.1.14.). L'hypolimnion est anoxique en hiver en raison de la couverture de glace en surface et de la dégradation de la matière organique produite au cours de l'été. Le même jour, des prélèvements d'eau ont été réalisés au-dessus et juste au-dessous de l'interface eau-sédiment. Les concentrations en fer et manganèse dissous mesurées sont très élevées. Les profils de Fe et Mn présentent un enrichissement dans le sédiment. Cet enrichissement pourrait être surévalué

car l'échantillon prélevé correspond à un mélange de sédiment et d'eau porale acidifiée (pour conserver les éléments dissous). Ceci a probablement entraîné une dissolution d'une partie du solide et contribué à l'augmentation des concentrations mesurées. La diminution de la concentration en Fe à 11.5 cm au-dessus de l'interface eau-sédiment pourrait refléter le taux d'oxydation plus rapide du Fe par rapport au Mn, comme présenté dans la figure 2.1.14.

La fonte de la couche de glace en surface au début de l'été entraîne le mélange de la colonne d'eau et donc l'oxygénation de l'hypolimnion. Le Fe, puis ensuite le Mn dissous précipitent dans les sédiments de surface (Davison, 1993). Afin de déterminer les comportements possibles de ces deux éléments au cours de l'été et de l'automne, un suivi de l'oxygénation en relation avec les crues a été mis en place entre le 22 juillet et le 22 octobre 2009. L'oxygène au fond du lac a été mesuré toutes les heures. La comparaison de ces mesures avec celles de turbidité dans le lac et de précipitations dans le bassin versant, montrent une augmentation de l'oxygénation

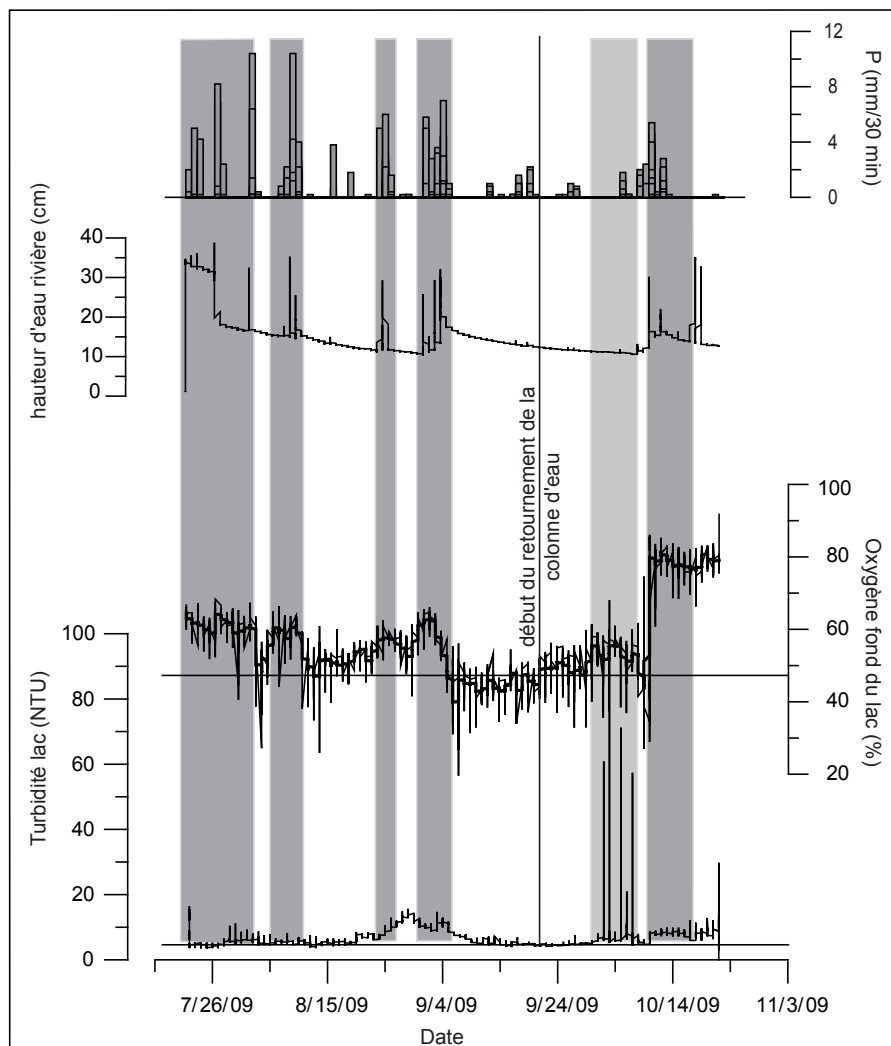


Figure 2.1.15. Evolution de l'oxygénation au fond du lac entre le 22 juillet et 22 octobre 2009. Comparaison avec les précipitations, la hauteur d'eau dans la rivière et la turbidité dans le lac.

de l'hypolimnion lors des crues (Fig. 2.1.15.). Cependant, entre ces périodes de crues, la concentration en oxygène n'est pas descendue au-dessous de 20 %. Le fond du lac n'est donc pas complètement désoxygéné durant l'été probablement en raison des précipitations.

Autour du 20 septembre, l'augmentation de l'oxygène observée n'est pas associée à des précipitations. Elle reflète donc probablement le début du retournement de la colonne d'eau. La rupture de la stratification thermique s'accroît fin septembre, ce qui explique probablement l'augmentation de la turbidité au fond du lac alors qu'aucun événement de précipitation n'est enregistré. Cette turbidité traduirait la décantation des argiles. Une grande partie du Fe et du Mn apportés par les crues est donc supposée rester à l'état oxydé (solide) durant tout l'été.

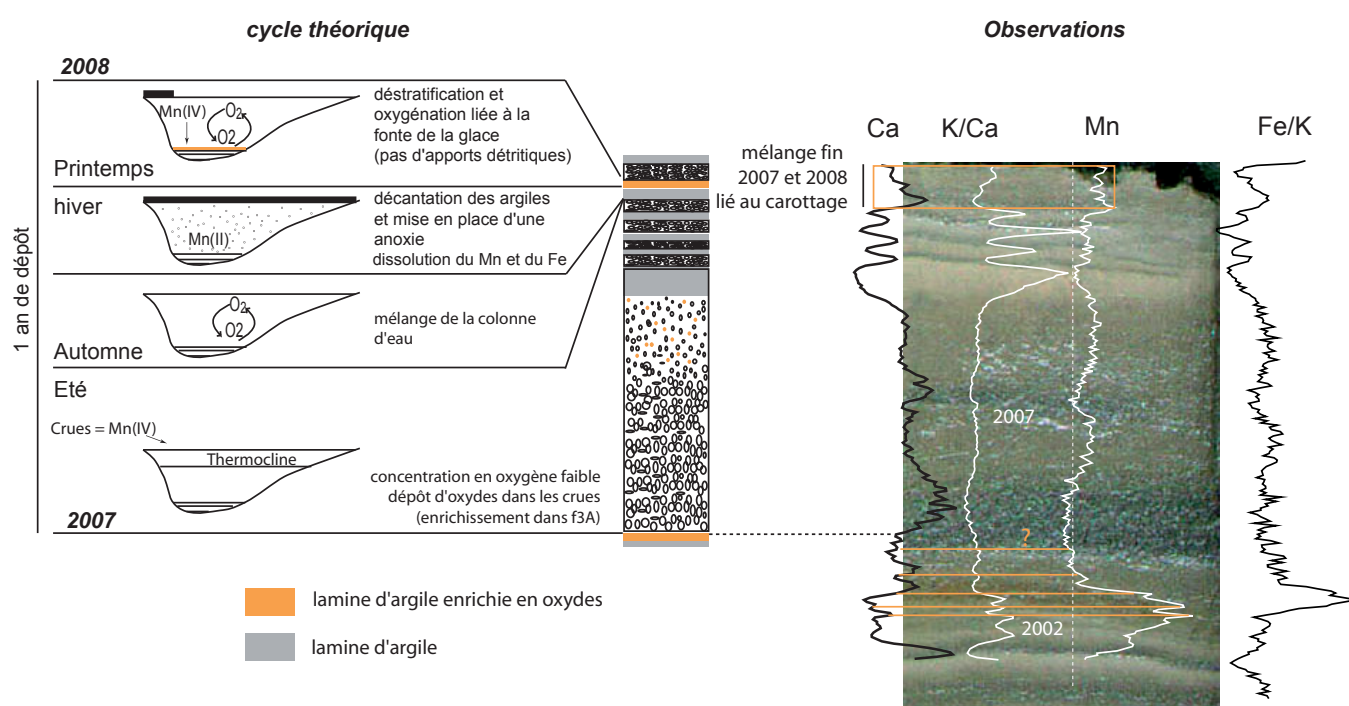


Figure 2.1.16. Cycle théorique du dépôt des oxydes de Fe et Mn. Comparaison avec les mesures de Ca, K/Ca et Mn réalisées dans les sédiments déposés en 2007 et 2008.

Les analyses géochimiques à haute résolution, réalisées dans les dépôts de 2007 et 2008 montrent que le manganèse est légèrement enrichi dans le faciès f3A composé de silts de taille moyenne et d'argiles (Fig. 2.1.16.). Ce manganèse pourrait être d'origine détritique. Les lamines de décantation d'argile de l'année 2007 en sont dépourvues, ce qui est en accord avec l'hypothèse d'une précipitation de manganèse seulement au début de l'été lors du mélange de la colonne d'eau. Cependant, sous le dépôt de crue de 2007, le pic supposé être associé à la précipitation de manganèse du début de l'été n'est pas très net, de même que celui de K/Ca représentant la lamine de décantation d'argiles. Une érosion liée au dépôt de crue pourrait expliquer ce résultat. L'interface de cette carotte prélevée en 2008 n'a pas été parfaitement préservée, ce qui a entraîné un mélange du dernier doublet déposé en 2007 avec celui de 2008. Il n'est donc pas

possible de vérifier la préservation du pic de précipitation d'oxydes dans la dernière lamine de décantation d'argile déposée en 2007. Néanmoins, on observe une concentration assez élevée en Mn dans les dépôts mélangés de la fin 2007 et 2008 qui pourrait être liée à la précipitation des oxydes. En conclusion, il n'est pas possible de confirmer ou infirmer l'enregistrement d'un cycle annuel dans le signal de Mn à partir des analyses géochimiques à haute résolution dans la carotte prélevée en 2008.

Nous remarquons également que les pics de Mn se surimposent à une tendance plus basse fréquence (Fig. 2.1.13.). En effet, on peut voir des augmentations de la concentration en Mn associées à plusieurs doublets de lamines. Ces périodes de fortes concentrations sont généralement suivies de dépôts de crues caractérisés par les séquences A. Elles pourraient refléter le passage rapide de la zone oxique du sédiment (riche en oxydes) vers la zone anoxique plus en profondeur et seraient alors dépendantes du taux de sédimentation (Granina et *al.*, 2004). Elles correspondraient alors à la préservation de paléo-limites d'oxydoréduction dans le sédiment. Ce résultat pourrait remettre en question la possibilité d'enregistrer un cycle annuel de dépôt à travers le signal de Mn. Il met aussi en évidence la complexité des processus affectant cet élément.

Tous ces résultats montrent qu'il est difficile de prouver de manière irréfutable l'enregistrement dans les sédiments d'un cycle annuel de dépôt du Mn. Une des possibilités, afin de poursuivre les investigations sur l'hypothèse d'un enregistrement annuel de la précipitation des oxydes de manganèse dans les sédiments laminés d'Anterne, serait de mesurer chaque année le Mn à haute résolution sur de nouvelles carottes prélevées. Ceci permettrait de mettre en évidence ou non l'existence d'un pic de Mn à chaque fin de cycle. L'on pourrait également mesurer la concentration en soufre à haute résolution pour étudier la précipitation des sulfures de fer qui pourrait se produire au cours de l'hiver en condition anoxiques.

L'existence d'une cyclicité annuelle n'ayant pas été démontrée, les efforts de datation se sont portés sur la recherche d'un maximum de macrorestes terrestres dans la carotte de sédiment afin d'obtenir un modèle d'âge le plus juste et précis possible. Cette étape est nécessaire dès lors que l'on désire travailler sur les modifications environnementales et climatiques à partir des sédiments lacustres.

Références bibliographiques (Chapitre 1)

Arnaud F., Lignier V., Revel M., Desmet M., Beck C., Pourchet M., Charlet A., Trentesaux A., Tribovillard N. 2002. Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova*, 14-4, pp. 225-232.

- Arnaud F., Enters D., 2008. Rapport d'avancement du projet BQR/APS B2008-27: Long-term monitoring of Sediment Transfert processes in an alpine catchment (Lake Aterne, Haute Savoie) (LOST). 11 pp.
- Davison W., 1993. Iron and manganese in lakes. *Earth Science Reviews* 34: 119-163.
- Enters D., Giguët-Covex C., Arnaud F., Chapron M., Vidal O., 2007. Climatically controlled sediment deposition patterns in a high alpine lake (Lac d'Anterne, French Alps). EGU congress Vienne (Poster)
- Francus P., Bradley R.S., Abbott M.B., Patridge W., Keimig F., 2002. Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters. *Geophysical Research Letters*, vol 29, 20:
- Francus P., Bradley R.S., Lewis T., Abbott M., Retelle M., Stoner J., 2008. Limnological and sedimentary processes at Sawtooth Lake, Canadian High Arctic, and their influence on varve formation. *Journal of Paleolimnology* 40: 963-985.
- Granina L., Müller B., Wehrli B., 2004. Origin and dynamics of Fe and Mn sedimentary layers in Lake Baikal. *Chemical Geology* 205: 55-72.
- Irmeler R., Daut G., Mäusbacher R., 2006. A debris flow calendar derived from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy). *Geomorphology* 77: 69-78.
- Lamoureux S.F., 1999a, Catchment and lake controls over the formation of varves in monomictic Nicolay Lake, Cornwall Island, Nunavut. *Canadian Journal of Earth Science* 36: 1533-1546.
- Lamoureux 1999b, Spatial and interannual variations in sedimentation patterns recorded in nonglacial varved sediments from the Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology* 21: 73-84.
- Leeman A., Niessen F., 1994b. Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene* 4: 259-268.
- Meybeck M., 1995, Les lacs et leur bassin. *Limnologie générale*, Pourriot R. et Meybeck M. eds, Masson, Paris, pp. 7– 59.
- Mulder T., Alexander J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48: 269-299.
- Poulenard J., Podwojewski P (2006) Alpine soils. In: Lal R. (ed.) *Encyclopedia of Soil Science*. New York: Marcel Dekker, 75-79.

Chapitre 2

La carotte longue ANT-07: réalisation d'une série composite, description lithologique et datation

1. Présentation du carottage

La mission de carottage s'est déroulée du 4 au 15 septembre 2007 à l'aide de la plateforme et des carottiers UWITEC (copropriétés des laboratoires LSCE et EDYTEM). Trois forages (A, B, C) ont été réalisés, mais seulement deux (B et C) ont été étudiés en raison de problèmes rencontrés lors du carottage A (Annexe III, rapport de mission). Le site de carottage ($45^{\circ}59'27''\text{N}$, $06^{\circ}47'53''\text{E}$) a été choisi à partir d'une première appréciation de la répartition spatiale des sédiments acquise au travers de l'étude de plusieurs carottes courtes et de profils sismiques (Enters et al. 2007, EGU). L'objectif étant d'avoir une série sédimentaire laminée la plus longue possible, la carotte a été prélevée dans la zone la plus profonde et éloignée des deltas. Le choix de ce site permet de limiter l'épaisseur des événements instantanés (séquences A et B) et d'avoir des sédiments laminés non bioturbés (au-dessous de 10 m de profondeur) (Fig. 2.2.1.).

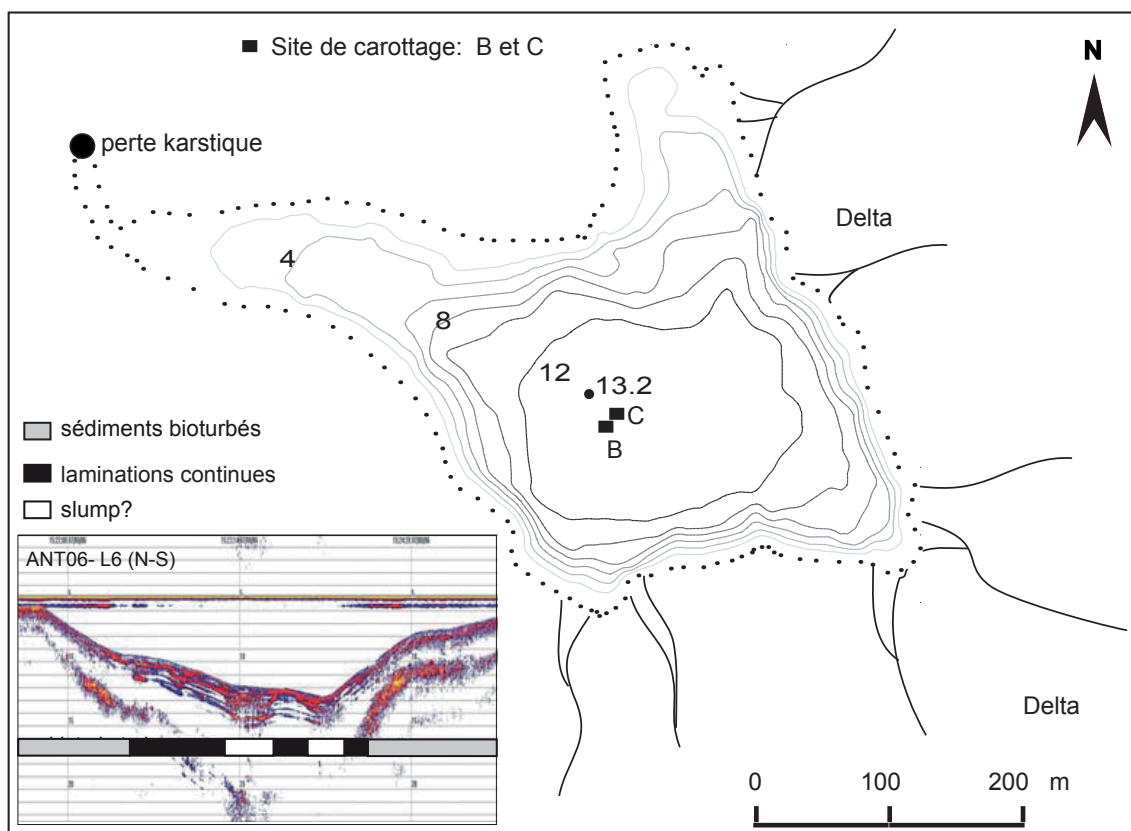


Figure 2.2.1. Présentation du site de carottage. Un profil sismique nord-sud est également présenté pour illustrer le choix du site de carottage (Enters et al., 2007, EGU).

Le carottage au site B atteint 19,3 m de profondeur et est constitué de 8 carottes de 2 m (\varnothing 90 mm) et 1 de 3 m (\varnothing 63 mm) de long. Au site C, 20,22 m de sédiments ont pu être carottés. La première carotte a été commencée \sim 1 m sous l'interface eau-sédiment afin d'assurer le recouvrement entre les deux carottages et obtenir une série composite. Ce forage est également composé de 8 carottes de 2 m (\varnothing 90 mm) et 1 de 3 m (\varnothing 63 mm). Les carottes de 3 m ont été recoupées sur place à la moitié.

Au laboratoire, toutes les carottes ont été ouvertes puis photographiées. Une moitié de chaque carotte a été conservée en tant qu'archive, tandis que l'autre a été utilisée pour toutes les analyses non-destructives puis destructives. Cette moitié a du être recoupée pour le passage au banc multi-paramètres Geotek à Besançon, car les carottes ne doivent pas dépasser 1.5 m de long (tableau 2.2.1.). Deux nouvelles sections ont donc été obtenues. Elles ont été nommées a et b. Le choix de la profondeur de découpe a été fait de manière à ce que les sections b des deux carottages présentent une zone de recouvrement.

carottage B			carottage C		
nom sections	longueur (cm)	profondeur découpe (cm)	nom sections	longueur (cm)	profondeur découpe (cm)
ANT-07-B1	175.5	46.5	ANT-07-C1	182.7	33.5
ANT-07-B2	189.1	73.4	ANT-07-C2	188.5	50.9
ANT-07-B3	189	50.5	ANT-07-C3	189.5	63.3
ANT-07-B4	188.4	55.5	ANT-07-C4	189.5	69.5
ANT-07-B5	185	64.5	ANT-07-C5	182.7	47.8
ANT-07-B6	186	44.5	ANT-07-C6	176.2	51.9
ANT-07-B7	188.9	39.5	ANT-07-C7	184.2	79.3
ANT-07-B8	183.6	39	ANT-07-C8	160.8	83.8
ANT-07-B9a	140.5		ANT-07-C9a	125.3	
ANT-07-B9b	151	68	ANT-07-C9b	150.7	

Tableau 2.2.1. Liste des carottes et profondeurs auxquelles elles ont été recoupées.

2. Etablissement d'une série composite

Les deux carottages B et C ont été corrélés à partir de niveaux repères détectés visuellement et à l'aide des analyses de susceptibilité magnétique (SM) et de réflectance (L^*) (Fig. 2.2.2.). Un zoom sur les corrélations avec les trois méthodes est présenté dans la figure 2.2.3. Ces corrélations ont permis de définir une série composite continue sur laquelle toutes les analyses présentées dans cette étude ont été réalisées. La série sédimentaire complète mesure 20,215 m de long.

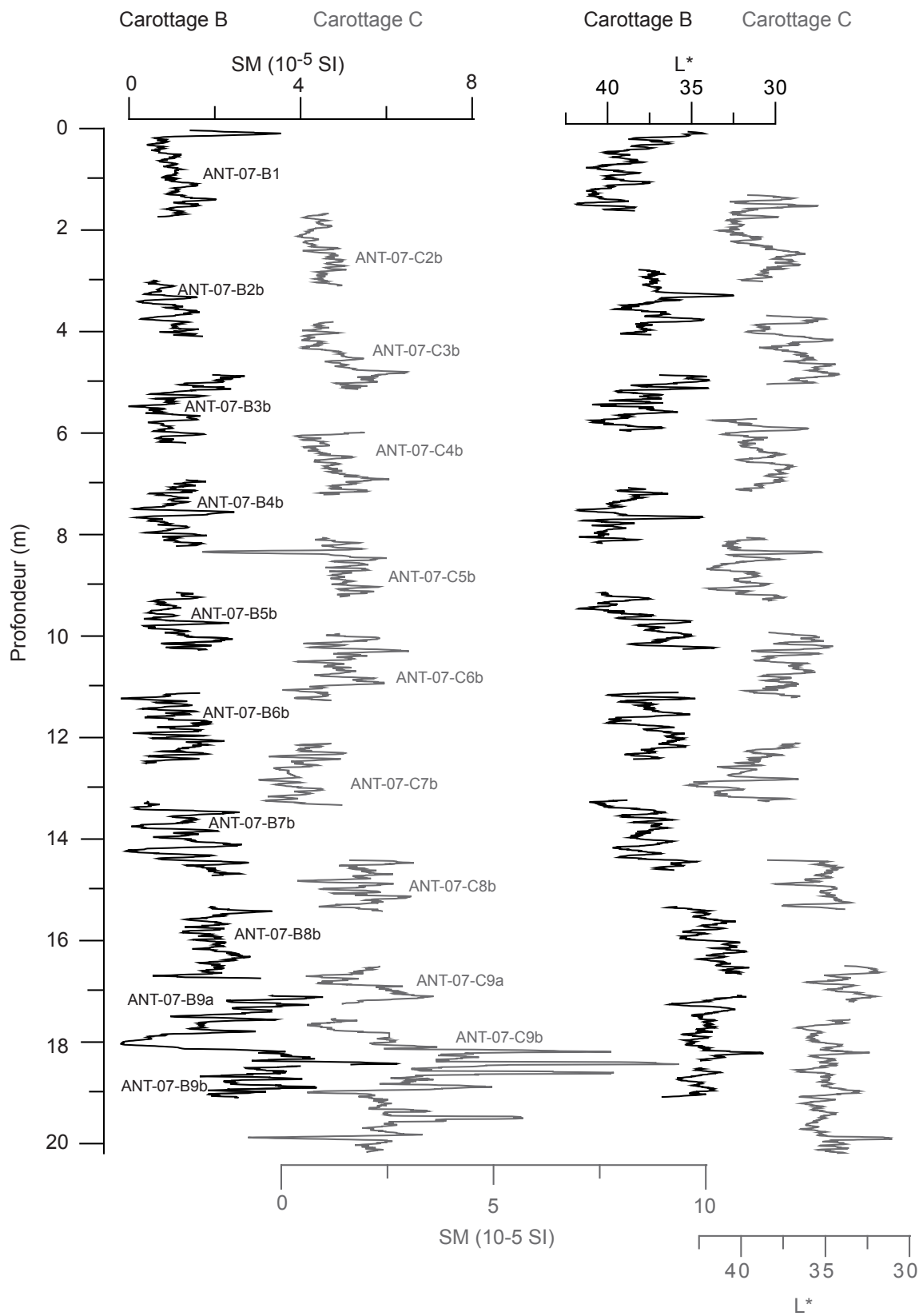


Figure 2.2.2. Corrélation entre les carottages B et C à partir des analyses de SM et L* (réflectance). Les analyses sont présentées à une résolution de 5 cm.

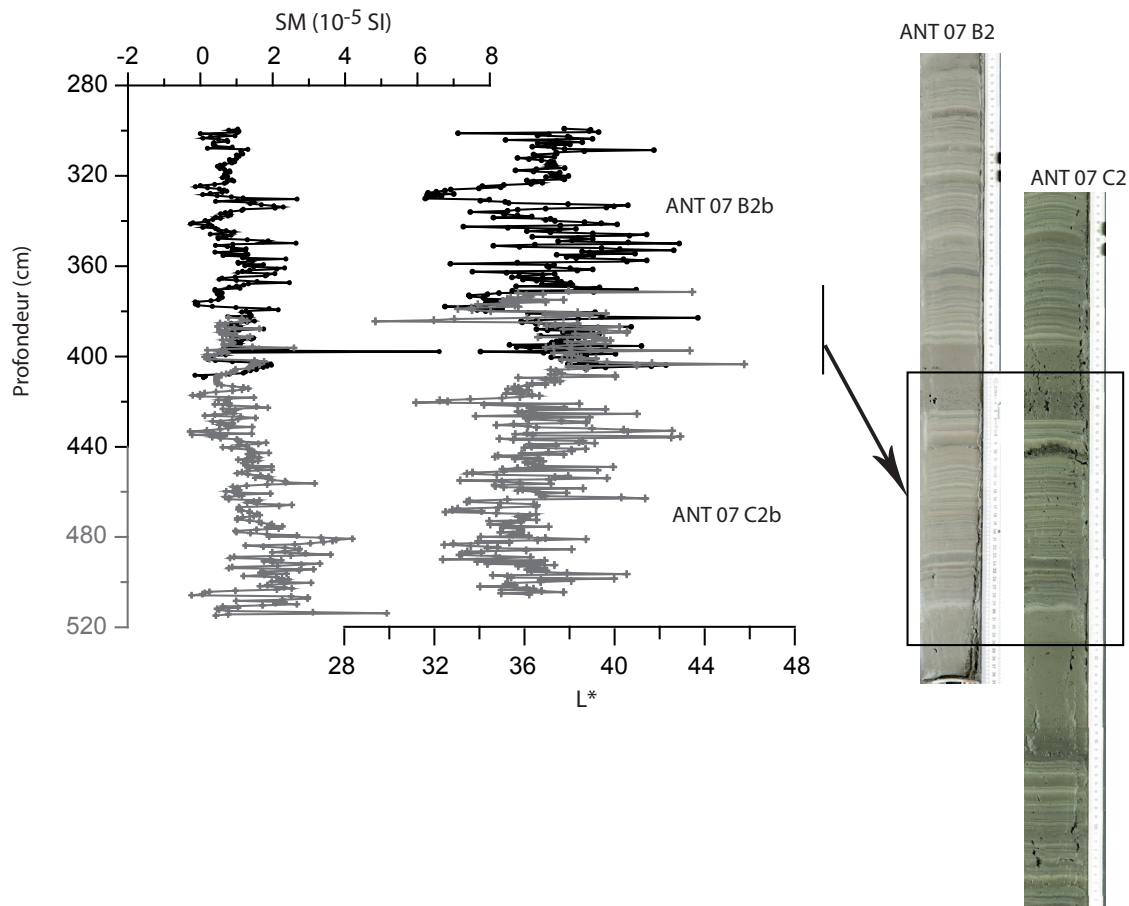


Figure 2.2.3. Zoom sur la corrélation entre les carottes ANT-07-B2b et ANT-07-C2b à partir des analyses de SM (résolution 1 cm), de L^* (résolution 1 cm) et des niveaux repères observés visuellement.

3. Description lithologique

La série sédimentaire complète présente des laminations millimétriques à plurimillimétriques, au sein desquelles s'intercalent des séquences complexes de dépôts instantanés. Les lamines gris clair sont argilo-silteuses et les lamines gris foncé sont silto-sableuses. La sédimentation instantanée représente 42,6 % (861,5 cm) de la sédimentation totale.

Deux unités ont été mises en évidence sur la base de la couleur des lamines (observations visuelles et L^*) et de la SM (Fig. 2.2.4.) :

- L'unité 1 (U1 : 0-14,4 m de profondeur) est caractérisée par une alternance de séquences laminées claires et de séquences laminées plus sombres. La SM est très faible ($1 \cdot 10^{-5}$ SI en moyenne). Les dépôts instantanés intercalés entre les doublets de lamines sont caractéristiques des séquences de type A (dépôts de crues) et des séquences de type B (dépôts de remaniements gravitaires) (Arnaud et al. 2002). Les dépôts de remaniements gravitaires apparaissent seulement au-dessus de 10,9 m de profondeur. Des dépôts de crues très épais sont observés entre 13,2 et 3 m de profondeur.

Nom section	Profondeur (cm)		Nom section	Profondeur (cm)	
	section maitre	composite		section maitre	composite
ANT-07-B1a	sommet	0	ANT-07-B6b	sommet	15.2
	base	46.1		base	107.5
ANT-07-B1b	sommet	0	ANT-07-C6b	sommet	7.3
	base	122.9		base	119.5
ANT-07-C1b	sommet	5	ANT-07-B7b	sommet	6.9
	base	141.7		base	128.7
ANT-07-B2b	sommet	11	ANT-07-C7b	sommet	12.75
	base	91.9		base	94.9
ANT-07-C2b	sommet	9.8	ANT-07-B8b	sommet	4.1
	base	113		base	139.8
ANT-07-B3b	sommet	7.1	ANT-07-C8b	sommet	22.8
	base	114.3		base	72.9
ANT-07-C3b	sommet	0	ANT-07-B9a	sommet	15.8
	base	119.4		base	108.7
ANT-07-B4b	sommet	26.9	ANT-07-C9a	sommet	60.6
	base	118		base	112
ANT-07-C4b	sommet	4.2	ANT-07-B9b	sommet	13.8
	base	107.8		base	40.8
ANT-07-B5b	sommet	0.3	ANT-07-C9b	sommet	17
	base	113.3		base	150.2
ANT-07-C5b	sommet	31.8			
	base	129.7			

Tableau 2.2.2. Série composite.

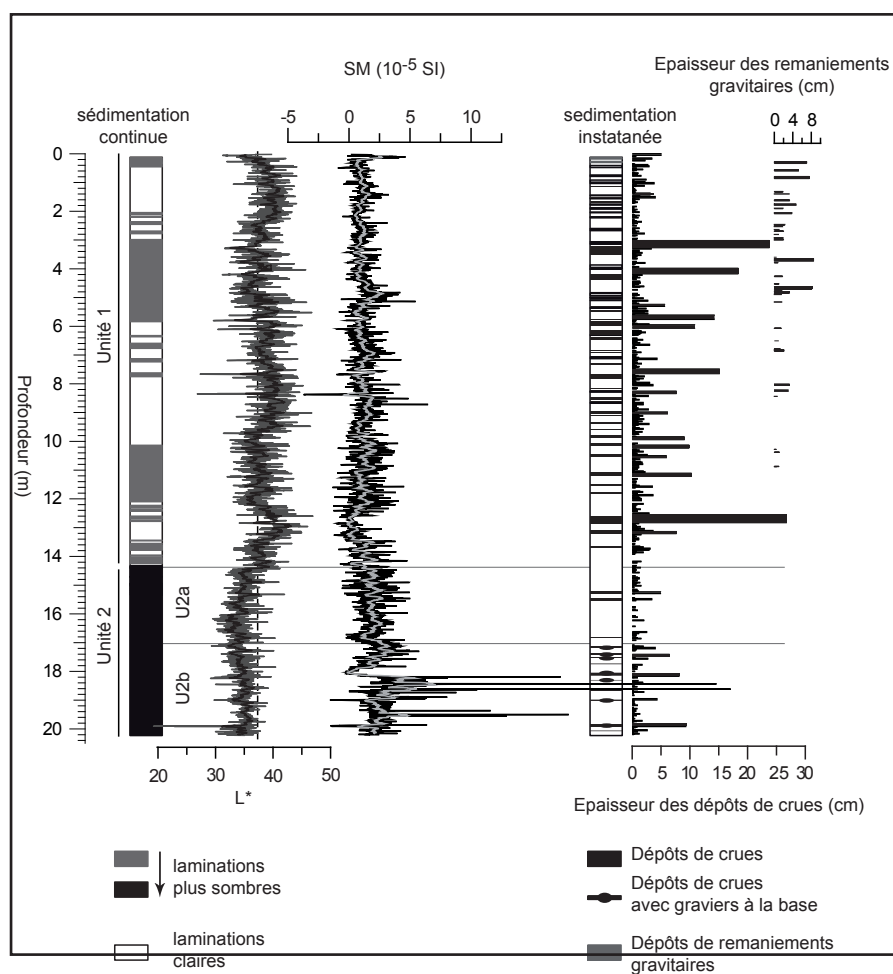


Figure 2.2.4. Log lithologique établi à partir de la description visuelle de la sédimentation, des caractéristiques de couleur (L^*) et magnétique (SM) du sédiment. Deux log lithologiques ont été réalisés : un pour la sédimentation « continue » et un autre pour la sédimentation instantanée.

- L'unité 2 (U2 : 14,4-20,2 m de profondeur) est composée de laminations très sombres (plus sombres que celles de l'unité 1). Il n'y a pas de dépôts de remaniements gravitaires. Deux sous-unités sont distinguées :
 - La sous-unité 2a (U2a : 14,4-17,1 m de profondeur) présente des dépôts de crues avec les mêmes caractéristiques que ceux de l'unité 1. La SM est plus élevée que dans l'unité 1 ($2 \cdot 10^{-5}$ SI en moyenne).
 - La sous-unité 2b (U2b: 17,1-20,2 m de profondeur) est caractérisée par des dépôts de crues présentant des graviers à leur base. La SM est plus élevée que dans l'unité 2a ($2,7 \cdot 10^{-5}$ SI en moyenne).

De plus, la réflectance diminue dans l'unité 2b et augmente dans l'unité 2a.

Des lames minces ont été réalisées dans chaque unité afin d'observer leur caractéristiques microstratigraphiques (Fig. 2.2.5.). Dans l'unité 1, des éléments figurés de matière organique sont observés dans le faciès composé de particules grossières. Dans l'unité 2a, ces éléments apparaissent plus nombreux. Les sédiments de l'unité 2b sont de couleur plus foncée (gris foncé/noir) par rapport aux autres unités. Excepté dans le niveau formé de grosses particules, il n'y a pas d'éléments figurés de matière organique.

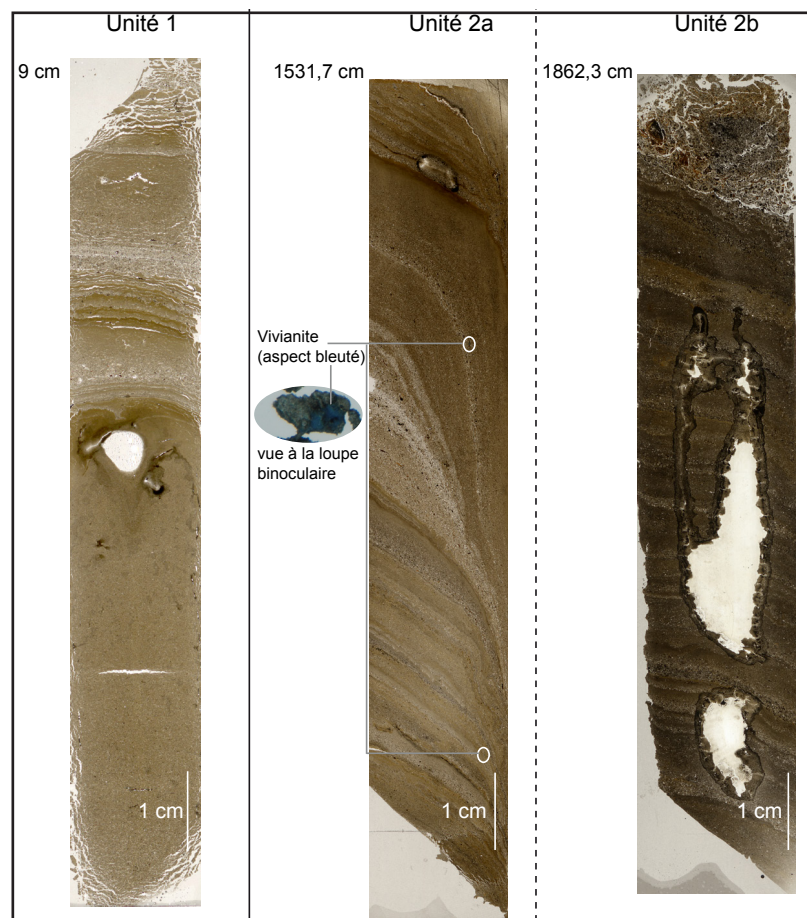


Figure 2.2.5. Zoom sur la lithologie dans chaque unité à partir des scans de lames minces.

Des cristaux de vivianite ($[\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}]$) ont été repérés sur les photos de carotte entre

14 et 16,4 m de profondeur. Quelques cristaux ont été prélevés et observés à la loupe binoculaire (Fig. 2.2.5.) et au microscope électronique à balayage (MEB) (Fig. 2.2.6.). Une analyse EDS (Energy Dispersive Spectrometry) a également été effectuée. Dans l'unité 2a, des framboïdes de pyrite ont aussi été observés au MEB (Fig. 2.2.6.).

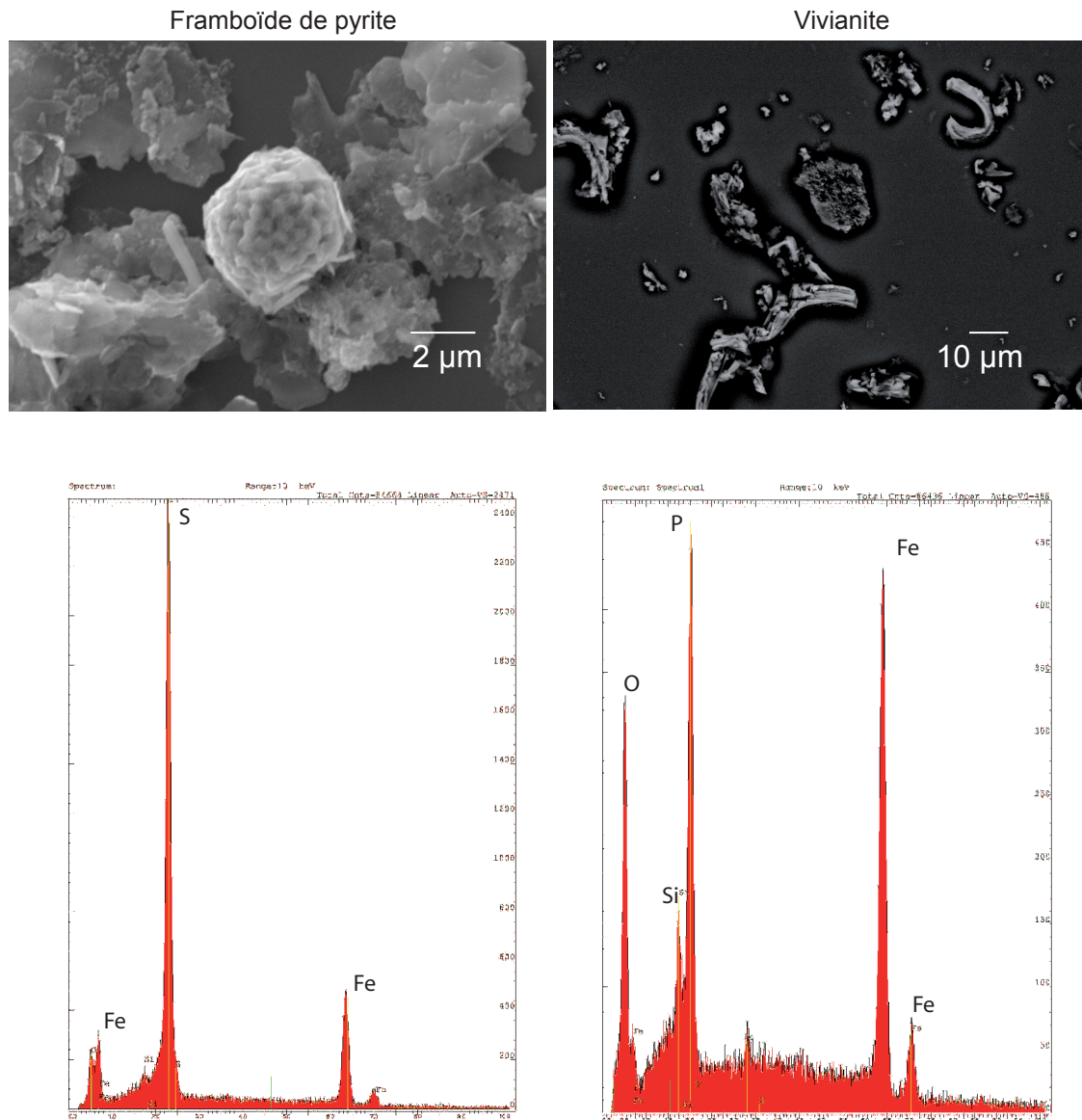


Figure 2.2.6. Image au MEB d'un framboïde de pyrite (FeS_2) et de cristaux de vivianite ($(Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O)$). Les analyses EDS sont également présentées.

4. Modèle d'âge

25 macrorestes terrestres ont été datés au ^{14}C . Quatre de ces dates ont été obtenues sur une carotte prélevée en 2001 (Arnaud et al., 2006). Ces échantillons ont pu être recalés stratigraphiquement sur la carotte prélevée en 2007 grâce à la corrélation de niveaux repères.

Echantillon	code laboratoire	Profondeur composite (cm)	Profondeur sans évts (cm)	type de macroreste	lithologie	Age radiocarbone	age cal BP 2 σ
ANT 07 B1	POZ 25944	46	20.2	écorce	séq. A	190+/-30	150 +/-150
ANT 07 B1b	POZ 30276	80.8	38.2	bois et feuilles	séq. A	170+/-25	145+/-145
ANT 01 01A *	GIFa 101287	208.5	102.8		séq. A	430+/-80	470+/-160
ANT 07 B2	SacA 12209	269.6	142.9	feuilles	séq. A	395+/-30	420+/-95
ANT 01 02 A2*	GIFa 101288	327.5	163.1		séq. A	2410+/-35	2520+/-180
ANT 01 02 A2*	POZ 794	329	164.6		séq. A	640+/-60	610+/-70
ANT 07 C2	SacA 12210	415.3	206.1	feuilles	séq. A	885+/-30	820+/-90
ANT 07 B3b	POZ 30277	536	265.1	brindilles et feuilles	séq. A	1300+/-30	1235+/-60
ANT 01 02 A2*	POZ 720	608.7	293.5		séq. A	1680+/-35	1610+/-90
ANT 07 C3	SacA12211	714.7	358.6	écorce	séq. A	4005+/-30	5170+/-125
ANT 07 B5b	POZ 30278	883.3	444.5	macrorestes	séq. A	2650+/-35	2790+/-55
ANT 07 C4b	POZ 25946	905.8	451.4	écaille de conifères	séq. A	2055+/-35	2025+/-95
ANT 07 B5b	POZ 30279	960.8	477.8	bois	séq. A	2295+/-35	2260+/-100
ANT 07 B5b	SacA 10729	1009.1	504.3	bois	séq. A	1690+/-30	1610+/-80
ANT 07 C5b	POZ 30280	1088.5	541.9	charbons	séq. A	2565+/-30	2630+/-125
ANT 07 B6b	POZ 25945	1123.8	555.6	bois (aulne)	séq. A	2620+/-35	2730+/-110
ANT 07 C6b	SacA 10726	1222.1	624	bois	séq. A	2910+/-20	3055+/-90
ANT 07 C6b	POZ 30282	1294.3	655.3	feuilles et écorce	séq. A	3100+/-30	3320+/-70
ANT 07 B7b	SacA 12212	1369.2	698	bois et feuilles	séq. A	3390+/-30	3635+/-70
ANT 07 C7b	POZ 30283	1403.75	720.6	charbons	séq. L	3795+/-35	4180+/-170
ANT 07 C7b	POZ 30284	1480.75	778.2	charbons	séq. A	4530+/-50	5240+/-195
ANT 07 B8b	POZ 30286	1612.45	872.8	petite racine	séq. A	4840+/-40	5565+/-90
ANT 07 B8b	SacA 16863	1644.65	901.1	charbon (écaille de conifère)	séq. L	5745+/-40	6545+/-105
ANT 07 C8b	SacA 10727	1674.3	920.2	charbons	séq. A	6025+/-30	6870+/-80
ANT 07 B9a	POZ 30287	1807	1014.5	charbons	séq. A	8250+/-50	9220+/-185

Tableau 2.2.3. Liste des âges radiocarbones.

Quatre dates radiocarbones ont été éliminées : une qui apparaît trop jeune et trois qui semblent trop vieilles. La date trop jeune pourrait être due à une contamination de l'échantillon par de la matière organique plus récente lors de la manipulation de celui-ci ou à la prolifération de champignons. Les trois dates « trop vieilles » sont attribuées au processus d'érosion d'une tourbière dans le bassin versant, remobilisant des macrorestes plus anciens. Les 21 dates utilisées pour établir le modèle d'âge sont réparties sur les 18 mètres supérieurs de la carotte (Tab. 2.2.3.). Aucun macroreste n'a été trouvé dans la partie inférieure. Les assemblages de pollen de trois échantillons prélevés dans cette partie ont alors été utilisés pour donner un âge maximal à la base de la carotte (Tab. 2.2.4.). L'interprétation des assemblages de pollen, réalisée par Fernand David, repose sur la palynostratigraphie connue de la région (de Beaulieu *et al.*, 1993).

Echantillon	Profondeur composite (cm)	Profondeur sans évts (cm)	Assemblage pollen	lithologie	Age cal. BP min	Age cal. BP max
ANT 07 C9a	1864.95	1051.05	<i>Pinus, Corylus, Ulmus, Tilia</i>	séq. L	9000	10 000
ANT 07 C9b	1954	1120.4	<i>Pinus, Corylus, Ulmus, Tilia</i>	séq. L	9000	10 000
ANT 07 C9b	2016.3	1155.1	<i>Pinus, Corylus (15 à 20 %), Ulmus, Alnus, Betula</i>	séq. L	9000	10 000

Tableau 2.2.4. Liste des échantillons analysés pour les pollens et âges approximatifs.

Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour établir le modèle d'âge, c'est-à-dire la relation entre la profondeurs des échantillons et leurs âges. On peut ajuster soit des droites, soit des courbes sur les âges accompagnés de leurs incertitudes. Dans le cas où le taux de sédimentation (Ts) est quasiment constant tout au long de la carotte, le choix entre l'une ou

l'autre des méthodes n'a que peu d'incidence sur le modèle d'âge obtenu. Dans le cas du Lac d'Anterne d'importantes ruptures du Ts ont été mises en évidence bien que les dépôts correspondant à des événements instantanés aient été retirés de la série composite (Fig. 2.2.7.). Ces événements ont été enlevés car ils représentent de grande quantité de sédiments déposés en très peu de temps (Bøe *et al.*, 2006 ; Moreno *et al.*, 2008). Le choix entre l'ajustement de plusieurs droites ou d'une courbe devient alors plus compliqué. Un modèle d'âge selon une courbe entraîne des changements de Ts progressifs ce qui ne reflète pas nécessairement la réalité. En effet, un changement de taux de sédimentation peut être brusque en réponse par exemple à une modification de l'état du bassin versant (cas d'un défrichement). De plus, les points d'inflexions correspondant à l'initiation du changement de Ts sont placés de manière à ce que la courbe s'ajuste au mieux sur les dates et ne sont donc pas forcément réalistes. Le choix d'ajustement de plusieurs droites permet d'être plus libre sur les placements de ces changements de taux de sédimentation. Cependant, il faut pouvoir les justifier. Les changements de lithologie peuvent être un argument solide et pertinents.

Dans le cas du Lac d'Anterne, deux modèles ont pu être testés. L'un en ajustant une courbe cubic spline avec le logiciel *MCAGEDepth* (Briles *et al.*, 2008, Higuera *et al.*, 2009) et l'autre en ajustant des droites sur le maximum de dates possibles et en prenant en compte la lithologie pour définir la position de certaines ruptures de Ts. La rupture annotée (1) correspond à une augmentation de l'épaisseur des dépôts de crues (type A), la (2) reflète le passage de l'unité 2a à l'unité 1, la (3), peu marquée, est associée au passage de l'unité 2b à l'unité 2a et la rupture (4) correspond à une importante augmentation de la matière organique et à un changement de sa qualité (TOC, IH, Fig. 3, chapitre 3). La rupture située vers 4,5 m de profondeur (~9 m avec les dépôts instantanés) se trouve juste au-dessous d'une augmentation de l'occurrence et de l'épaisseur des dépôts de remaniements gravitaires. Pour former ce type de dépôt, il faut une charge sédimentaire importante sur les pentes du delta. Leur recrudescence apparaît donc cohérente avec une augmentation du Ts quelques temps auparavant.

Les modèles construits par interpolations linéaires et par interpolation « cubic spline » sont relativement similaires au-dessus de 10,15 m de profondeur (sans événements instantanés). Toutefois les dates situées à 7,78 m et 8,73 m ne sont pas très bien prises en compte par le modèle cubic spline. Malgré ce problème, le modèle d'âge cubic spline a été choisi pour deux raisons :

- le placement de certaines ruptures du modèle par interpolations linéaires peut être sujet à discussion étant donné qu'il repose sur une interprétation. Ceci pourrait amener dans certains cas à des raisonnements circulaires ;
- les ruptures de taux de sédimentation qui ne sont probablement pas toutes brusques.

Au-dessous de 10,15 m de profondeur, l'extrapolation du modèle d'âge obtenu avec la

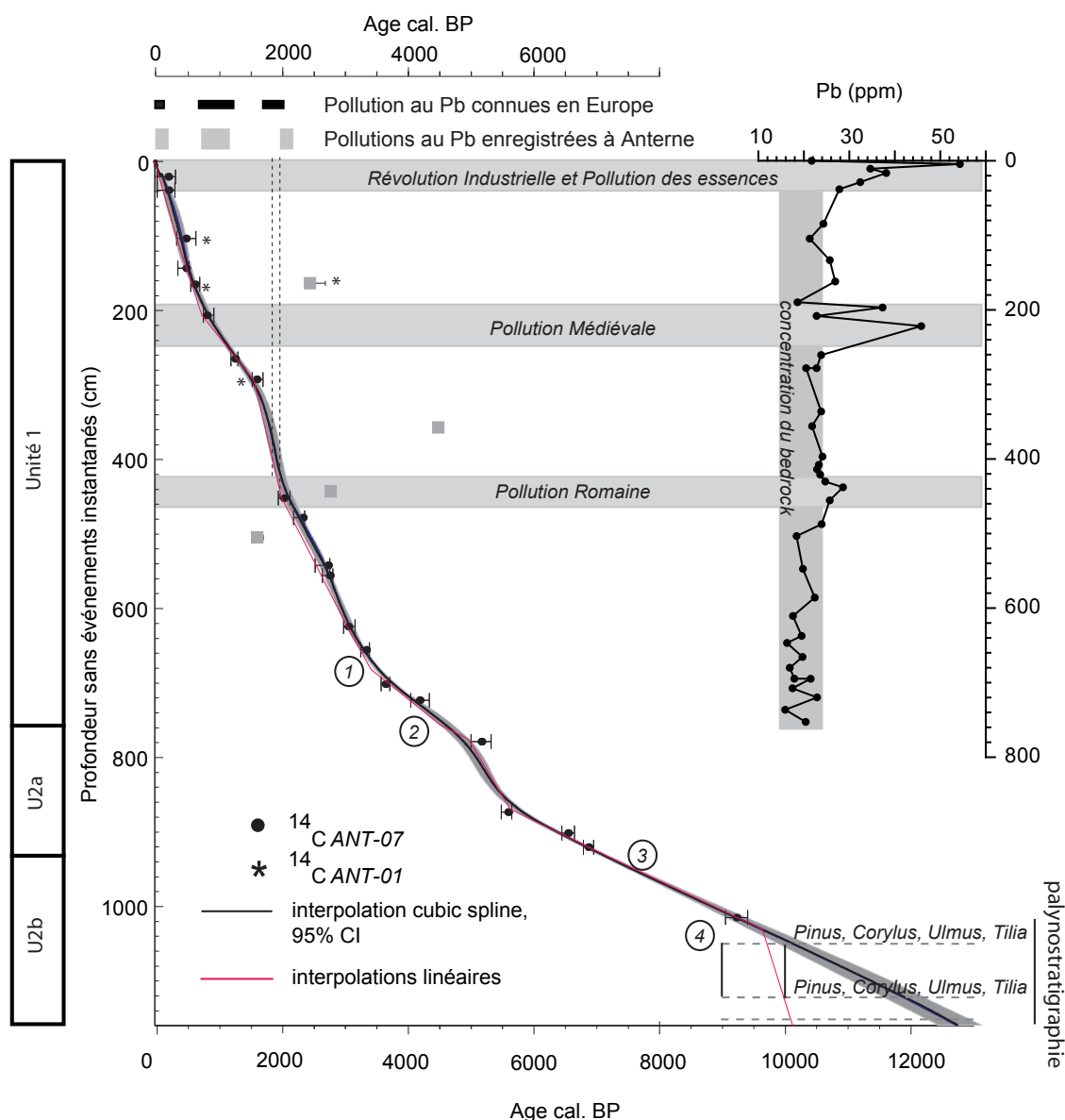


Figure 2.2.7. Modèle d'âge construit à partir des dates radiocarbones et des informations palynostratigraphiques (analyses F. David). Confirmation du modèle à l'aide des pollutions au plomb connues en Europe (Shotyk 2002, Arnaud et al. 2004, Arnaud et al. 2006, Guyard et al. 2007).

courbe cubic spline pose problème si l'on tient compte des assemblages polliniques. Les échantillons analysés comportent des pollens de *Pinus*, *Corylus*, *Ulmus* et *Tilia* (dans l'ordre de leur abondance). D'après le modèle de reconquête de la végétation après le retrait des glaciers dans la vallée de l'Arve, ces échantillons se situeraient entre 9000 et 10 000 cal. BP (De Beaulieu et al., 1993). Dans cette portion de carotte, l'ajustement d'une droite apparaît donc indispensable.

Trois périodes de pollution au plomb ont pu être mises en évidence : autour de 2150-1990 cal. BP, entre 1100 et 720 cal. BP et depuis les derniers 200 ans. Ces périodes sont en accord avec les pollutions connues en Europe durant la période Romaine, le Moyen-âge et depuis la Révolution Industrielle ainsi que l'utilisation des essences plombées (maximum en 1973-74

AD) (Shotyk, 2002 ; Arnaud et *al.*, 2004 ; Arnaud et *al.*, 2006 ; Guyard et *al.*, 2007 ; Schmidt et *al.*, 2008). Notre modèle d'âge semble ici correct. Cependant, la pollution antique débute plus tôt selon notre modèle (80 ans avant l'annexion des Allobroges par les Romains). Ceci n'est probablement pas lié à une activité minière précoce mais plutôt à un décalage du modèle d'âge. Ce décalage probable se trouve dans la marge d'erreur du modèle.

Nous pouvons noter que la pollution antique (30 ppm) est 1,5 fois moins importante que celle enregistrée au cours de la période médiévale (46 ppm) ce qui est contradictoire avec l'étude précédente (Arnaud et *al.*, 2006). Ce résultat n'a pu être en l'état résolu. La concentration du plomb liée aux apports détritiques se situe autour de 20 ppm, ce qui est en accord avec les analyses réalisées sur les roches du bassin versant (ce travail) et sur les sédiments profonds du lac (ce travail et Arnaud et *al.*, 2006). La pollution romaine reste tout de même importante.

Références bibliographiques (Chapitre 2)

Arnaud F., Lignier V., Revel M., Desmet M., Beck C., Pourchet M., Charlet A., Trentesaux A., Tribovillard N., 2002. Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova*, 14-4, pp. 225-232 .

Arnaud F., Revel-Rolland M., Bosch D., Winiarski T., Chapron E., Desmet M., Tribovillard N., Givélet N., 2004. A reliable 300 years-long history of lead contamination in Northern French Alps from distant lake sediment records. *Journal of Environmental Monitoring* 6-5: 448 – 456.

Arnaud F., Serralongue J., Winiarski T., Desmet M., Paterne M., 2006. Pollution au plomb dans la Savoie antique (II-IIIe s ap J-C) en relation avec une installation métallurgique de la cité de Vienne. *Comptes Rendus – Géosciences* 338: 244-252.

de Beaulieu J.L., Kostenzer, Reich J.K., 1993. Dynamique forestière holocène dans la haute vallée de l'Arve (Haute-Savoie) et migrations de *Abies* et *Picea* dans les Alpes occidentales, *Dissertationes Botanicae* : 387-398.

Bøe A.-G., Dahl S.O., Lie ø.Nesje A., 2006. Holocene revier floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene* 16,3: 445-455.

Briles C.E., Whitlock C., Bartlein P.J., Higuera P.E., 2008. Regional and local controls on postglacial vegetation and fire in the Siskiyou Mountains, northern California, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 265: 159-169.

Enters D., Giguet-Covex C., Arnaud F., Chapron M., Vidal O., 2007. Climatically controlled sediment deposition patterns in a high alpine lake (Lac d'Anterne, French Alps). *EGU congress Vienne (Poster)*.

Guyard H., Chapron E., St-Onge G., Anselmetti F.S., Arnaud F., Magand O., Francus P., Mélières M.A., 2007. High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Review* 26: 2644-2660.

Higuera P.E., Brubaker L.B., Anderson P.M., Hu F.S., Brown T.A., 2009. Vegetation mediated the impacts of postglacial climate change on fire regimes in the South central Brooks Range, Alaska. *Ecological Monographs* 79: 201-219.

Moreno A., 2008. Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *J. Paleolimnol.* 40: 943-961.

Schmidt R., Roth M., Tessadri R., Weckström K., 2008. Disentangling late-Holocene climate and land-use impacts on an Austrian alpine lake using seasonal temperature anomalies, ice-cover, sedimentology, and pollen tracers. *Journal of Paleolimnology* 40: 453-469.

Shotyk W., 2002. The chronology of anthropogenic, atmospheric Pb deposition recorded by peat cores in three minerogenic peat deposits from Switzerland. *The Science of the Total Environment* 292: 19-31.

Chapitre 3

Reconstitution holocène de l'environnement autour du Lac d'Anterne

Au cours de l'Holocène, le bassin versant d'Anterne a subi des changements importants en raison des changements climatique, hydrologique, de l'évolution naturelle du milieu et des activités anthropiques. Tous ces facteurs ont eu un impact sur l'évolution des sols, de la végétation et de l'érosion du bassin versant. L'évolution de ces paramètres, reconstituée à partir de l'étude de la longue carotte du Lac d'Anterne, fait l'objet d'un article soumis à *The Holocene* et présenté dans ce chapitre. Dans un second temps, l'étude d'une autre archive, aussi recueillie sur le site d'Anterne (tourbière), est présentée comme un enregistrement supplémentaire des périodes de forte érosion du bassin versant.

1. Evolution holocène du paysage autour du lac et implications sur son fonctionnement interne

1.a. Résumé de l'article

L'étude sédimentologique et géochimique à haute résolution réalisée sur une longue carotte (20 m) du Lac d'Anterne couvre plus de 10 000 ans. Afin de reconstituer l'évolution des sols, de la végétation et de l'érosion du bassin versant, une approche « source-puits » a été appliquée. Les analyses de quantité (COT %) et de qualité de la matière organique (indice d'hydrogène (IH) et d'oxygène (IO)), obtenus à partir de la pyrolyse Rock Eval, indiquent une augmentation progressive et une stabilisation de la couverture végétale dans le bassin versant de 11600 à 5450 cal. BP. Durant cette phase, le processus pédogénétique de décarbonatation est souligné par une diminution de la teneur en calcium. Entre 7850 et 5450 cal. BP, la concentration en manganèse est très faible ce qui suggère des conditions anoxiques dans l'hypolimnion. Plusieurs facteurs peuvent être en causes : (1) un contenu élevé en matière organique d'origine terrestre et probablement aussi lacustre, (2) la faible fréquence de crues et (3) une stratification estivale plus longue liée à un climat plus chaud. A partir de 5450 cal. BP, la diminution du COT, la stabilisation de l'IH et le taux de sédimentation plus élevé reflètent une augmentation de l'érosion à la fois des lithosols et des sols développés. Cette phase érosive est interprétée comme le résultat du passage à un climat plus froid et humide (Néoglaciale). Entre 5450

et 2400 cal. BP, le contenu en éléments majeurs (Si, Al, K, Ti et Mg) montre que l'érosion affecte principalement les sols acides, ce qui pourrait refléter une déforestation. Trois périodes d'augmentation de l'érosion sont ensuite enregistrées. Elles correspondent à l'Age du Bronze, la fin de l'Age du Fer-l'Antiquité et à la période médiévale. Ces deux dernières périodes sont aussi caractérisées par une érosion préférentielle des sols développés (IH élevé). Ces périodes de déstabilisation des sols pourraient être liées à des changements d'usage, principalement par le biais des activités pastorales comme suggérées par les données palynologiques autour de la montagne d'Anterne.

1.b. Article intitulé: changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred from lake sediment geochemistry (Lake Anter, 2063 m asl, NW French Alps): the role of climate and human activities

Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m asl, NW French Alps): the role of climate and human activities

Charline Giguet-Covex¹, Fabien Arnaud¹, Jérôme Poulénard², Jean-Robert Disnar³, Claire Delhon⁴, Pierre Francus^{5, 6}, Fernand David⁷, Dirk Enters⁸, Pierre-Jérôme Rey¹, Jean-Jacques Delannoy¹

(1) EDYTEM, Université de Savoie, CNRS Pôle Montagne, 73376 Le Bourget du Lac, France

(2) CARTELE. INRA - Université de Savoie. Campus universitaire. 73376 Le Bourget du Lac

(3) ISTO UMR 6113 CNRS - 1A, rue de la Férollerie 45071 Orléans cedex 2

(4) CEPAM UMR 6130 CNRS – 250 rue Albert Einstein, Sophia-Antipolis, 06560 Valbonne

(5) INRS-Centre Eau, Terre et Environnement, 490 rue de la Couronne, Québec, QC G1K9A9, Canada

(6) GEOTOP, Geochemistry and Geodynamics Research Center, Montréal, QC H3C 3P8, Canada

(7) CEREGE BP 80 Europôle Méditerranéen de l'Arbois, 13545 Aix-en-Provence cedex 4, France.

(8) Lower Saxony Institute for Historical Coastal Research, D-26382 Wilhelmshaven, Germany

e-mail: charline.giguet-covex@univ-savoie.fr

Abstract

A high-resolution sedimentological and geochemical study was performed on a 20 m-long core from the alpine Lake Anterne (2063 m asl., NW French Alps) spanning the last 10 ka. Sedimentation is mainly of minerogenic origin. The organic matter quantity (TOC %) as well as its quality (hydrogen (HI) and oxygen (OI) indices) both indicate the progressive onset and subsequent stabilization of vegetation cover in the catchment from 9950 to 5450 cal. BP. During this phase, the pedogenic process of carbonate dissolution is marked by a decrease in the calcium content in the sediment record. Between 7850 and 5550 cal. BP, very low manganese concentrations suggest anoxic conditions in the bottom-water of Lake Anterne. These are caused by a relatively high organic matter (terrestrial and lacustrine) content, a low flood frequency and longer summer stratification triggered by warmer conditions. From 5550 cal. BP, a decrease

in TOC, stabilization of HI and higher sedimentation rates together reflect increased erosion rates of leptosols and developed soils, probably due to a colder and wetter climate. Then, three periods of important soil destabilization are marked by an increased frequency and thickness of flood deposits during the Bronze Age and by increases in topsoil erosion relative to leptosols (HI increases) during the late Iron Age/Roman period and the Medieval periods. These periods are also characterized by higher sedimentation rates. According to palynological data, human impact (deforestation and/or pasturing activity) probably triggered these periods of increased soil erosion.

Keywords

Erosion, human impact, climate change, soils, organic and mineral geochemistry

Introduction

Alpine catchment areas are characterised by steep and bare slopes making them particularly sensitive to erosion processes during heavy rainfall. As a consequence, both climate and soil cover evolution influence erosion rates and patterns. Therefore, lake sediments in such environments represent interesting archives to reconstruct past environmental changes through detrital records.

Despite its impact on erosion processes, the soil cover evolution is rarely taken in consideration in paleoenvironmental reconstitution of mountain areas (Engstrom and Hansen 1985, Slaymaker et al. 2003, Mourier et al. 2008, Mourier et al. 2010). Holocene soil history results from i) a progressive development with time controlled by vegetation recolonization after the glacial retreat and ii) changes in pedogenesis linked with climatic, vegetal and land use developments (Egli et al. 2008, Mourier et al. 2008). Vegetation changes may be directly linked to climatic changes (Tinner et al. 1996, David 1997, Muller et al. 2006, Blarquez et al. 2010) but also to human land-use. Human activities are thus a factor in the disturbance of the climate-vegetation-soil equilibrium. Hence, it is well-known that current European alpine landscapes, characterised by extensive grasslands, have been created in response to grazing pressure (Tinner et al. 1996, Schmidt et al. 2002, Hausmann et al. 2002, Heiri et al. 2003, Blarquez et al. 2010). The onset of a strong human impact on high altitude vegetation and lake ecosystems has been dated as early as the mid-Bronze Age in Switzerland and Austria (Schmidt et al. 2002, Wick et al. 2003, Koinig et al. 2003, Lotter et al. 2006). Relatively few studies have been concerned with the real effect of such changes on erosion fluxes, as well as on soil development (Hatfield and Maher 2009a, b).

Inorganic and organic geochemical analyses have proved to be a powerful tool to study

the evolution of lacustrine sediments and catchments (Koinig et al. 2003, Schmidt et al. 2008). The quantification of lithogenic elements (i.e. Ti, Al, Si, K, Fe, Mg, Ca) reveals information regarding chemical and physical weathering processes in the catchment. Redox-dependent (i.e. Mn, Fe) and nutrient-dependent (i.e. P, N) elements provide insights into internal lake functioning related to changes in the catchment (Koinig et al. 2003, Schmidt et al. 2008). The determination of organic matter (OM) quantity (Total Organic Carbon) and of its origin (terrestrial or lacustrine) through, for example, C/N ratios can also provide information about erosion and lake productivity (e.g. Enters et al. 2006).

The aim of this paper is to reconstruct changes in erosion patterns (in term of quantity and quality) within the Lake Anterne catchment area through the Holocene and to evaluate the respective influences of climate and human land-use upon this evolution. This type of study is necessary to determine the vulnerability of these upland environments to erosion processes in the context of global warming (mainly through the modification of precipitation patterns) and land-use pressure. To reach our objective, a multiproxy source-to-sink approach was adopted. Major element concentration (XRF) and organic geochemistry (Rock Eval Pyrolysis) were measured both on current sediment sources and lake sediments. The sediment core dataset was completed by high resolution and continuous geochemical analyses (XRF core scanner) to track rapid environmental changes (Si, Ca, Sr, Ti, Mn and P). Erosion pattern changes were also traced through grain size measurements, and the frequency of flood deposits, as well as the changing sedimentation rate. Plant macrofossil data related to an altitudinal transect are presented to support interpretations from sediment core analyses. In addition, results from palynological studies, done close to the lake (David in press, a and b) are integrated in order to cross-correlate independant information about the respective roles of climate and land-use changes upon landscape evolution.

Study area

Physical setting

The Lake Anterne catchment (area 2.55 km²) is located in the Northern French Alps (Fig. 1A). Its elevation ranges from 2061 to 2494 m asl. The northern and north-western parts, representing almost the half of the catchment, are covered by alpine grasslands. The rest of the catchment is characterised by steep slopes. North-facing slopes are generally snow-free in July. Erosion processes thus occur from late spring to mid-autumn.

Geology

The catchment area is made of 4 geological formations (Jurassic period): shales with pyrite nodules (Toarcian-lower Bajocian), calcshists (Bajocian), black shales (Bathonian-Oxfordian) and calcareous rocks (Tithonian) (Fig. 1B). The calcshales contain clayey beds similar to black shales. These easily erodible rocks constitute the main source of sediment to the lake. The calcareous formation (Tithonian), is found in the lower part of the catchment area and thus does not contribute significantly to the lake detrital input.

Pedology

We identified four main types of soils (*sensu* WRB, 2006) in the catchment (Fig. 1C) : leptosols, cambisols, stagnosols and podzols. Leptosols are found on steep slopes without vegetation cover or under sparse grassland. All of them are very shallow (<20cm) underlining the relatively weak weathering of parent materials. Cambisols are found on stable slopes below continuous alpine meadow. They are characterized by the presence of a deep brownish weathered horizon (Bw) formed by the accumulation of mica following the carbonate dissolution phase of the parent material. Stagnosols (WRB, 2006) are soils with a perched water table showing redoximorphic features. In the Anterne catchment, as in other alpine environments, these hydromorphic conditions are related to water saturation of sub-surface horizons (epigleyic conditions) during the snowmelt (Poulenard and Podwojewski, 2006). The sub-surface horizon is bleached (albic horizon) and exhibits a low pH value (< 4.5). Stagnosols are developed on gentle slopes and are frequently characterized by solifluction features. Podzols occur under Ericaceae (*Vaccinium* spp. and *Rhododendron ferrugineum*) cover. The development of these soils is favoured by the accumulation of acid plant litter. They are frequently observed below subalpine coniferous forests (Mourier et al. 2008, Mourier et al. 2010).

Lake characteristics

Lake Anterne is located at 2063 m asl. and is 0.12 km² (420 m wide, 650 m long and 13 m deep). Its surface is frozen during 6 to 7 months of the year: during 2008-2009 winter, we measured a freezing period from November 10th to June 5th.

Fieldwork strategy sampling

Sediment source sampling

Detailed fieldwork was carried out to characterize the different soils of the catchment and provide a map of the catchment soils (Fig. 1B). This work rests on descriptions of 12 soil profiles and 60 auger holes. From these results, a set of 14 sediment source samples, representative of the full range of soil types, were collected in the catchment, to aid source-sink linkage: 4 from parent rocks: calcshists (3) and black shale (1) formations; 2 from leptosols and 8 taken from different soil types and horizons (3 horizons from a cambisol, 3 from a podzol and 2 from a stagnosol).

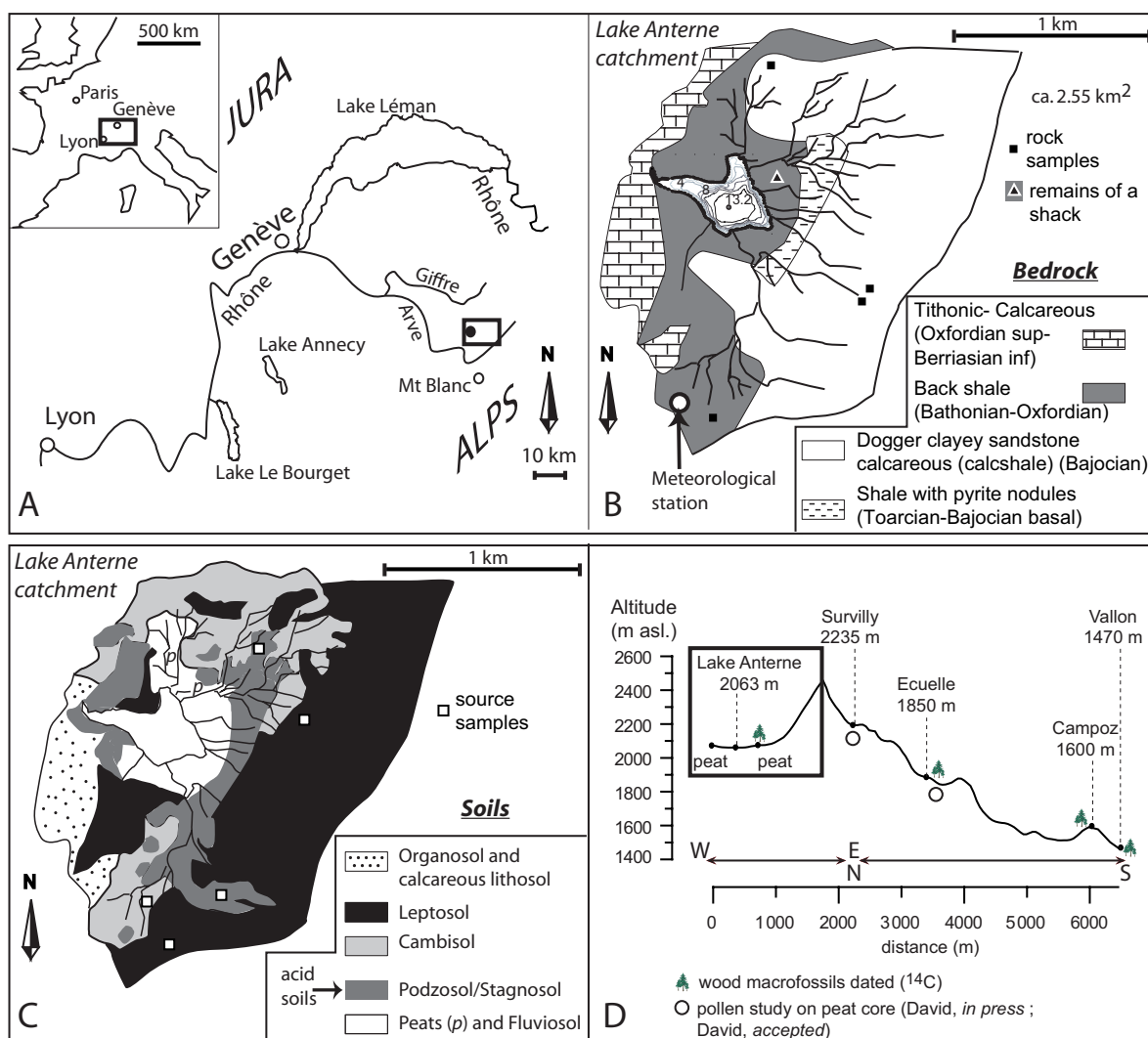


Figure 1: Location of the Anterne catchment (A), Rock (B) and Soil (C) maps. Location of woody macrofossils found in peat bogs and used to confirm the presence of woody species at a given date and altitude (D). The sites of the palynological studies published in the vicinity are also shown.

Lake sediment coring

For the paleoenvironmental reconstruction, a 20.2 meter-long core (ANT-07) was retrieved

in September 2007 using Uwitec platform and coring devices. The determination of the coring site was based upon the bathymetric map and short gravity cores (Fig. 1.B). A suitable position was selected in the deepest part (to avoid bioturbation) and far from active deltas to get a continuous sequence as long as possible (Fig.1B). The sediment was retrieved from two parallel holes using 2 m and 3 m long core barrels (90 and 63 mm inner diameter, respectively). A depth offset of 1 meter was maintained for the second hole in order to ensure section overlap. A short gravity core (ANT-07-pilote) was also taken to obtain a well-preserved sediment-water interface.

Additional material in the study area

Several unforested peat bogs exist in the surrounding area, at various altitudes, in which subfossil wood fragments were found (Fig. 1D). The identification and dating of these tree macroremains confirm the presence of a particular tree-species at a given altitude and a given time-period. These results thus bring information about the changing timberline during the Holocene. We also benefited from the existence of two independently dated and published pollen sequences from peat bogs located close to Lake Anterne which gives the general outline of Holocene vegetation changes in the area (David in press a and b) (Fig. 1D).

Methodology

Lake sediment lithology

A detailed lithological description allowed the identification of the different facies and sequences in the sediment core. Macroscopically identifiable flood deposits previously described in Arnaud et al. (2002) were located, counted and their thicknesses measured directly on the core surface (+/- 1 mm). These distinctive deposits and gravity-reworked sediment deposits (Arnaud et al. 2002) allowed correlation of both holes and the construction of a composite core. Sediment colour analyses were carried out with a resolution of 5 mm, using a Minolta CM 2600d. Spectra cover wavelengths between 400 and 700 nm (31 channels) (Debret et al. 2006). The total reflectance (L^*) parameter was used to confirm the visual lithological description. Laser granulometry provided qualitative information about erosion processes. These measurements were performed using a Malvern Mastersizer 2000G. The sampling step (between 1 and 30 cm) within laminated sections is discontinuous due to the frequent presence of instantaneous deposits (reworked sediment and flood deposits). 234 samples were analysed from this laminated facies. Each sample integrates 1 cm in depth in order to decrease the mixing effect between the

successive lamina couplets. In this study, only the coarsest fraction (306-2000 µm) was used as a proxy of the maximum current velocity (Molinaroli et al. 2009). Additional grain size measurements were performed on the coarser basal units of thick flood deposits. All flood deposits above 14.4 m-depth (351) and 20 (out of 95) below were analysed. The percentile P95 representing the coarsest fraction was also used as a marker of stream velocity (Molinaroli et al. 2009, Parris et al. 2009). It was compared with the deposit thickness to evaluate possible changes in material availability in the catchment.

Source to sink approach: spatial and temporal study

The source-to-sink approach rests on the achievement of sediment source fingerprints, that is, we have to find specific characteristics (signatures) for each source. The different soil types are the result of the processes of organic matter incorporation and bedrock transformation; organic matter and major element analyses are deemed to be the appropriate methods to reach our objectives. These 'fingerprints' are then be used to reconstruct the evolution of their contributions in the past through the study of lake sediment core organic and mineral properties.

Organic matter analyses

Analyses of organic matter (OM) were carried out with a "Turbo" model RE6 pyrolyzer (Vinci technologies) at the ISTO laboratory in Orléans (France) for lake sediment samples (84 samples) and at the Geology institute of Neuchâtel (Switzerland) for sediment source samples (14 samples). The operating principles of this apparatus are described in detail in Lafargue et al. (1998). The Hydrogen and Oxygen indexes (HI and OI, respectively) were used as indicators of organic matter quality (Disnar et al. 2003, Disnar et al. 2008). HI (mg HC/g TOC) corresponds to the amount of hydrocarbon-rich products released during the pyrolysis phase, normalized to total organic carbon content (TOC); OI (mg O₂/g TOC) is a measure of the oxygen content of the organic matter. These indices reflect the origin (lacustrine vs terrestrial) of organic matter and its preservation state (Espitalié et al. 1985).

Major element analyses

Major elements (expressed as oxide weight %: SiO₂, K₂O, Al₂O₃, CaO, MgO, MnO, P₂O₅ and TiO₂) were analysed by X-ray fluorescence (XRF) on fused beads. These analyses were performed with an XRF spectrometer at the University Claude Bernard, Lyon (France) (1.4% accuracy) on 64 lake sediment samples and 13 source samples.

High-resolution semi-quantitative geochemical analyses (Ca, Sr, Si, Ti, and Mn) are

presented in this study to reconstruct past changes in contributions to lake sediments of the different soils susceptible to be formed in catchment. The high-resolution character allows the tracking of rapid changes. These analyses were performed at the ETE–INRS Institute at Québec (Canada) on a Cox Analytics ITRAX core scanner (Croudace et al. 2006). The parameters used for analysis were as follows: 30kV, 35 mA, and 10s measurement time. The upper (<10 m) and lower (>10 m) part of the core were measured following a 100 µm and 200 µm sampling step, respectively. After application of the age-model, an annual resampling was applied to the dataset in order to compute a 10 years running average. This treatment was done to avoid any artificial increase in signal variability within sections of higher sedimentation rate.

Dating

The age-depth model is based on 25 ¹⁴C measurements on terrestrial macroremains. Four ages were obtained from a previous core (ANT-01), which has been correlated to core ANT-07 using distinctive stratigraphic layers. AMS ¹⁴C analyses were carried out by Poznan Radiocarbon Laboratory and the LMC14 laboratory (CNRS). In the absence of any datable remains, we used a regional pollen stratigraphy established by de Beaulieu et al. (1993) to assess the age of the lowest 2 m of the core (pollen analysis and interpretation by F. David). Radiocarbon ages were also obtained on identified wood fragments taken from peat bogs.

All dates were calibrated (2 sigma) using the Radiocarbon Calibration Program REV 6.0.1 (Stuiver and Reimer, 1993) and Intcal09 calibration curve (Reimer et al., 2009) (Table 1). The age-depth model was then constructed by fitting a cubic spline curve using the MCAgeDepth software (Higuera et al. 2009).

Lead concentrations, in the sediment core, were also analysed on the same samples as those used for major elements, at the Activation Laboratories (Ancaster, Ontario, Canada) using the Ultra-trace 4 protocol (near total digestion with HF, HClO₄, HNO₃ and HCl followed by ICP-MS measurements). These analyses provide information about past pollution and have been used as a control of the age-depth model. Five source samples (black shale and A, B, B, C horizons of cambisol) were also analysed using this method

Results

Catchment samples

Organic matter fingerprint

Surface horizons from acid soils (stagnosols and podzols) and cambisol all present high HI (300-450 mg HC/g TOC) and relatively low OI (150-250 mg O₂/g TOC) values (Fig. 2A). In contrast, leptosols yield null HI values and higher OI's (around 300-400 mg O₂/g TOC). In developed soil profiles, HI strongly decreases and OI increases downward, which is in agreement with a previous study on soil profiles (Disnar et al., 2003). Rock Eval Pyrolysis analyses thus allow us to distinguish developed soils from bedrock and leptosols.

sample name	laboratory	cumulated depth (cm)	depth (cm) (without events)	sample type	lithology	radiocarbon age	age cal BP 2 σ range
ANT 07 B1	POZ 25944	46	20.2	Tree bark	A-type seq.	190+/-30	150 +/-150
ANT 07 B1b	POZ 30276	80.8	38.2	wood and leaf	A-type seq.	170+/-25	145+/-145
ANT 01 01 A *	GIFa 101287	208.5	102.8		A-type seq.	430+/-80	470+/-160
ANT 07 B2	SacA 12209	269.6	142.9	leaf	A-type seq.	395+/-30	420+/-95
ANT 01 02 A2 *	GIFa 101288	327.5	163.1		A-type seq.	2410+/-35	2520+/-180
ANT 01 02 A2 *	POZ 794	329	164.6		A-type seq.	640+/-60	610+/-70
ANT 07 C2	SacA 12210	415.3	206.1	leaf	A-type seq.	885+/-30	820+/-90
ANT 07 B3b	POZ 30277	536	265.1	twig and leaf	A-type seq.	1300+/-30	1235+/-60
ANT 01 02 A2 *	POZ 720	608.7	293.5		A-type seq.	1680+/-35	1610+/-90
ANT 07 C3	SacA12211	714.7	358.6	Tree bark	A-type seq.	4005+/-30	5170+/-125
ANT 07 B5b	POZ 30278	883.3	444.5	plant macrofossils	A-type seq.	2650+/-35	2790+/-55
ANT 07 C4b	POZ 25946	905.8	451.4	conifer shell	A-type seq.	2055+/-35	2025+/-95
ANT 07 B5b	POZ 30279	960.8	477.8	wood	A-type seq.	2295+/-35	2260+/-100
ANT 07 B5b	SacA 10729	1009.1	504.3	wood	A-type seq.	1690+/-30	1610+/-80
ANT 07 C5b	POZ 30280	1088.5	541.9	charcoals	A-type seq.	2565+/-30	2630+/-125
ANT 07 B6b	POZ 25945	1123.8	555.6	wood- Alnus/Corylus	A-type seq.	2620+/-35	2730+/-110
ANT 07 C6b	SacA 10726	1222.1	624	wood	A-type seq.	2910+/-20	3055+/-90
ANT 07 C6b	POZ 30282	1294.3	655.3	leaf and tree bark	A-type seq.	3100+/-30	3320+/-70
ANT 07 B7b	SacA 12212	1369.2	698	wood and leafs	A-type seq.	3390+/-30	3635+/-70
ANT 07 C7b	POZ 30283	1403.75	720.6	charcoals	L-type seq.	3795+/-35	4180+/-170
ANT 07 C7b	POZ 30284	1480.75	778.2	charcoals	A-type seq.	4530+/-50	5240+/-195
ANT 07 B8b	SacA 30286	1612.45	872.8	small root	A-type seq.	4840+/-40	5565+/-90
ANT 07 B8b	SacA 16863	1644.65	901.1	charcoals (conifer shell)	L-type seq.	5745+/-40	6545+/-105
ANT 07 C8b	SacA 10727	1674.3	920.2	charcoals	A-type seq.	6025+/-30	6870+/-80
ANT 07 B9a	POZ 30287	1807	1014.5	charcoals	A-type seq.	8250+/-50	9220+/-185
Val-551	SacA 11724			Salix/Populus	Peat bogs	9085+/-40	10275+/-95
Val-562	SacA 11723			Pinus Cembra	Peat bogs	9300+/-35	10470+/-170
Val-590	SacA 11725			Alnus	Peat bogs	9230+/-40	10385+/-125
Val-330	SacA 11726			Abies	Peat bogs	5675+/-30	6465+/-65
Cam-330	SacA 11728			Alnus	Peat bogs	7605+/-35	8405+/-50
Cam-260	SacA 11729			Abies	Peat bogs	4220+/-30	4740+/-110
SOCA53	SacA 18109			Pinus	Peat bogs	2155+/-30	2180+/-120
SOCA70	SacA 18110			Picea/Larix	Peat bogs	2205+/-30	2235+/-95
AVECU-Bet	SacA 18111			Betula	Peat bogs	4345+/-30	4940+/-90
AVECU-Sal	SacA 18112			Salix	Peat bogs	6310+/-35	7240+/-70
AVECU-Pign	SacA 11731			Pinus Cembra	Peat bogs	5185+/-30	5950+/-40
Ant- Pcembra	SacA 11730			Pinus Cembra	Peat bogs	4480+/-30	5135+/-155

Table 1: Radiocarbon age list for the lake sediment core and for macrofossils in peat bogs. Grey areas represent macrofossils used to give an image of the tree vegetation according to an altitudinal transect. Stars identify dates from the other core (ANT-01). Samples written in grey and bold correspond to dates discarded in building the age-depth model.

Major element fingerprints

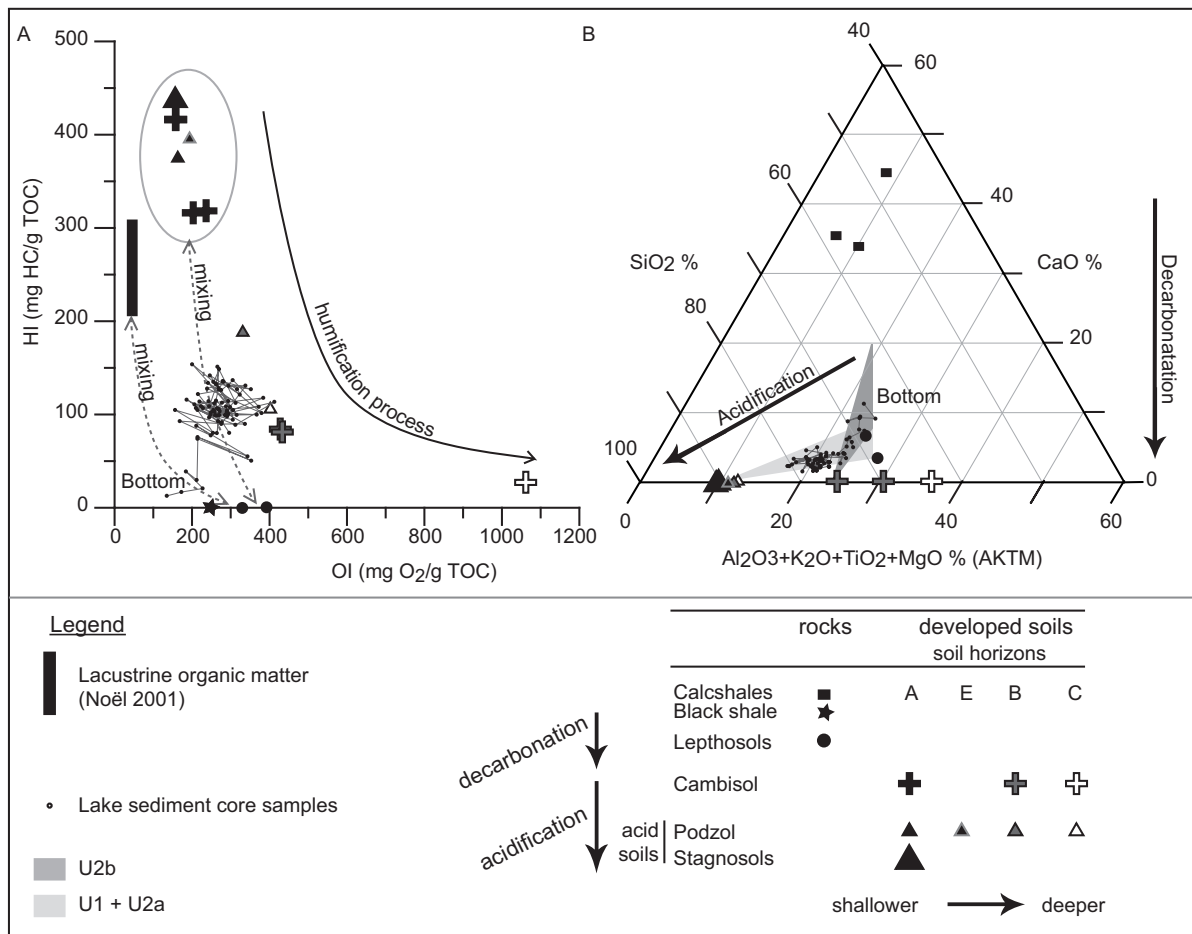


Figure 2: Changes in detrital supply inferred from qualitative information obtained using Rock Eval Pyrolysis: A Van Krevelen-type diagram, HI (mg HC/g TOC) vs OI (mg O₂/g TOC) for sediment sources and lake sediments (A). The signature of lacustrine organic matter in the Petit Lake Annecy, north-western French Alps, (Noël 2001), is also presented. The major element composition of the lake sediments, compared with those of sediment sources, is represented in the ternary diagram (B). This representation also gives information on the origins of detrital input.

In a ternary diagram plotting SiO₂ (silicate, acid pole) vs CaO (carbonate) and Al₂O₃ + K₂O + TiO₂ + MgO (AKTM, base cations) content (Fig. 2B), calcschales present a very distinct signature characterized by high CaO concentrations (34-44%). Black shale composition is not represented in the diagram due to the analysis method used (Ultra-trace 4) which does not allow measurement of Ti and Si. However, the concentration in CaO is similar to the calcschale samples (24.2%). Black shale is slightly enriched in Al₂O₃, K₂O and impoverished in MgO relative to calcschales: 9.6%, 2.5%, 0.88%, respectively for black shale and 4.3%, 0.8%, 1.14% for calcschales in average (Table 2). Leptosols are CaO-depleted (3 to 7%) and SiO₂-enriched (69%). Cambisol and acid soil samples (stagnosols and podzols) contain less than 0.5% of CaO. They are spread along a gradient from AKTM-rich to SiO₂-rich samples. The cambisol sub-surface horizon is enriched in SiO₂ compared to the deeper horizons which is, by contrast, rich in AKTM. The surface horizon of cambisol (Table 2) was analysed with the ultratrace method. This horizon is depleted in Al, K and Mg relative to the sub-surface horizon. Thus, geochemical

analyses allow us to distinguish the two main types of developed soils: cambisols marked by lower silica content and acidic soils marked by strong acidification in response to leaching of bases. The formation of the second type is due to the flushing of snowmelt water and/or by podzolisation process below shrub or forest cover. Furthermore, leptosols present a different fingerprint from the bedrock (calcschales and blackshales). Thus, major elements are more discriminatory than organic geochemical analyses. However, the combination of both methods is necessary because the fingerprints of cambisol and leptosols are relatively close from mineral geochemical analyses. The use of two different methods thus allows the reinforcement of our interpretations.

sample name	sample type	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Analytical method
ANT R1	calcschist	44.56	3.52	1.37	0.02	0.88	27.09	0.36	0.61	0.16	0.03	XRF
ANT R6	calcschist	34.09	3.92	1.28	0.01	1.29	31.96	0.27	0.76	0.19	0.06	XRF
ANT R6Bis	calcschist	42.50	5.33	1.60	0.01	1.26	25.65	0.35	1.07	0.27	0.07	XRF
	calcschist (average)	40.38	4.26	1.42	0.01	1.14	28.23	0.33	0.81	0.21	0.05	XRF
ANT R7	black shale		9.59	4.36	0.026	0.88	24.22	0.71	2.47			TD-ICP MS
ANT 91,2	leptosol	57.77	15.13	4.87	0.03	2.11	5.61	0.88	2.84	0.77	0.12	XRF
ANT 10,1	leptosol	58.57	17.63	6.74	0.06	2.12	2.97	0.79	2.99	0.90	0.19	XRF
ANT 20,1	cambisol (hor A)		24.66	5.34	0.047	0.97	0.42	1.26	3.44			TD-ICP MS
ANT 20,2	cambisol (hor B)		34.94	7.60	0.015	1.27	1.39	1.40	4.70			TD-ICP MS
ANT 20,3	cambisol (hor B)		>37.8	14.85	0.117	2.2	0.77	1.62	7.60			TD-ICP MS
ANT 20,4	cambisol (hor C)		>37.8	21.65	0.344	2.88	0.11	1.70	9.35			TD-ICP MS
ANT 20,2	cambisol (hor B)	56.45	13.93	4.05	0.01	1.14	0.27	0.61	2.39	0.81	0.23	XRF
ANT 20,3	cambisol (hor B)	54.22	17.14	7.00	0.11	2.00	0.07	0.62	3.47	0.89	0.17	XRF
ANT 20,4	cambisol (hor C)	51.36	21.20	9.76	0.32	2.75	0.10	0.73	4.29	0.88	0.16	XRF
ANT 50,2	podzol (hor E)	67.67	7.30	2.08	0.01	0.41	0.14	0.44	1.08	0.52	0.18	XRF
ANT 50,3	podzol (hor B)	74.45	7.56	3.66	0.03	0.46	0.05	0.42	1.29	0.50	0.16	XRF
ANT 50,4	podzol (hor C)	80.34	7.62	3.16	0.03	0.46	0.05	0.42	1.31	0.49	0.11	XRF
ANT 70,1	stagnosol	76.00	5.82	0.82	0.01	0.54	0.17	0.41	1.08	0.38	0.15	XRF
ANT 70,2	stagnosol	84.09	6.67	2.15	0.00	0.61	0.38	0.39	1.25	0.41	0.12	XRF

Table 2: Major element composition of source samples.

Lake sediment core

Lithology

Two units were identified by visual observation and confirmed by reflectance (L*) high resolution measurements (Fig. 3). Unit 2 (14.4-20.2 m depth) is made of very dark laminations and does not exhibit gravity-reworked layers. Two sub-units may be distinguished. Sub-unit 2b (U2b) is characterised by flood deposits containing gravels at their base. The contributions of the 306-2000 µm particle fraction in laminated sequences are high. We note also that the reflectance tends to decrease in U2b and to increase in U2a. The sub-unit 2a (U2a, 14.4-17.1 m depth) contains flood deposits with the same characteristics as in unit 1. In the lower part of U2a

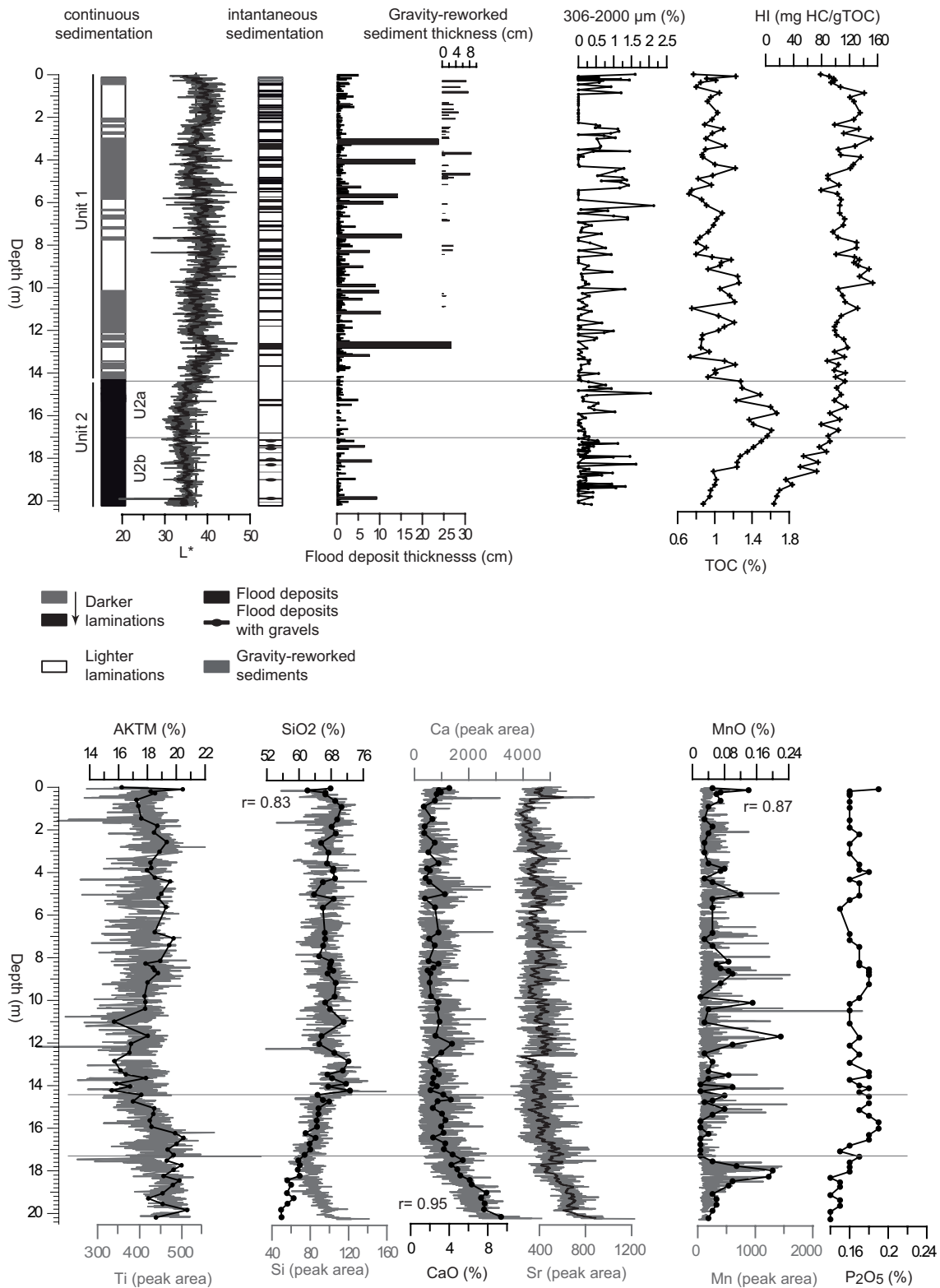


Figure 3: Sedimentological and geochemical data for the core: lithological description of continuous sedimentation and instantaneous events, reflectance (L^*), flood deposit and gravity-reworked deposit thicknesses, grain size, organic and mineral geochemistry.

(17.1-15.6 m depth), the proportion of 306-2000 μm particle fraction is very low. It increases in its upper part.

Unit 1 (U1, 0-14.4 m depth) is characterized by continuous sedimentation consisting of alternations between light and dark laminae. Each lamina doublet is composed of a dark-grey coarse-silt lamina and a white silty clay lamina. This unit contains also instantaneous flood-triggered deposits and gravity-reworked sediment deposits (Arnaud et al. 2002). The thickness of flood deposits increases above 13.2 m depth and gravity-reworked sediment deposits appear above 10.9 m depth.

Organic geochemistry

TOC and HI increase in U2b. They reach the highest values in the lower part of U2a. In its upper part, TOC decreases and HI stays at the same level. In U1, HI is high and TOC is low (Fig. 3).

Major elements

Five major element groups were recognized in the sediment core (Fig. 3, Table 3): (1) Ca and Sr, (2) Si, (3) Al, K, Ti, Mg (AKTM), (4) Mn and (5) P. In U2b, the measurements of Si content from the Itrax core scanner are not correct (Fig. 3). This result probably points the problem of matrix changes when we use this type of method (Weltje and Tjallingii 2008). For interpretation, only XRF data on discrete samples were thus taken into account in this part of the core.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
SiO ₂	1.00								
Al ₂ O ₃	-0.66	1.00							
Fe ₂ O ₃	-0.58	0.56	1.00						
MnO	-0.26	0.15	0.57	1.00					
MgO	-0.76	0.91	0.51	0.16	1.00				
CaO	-0.87	0.26	0.24	0.13	0.47	1.00			
K ₂ O	-0.70	0.99	0.58	0.18	0.92	0.32	1.00		
TiO ₂	-0.78	0.97	0.56	0.15	0.90	0.43	0.97	1.00	
P ₂ O ₅	0.50	-0.32	-0.10	-0.12	-0.54	-0.54	-0.32	-0.34	1.00

Table 3: Correlation coefficient between major elements (XRF data on discrete samples). Bold figures identify significant relationships.

Sedimentological interpretations

Source to sink approach: comparison between source and lake sediment samples

Organic geochemistry

When placed in a Van Krevelen-type diagram (Fig. 2), the HI and OI values of shallower soil horizons (A and E) are located in the field of well-preserved OM of terrestrial origin (HI > 300 mg HC/g TOC and OI around 150-250 mg O₂/g TOC) (Meyers and Lallier-Vergès 1999, Disnar et al. 2003, Jacob et al. 2004). The decrease in HI and the parallel increase in OI values with depth along soil profiles can be straightforwardly interpreted as the consequence of progressive humification of recent OM (Disnar et al. 2003). In contrast, the null values of HI of the bedrock formations and weakly developed soils can be explained by a fossil origin for their OM (0.2-0.45% of TOC).

Lake sediment OM signatures in the lower part of the core present both low HI (< 50 mg HC/g TOC) and OI values (120-240 mg O₂/g TOC) (Fig. 2A, 3). These sediments are thus interpreted as deriving from the erosion of leptosols, or at least of weakly developed soils. Autochthonous lacustrine OM probably also contributes slightly to their signatures (Fig. 2A; Noël 2001). In the upper part of the core, both HI and OI values increase, indicating a rise in the contribution of superficial horizons from developed soils. These lake sediments present a mixed composition of both leptosols and developed soils (Fig. 2A, 3). HI values can thus be used to trace periods of developed soil or leptosol erosion, while OI values mainly allow a distinction between lacustrine vs terrestrial organic matter.

Major elements

Leptosols are the result of the earlier pedogenic process affecting the calcareous bedrock (calcschales and black shales). It corresponds to the carbonate dissolution that results in the detachment of shale sheets and is traced by the decrease in CaO content from calcareous bedrock to leptosol samples (Fig. 2B). The subsequent pedogenic process is weathering, which leads to an acidification (higher SiO₂ content) due to the loss of bases. It is well observed in the SiO₂-enriched upper horizons of cambisol. The intensification of the acidification process leads to formation of acid soils, namely podzols and stagnosols, which represent the acidic pole of our sediment source database (Fig. 2B).

Plotted in Fig. 2B, lake sediment samples are divided in two groups: U2b is characterized by important changes in CaO content whereas the group corresponding to U1 and U2a has low and relatively homogenous CaO percentages. However, SiO₂ and AKTM concentrations in the second group (U1 + U2a) vary greatly (Fig. 2B). Samples from the U2b-group correspond to the lower part of the core. Their composition follows a straight line between two source types: the calcshale that is more or less depleted in carbonates and a mixing between the cambisol surface and sub-surface horizons (Fig. 2B, dark grey area, Table 2). Samples in U1 and U2a are mainly made of a mixture of leptosol and acid soils (Fig. 2B, light grey area). CaO content tracks the carbonate dissolution process while SiO₂ and AKTM content can be used as an indicator of leptosols (in some cases the contribution of cambisols), or the erosion of acid soils.

Lake sediment core

Age-depth model: 14C, palynostratigraphy and lead contamination

Because flood-triggered and gravity-reworked sediment layers represent instantaneous deposits with significant thicknesses, they were excluded in computing the sedimentation rate and constructing the age-depth model (Fig. 4) (Bøe et al. 2006, Moreno et al. 2008). The three anomalous ages are most likely due to reworked material from a peat deposit currently eroded by one of the tributaries (Fig. 4). Contamination of a wood sample during the sampling process could explain the only date that is too young. These four ages that are inconsistent with the age-depth model were thus discarded (Fig. 4). Below 18.07 m-depth, no macroremains were found. Pollen assemblages (Pinus, Corylus, Ulmus, Tilia) (David, unpublished data) suggest that this bottom core section is not older than 10 200 cal. BP. In the Arve valley (northern French Alps), vegetation recolonization after the glacier retreat is characterized by the development of Pinus and Betula from 11 150 to around 5500 cal. BP (de Beaulieu et al. 1993). Corylus and later Quercus, Tilia, Ulmus only appeared around 9980-9400 cal. BP and 9400-7850 cal. BP, respectively (de Beaulieu et al. 1993). The extrapolation of the age-depth model thus gives ages for the bottom of the core that are too old, which signifies that the sedimentation rate is higher at the bottom. An approximation of the age-depth model for this period is obtained from a linear interpolation between the oldest radiocarbon date and the oldest age usually associated to the observed pollen association in the area. Nevertheless, those ages must be regarded with caution, and for this part of the record we have not developed interpretations for rapid environmental changes.

According to the age-depth model, increases in lead concentrations occur during the following

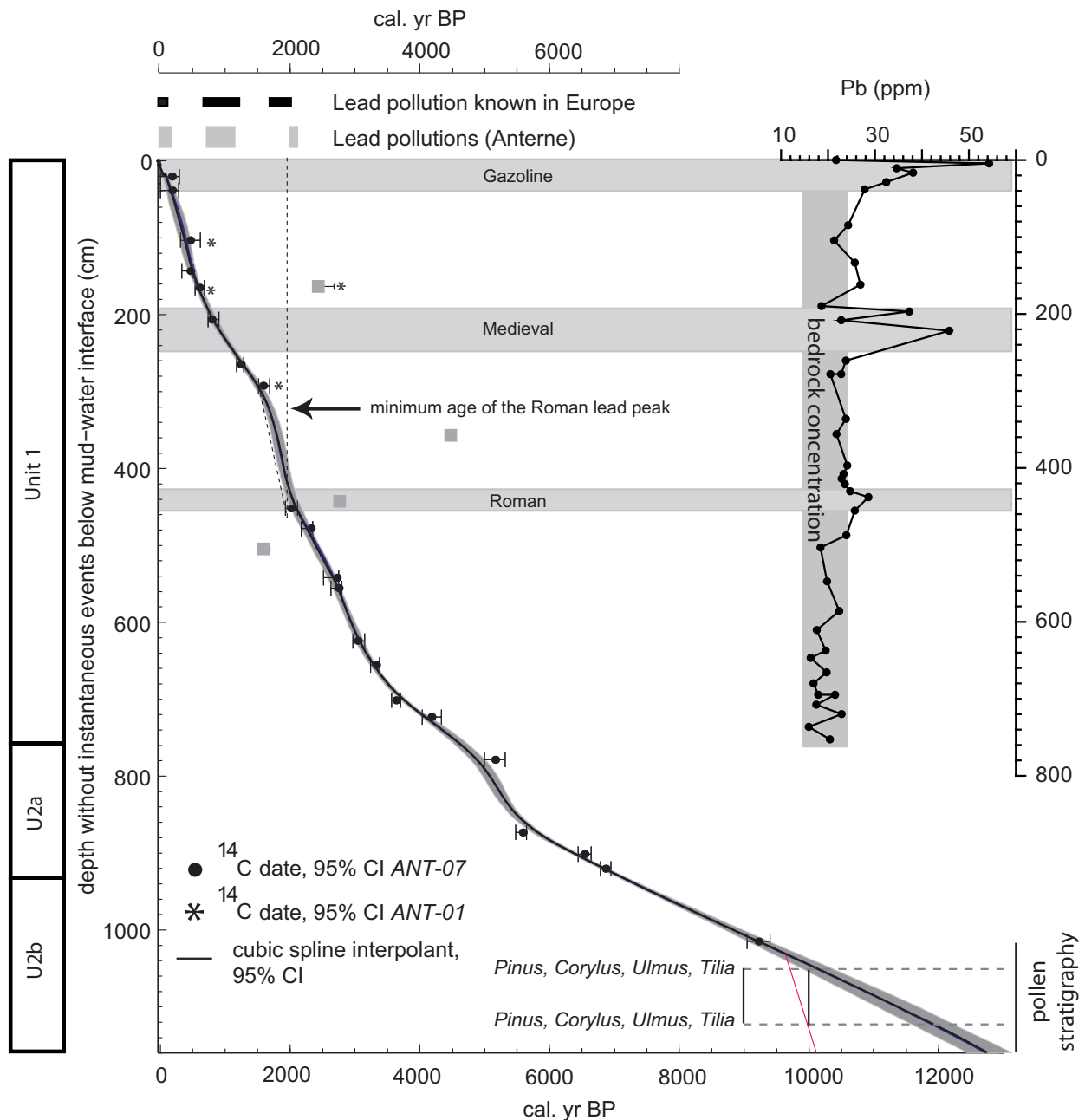


Figure 4: Age-depth model from radiocarbon dates and pollen analyses. Comparison with lead pollution measured in lake sediments and from elsewhere in Europe (Shotyk 2002, Arnaud et al. 2005a, Guyard et al. 2007).

periods: around 2150-1990 cal. BP, 1100-720 cal. BP, and since about 200 years. These periods correspond to the Roman Period, the Medieval Period and the onset of the industrial revolution followed by the period of leaded-gasoline consumption (starting in AD 1920 with a maximum at AD 1973-74). Sources of lead pollution in Europe are known during these periods (Shotyk 2002, Arnaud et al. 2004, Arnaud et al. 2006, Guyard et al. 2007). The lead contamination record thus agrees with the age-depth model. However, except for gasoline and the Industrial Revolution periods, episodes of lead pollution are not precise chronostratigraphic markers and cannot be used to better constrain the model due to the possible local origin of pollution as suggested by Monna et al. (2004) for the Roman Period. We observe that the Roman pollution started around

2150 cal. BP which is earlier than the Roman occupation of the upper Arve valley. This shift is within the error range of ^{14}C dates (Fig. 4) and cannot be taken as archaeological evidence of early mining but rather as the result of a ± 100 years uncertainty in the age-depth model.

Flood deposits

The grain size signature of flood deposits was assessed by the P95max, i.e. the P95 value of the basal coarser layer of each flood sequence. It was compared with the thickness of each sequence, which leads to identification of two flood groups (Fig. 5). The first group (F1) is characterised by a wide range of P95max values (71 to 1092 μm) but only low variations in thickness (0.5 to 8.4 cm). Inversely the F2-group has lower variations of P95max values (191 to 448 μm) and a higher variability in thickness (6.3 to 27 cm). This group appears only after 3400 cal. BP, when the sedimentation rate increases and flood deposits become more frequent and thicker (Fig. 6). We observe a positive relation ($R^2=0.55$) between the P95max and thickness values for the F1-group prior to 3400 cal. BP. This relation suggests that the flood deposit thickness was mainly controlled by the stream velocity. After 3400 cal. BP, several flood sequences show a similar pattern to F1, while the thickest ones form the F2-group. The onset of these very thick flood deposits that are not characterized by higher P95 values and thus higher stream power is interpreted as an increase in material availability in the catchment, independent of any change in the intensity of erosion processes. This increase is considered to reflect important destabilization processes affecting developed soils due to degradation of the vegetation cover, resulting in landslides and bank undercutting (maybe triggering debris flow formation) which could, in turn, have generated the thick deposits observed in the lake. As a consequence, we consider these deposits as indicators of soil destabilization in the catchment (Fig. 6).

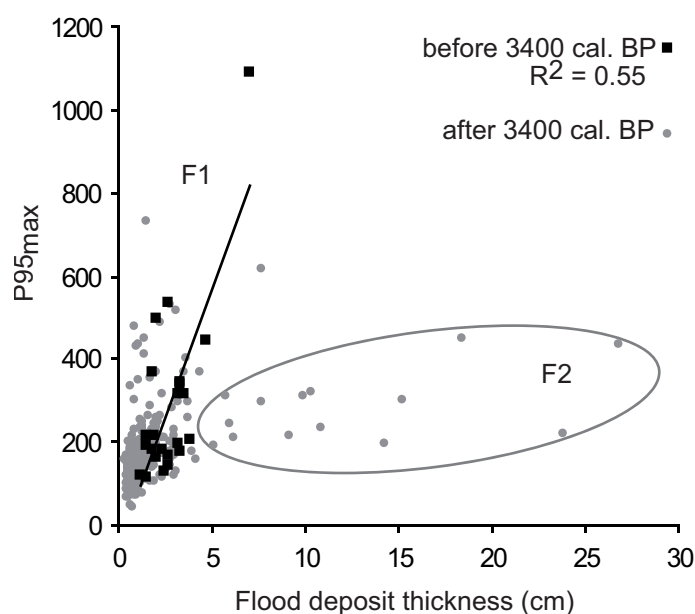


Figure 5: Grain size vs thickness of flood deposits. Changes in sediment availability in the catchment are reflected by the presence of two groups of floods (F1 and F2).

Major elements

Detrital inputs to Lake Anterne can be characterized by a ternary geochemical system: Si, Ca and AKTM (Fig. 2), which reflects the pedogenic processes occurring in the catchment. The changes in Si, Ca and AKTM content in sediment core will thus be interpreted as indicators of different soil erosion and soil evolution. Manganese content probably reflects the evolution of redox conditions. In anoxic environments, it is in a reduced form (generally dissolved) (Davison 1993).

The record of erosion and soil development – climatic and human impacts

The changes in lake sediment properties (organic and mineral) reflect variations in the contribution from the different sediment sources. These variations can be interpreted in terms of soil evolution and/or changes in the area affected by erosion, thus modifying the contribution of each stream (in the north-eastern and southern parts of the catchment, Fig. 1B). Our study was not able to determine specific sediment source locations because all the soil-types could be well distributed across the catchment during the past. However, the contribution of one source-type or another depends on soils existing in the catchment and on soil erodibility, which is controlled by climate and human activities. Thus, the results of our source-to-sink approach provide information about soils contributing to erosion and can give indications about the factors responsible for the erosion processes (climatic and/or anthropogenic). This approach has allowed the identification of six main phases in erosion and soil evolution since the early Holocene, linked to climatic events, vegetation changes, and human land use (Fig. 6).

10.165-9.950 cal. BP: Early Holocene conditions

TOC lower than 1%, very low HI values (close to bedrock and leptosol signatures) and high Ca content indicate that bedrock erosion is the only contributor to sediment input into the lake (Fig. 6). These features suggest that the catchment was only sparsely vegetated during this period and pedogenic processes were non-existent or very weak.

9.950-7.850 cal BP: onset of pedogenic processes

The increase in HI values reflects the rise in erosion of shallower horizons of developed soils relative to leptosols (Fig. 6). A change of source because of another area providing sediments

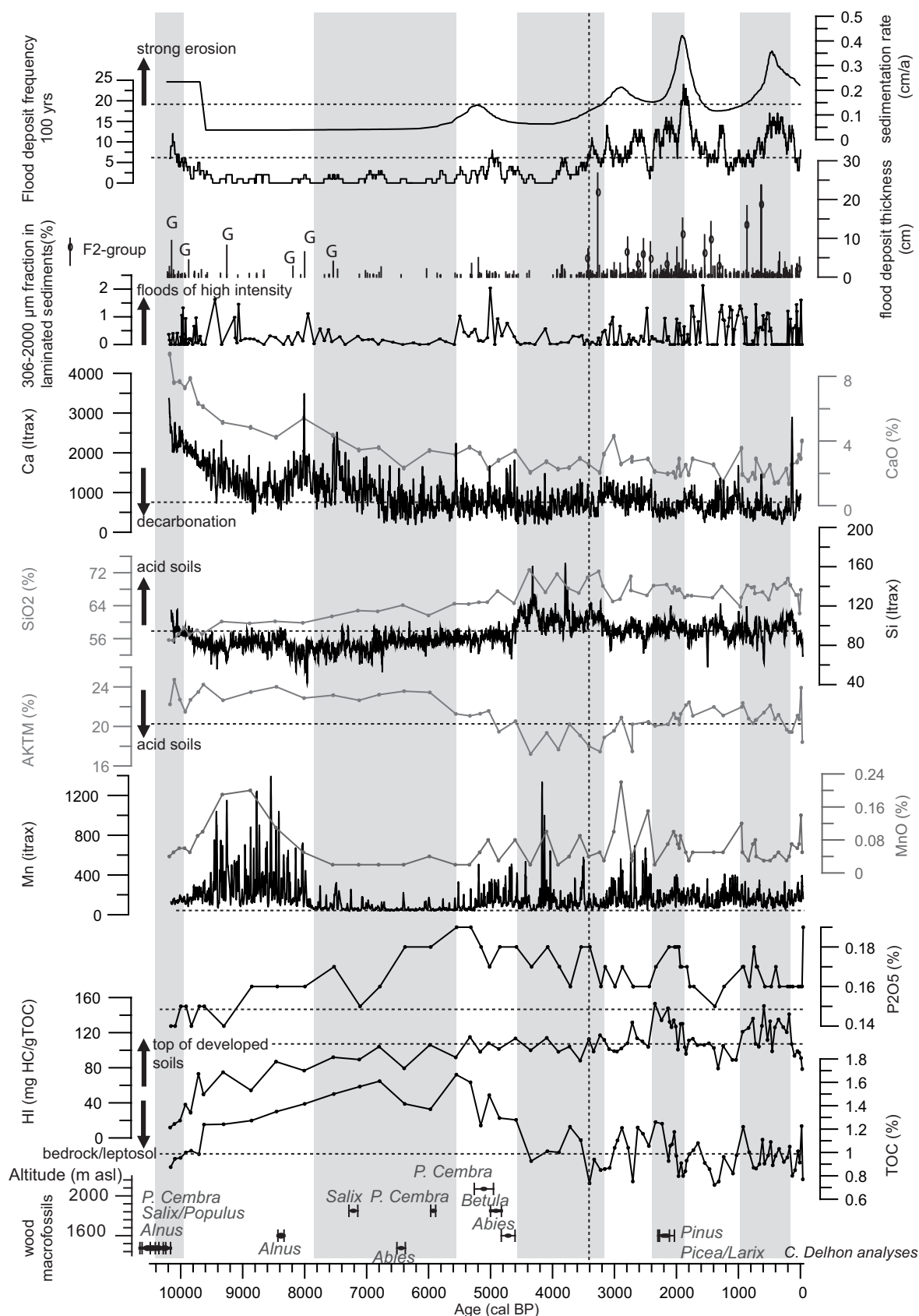


Figure 6: Changes in catchment erosion represented by sedimentation rate (without floods), flood deposit frequency and thickness, and coarse particles. Comparison of these indicators with soil and vegetation history reconstructed from mineral geochemistry (AKTM, CaO and SiO₂), organic geochemistry (HI and TOC) and wood macrofossils along the altitudinal transect. Values for manganese and phosphorus are shown to give indications about oxygenation and trophic conditions in the lake, respectively. Grey areas represent the periods of change discussed in the text. The dotted line corresponds to the main change in terms of erosion in the catchment. Since this date (3400 cal. BP) a strong increase in erosion intensity is observed (see text for more information).

to the lake is unlikely. Indeed, this hypothesis would signify that the erodibility of developed soils increases, which could be triggered by a colder climate and/or a human impact. Neither interpretation is likely because, during this period, the climate was warmer (Larocque-Tobler et al. 2010) and humans lived on hunting and gathering, which is thought to have negligible impact on erosion processes. Thus, the increase in the erosion of superficial horizons is rather associated with the appearance of a vegetation cover and soil formation in the catchment. No bio-precipitated (autochthonous) calcite was observed in the lake sediments. The calcium depletion recorded until 6500 cal. BP is thus interpreted as the result of the dissolution of bedrock-derived carbonates. As shown in the ternary diagram Ca-Si-AKTM (Fig. 2), cambisols mainly contribute to the developed soil input.

7850 - 5550 cal. BP: Holocene Optimum of vegetation cover and soil development

Between 7850 and 5550 cal. BP, HI rises more slowly than during the previous period and the TOC content reaches the highest values of the whole sequence. The vegetation in the catchment was thus probably well-developed and soils were consequently stabilized, as shown by the increasing contribution from topsoils and declining leptosol input. Dates of wood macrofossils found at different altitudes (Fig. 1D) show also a rise in the timberline during this second part of the early Holocene (Fig. 6). The low frequency of floods and the decrease in the contribution of the coarsest fraction to laminated sediments from 7400 to 5550 cal. BP suggest a period during which intense precipitation events were rare and had a reduced impact on erosion fluxes. During the period 7850-5550 cal. BP, very low manganese content also was recorded. This suggests anoxic conditions during summer (as well as during winter because of the presence of the ice cover) (Davison 1993, Koinig et al. 2003). The well developed vegetation cover (probable presence of a scattered forest) might explain these conditions in the hypolimnion through three processes: (1) the input of a large quantity of terrestrial OM to the lake, and its decomposition by aerobic bacteria, leading to increased oxygen consumption; (2) the input in terrestrial OM to the lake also could have increased the lake productivity because of inwash of soil nutrients and thus caused oxygen depletion (Meyers and Lallier-Vergès 1999); and (3) the low frequency of high-intensity floods and the low sedimentation rate, probably linked in part to the dense vegetation cover, could have limited water column mixing during summer (in particular between 6000 and 6700 cal. BP, Fig. 6). Furthermore, the warmer conditions during the Holocene Climatic Optimum might have promoted higher productivity and increased the duration of summer stratification and thus favored long periods of oxygen depletion at the sediment-water interface (Koinig et al. 2003). The lake also was deeper (28.6-30 m-depth) than it is currently, which probably helped in the establishment of anoxic conditions in the hypolimnion (Eusterhues et al. 2002).

5550 - 4600 cal. BP: first regression of trees and soils

From 5550 to 4500 cal. BP, the HI values are stable, and the sedimentation rate increases. These results indicate an increase in erosion of both the surface/subsurface horizons of developed soils and leptosols (Fig. 6). The decrease in AKTM% suggests that developed soils mainly affected by the erosion are the acidic soils. Given the stabilization of HI, the decrease of TOC observed during this period cannot be explained by an increase in the proportion of leptosols, that is, of mineral matter, vs developed soils. The one explanation is that this lowering is due to the decrease of lacustrine organic matter in the sediments. At the same time, an increase in flood frequency and in the contribution of the coarsest fraction to laminated sediments is recorded, suggesting that intense precipitation events became more frequent. The increase in erosion could be due to the climatic transition corresponding to the onset of the Neoglaciation, which is characterized in the Alps by a marked cooling (Larocque-Tobler et al. 2010) and change in moisture conditions in central Europe (Haas et al. 1998, Magny and Haas 2004, Magny 2004, Magny et al. 2006). During this mid-Holocene transition, glaciers advanced in the Alps (Ivy-Oschs et al. 2009), and a decline in the timberline in the Austrian Alps (Nicolussi et al. 2005) has been recorded. The higher lake levels in the Jura Mountain and in Lake Constance (Magny 2004, Magny et al. 2006) and the higher terrigenous input in Lake Bourget around 5400 cal. BP (Arnaud et al. 2005) also suggest a rise of the hydrological activity during this period. However, the hypothesis of a human impact cannot be excluded. Between 5550 and 5300 cal. BP, a very high phosphorus concentration is recorded. It could suggest the presence of human activity in the catchment. Moreover, typical anthropogenic indicators (Cerealia, Urticaceae, Rumex, and *Plantago lanceolata*) were continuously recorded from 5660 cal. BP in the Survilly peat bog (David in press, b).

4600 cal. BP – 2400 cal. BP: Bronze Age impact on mountain landscapes

From 4600 to 2400 cal. BP, HI remains stable (except around 2700 cal. BP), which signifies that there was no change in the relative contributions of leptosol and topsoil erosion to the sediment while the sedimentation rate decreased. This period is characterized by 3 phases with very low AKTM contents and high Si contents that are interpreted as the result of leptosols and acid soil erosion. The period of acid soil erosion, between 4600 and 4200 cal. BP, is marked by the quasi-absence of floods and coarse particles, suggesting a period of low hydrological activity. The hypothesis of a moderated anthropogenic impact on vegetation, and soils, with consequent erosion, may thus be advanced. Indeed, podzols (acid soil) are frequently formed under subalpine coniferous forests (Mourier et al. 2008, Mourier et al. 2010), which might suggest the presence of a scattered forest whose reduction due to human activities could have destabilized soil covers. This hypothesis is supported by the decrease of *Pinus* pollen around

4600 cal. BP (and in particular *P. cembra* sp.) (David in press b). Furthermore, the existence of coniferous woodland around the lake before this date is confirmed by the discovery of a large branch of *Pinus cembra* dated to 5290-4980 cal. BP in the incised peat close to the lake (Fig. 1D). The subsequent erosion of acid soils, in the absence of enhanced erosion fluxes, thus reflects the selective erosion of soils formerly covered by arboreal vegetation. The absence of any wood macrofossil at the altitude of Lake Anterne, younger than 4600 cal. BP (Fig. 8), currently supports such an interpretation. However, the set of analysed samples is not yet large enough to conclusively validate this hypothesis.

After 3400 cal. BP, sedimentation rate, flood frequency, and the thickness of flood deposits increased and never returned to previous conditions (Fig. 6). The rise in flood-deposit thickness is more likely to reflect higher erodibility of the catchment rather than higher stream discharge, as the size of the coarsest grains of basal flood layers does not increase (F2-group ; fig. 5 and 6). These results suggest an important destabilization of soils, probably due to an increase in anthropogenic pressure. The increase of phosphorus content recorded between 3550-3400 cal. BP indicates an increase in trophic level. This change could reflect the presence of livestock in the catchment and is in agreement with the assumption of anthropogenic pressures (Fig. 6). However, this transition is not characterized by a change in the relative contribution of leptosols and developed soils to sediment input in the lake. This observation might suggest the combined effects of human impact (erosion of developed soils) and climatic change toward wetter conditions (leptosol erosion from steeper slopes more prone to higher run-off). This period corresponds to glacier advances in the Alps and higher lake levels in Jura Mountains and Pre-Alps (Leemann and Niessen 1994, Ivy Ochs et al. 2009, Magny 2004). According to recent palynological investigations performed on peat cores taken near Lake Anterne (Survilly and Ecuelles, Fig. 1D), a long-lasting period of human-induced vegetation changes through clear cutting and grazing pressure occurred after 3600 cal BP (David in press a and b). This is shown by the slight expansion of *Picea* and the increase of *Alnus* in the study area. Human presence at high elevation site during the Late Bronze Age is independently attested by archaeological data at Petit-Saint-Bernard (2000 m asl, North-western French Alps) (Rey et al. 2008). In the Swiss Alps (Sägistalsee, 1935 m asl), extensive deforestation and grazing activities were recorded around 3000-3600 cal BP (Wick et al. 2003, Ohlendorf et al. 2003, Koinig et al. 2003, Lotter et al. 2006). Early indications (3500 cal. BP) of alpine pastures were also found in the Central Austrian Alps (Schmidt et al. 2002). Our results thus suggest that the Northern French alpine massifs experienced a similar history to the Swiss and Austrian ones.

2400 cal. BP – present: human-driven soil erosion

The periods 2400 cal. BP-150 AD (end of Iron Age-Roman Period) and 1050-1750 AD

(end of the Medieval Warm Period-Little Ice Age) are characterized by rather high HI and sedimentation rates that we interpret as recording increased erosion of top soils. The geochemical signature during both these periods hence suggests that cambisol surface horizons contribute to an increase in top soil erosion. Around 2100 cal. BP, gravity-reworked sediment deposits become more frequent which is probably due to the increase of erosion in the catchment area and thus sediment accumulation on delta slopes (Fig. 3). These results indicate a new phase of soil destabilization. Grazing activities could have triggered this and may account for the higher phosphorus concentrations recorded in lake sediments during the periods 2400-1800 cal. BP and 1050-1300 AD (Fig. 6).

The palynological study on Ecuelles supports this interpretation. It evidences a shift from woody (dominated by *Ulmus*, *Alnus* spp.) to grass vegetation during the Roman Period as a result of grazing activity, as shown by the presence of *Plantago Lanceolata* (David in press). Furthermore, remains of a shack were discovered at the edge of the lake. Charcoal from this archaeological site was dated to 85-245 AD. Two shards of Gallo-Roman and Medieval (1000-1100 AD) ceramics were also found, attesting to the presence of humans in the catchment during the Roman and Medieval periods. Anthropogenic activities (wood cutting, grazing) and related impacts (soil destabilization) were observed during the Iron Age and the Roman period at different locations in the Austrian and Swiss Alps (Schmidt et al. 2002, Dapples et al. 2002, Heiri et al. 2003, Schmidt et al. 2008). Pastoral activities in alpine mountain during the Medieval period were also well-developed as attested by several studies in Switzerland, Austria and in south French Alps (Hausmann et al. 2002, Schmidt et al. 2002, Heiri et al. 2003, Mocci et al. 2008).

The wetter and colder climate during the Little Ice Age (LIA) (Magny 2004, Arnaud et al. 2005) probably also contributed to the increase in soil erosion. This climate change could explain the higher erosion rate of developed soils while the phosphorus content decreases, suggesting a lowering of human pressure.

Conclusion

We used a lake sediment multiproxy (inorganic and organic geochemistry, grain size, sedimentation rate, flood occurrence and thickness and wood macrofossil data) approach to reconstruct quantitative and qualitative changes in erosion patterns in the catchment of Lake Anterne (French Alps). This reconstruction provides information about pedogenesis, climatic changes and human occupation in a mountain area. During the early Holocene (9950-5550 cal. BP), the record of organic matter content, sedimentation rate and Ca reflect the early development of soil and vegetation cover due to warmer post-glacial conditions. Major element

analyses on the sediment core have also identified anoxic conditions within the lake during the Holocene Climatic Optimum. The increase in erosion processes from 5550 cal. BP is interpreted as the result of both the Mid-Holocene climatic reversal, sometimes called the Neoglacial, and the first anthropogenic impact. Further anthropogenic pressure on the catchment, between 4600 and 4200 cal BP, is marked by increased erosion of acid soils formerly covered by arboreal vegetation. From 3400 cal. BP, the catchment became much more sensitive to erosion processes. This change is attributed to major human-induced soil destabilization probably as a result of grazing activities. The significant increases in erosion rates then recorded around 2400-1800 cal. BP and 1050-1300 AD, are also interpreted as reflecting periods of enhanced human pressure. The second half of the Holocene seems to be characterized by a regressive dynamic of the vegetation-soil system mainly linked to human activities. By contrast, during the early Holocene, a progressive dynamic linked to ameliorating climate is observed.

These results show the benefits of using source-to-sink linkages (based on mineral and organic geochemistry) and the importance of characterizing the range of soil types in mountain catchments in order to understand variations in the geochemical properties of lacustrine sediments and to reconstruct not only changes in erosion patterns but also changes in the environment. One aspect of this methodology, which can sometime become a limitation, is the ambiguity in the interpretation of the results: the contribution of a soil type to the sediment record can reflect its formation in the catchment, or to its removal and subsequent deposition in the lake sediments as a result of erosion linked to degradation and destabilization processes. The choice of interpretation needs to take into account the history of the catchment in relation to climatic changes and human occupation.

Paleovegetation and archaeological studies are still in progress within the framework of the PYGMALION (Paleohydrology and human-climate-environment interaction in the Alps) research program. These combined efforts will allow a better characterisation of forest evolution and human occupation history during the Holocene at this location, and their impacts on erosion.

Acknowledgements

Analytical results were acquired in the framework of the scientific programs Aphrodyte and Pygmalion, founded by the CNRS program Eclipse and the French National Research Agency (ANR), respectively. Radiocarbon dating was performed by the national facility LM14C in the framework of the INSU ARTEMIS call-for-proposal. We are grateful to Paul Capiez who performed the major element analyses. Sidonie Révillon has been of great help in improving this paper, as have both reviewers of the manuscript. We thank also the guards of the Sixt-Passy

Natural Reserve for their assistance during fieldwork surveys. Thanks to Emmanuel Malet, Bernard Fanget and Michael Henn who participated to the coring survey.

References

Arnaud F., Lignier V., Revel M., Desmet M., Beck C., Pourchet M., Charlet A., Trentesaux A., Tribovillard N (2002) Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova* 14: 225-232

Arnaud F, Revel-Rolland M, Bosch D, Winiarski T, Chapron E, Desmet M, Tribovillard N, Givelet N (2004) A reliable 300 years-long history of lead contamination in Northern French Alps from distant lake sediment records. *Journal of Environmental Monitoring* 6-5: 448 – 456

Arnaud F, Serralongue J, Winiarski T, Desmet M, Paterne M (2006) Pollution au plomb dans la Savoie antique (II-IIIe s ap J-C) en relation avec une installation métallurgique de la cité de Vienne. *Comptes Rendus – Géosciences* 338: 244-252

de Beaulieu J-L, Kostenzer, Reich J K (1993) Dynamique forestière holocène dans la haute vallée de l'Arve (Haute-Savoie) et migrations de *Abies* et *Picea* dans les Alpes occidentales, *Dissertationes Botanicae*: 387-398

Blarquez O, Carcaillet C, Bremond L, Mourier B, Radakovitch O (2010). Trees in the subalpine belt since 11 700 cal. BP: origin, expansion and alteration of the modern forest. *The Holocene* 20: 139-146

Bøe AG, Dahl SO, Lie ø, Nesje A (2006) Holocene revier floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene* 16: 445-455

Dapples F, Lotter AF, van Leeuwen JFN, van der Knapp WO, Dimitriadis S, Oswald D (2002) Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology* 27: 239-248

David F (1997) Holocene tree limit history in the northern French Alps stomata and pollen evidence. *Review of Paleobotany and Palynology* 97: 227-237

David F (2010, in press, a) Expansion of green alder (*Alnus alnobetula* [Ehrh] K. Koch) in the northern French Alps: A palaeoecological point of view. *Compte Rendu de l'Académie des*

sciences, Biologies : doi:10.1016/j.crv.2010.01.002

David F (in press, b) An example of the consequences of human activities on the evolution of the subalpine landscapes. *Compte rendus Palevol*

Davison W (1993) Iron and manganese in lakes. *Earth Science Reviews* 34: 119-163

Dean W (2002) A 1500-year record of climatic and environmental change in Elk Lake, Clearwater County, Minnesota II: geochemistry, mineralogy, and stable isotopes. *Journal of Paleolimnology* 27: 301-319

Debret M, Desmet M, Balsam W, Copard Y, Francus P, Laj C (2006) Spectrophotometer analysis of Holocene sediments from an anoxic fjord: Saanich Inlet, British Columbia, Canada. *Marine Geology* 229: 15-28

Disnar JR, Guillet B, Keravis D, Di-Giovanni C, Sebag D (2003) Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis: scope and limitations. *Organic geochemistry* 34: 327-343

Disnar JR, Jacob J, Morched-Issa M, Lottier N, Arnaud F (2008) Assessment of peat quality by molecular and bulk geochemical analysis: Application to the Holocene record of the Chautagne marsh (Haute Savoie, France). *Chemical Geology* 254: 101-112

Egli M, Wernli M, Kneisel C, Haeberli W (2006) Melting glaciers and soil development in the proglacial area Morteratsch (Swiss Alps): I. soil type chrosequence. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 38: 499-509

Egli M, Mirabella A, Sartori G (2008) The role of climate and vegetation in weathering and clay mineral formation in late Quaternary soils of the Swiss and Italian Alps. *Geomorphology* 102: 307-324

Enters D, Lücke A, Zolitschka B (2006) Effects of land-use change on deposition and composition of organic matter in Frickenhauser See, northern Bavaria, Germany. *Science of the total Environment* 369: 178-187

Espitalié J, Deroo G, Marquis F (1985) La pyrolyse Rock-Eval et ses applications ; première partie. *Rev. Inst. Fr. Pét.* 40, 563-579.

Eusterhues K, Lechterbeck J, Schneider J, Wolf-Brozio U (2002) Late- and Post-Glacial evolution of Lake Steisslingen (I). Sedimentary history, palynological record and inorganic

geochemical indicators. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 187: 341-371

Fagel N, Alleman LY, Granina L, Hatert F, Thamo-Bozso E, Cloots R, André L (2005) Vivianite formation and distribution in Lake Baïkal sediments. *Global and Planetary Change* 46: 315-336

Guyard H, Chapron E, St-Onge G, Anselmetti FS, Arnaud F, Magand O, Francus P, Mélières MA (2007) High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Review* 26: 2644-2660

Haas JN, Richoz I, Tinner W, Wick L (1998) Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at the timberline in the Alps. *The Holocene* 8: 301-309

Hatfield RG, Maher BA (2009a) Holocene sediment dynamics in an upland temperate lake catchment: climatic and land-use impacts in the English Lake District. *The Holocene* 19: 427-439

Hatfield RG, Maher BA (2009b) Fingerprinting upland sediment sources: particle size-specific magnetic linkages between soils, lake sediments and suspended sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* DOI: 10.1002/esp.1824

Hausmann S, Lotter AF, van Leeuwen JFN, Ohlendorf C, Lemcke G, Grönlund, Sturm M (2002). Interactions of climate and land-use documented in the varved sediments of Seebergsee in the Swiss Alps. *The Holocene* 12: 279-289

He L, Tang Y (2009) Soil development along primary succession sequences on moraines of Hailuoguo Glacier, Gongga Mountain, Sichuan, China. *Catena* 72: 259-269

Heiri O, Wick L, van Leeuwen JFN, van der Knaap WO, Lotter AF (2003) Holocene tree immigration and the chironomid fauna of a small Swiss subalpine lake (Hinterburgsee, 1515 m asl). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 189: 35-53

Higuera PE, Brubaker LB, Anderson PM, Hu FS and Brown TA (2009). Vegetation mediated the impacts of postglacial climate change on fire regimes in the South central Brooks Range, Alaska. *Ecological Monographs* 79: 201-219

Ivy-Ochs S, Kerschner H, Maisch M, Christl M, Kubik PW, Schlüchter C (2009) Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Review*,

doi: 10.1016/j.quascirev.2009.03.009

Jacob J, Disnar J-R, Boussafir M, Sifeddine A, Turcq B, Albuquerque ALS (2004) Major environmental changes recorded by lacustrine sedimentary organic matter since the Last Glacial Maximum near the Equator (Lagoa do Caço, NE Brazil). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 205: 183-197

Jacob J, Disnar J-R, Arnaud F, Gauthier E, Billaud Y, Chapron E, Bardoux G (2009) Impacts of new agricultural practices on soil erosion during the Bronze Age in the French Prealps. *The Holocene* 19: 241-249

Koinig KA, Shotyk W, Lotter AF, Ohlendorf C, Sturm M (2003) 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake-the role of climate, vegetation, and land-use history. *Journal of Paleolimnology* 30: 307-320

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: 422-437

Larocque-Tobler I, Heiri O, Wehrli M (2010) Late Glacial and Holocene temperature changes at Egelsee, Switzerland, reconstructed using subfossil chironomids. *Journal of Paleolimnology* 43: 649-666

Leeman A, Niessen F (1994) Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene* 4: 259-268

Loizeau J-L, Span D, Coppee V, Dominik J (2001) Evolution of the trophic state of Lake Annecy (eastern France) since the last deglaciation as indicated by iron, manganese and phosphorus speciation. *Journal of Paleolimnology* 25: 205-214

Lotter AF, Heiri O, Hofmann W, van der Knaap WO, van Leeuwen JFN, Walker IR, Wick L (2006) Holocene timber-line dynamics at Bachalpsee, a lake at 2265 m a.s.l. in the northern Swiss Alps. *Vegetation History and Archeobotany* 15: 295-307

Magny M, Haas JN (2004). A major widespread climatic change around 5300 cal. Yr BP at the time of the Alpine Iceman. *Journal of Quaternary Science* 19: 423-430

Magny M (2004) Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* 113: 65-79

Magny M, Leuzinger U, Bortenschlager S, Haas JN (2006) Tripartite climate reversal in Central Europe 5600-5300 years ago. *Quaternary Research* 65: 3-19

Meyers PA, Lallier-Vergès E (1999) Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology* 21: 345-372

Mocci F, Walsh K, Richer S, Court-Picon M, Talon B, Tzortzis S, Palet-Martinez JM, Bressy C (2008) Archeology and paleoenvironment in the Southern French Alps : The Late Neolithic to the Roman Period in the Argentiérois, Champsaur and Ubaye high altitude massifs. *Cahiers de Paléoenvironnement* 6: 253-272

Molinarioli E, Guerzoni S, De Falco G, Sarretta A, Cucco A, Como S, Simeone S, Perilli A, Magni P (2009) Relationships between hydrodynamic parameters and grain size in two contrasting transitional environments: The lagoons of Venice and Cabras, Italy. *Sedimentary Geology* 219: 196-207

Monna F, Petit C, Guillaumet J-P, Jouffroy-Bapicot I, Blanchot C, Dominik J, Losno R, Richard H, Lévêque J, Chateau C (2004) History and environmental impact of mining activity in Celtic Aeduan territory recorded in a peat-bog (Morvan France). *Environmental Science and Technology* 38: 657-673

Moreno A, Valero-Garcès BL, González-Sampériz P, Rico M (2008) Flood response to rainfall variability during 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Paleolimnology* 40: 943-961

Mourier B, Poulénard J, Chauvel C, Faivre P, Carcaillet C (2008) Distinguishing subalpine soil types using extractible Al and Fe fractions and REE geochemistry. *Geoderma* 145: 107-120

Mourier B, Poulénard J, Carcaillet C, Williamson D (2010) Soil evolution and subalpine ecosystem changes in the French Alps inferred from geochemical analysis of lacustrine sediments. *Journal of paleolimnology* 44: 571-587.

Muller SD, Nakagawa T, de Beaulieu J-L, Court Picon M, Fauquette S, Genies A (2006) Paléostrutures de végétation à la limite supérieure des forêts dans les Alpes françaises internes. *Compte Rendu de l'Académie des sciences, Biologies* 329: 502-511

Nambrini GP, Capobianco JA, Viel M, Williams AF (1983) A Mössbauer and chemical study of the formation of vivianite in sediments of Lago Maggiore (Italy). *Geochimica and Cosmochimica Acta* 47: 1459-1464

Nicolussi K, Kaufmann M, Patzelt G, van der Plicht J, Thurner A (2005) Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Veget Hist Archaeobot* 14: 221-234

Noël H (2001) Caractérisation et calibration des flux organiques sédimentaires dérivant du bassin versant et de la production aquatique (Annecy, Le Petit Lac). Rôles respectifs de l'Homme et du Climat sur l'évolution des flux organiques au cours des 6000 dernières années (2001). Thèse de doctorat. <http://tel.ccsd.cnrs.fr/documents/archives0/00/00/16/35/index.html>

Ohlendorf C, Sturm M, Hausmann S (2003) Natural environmental changes and human impact reflected in sediments of a high alpine lake in Switzerland. *Journal of Paleolimnology* 30: 297-306

Parris AS, Bierman PR, Noren AJ, Prins MA, Lini A (2009) Holocene paleostorms identified by particle size signatures in lake sediments from the northeastern United States. *Journal of Paleolimnology*. DOI 10.1007/s10933-009-9311-1.

Poulenard J, Podwojewski P (2006) Alpine soils. In: Lal R. (ed.) *Encyclopedia of Soil Science*. New York: Marcel Dekker, 75-79.

Reimer PJ, Baillie MGL, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Bronk Ramsey C, Buck CE, Burr GS, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Hajdas I, Heaton TJ, Hogg AG, Hughen KA, Kaiser KF, Kromer B, McCormac FG, Manning SW, Reimer RW, Richards DA, Southon JR, Talamo S, Turney CSM, van der Plicht J, Weyhenmeyer CE (2009) *Radiocarbon* 51: 1111-1150

Rey PJ, Treffort JM, Moulin B, Oberlin C, André I (2008) History of human settlement from the Neolithic to the early Middle Age at the Alpine pass of Petit-St-Bernard (ca 2000 m asl). *Cahiers de Paléoenvironnement* 6: 209-224

Schmidt R, Koining KA, Thompson R, Kamenik C (2002) A multi proxy core study of the last 7000 years of climate and alpine land-use impacts on an Austrian mountain lake (Unter Landschitzsee, Niedere Tauern). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 187: 101-120

Schmidt R, Roth M, Tessadri R, Weckström K (2008) Disentangling late-Holocene climate and land-use impacts on an Austrian alpine lake using seasonal temperature anomalies, ice-cover, sedimentology, and pollen tracers. *Journal of Paleolimnology* 40: 453-469

Shotyk W (2002) The chronology of anthropogenic, atmospheric Pb deposition recorded by peat cores in three minerogenic peat deposits from Switzerland. *The Science of the Total Environment* 292: 19-31

Stuiver M, Reimer PJ (1993) *Radiocarbon* 35: 215-230

Tinner W, Amman B, Germann P (1996) Treeline fluctuations recorded for 12,500 years by soil profiles, pollen, and plant macrofossils in the Central Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research* 28, 2: 131-147

Weltje GJ, Tjallingii R (2008) Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth and Planetary Science Letters* 274: 423-438

Wick L, van Leeuwen JFN, van der Knaap WO, Lotter AF (2003) Holocene vegetation development in the catchment of Sägistalsee (1935 m asl), a small lake in the Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology* 30: 261-272

WRB (2006) World reference base for soil resources, vol 103. FAO, Rome.

2. La vivianite : un indicateur des conditions environnementales

Le très faible contenu en manganèse entre 7800 et 5450 cal. BP est interprété comme le résultat de la désoxygénation du fond du lac au cours de l'été. La présence de framboïdes de pyrite et de cristaux de vivianite ($[\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}]$), observées au microscope à balayage dans deux échantillons (prélevés à 16.80 m et 14.53 m respectivement), appuie cette hypothèse (voir partie 1, chapitre). L'occurrence des cristaux de vivianite le long de la carotte a été déterminée par observations visuelles de la surface de la carotte. Ces occurrences concordent bien avec des phases d'augmentation du contenu en phosphore et du rapport Fe/K/Mn (figure 2.3.8.). L'augmentation du rapport Fe/K/Mn concomitante avec celle du soufre, confirment la présence de pyrite authigénique.

Le rapport Fe/Mn est souvent utilisé pour les reconstitutions des conditions d'oxygénation au fond des lacs (Loizeau et al. 2001, Koinig et al. 2003, Schmidt et al. 2008). Un rapport élevé traduit des conditions anoxiques parce que la forme oxydée du fer est plus stable dans les environnements désoxygénés, que les oxyhydroxides de manganèse (Davison 1993). Dans de tels environnements, le fer peut aussi précipiter sous forme de sulfures de fer, pyrite ou phosphates de fer (e.g. vivianite) (Nambrini et al. 1983, Davison 1993, Fagel et al. 2005). Ceci est le cas du Lac d'Anterne.

Le remplacement des cristaux de pyrite par ceux de vivianite suggère une augmentation importante des apports en nutriments, dont le phosphore et/ou une diminution des apports en soufre, favorisant ainsi la précipitation des phosphates de fer par rapport aux sulfures de fer. Ces deux hypothèses sont en accord avec l'évolution du bassin versant et des processus d'érosion décrits précédemment (Giguet-Covex et al. sous presse). En effet, la présence d'une couverture végétale bien établie et de sols développés limite l'érosion des roches (dont les schistes à pyrite) et constitue une source relativement importante de nutriments pour le lac.

Des cristaux de vivianite ont également été observés après la phase d'anoxie. La signification de la présence de ces cristaux n'est pas encore bien comprise. Cependant, cette période correspond à la phase de transition vers un climat plus froid et plus humide qui a engendré une baisse de la limite supérieure de la forêt ainsi qu'une reprise de l'érosion. Ce changement a dû favoriser l'érosion des sols développés durant quelques temps ce qui a permis de fournir une quantité importante de nutriments dans le lac. De plus, il est possible que certaines années, le fond du lac ait été anoxique durant l'été. En effet, bien que les crues deviennent plus fréquentes, leur occurrence n'est pas annuelle. Le lac était également plus profond (27 à 28 m de profondeur), ce qui a probablement facilité la mise en place de conditions anoxiques. Ces deux dernières conditions ne s'appliquent pas aux périodes suivantes d'augmentation du phosphore sans formation de vivianite (3600-3300 cal. BP, 2400-1800 cal. BP, 1000-700 cal.

BP). Les conditions d'oxygénation de l'hypolimnion semblent donc déterminantes dans la formation des cristaux de vivianite.

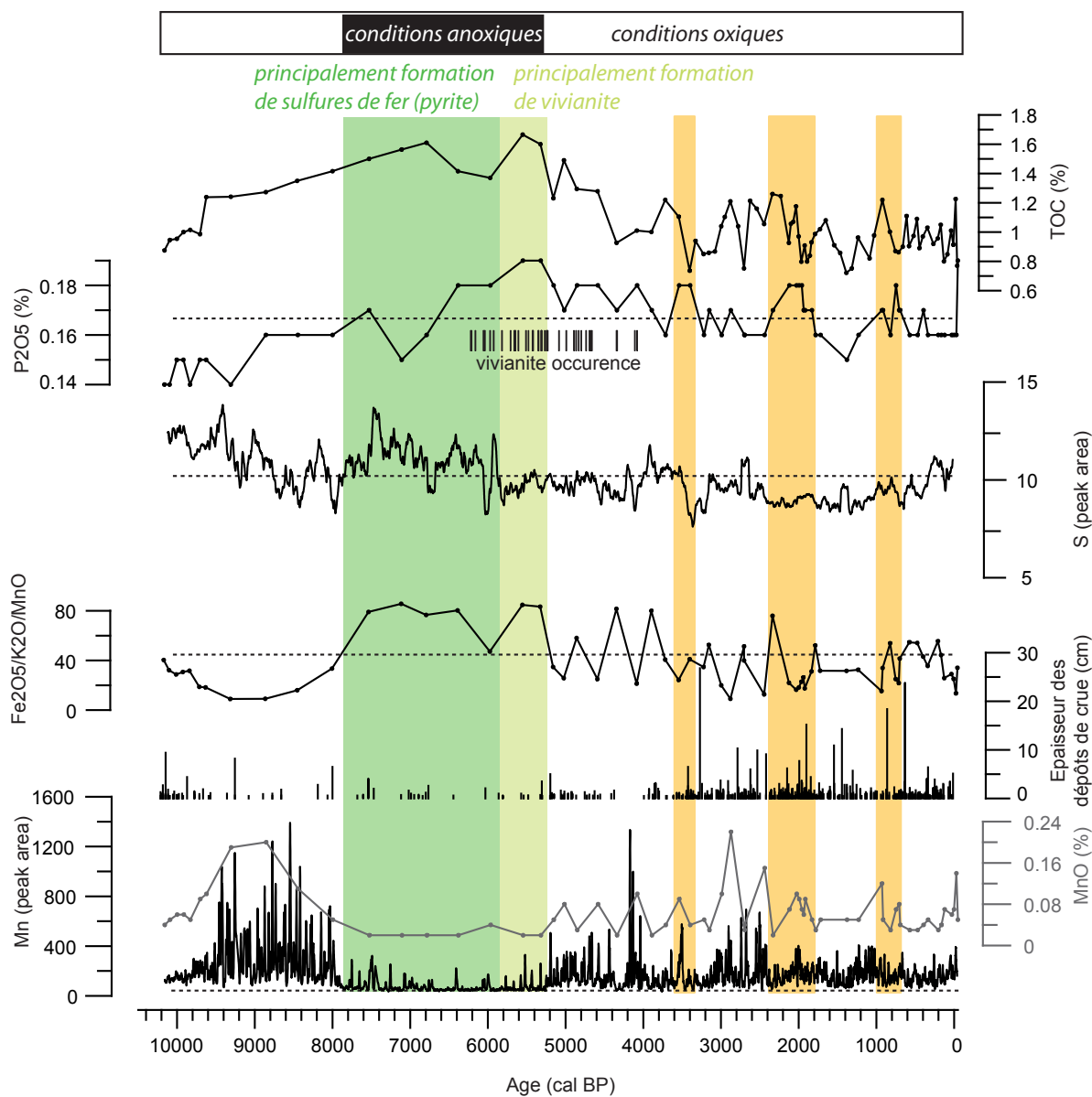


Figure 2.3.8. Evolution des conditions d'oxydo-réduction au fond du lac retracer à partir de la présence de cristaux de vivianite, sulfures, et du manganèse. L'évolution de l'épaisseur des dépôts de crues a également été ajoutée afin d'évaluer leur effet sur l'oxygénation du fond du du lac.

3. Apport de l'étude de la tourbière incisée au bord du lac

3. a. Introduction

L'une des deux tourbières situées au bord du lac d'Anterne (~10 m au-dessus du niveau actuel du lac) est caractérisée par une incision importante de l'un des affluents du lac. L'incision crée une coupe fraîche qui révèle la présence de plusieurs lits détritiques au sein de l'accumulation tourbeuse. Cette archive offre une opportunité de comparaison avec les périodes de fortes crues enregistrées dans la carotte de sédiments lacustres. Cette carotte a également fait l'objet d'une étude palynologique. Le croisement entre les données sédimentologique et palynologique sur une même archive présente l'intérêt d'être indépendant des incertitudes sur les modèles d'âges. Il est donc beaucoup plus pertinent que le croisement d'archives différentes, car il permet de mettre en évidence la simultanéité ou non des changements dans les processus d'érosion et dans le couvert végétal. La coupe rafraîchie de la tourbe présente également un avantage en termes de datation, car il est plus facile d'y trouver des macrorestes à dater. Cependant il n'est pas toujours évident de les recalcr parfaitement dans la stratigraphie du carottage.

Une carotte de 1,64 m a été extraite de la tourbière. L'évolution des apports détritiques a été retracée à partir des analyses de niveau de gris des photos de carotte, de susceptibilité magnétique et de perte au feu. Le signal détritique a ensuite été confronté à celui enregistré dans le lac.

3. b. Fiche d'identité de la tourbière

La tourbière incisée (N 45° 59 580', E 006° 48 100') se situe au nord-est du lac à environ 150 m de sa rive (Fig. 2.3.9.). La base de la tourbe est localisée ~10 m au-dessus du niveau du lac actuel. Cette tourbière est en fait une paléotourbe puisqu'elle ne tourbifie plus actuellement.

Au niveau du site de carottage (Fig. 2. 3.9.), l'épaisseur du remplissage de tourbe est de 164 cm (épaisseur du sol comprise). Cependant cette épaisseur n'est pas constante tout au long de l'affleurement formé par l'incision de la rivière (N 45° 59 055', E 006° 47 926', 97 cm ; N 45° 59 585', E 006° 48 175', 185 cm). Ceci suggère que la tourbière a été ombrotrophe. Le remplissage est caractérisé par la présence de niveaux purement détritiques dont certains semblent lenticulaires.

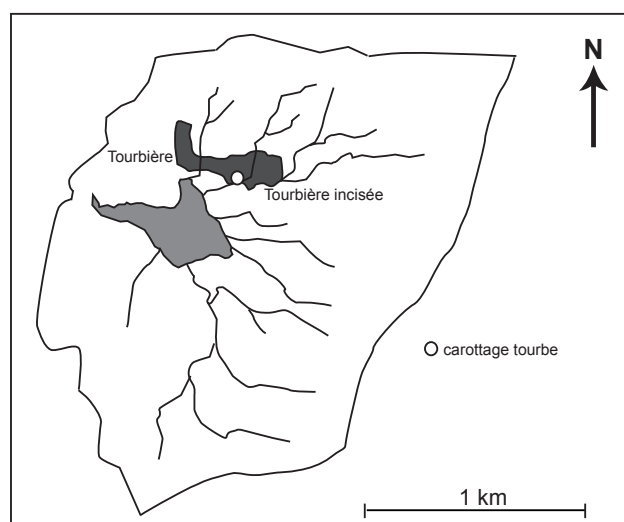


Figure 2.3.9. Présentation du site de carottage dans la tourbière incisée.

3. c. Détermination et caractérisation des apports détritiques dans la tourbière

Trois méthodes ont été utilisées pour reconstituer les apports détritiques : la susceptibilité magnétique, les analyses de niveau de gris à partir des photographies de carotte et la perte au feu, réalisée par Brice Mourier (Fig. 2.3.10.). La méthode utilisée pour les analyses de perte au feu est décrite dans Heiri *et al.* (2001) (voir partie 1, chapitre 2). La perte au feu (PAF) à 550°C permet d'obtenir le pourcentage de matière organique totale ($= [\text{Poids}_{\text{sec}}(\text{échantillon}) - \text{Poids}(\text{après passage au four à } 550^{\circ}\text{C})] * 100 / [\text{Poids}_{\text{sec}}(\text{échantillon})]$). Le deuxième passage au four à 950°C permet de déterminer la fraction carbonatée ($= [\text{Poids}(\text{après passage au four à } 550^{\circ}\text{C}) - \text{Poids}(\text{après passage au four à } 950^{\circ}\text{C})] * 100 / [\text{Poids}_{\text{sec}}(\text{échantillon})]$). La fraction terrigène non carbonatée est obtenue en retranchant la somme de ces deux fractions à 100.

La susceptibilité magnétique présente l'intérêt de bien faire ressortir les passées détritiques par rapport au dépôt de matière organique diamagnétique. Cependant, les niveaux détritiques les plus fins ne sont pas mis en évidence à cause de la taille du capteur utilisé pour l'analyse. La mesure intégrant 1 cm de dépôt, le signal des niveaux détritiques les plus fins est en effet dilué par celui de la matière organique.

La perte au feu n'apporte pas une plus haute résolution puisqu'elle a été réalisée à un pas d'échantillonnage de 1 cm. Par contre, elle donne un indice de qualité et de quantité des apports clastiques, les sédiments carbonatés et silicatés pouvant être distingués. Dans l'enregistrement de la tourbière, les apports en carbonates sont très faibles (1 % en moyenne).

Le signal ne présente pas de fluctuations en relation avec les apports détritiques silicatés. Le matériel érodé est donc quasiment complètement décarbonaté. Un échantillon intercalé entre

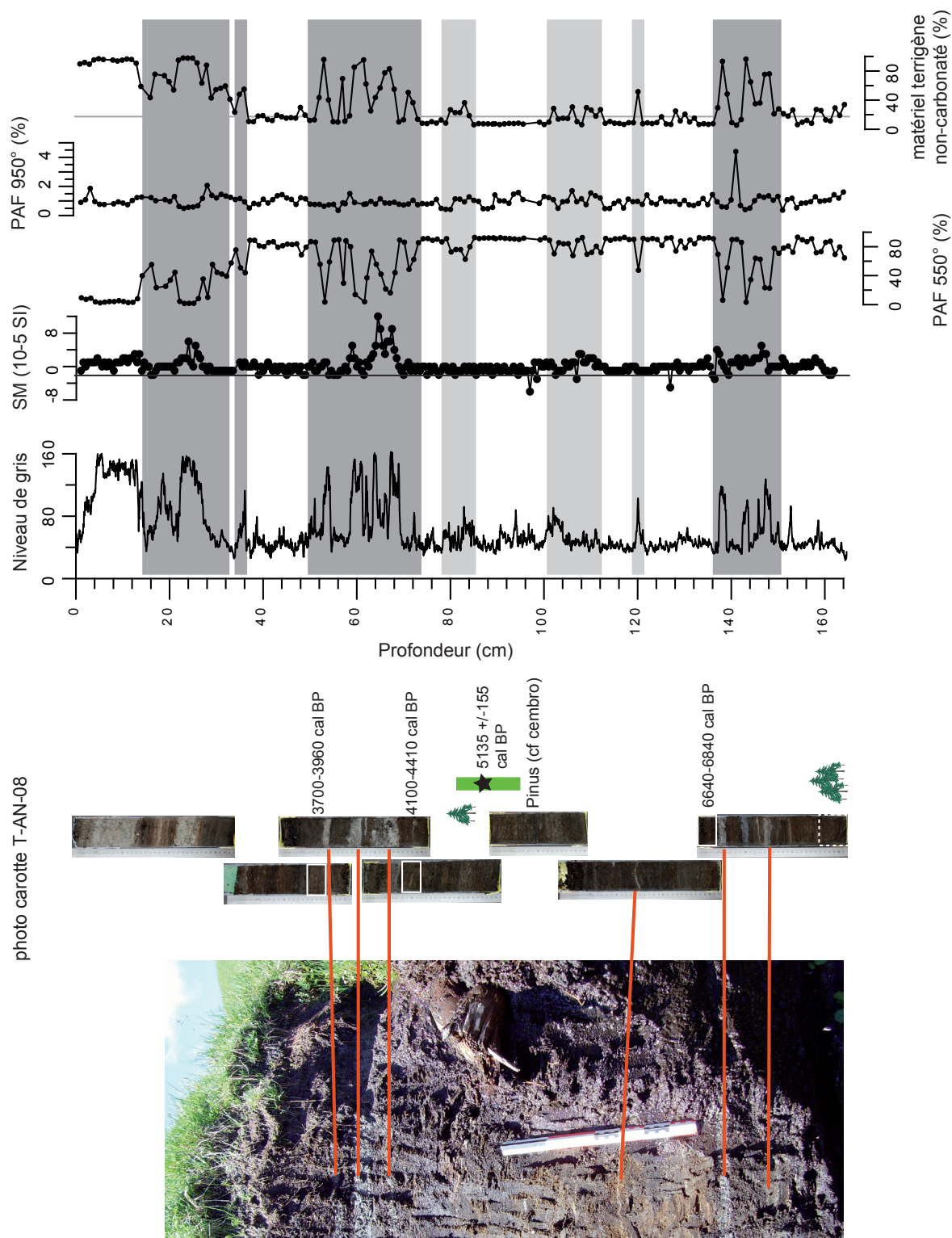


Figure 2.3.10. Comparaison entre différentes méthodes permettant de retracer les apports de matières organiques et clastiques.

des niveaux clastiques à la base de la carotte présente un pic de carbonate à ~4,4%. Cette analyse pose problème et le pic n'a pu être interprété.

L'analyse de niveau de gris, à partir de photographies, permet d'atteindre une résolution plus

élevée (taille du pixel de la photographie, 200 μm) et ainsi de mettre en évidence les niveaux détritiques, ainsi que des périodes d'accumulation de matériel clastique au sein de la matrice organique. Le signal de niveau de gris sera donc utilisé comme indicateur haute résolution des apports détritiques dans la tourbière.

3. d. Etablissement du modèle d'âge

Le modèle d'âge a été établi à partir de 3 dates radiocarbone mesurées au laboratoire LCM14, via l'appel à projet *ARTEMIS* du CNRS. Comme sur la carotte de sédiments lacustres, les dates ont été calibrées à l'aide du programme Calib 6.0.1 (Stuiver & Reimer, 1993) et de la courbe de calibration Intcal09 (Reimer et al., 2009). Les résultats sont présentés dans le tableau 2.3.4.

Nom Echantillon	code laboratoire	profondeur (cm)		profondeur (cm) sans dépôts instantanés	type de macrorestes	age radiocarbone	age Cal. BP 2 sigma
		haut	bas				
T-AN 6		48.9	52.9	43.4	Ericaceae cf. vaccinium	3540 +/- 45	3830 +/- 130
T-AN 4		69.2	73.2	53.6	macroreste terrestre	3835 +/- 35	4255 +/- 155
Ant-Pœmbra			~95	77.4	Pinus cf Cembra	4480 +/- 30	5135 +/- 155
T-AN 1		131	135	114.97	Salix sp.	5895 +/- 40	6740 +/- 100

Tableau 2.3.4. Dates radiocarbone des macrorestes prélevés dans la carotte de tourbe et du pin cembro trouvé dans cette même tourbe.

Pour construire le modèle d'âge, les niveaux détritiques représentant des dépôts instantanés ont été exclus. Les trois dates s'alignent quasi parfaitement sur une droite (Fig. 2.3.11.). De plus la branche de pin cembro trouvée dans la tourbière et recalée approximativement dans la stratigraphie de la carotte est également alignée sur cette droite. La séquence de tourbe couvre une période allant de l'Optimum Holocène au début du Néoglaciale (de 7700-7900 cal. BP à 2800-3100 cal. BP). L'apparition de la tourbière au début de l'Optimum Holocène pourrait résulter d'un contexte environnemental dans le bassin versant favorable. Les sols et la végétation étant probablement bien développés dans le bassin versant, l'érodibilité des sols est devenue très faible limitant les apports détritiques dans la tourbière et le lac (voir article précédent). Ce contexte aurait pu permettre à la tourbière de se développer.

3. e. Les apports détritiques enregistrés dans la tourbière et la carotte de sédiments : approche comparative

Le signal détritique de la tourbière (niveau de gris) est comparé à celui enregistré dans les sédiments lacustres (principalement aux dépôts de crues supérieures à 5 mm d'épaisseurs) (Fig.

2.3.12.). Dans l'ensemble une bonne concordance est observée entre les deux enregistrements. Cependant dans le détail, la correspondance n'est pas parfaite. Les incertitudes sur les modèles d'âges pourraient expliquer certains décalages.

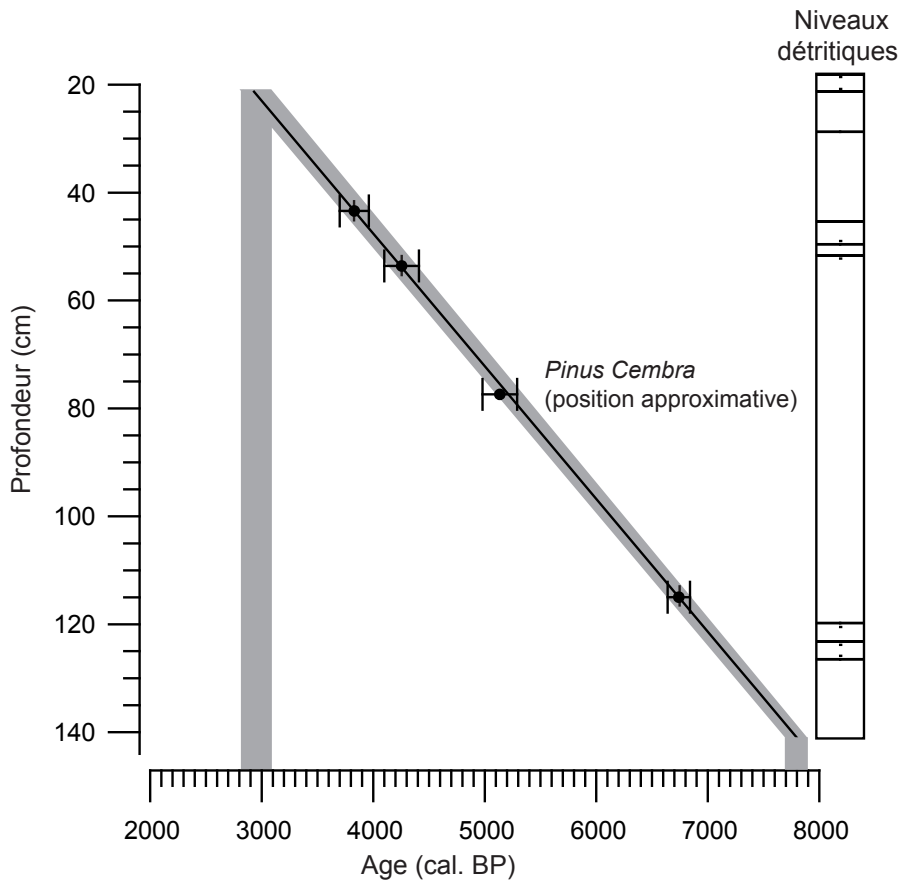


Figure 2.3.11. Modèle âge-profondeur de la tourbière incisée.

Dans la tourbière, entre 7800 et 2950 cal. BP, quatre principales périodes présentent des apports détritiques élevés (Fig. 2.3.12.) : (12) 7600-6600 cal. BP, (11) 5600-4600 cal. BP, (10) 4200-3800 cal. BP et (8,9) 3400-2950 cal. BP. Tout comme dans la carotte de sédiments lacustres, ces périodes peuvent refléter une forte activité hydrologique ou des déstabilisations de sols importantes en raison d'activités anthropiques dans le bassin versant ou de changement climatiques. Les facteurs influençant les apports détritiques des périodes (11) et (9) ont été discutés dans l'article précédent. La période (11) serait essentiellement contrôlée par un changement vers des conditions climatiques plus froides et/ou plus humides (phases 8 et 9 ; Magny, 2004, ; Magny et al., 2006) tandis que la période (9) pourrait être liée à la fois au climat et à l'homme. La période (12) correspond à la phase de haut niveau lacustre du Cérin (11) (Magny, 2004). L'augmentation des apports détritiques refléterait alors une période plus humide. La période (10) pourrait également être associée à un niveau lacustre plus élevé (phase 7, Magny, 2004). Durant la phase 10 de haut niveau lacustre, mise en évidence dans le Jura et les Préalpes (Magny, 2004), seul un niveau détritique est enregistré dans la tourbe et deux

dépôts de crues sont observés dans la carotte de sédiments lacustres. Les analyses quantitative et qualitative de la matière organique ont montré que la couverture végétale est bien installée dans le bassin versant à cette période (voir article précédant). L'effet tampon par la végétation pourrait alors expliquer les apports détritiques faibles enregistrés par nos archives naturelles, alors que le climat est probablement humide.

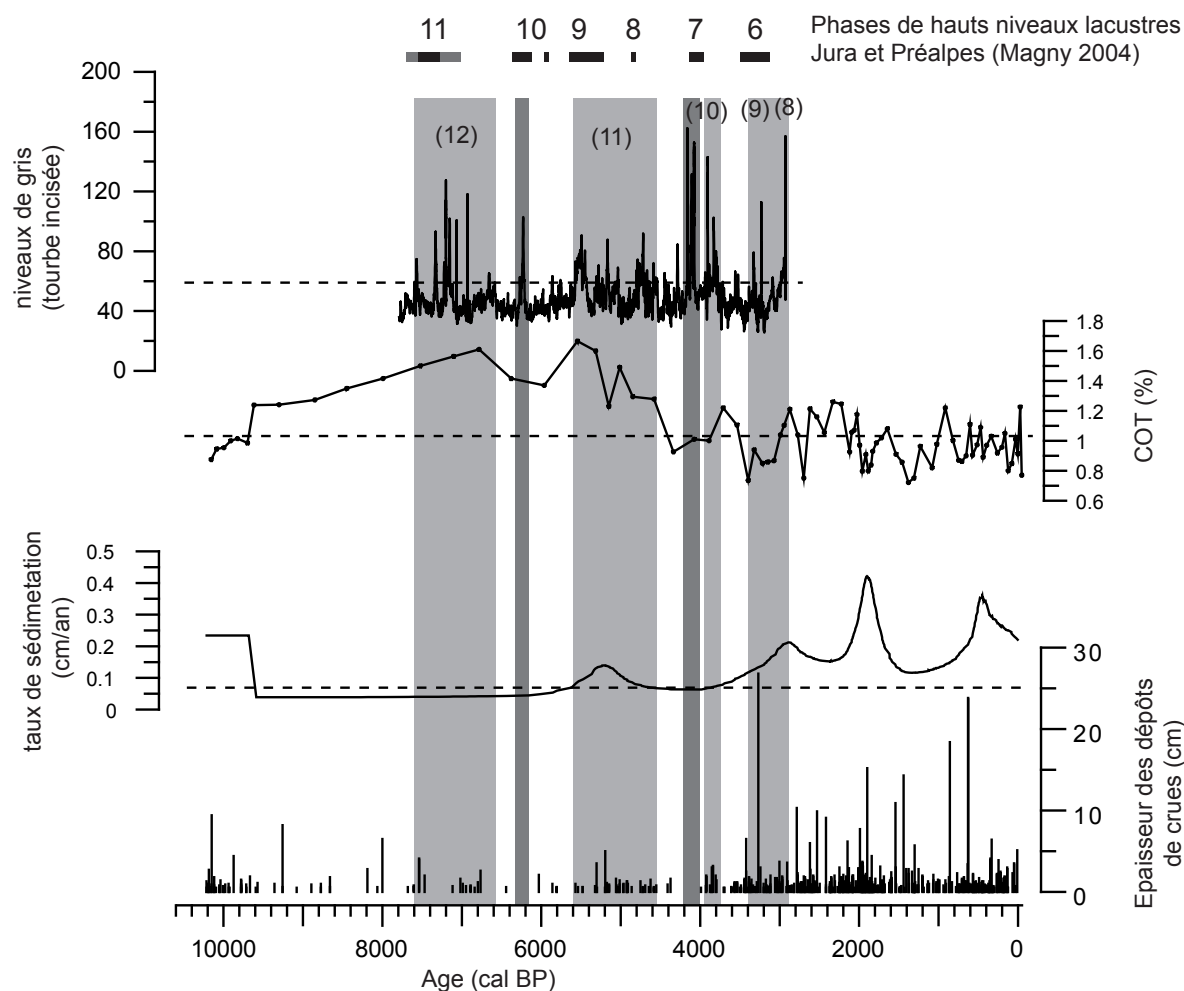


Figure 2.3.12. Comparisons des signaux détritiques enregistrés dans la tourbe et dans le lac avec les phases de hauts niveaux lacustres enregistrées dans le Jura et les Préalpes (Magny, 2004).

La tourbe cesse de croître au moment où le bassin versant est fortement déstabilisé: augmentation du taux de sédimentation, de la fréquence et de l'épaisseur des dépôts de crues dans le lac. Cette déstabilisation, qui serait probablement engendrée par un impact anthropique et amplifiée par des conditions climatiques plus froides et/ou humides (Leeman & Niessen, 1994 ; Magny, 2004), pourrait être à l'origine de l'arrêt du processus de tourbification. En outre, cette déstabilisation du bassin versant est à l'origine de l'érosion de la tourbière que l'on peut voir encore aujourd'hui et qui apporte du «vieux carbone» dans les sédiments du lac.

4. Conclusion

L'approche «source-puits» à partir des analyses géochimiques minérales et organiques a permis de reconstituer l'évolution des processus de pédogenèse et d'érosion dans le bassin versant du lac d'Anterne. Ces résultats, couplés avec les indicateurs quantitatifs d'érosion (taux de sédimentation, fréquence et épaisseur de crues) et avec les données de végétation (macrorestes de bois et pollens) ont montré une évolution principalement contrôlée par les changements climatiques durant la première moitié de l'Holocène. Cette évolution correspond à l'apparition de la végétation postglaciaire (en particulier des arbres) favorisée par un climat plus chaud, puis à l'atteinte d'un premier seuil d'équilibre au cours de l'Optimum Climatique Holocène. La première phase érosive majeure est ensuite liée à la transition Optimum Climatique Holocène/Néoglaciale.

Un premier impact anthropique mineur (déboisement) apparaît entre 4500-4200 cal. BP. Il se traduit dans notre enregistrement par une érosion faible mais préférentiellement de sols acides souvent associés à la présence de conifères (Mourier et *al.*, in press). Les forts taux d'érosion enregistrés autour de 3400 et 2000 cal. BP ont probablement été causés par des déforestations pour des activités pastorales. Un nouvel impact anthropique sur l'érosion des sols est enregistré lors de la période médiévale. La dégradation climatique du Petit Age Glaciaire aurait aussi contribué à l'érosion du bassin versant.

L'enregistrement détritique de la tourbière, s'étendant de 7900 à 2950 cal. BP, a pu être comparé avec l'occurrence des crues dans le lac. Ces deux signaux reflètent l'activité hydrologique dans le bassin versant, laquelle est concordante avec celle connue dans la région. Les phases climatiques plus humides enregistrées apparaissent autour de: 7600-6900 cal. BP, 5600-4600 cal. BP, 4200-3800 cal. BP et 3400-2950 cal. BP.

Références bibliographiques (Chapitre 3)

voir article précédent

Chapitre 4

Paléohydrologie de montagne depuis le Bronze Ancien

1. Introduction

L'enregistrement lacustre holocène met en évidence des impacts anthropiques discontinus sur l'environnement depuis l'Age du Bronze. Cependant, lorsque l'on zoome sur les derniers 3500 ans, l'archive sédimentaire apparait aussi très sensible aux variations climatiques. Elle enregistre notamment des changements dans la fréquence et l'intensité des crues qui sont présentés dans l'article suivant, soumis à *Quaternary Research* sous forme d'une « short communication ». L'origine des variations observées et présentées dans cet article est ensuite discutée plus en détail.

2. Decoupled frequency and intensity records of high altitude torrential floods over the last 4000 years in NW European Alps

2.a. Résumé de l'article

Une carotte de 13,4 m de long et couvrant les derniers 3500 ans a été prélevée dans le Lac d'Anterne (2063 m asl). Les analyses sédimentologiques et géochimique réalisées ont permis de montrer que les crues étaient plus fréquentes durant les périodes froides tandis que les crues extrêmes (en intensité) sont favorisées durant les périodes chaudes. En conditions climatiques intermédiaires, les deux types de crues sont présents. Ces résultats soulignent la relation complexe entre risque de crues et changement climatique en montagne. Durant la période plus chaude et/ou sèche de la fin de l'Age de Fer-début de la Période Romaine, les augmentations de processus d'érosion et de l'occurrence des crues extrêmes sont synchrones. Ceci est interprété comme le résultat d'une déforestation en vue d'une activité pastorale. Les impacts anthropiques doivent donc être pris en considération afin de pouvoir reconstituer les variations climatiques à partir des archives naturelles.

2.b. Article intitulé: *Decoupled frequency and intensity records of high altitude torrential floods over the last 3.5 ka in NW European Alps*

Frequency and intensity of high altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps

Charline Giguët-Covex¹, Fabien Arnaud¹, Dirk Enters^{6, 1}, Jérôme Poulenard², Laurent Millet³, Pierre Francus^{4, 5}, Fernand David⁷, Pierre-Jérôme Rey¹, Bruno Wilhelm¹, Jean-Jacques Delannoy¹

(1) EDYTEM, Université de Savoie, CNRS Pôle Montagne, 73376 Le Bourget du Lac, France

(2) CARRTEL. INRA - Université de Savoie. Campus universitaire. 73376 Le Bourget du Lac, France

(3) Laboratoire de Chrono-Environnement, UMR 6249 CNRS, UFR Sciences et Techniques, Université de Franche-Comté, 25030 Besançon cedex, France

(4) Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau, Terre et Environnement, Québec, (Qc) G1K 9A9, Canada

(5) GEOTOP, Geochemistry and Geodynamics Research Center, CP 8888, Montréal, QC H3C 3P8, Canada

(6) Lower Saxony Institute for Historical Coastal Research, 26382 Wilhelmshaven, Germany

(7) CEREGE BP 80 Europôle Méditerranéen de l'Arbois, 13545 Aix-en-Provence cedex 4, France.

e-mail: charline.giguët-covex@univ-savoie.fr

Abstract

A 13.4-m-long part of a 20-m-long core, taken in alpine Lake Anterne (2 063 m asl), was studied for flood patterns. The record covers the last 3.5 ka. Sedimentological and geochemical analyses show that floods were more frequent during cold periods while extreme floods occurred preferentially during warmer periods. In intermediate climatic conditions, both flood patterns are present. This underlines the complex relationship between flood hazards and climatic change in mountain areas. During the warmer and/or dryer period of the end of Iron Age/Antiquity, increases of erosion processes and extreme floods are synchronous. This is interpreted as an effect of human-induced deforestation for grazing activities and reveals anthropogenic interferences must be taken into account when reconstructing climatic signals from natural archives.

Keywords

Grain size, XRF core scanner, flood frequency, extreme precipitation events, climatic changes, land-use

Introduction

In mountain areas, torrential floods are relatively frequent and cause important damages. Since the 1980s an increase in the frequency of extreme precipitation events has been observed in the European Alps (Beniston et al., 1997; Rebetz et al., 1997). However, the lack of studies covering long time periods limits assessment of whether hydrologic inter-annual changes are due to global warming.

Mountain areas are particularly sensitive to climatic changes as shown by the comparison of mean temperatures at high-elevation sites and at global scale (Beniston et al., 1997). Lakes are widely spread over mountain landscapes and act as natural traps of catchment erosion products. Therefore, the occurrence of erosive events such as torrential floods may be recorded in the stratigraphy of alpine lake sediments over long time periods (Leemann and Niessen, 1994; Nesje et al., 2001; Bøe et al., 2006). However, the climatic interpretation of changes in flood deposit frequency and thickness is not always straightforward. In particular, most European areas have encountered periods of human occupation which affected vegetation, soil stability and thus the relationship between climate and erosion processes (Lanci et al., 2001; Schmidt et al., 2002; Dapples et al., 2002).

The Anterne lake sediment sequence nearly covers the Holocene period. A strong human impact through deforestation and grazing activity, around 3.5-3.4 ka, triggered an increasing of erosion which never returned to previous conditions (Giguet-Covex et al. accepted). From this period, the catchment is become highly sensitive to hydrological activity and records short-term trend climatic fluctuations.

Our study aims to distinguish detrital deposits linked to “normal precipitation” and/or snowmelt and the ones triggered by extreme heavy rainfall events from this period of important soil destabilization. As the mobilization and transport of coarse sediments toward lakes reflect an increase of stream velocity and discharge (Francus et al., 2002; Beierle et al., 2002; Bøe et al., 2006), we used grain size-related high resolution signal to reconstruct paleofloods intensities. Relationships between flood frequency and intensity, land-use history and climate are also examined by comparison with other archives of climate and anthropogenic activities.

Study site and setting

Lake Anterne is a small alpine lake (0.12 km²) located at 2063 m asl in northern French Alps (Fig. 1A). Its catchment (2.55 km²) is currently covered by meadow vegetation except in the south and east parts which are characterized by steep slopes mainly formed by easily erodible rocks (calcschists and black shales). The lake is frozen during 6 to 7 months each year and the southern slopes are rarely snow-free before July. As a consequence lake sediments record only runoff related to normal and extreme precipitation events occurring from early summer to mid-autumn period. The google earth image shows a turbid plume at the mouth of south creek (Fig. 1C). This underlines that floods control lake sedimentation, at least in part. The absence of debris fan in the catchment shows that lake sediments are not sensitive to debris flow record (Fig. 1D). However, the existence of this process cannot be totally excluded in the past.

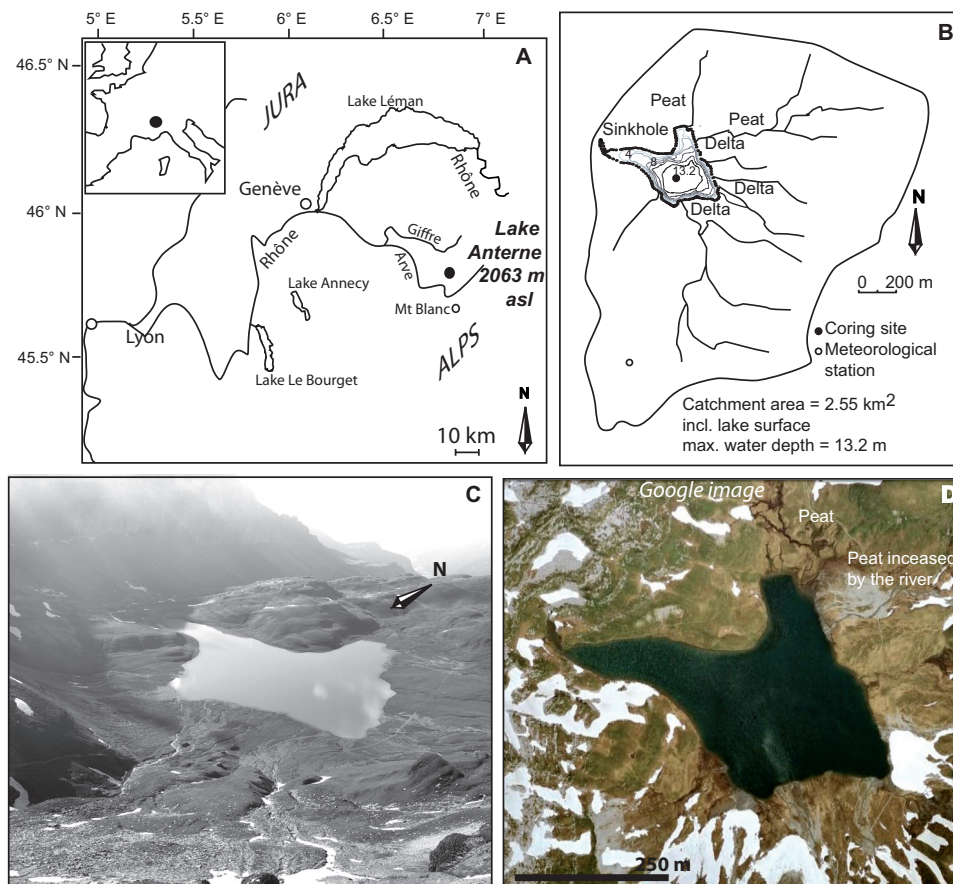


Figure 2.4.1. Overview maps of the geographical (A) setting. Vignette B presents the catchment area with the water system and the coring site. The pictures C and D illustrate the sediment transport processes in the lake Anterne catchment. The presence of alluvial fans (C) and of a turbid plume at a torrent mouth (D) shows that sediments are mainly transferred during flood events.

Material and methods

A 20 m-long core (ANT-07) was retrieved in the deepest part of the lake in 2007 (Fig. 1B). The upper 13.4 m are presented in this study (Fig. 2A). This core was correlated to core ANT-01 taken in 2001 (Arnaud et al., 2006; Millet et al., 2009) using lithological descriptions and in particular thick flood and gravity reworked sediment deposits previously described by Arnaud et al. (2002). It was hence possible to compare Chironomid-inferred July air temperatures (Millet et al., 2009) obtained from core ANT-01 with the flood intensity record presented in this study.

sample name	laboratory	cumulated depth (cm)	depth (cm) (without events)	sample type	lithology	radiocarbon age	age cal BP 2 σ range
ANT 07 B1	POZ 25944	46	20.2	Tree bark	A-type seq.	190+/-30	150 +/-150
ANT 07 B1b	POZ 30276	80.8	38.2	wood and leaf	A-type seq.	170+/-25	145+/-145
ANT 01 01A *	GIFa 101287	208.5	102.8		A-type seq.	430+/-80	470+/-160
ANT 07 B2	GIFa 12209	269.6	142.9	leaf	A-type seq.	395+/-30	420+/-95
ANT 01 02 A2*	GIFa 101288	327.5	163.1		A-type seq.	2410+/-35	2520+/-180
ANT 01 02 A2*	POZ 794	329	164.6		A-type seq.	640+/-60	610+/-70
ANT 07 C2	GIFa 12210	415.3	206.1	leaf	A-type seq.	885+/-30	820+/-90
ANT 07 B3b	POZ 30277	536	265.1	twig and leaf	A-type seq.	1300+/-30	1235+/-60
ANT 01 02 A2*	POZ 720	608.7	293.5		A-type seq.	1680+/-35	1610+/-90
ANT 07 C3	GIF12211	714.7	358.6	Tree bark	A-type seq.	4005+/-30	5170+/-125
ANT 07 B5b	POZ 30278	883.3	444.5	plant macrofossils	A-type seq.	2650+/-35	2790+/-55
ANT 07 C4b	POZ 25946	905.8	451.4	conifer shell	A-type seq.	2055+/-35	2025+/-95
ANT 07 B5b	POZ 30279	960.8	477.8	wood	A-type seq.	2295+/-35	2260+/-100
ANT 07 B5b	GIF 10729	1009.1	504.3	wood	A-type seq.	1690+/-30	1610+/-80
ANT 07 C5b	POZ 30280	1088.5	541.9	charcoals	A-type seq.	2565+/-30	2630+/-125
ANT 07 B6b	POZ 25945	1123.8	555.6	wood- Alnus/Corylus	A-type seq.	2620+/-35	2730+/-110
ANT 07 C6b	GIF 10726	1222.1	624	wood	A-type seq.	2910+/-20	3055+/-90
ANT 07 C6b	POZ 30282	1294.3	655.3	leaf and tree bark	A-type seq.	3100+/-30	3320+/-70
ANT 07 B7b	GIF 12212	1369.2	698	wood and leafs	A-type seq.	3390+/-30	3635+/-70
ANT 07 C7b	POZ 30283	1403.75	720.6	charcoals	L-type seq.	3795+/-35	4180+/-170
Passy RSLA 1	POZ 33446			charcoal (Archaeological site)		1835+/-30	1785+/-80

Table 2.4.1. Radiocarbon ages list. Stars correspond to dates taken from the core ANT-01 and bold dates were removed to construct the age-depth model.

The age-model relies on twenty ^{14}C AMS measurements performed on terrestrial macroremains of which four come from core ANT-01 (Fig. 1 C, Table 1). Radiocarbon ages were calibrated using CALIB 5.0.1 (Stuiver and Reimer, 1993), following the Intcal04 calibration dataset (Reimer et al., 2004).

Flood deposits (thicker than 5 mm) were visually identified and documented in terms of stratigraphic location and thickness. Grain size measurements were performed on the coarse basal units to estimate the maximum stream energy (intensity) associated with each event. Flood deposit frequency was then computed from running a sum accumulated over a window of 100 years. Between these deposits, the number of laminae doublets (dark and light layers) was counted for the first 10 m of the core. The frequency of these deposits was also determined using running a sum accumulated over a window of 10 years.

Grain size measurements were made by laser diffraction using a Malvern Mastersizer 2000G. A discontinuous sampling step (between 1 and 30 cm) was followed in laminated sediments due to the greater thicknesses of the singular instantaneous depositional units (flood

deposits thicker than 5 mm and gravity reworked sediment deposits). Each sample integrates 1 cm sediment depth. Grain size measurements were also realized in the coarsest fraction (facies 4, see lithological description) of flood deposits thicker than 5 mm. The proportion of particles between 306 and 2000 μm in both types of deposit represents the coarsest fractions of sediments and is used as indicators of maximum stream discharge in the river. Grain-size parameters are largely used in paleolimnology to assess the maximum discharge rate and thus flood intensity (Campbell, 1998; Francus et al., 2002; Beierle et al., 2002; Bøe et al. 2006; Parris et al., 2009).

High resolution calcium analyses were conducted at 100 μm intervals above 10 m core depth and at 200 μm intervals below 10 m core depth. These analyses were acquired on laminated sediments using an ITRAX core scanner (30kV, 35 mA, 10s sampling time) at the ETE –INRS institute at Québec (Croudace et al., 2006). An annual resampling was applied to the dataset in order to then compute a running average for 10 years of interval.

Results

Lithology

As described in previous short core (Arnaud et al. 2002), the sediment record consists of two type of fining-upward thick deposits which are interbedded in a rhythmic sedimentation characterized by alternation of dark-grey coarse-grained laminae and white silty clay laminae. The laminae doublets are thinner than 5 mm. One of two types of the fining-upward deposits present coarse and bad sorted sediments at the bottom. It is thus matrix-supported. Except three deposits, they are all located between 0 and 850 cm of depth and their thicknesses vary between 0.6 and 8.5 cm (Fig. 2A).

The other type of fining-upward deposits is composed by three facies (f4, f3, f2 from bottom to top): f4 is made of coarse and well sorted sediments, f3 is a mix between silts and fine sands and f2 presents fine silts and clays (Fig. 2B, C). There is no sharp limit between f3 and f2. This type of deposit is said grain-supported being done the characteristics of f4. Their thicknesses vary from 0.5 cm to 27 cm and the thickest deposits are located between 300 and 1320 cm of depth.

Particle size distributions (PSD) of the grain supported deposits are composed of three modes: 400-800 μm , 60-150 μm and 5-12 μm (Fig. 2C). f4 and f2 are characterized by the coarsest and smallest mode respectively. PSDs of laminated sediments present the modes 5-12 μm , 60-150 μm and sometimes 400-800 μm , as grain supported deposits.

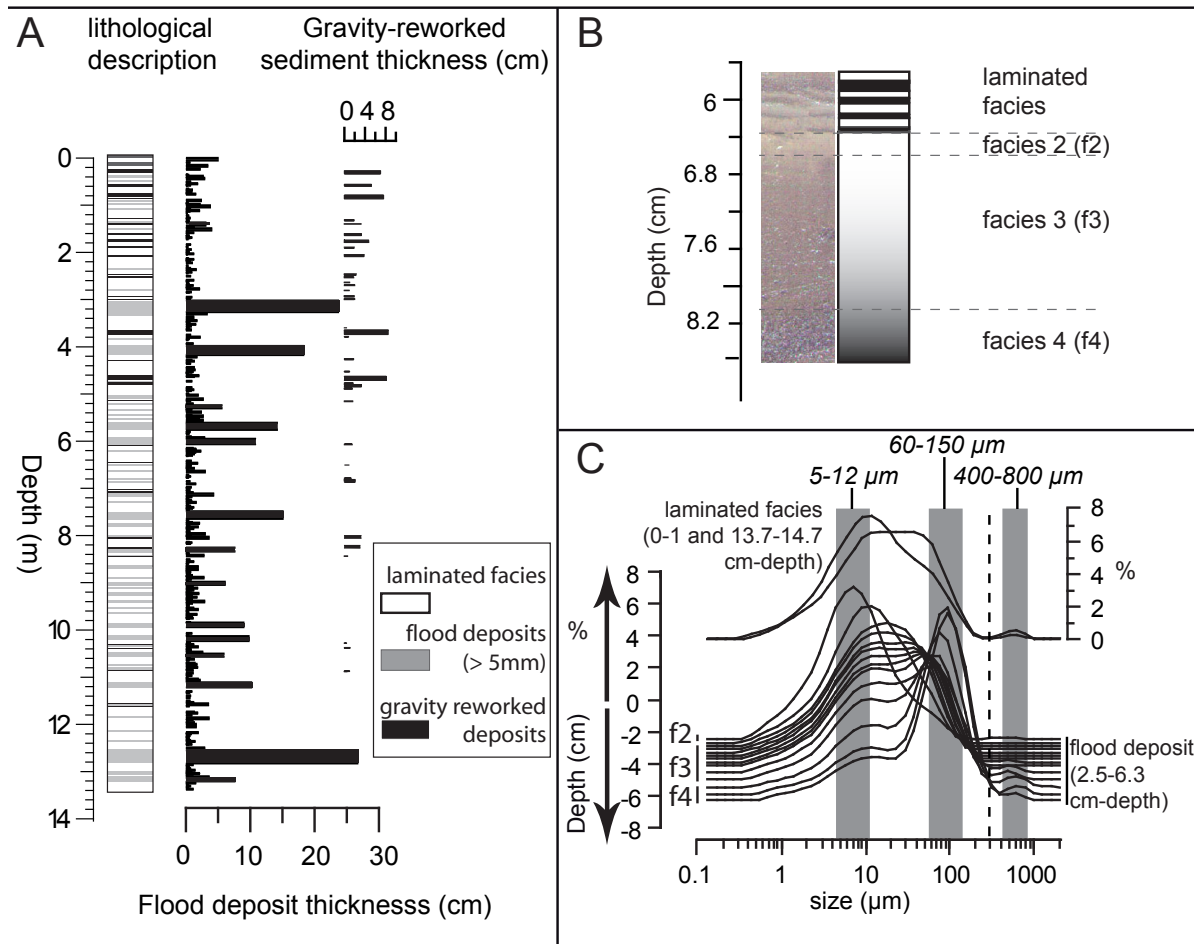


Figure 2.4.2. Presentation of lake sediment core lithological description (A). This description is completed by the records of grain supported (flood deposits) and matrix supported (gravity reworked sediment deposits) sediment deposit thicknesses. The composition of laminated sediments and grain supported sediment deposits is shown through a photo in parts B and typical grain size distributions in part C.

Age-depth model

As grain-supported and matrix-supported sediment deposits represent instantaneous deposits of significant thicknesses, they were removed to compute sedimentation rates and construct the age-depth model (Fig. 3). Four ages were obtained from a previous core (ANT-01), which has been correlated to core ANT-07 using the grain-supported and matrix-supported sediment deposits as distinctive stratigraphic layers. Among four rejected radiocarbon dates (Fig. 3), three were obviously too old, probably due to reworked material from a peat deposit being eroded by one of the tributaries (Fig. 1B, C). A contamination of the wood sample during the sampling process may explain the date that is too young. Age-depth model was then constructed by fitting a cubic spline curve using the MCAGEDEPTH software (Higuera et al., 2009).

Interpretation

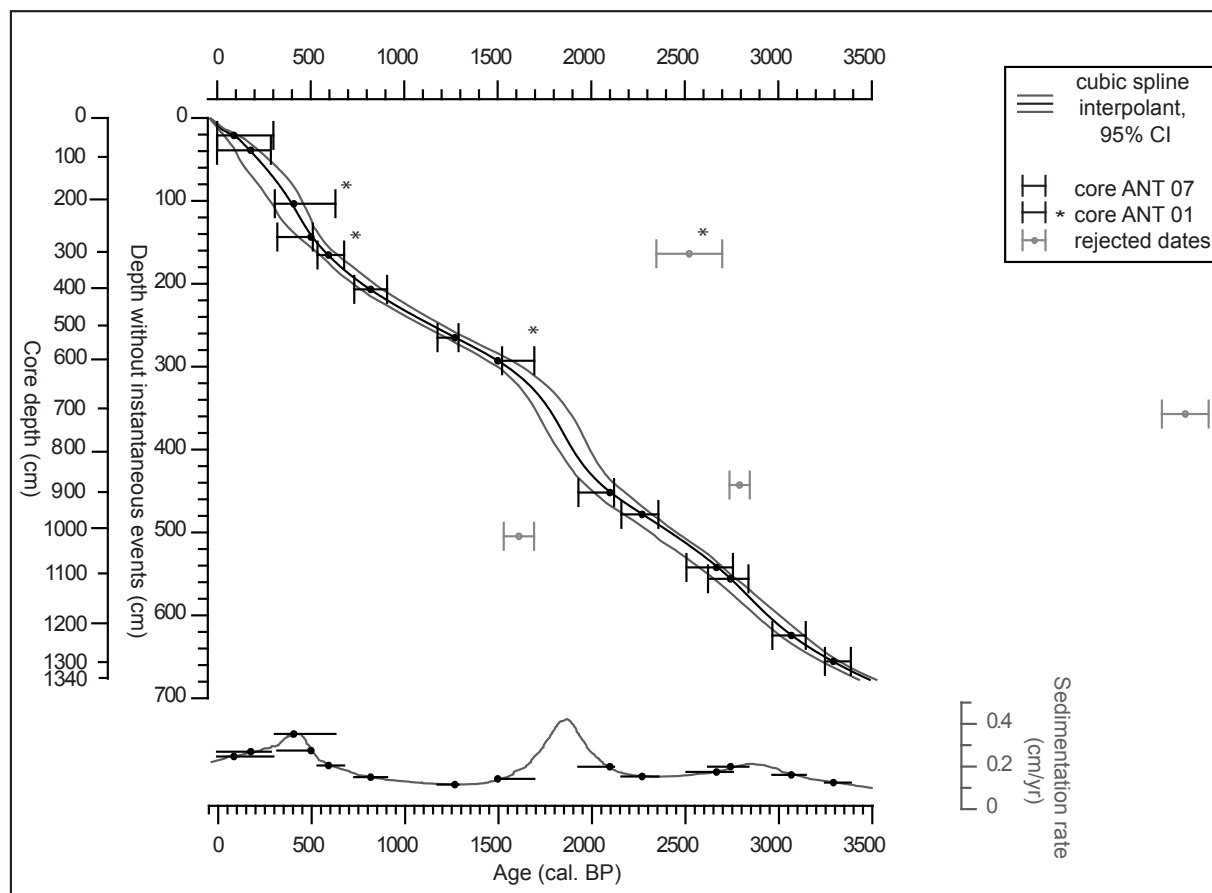


Figure 2.4.3. Age-depth model obtained from radiocarbon dates and cubic spline interpolation and sedimentation rate calculated only taking into account laminated sediments are shown (C). Date uncertainties were added on sedimentation rate curve.

Lithology

Matrix-supported sediment deposits

The characteristics of this type of deposit (low sorting and absence of a clayey layer at the top) suggest that the source of transport energy is provided by the sediment weight. Consequently, they were associated with gravity-reworked sediments due to delta steep slope destabilizations (Arnaud et al., 2002). The presence of these deposits is thus in part controlled by the sedimentation rate in the lake. Seismic activity seems to be the best explanation for the origin of these deposits. The recognition of these deposits in the core is important because they represent instantaneous deposits, and they have to be removed to construct the age-depth model.

Grain-supported sediment deposits

The character well sorted of facies 4 suggests that sediments were transported by a water current (Mulder and Alexander, 2001). Grain-supported sediment deposits were thus interpreted

as the result of hyperpycnal turbidity current triggered by floods in the catchment (Arnaud et al. 2002). Ongoing catchment-scale monitoring of sediment transfer processes confirmed this assumption and showed that flood deposits were triggered by rainfall events in the catchment (Enters et al., 2009).

A comparison between flood deposits thickness and the 95th percentile (P95) measured in the facies 4 and used as indicator of maximum stream discharge reached during the event, showed two patterns (Giguët-Covex et al., 2010): one is characterised by large range of P95 values (71-1092 μm) but low thickness values (0.5-8.4 cm) and the other presents lower variations of P95 values (191-448 μm) and higher thickness range values (6.3-27 cm). The second pattern shows that during some periods very large quantities of sediments were mobilized during one event but without really coarse particles in the facies 4. This suggests that these deposits could be associated to debris flow or bank undercutting in the catchment. The thickness parameter was already used to distinguish flood deposits from debris flow (Irmeler et al., 2006). The occurrence of these deposits could be favored by soil destabilisation processes due to deforestation/clear cutting.

Laminated deposits

The monitoring of sediment transfer to the lake showed that the deposit of laminated sediments is triggered also by enough intense precipitation events (Enters et al. 2009). We assume snowmelt contribution is negligible, since no input by snowmelt was observed through the monitoring. The snowmelt is probably not enough rapid to generate high stream power and thus mobilize important quantity of sediments during this period. However, when strong precipitation occurred in end of spring, the melt acceleration probably participates to the river discharge and thus potentially to sediment input toward the lake.

Laminations do thus not reflect a continuous sedimentation but individual flood deposits triggered by precipitation events as the grain-supported sediment deposits. Coarser sediments composing the dark grey lamina would represent the maximum stream power reached during the event (Cockburn and Lamoureux 2008). This lamina is deposited in the bottom of the lake through hyperpycnal turbidity currents (Mulder and Alexander, 2001). White lamina made of clay and fine silts reflects the settling of fine sediments plume when the stream velocity becomes very low. This lamina is thus not necessarily associated to winter settling below the ice.

Particle size distributions of the laminated facies show at several depths the presence of the coarsest mode (400-800 μm) which is also observed in most of the grain-supported sediment deposits (Fig. 2C and 4). Some floods represented by the laminated facies have thus

been triggered by as/more intense precipitation events as/than thicker floods (grain-supported sediment deposits). Consequently, the thickness of flood deposits is not a reliable indicator of flood intensity in our system. The duration of precipitation events and the availability of readily erodible material in the catchment also influenced the flood deposit thickness signal (Blass et al. 2003, Bøe et al. 2006). As a consequence, the 306-2000 μm fraction measured in laminated sediments ($< 5 \text{ mm}$) and in the facies 4 of grain-supported sediment deposits ($> 5 \text{ mm}$) was chosen as indicator of floods of high intensity.

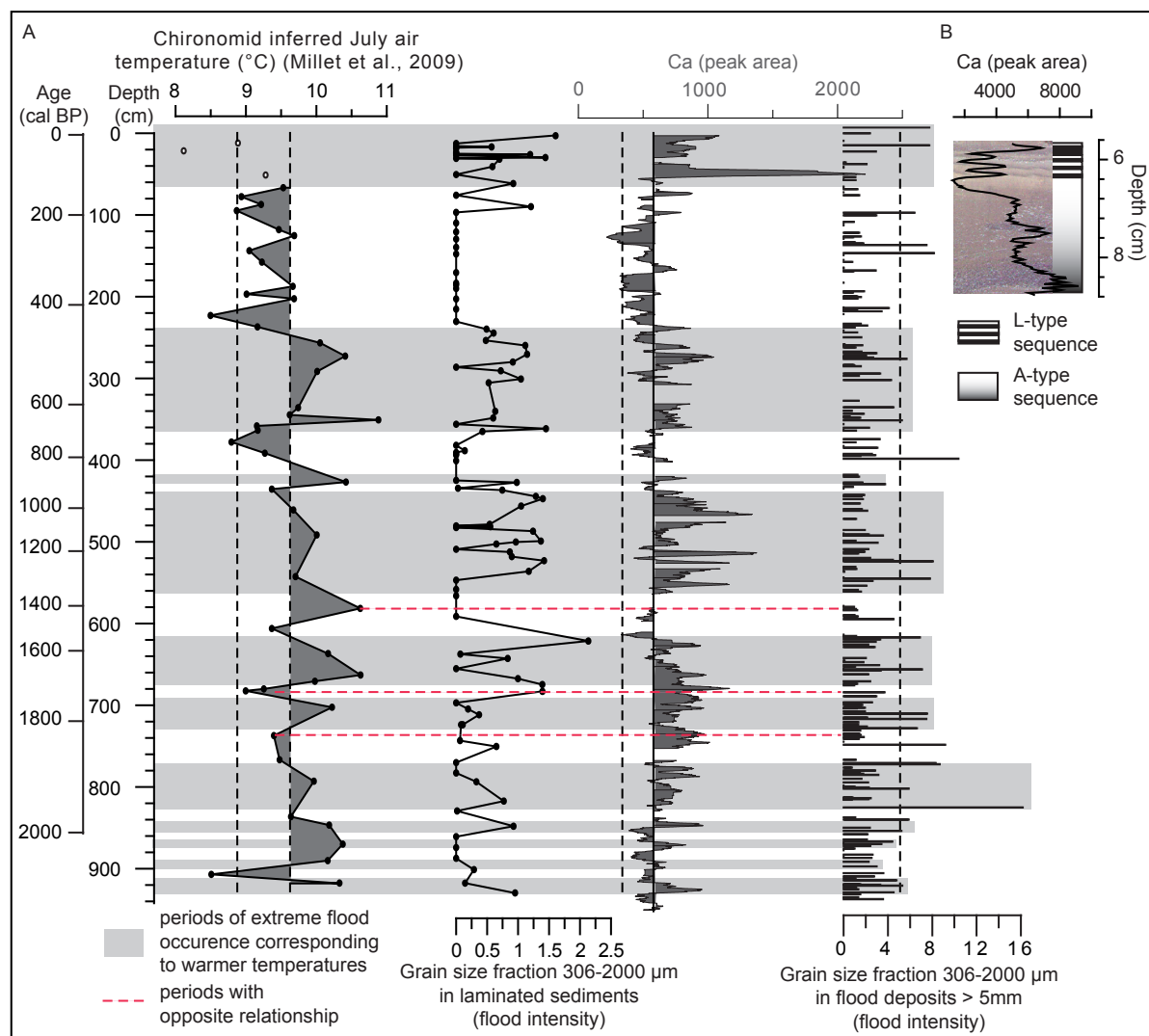


Figure 2.4.4. Comparison between the chironomid inferred July air temperature ($^{\circ}\text{C}$) (Millet et al. 2009), grain size fraction 306-2000 μm from laminated sediments and thick flood deposits and the calcium content (running average at 5 cm) in laminated sediments (A). Calcium distribution in laminated sediments and thick flood deposits (B).

Flood frequency and intensity proxies

The frequencies of floods characterized by laminated and grain-supported sediment were obtained from their stratigraphic position and the age-depth model. Both kinds of deposits

present similar patterns of fluctuations in frequency, at least over the last 2.5 ka, except for a period around 1300 cal yr BP (Fig. 5).

Calcium content compares moderately well with the 306-2000 μm fraction measured in laminated sediments ($r^2 = 0.25$, $p < 6.10 \cdot 10^{-7}$) in the upper 9.4 m core (Fig. 4A). A relationship between calcium content and grain size is clearly attested by microstratigraphic observations: the calcium appears predominantly accumulated in the coarser facies of laminated and grain-supported sediment deposits (dark grey lamina and facies 4 respectively) (Fig. 4B). The calcium record in laminated sediments may thus be used as a continuous high resolution proxy of flood intensity in this part of the core.

In the aim of investigate the relationship between the occurrence of floods of high intensity and temperature, proxies of flood intensity (306-2000 μm fraction and calcium in laminated sediments and 306-2000 μm fraction in the facies 4 of grain-supported sediment deposits) were compared with Anterne chironomid-inferred July air temperatures (Fig. 4A). Such an approach allows comparing proxy data independently of errors associated with the age-model. Although the resolution of temperature record is lower than other proxies, we observe that floods of higher energy generally correspond to periods of warmer temperatures (Fig. 4A). This relationship is well marked between 0 and 440 cm, while below this depth, it becomes less evident. This could be due to the decrease of temporal resolution of temperature reconstruction. There are also three samples for which the July temperature present an opposite relationship with the flood intensity (dashed lines, Fig. 4A). This result could be explained by the fact that floods occur during all the summer month and not only in July while the temperature reconstruction reflect the average July temperature.

It can have some exceptions to the rule but the general trend is characterized by an increase of floods of high intensity during periods of warmer climatic conditions.

Discussion

Flood frequency record: climate and land-use

The flood frequency signal presents variations at low and high frequencies. During the last 3.5 ka, two long periods (620 and 730 years) of high flood frequency are recorded by the both type of flood deposits (laminated sediments < 5 mm and thick flood deposits > 5 mm) (Fig. 5): (I) 1230-1850 AD and (II) 400 BC-330 AD (corresponding to the little Ice Age (LIA) and the end of Iron Age/Roman Climatic Optimum (RCO) respectively). Four short periods (between 70 and 230 years) of high flood frequency are also recorded (Fig. 5): (1) 600-770 AD

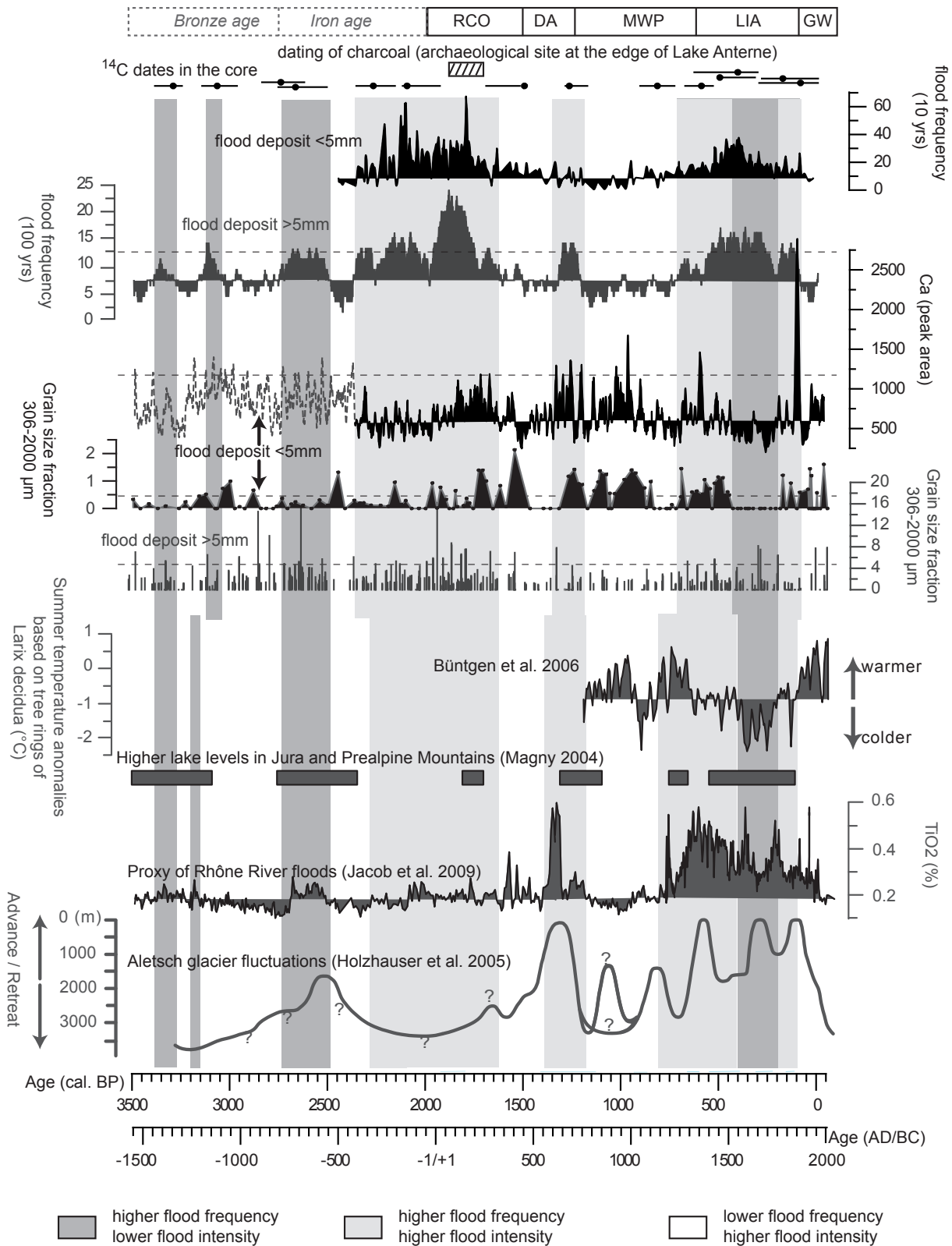


Figure 2.4.5. Flood frequencies (thin and thick flood deposits) compared with regional hydrological activity: high lake level in Jura Mountains (Magny, 2004), Rhône River floods recorded in Lake Le Bourget sediments (Jacob et al. 2009) and Aletsch Glacier fluctuations (Holzhauser et al. 2005). Flood intensity records from both types of floods are also presented (the fraction 306-2000 μm and the calcium content). The summer temperature reconstruction (Büntgen et al. 2006) allowed discussing the potential relationships between flood frequency, intensity and temperature.

(Dark Age, DA), (2) 780-550 BC, (3) 1170-1100 BC and (4) 1430-1330 BC. Except between 400 BC and 330 AD, all these phases correspond to periods of high hydrological activities in the Alps as shown by higher lake levels in the Jura and Prealpine Mountains (Magny, 2004), the reconstruction of Aletsch glacier advances in Swiss Alps (Holzhauser et al., 2005) and the Rhone detrital inputs in Lake Le Bourget (Arnaud et al., 2005; Jacob et al., 2009). The tree-ring-based summer temperature reconstruction in the Swiss and Austrian Alps for the last 1250 years (Büntgen et al., 2006), shows periods of Aletsch glacier advances are associated with colder climatic conditions. The relationships between flood frequency recorded in Lake Anterne, hydrological activity in the Alps and colder temperatures, reflect a climatic control on Anterne catchment erosion and flood deposit occurrence in the lake.

Climatic changes can influence the flood frequency through different factors affecting the sediment mobilization, transport and availability: (i) the summer/autumn hydrological activity (snowmelt and precipitation), (ii) the soil stability controlled by vegetation cover modifications (warm conditions favor soil development and stability), (iii) the seasonal length of ice-free lake and (iv) of snow cover. Our results show that the changes in duration of lake ice cover and snow cover in the catchment does not affect the flood frequency. Indeed, the highest frequencies are observed during colder periods with longer periods of ice and snow cover. Wet and cold conditions can increase catchment erosion and flood deposits in the lake through the rise of hydrological activity and the reduced soil stability respectively. These both factors could explain the high flood frequencies recorded in Lake Anterne sediments. However, between ~1000-1150 AD, a low flood frequency is recorded while according to the tree-ring-based summer temperature reconstruction, this period is cold. This result suggests that summer precipitation events are the main factor driving the flood frequency signal. The changes of soil cover, controlled by the climate, can be considered as a secondary effect. The monitoring of sediment transfer from the catchment to the lake shows that today the snowmelt does not or few contribute to sediment input to the lake (Enters et al. 2009). It is probable that during colder periods such as the LIA, this process had had a stronger impact on erosion. But, being done the number per year of flood deposits characterized by laminated sediments (2 to 4 per year, fig. 5), the precipitation events have to explain a large part of the flood record.

In summary, the records of flood deposits mainly represent the hydrological activity in high altitude alpine catchments. Furthermore, these records reflect much probably the occurrence of precipitation events during the summer and autumn seasons.

Between 400 BC and 330 AD, the climate was considerably dryer and probably warmer, except during the period 150-250 AD, when a higher lake level in Jura and Prealpine Massifs and an advance of the Aletsch Glacier are observed (fig. 5; Magny, 2004; Holzhauser et al. 2005). Therefore, the high flood frequency recorded in Lake Anterne during this period cannot

be related only to climatic conditions but more probably to human land-use. Furthermore, from this period, the correlation between calcium content and the abundance of the coarsest particles in thin flood deposits (306-2000 μm) becomes evident (Fig. 5), which could indicate an anthropogenic impact in the catchment inducing a change in the source of eroded material. This change corresponds to an increase of developed soil erosion also recorded by indicators of organic matter quality preserved in lake sediments (Giguet-Covex et al. accepted). Grazing activities and associated soil destabilization favors reduced water infiltration and thus increases flooding due to accelerated surface runoff. Furthermore, the sediment mobilization is made easier by clear cutting for pasture maintenance. In the Austrian and Swiss Alps, Iron Age and Roman periods are well known for deforestations and/or grazing activities at high altitude (Schmidt et al., 2002; Heiri and Lotter, 2003; Heiri et al., 2003; Schmidt et al., 2007). Furthermore, a recent palynological investigation of a peat deposit in the vicinity of the study site, shows an increase of clear cutting and pastoral activities during the Roman Period (David 2010, in press) with a drastic fall of *Alnus viridis* (green alder) and an increase of *Plantago* (plantain) pollen. The resolution of the pollen study does not allow discussing the existence of human impact on erosion during the end of Iron Age. A dwelling remnant was also discovered at the edge of the lake, where associated charcoal was dated to 85-245 yr AD (Fig. 5). Furthermore, a shard of Gallo-Roman ceramic was found. These results denote human presence in the catchment area at least during the Roman Period. These types of evidence support the hypothesis of a possible anthropogenic impact on vegetation capable of causing soil destabilization and increased surface runoff that could have contributed to the flood frequency signal.

In the dwelling remnant at the edge of Lake Anterne, a shard of Medieval ceramic (1000-1100 AD) was also found. Furthermore, higher phosphorus concentrations recorded in lake sediments between 1050 and 1300 AD were associated with grazing activities (Giguet-Covex et al., accepted). However, this period is not marked by an important increase in flood frequency. This could be explained by a different state of the catchment before human disturbance relative to the Roman Period and/or a lower pressure of the anthropogenic activities on the environment (treeless catchment so no deforestation activity).

Flood intensity record

For the last 2.4 ka, calcium content represents a high resolution continuous proxy record of thin flood deposit (< 5 mm) intensity. For the previous period, the coarse-grained fraction (306-2000 μm) is used. The comparison of flood intensities (coarse grain size fractions in the both type of flood deposits) with chironomid-inferred July air-temperature of Lake Anterne (Millet et al., 2009; Fig. 3A) shows that floods of high intensity occurred, by trend, during warmer periods. Extreme precipitation triggering these floods seems to be favored by warmer

climate conditions, in particular, during summer months. This climatic pattern is also confirmed by comparison with the tree-ring-based temperature reconstruction in the Swiss and Austrian Alps (Büntgen et al., 2006; Fig. 5). This comparison also indicates a probable shift in the age-depth model results of 100-150 years during the MWP and LIA. This shift is in the range of age-model uncertainty.

The temporal pattern evolution of flood intensity and flood frequency appears generally to be inversely related for at least 3.5 ka in this area of the northern French Alps. However, in details, some periods (400 BC-330 AD, 600-770 AD, 1230-1370 AD and 1680-1870 AD) are characterized by both: higher flood frequency and intensity. For the end of Iron Age and the Roman Period, human activities explain the high flood frequency. They could have also affected the flood intensity through the accelerated surface runoff and the increasing stream velocity associated. But, the relatively good relationship with the summer temperature for the last 1250 years, suggests that human activities are not the main factor controlling the occurrence of floods of high intensity during this period. However, the increase of available material in the catchment probably affects the occurrence of floods of high intensity characterized by thick deposits, which strongly increase during the Roman Period (8 in 300 years, fig. 5). Likewise, intense floods are better recorded by thin flood deposits during warm periods due to the general trend to lower sediment availability (well developed vegetation cover). In summary, thick flood deposits depend on sediment availability, duration and intensity of flood events, while thin flood deposits are mainly controlled by the intensity and probably result from heavy rainfall of low duration (low quantity of sediments mobilized) such as thunderstorm.

Some periods during the Dark Age (600-770 AD), and the LIA (1230-1370 AD and 1680-1870 AD) have both: floods of high frequency and intensity. During the LIA, they correspond to periods with average temperature anomalies around $-0.5/-1^{\circ}$ C. A such “Intermediate climate” seems thus to favor humid conditions but also intense precipitation events. In this case, anomalies of temperature during the end of DA would have to present also intermediate temperatures. The occurrence of floods of high intensity at the end of the DA is similar to the one of warmer periods. This characteristic suggests the length of ice and snow cover does not really affect the probability to record floods of high intensity in Lake Anterne.

Our results imply the coexistence of two climatic dependent flood patterns on the same site and show the complex response of erosion patterns to climatic changes in mountain areas. A recent study by Wilhelm and others (personal communication) of a proglacial lake sediment record in French Alps covering the last 270 years suggests a positive correlation of torrential flood frequency with temperature variations. A general decrease of annual average precipitation and increase of extreme precipitation events is noted for some years and is predict for the future, in the context of global warming (Brunetti et al., 2004; Huntigton, 2006; Fuhrer et al., 2006).

These studies suggest average drier conditions are associated with higher probability of extreme precipitation events during warmer periods, a conclusion that is supported by our results over the last 3.5 ka, as if other processes can also interfere in our sediment record.

Conclusion

This study documents inverse temporal patterns of occurrence for flood frequency and intensity in the NW European Alps since at least 3.5 ka. Here, floods are more frequent during relatively cool and wet periods. On the contrary, extreme floods seem to be favored by warmer summer climate conditions. Intermediate climate conditions were found to involve both: frequent and intense floods. This record is the first, in our knowledge, documenting such a pattern of hydrological activity. Although the origin of this pattern is not presently well understood, it constitutes important information in the understanding of past and future behaviors of meteorological conditions for the Alpine region. Future meteorological studies based on models or historical data, as well as intensive on-site monitoring, will improve understandings of the complex relationships between changes in flood patterns and the atmospheric circulation regimes. Present results also show that anthropogenic activity contributed to the complexity through impacts on land cover and soil properties.

Acknowledgements

Analytical results were acquired in the framework of the scientific programs Aphrodyte and Pygmalion, founded by the CNRS program Eclipse and the French National Research Agency (ANR), respectively. Radiocarbon dating was performed by the national facility LM14C in the framework of the INSU ARTEMIS call-for-proposal. We thank the guards of the Sixt-Passy Natural Reserve for their assistance during the coring survey.

References

- Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Beck, C., Pourchet, M., Charlet, A., Trentesaux, A., Tribovillard, N. 2002. Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova*, 14-4, 225-232.
- Arnaud, F., Revel-Rolland, M., Chapron, E., Desmet, M., Tribovillard, N. 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity recorded in Lake Le Bourget: 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. Pollution au plomb

dans la Savoie antique (II-IIIe s. ap. J.-C.) en relation avec une installation métallurgique de la cité de Vienne. *Comptes Rendus-Géosciences* 338, 244-252.

Beierle, B.D., Lamoureux, S.F., Cockburn, J.M.H., Spooner, I., 2002. A new method for visualizing sediment particle size distributions. *Journal of paleolimnology* 27, 279-283

Beniston, M., Diaz, H.F., Bradley, R.S., 1997. Climatic change at high elevation sites : an overview. *Climatic Change* 36, 233-251.

Bøe, A.G., Dahl, S.O., Lie, Ø., Nesje, A., 2006. Holocene revier floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene* 16, 445-455.

Brunetti, M., Buffoni, L., Mangianti, F., Maugeri, M., Nanni, T., 2004. Temperature, precipitation and extreme events during the last century in Italy. *Global and Planetary Change* 4, 141-149.

Büntgen, U., Frank, D.C., Nieverglet, D., Esper, J., 2006. Summer Temperature Variations in the European Alps, A.D. 755–2004. *Journal of Climate* 19, 5606-5623.

Croudace, I.W., Rindby, A. and Rothwell, G. 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. In: R. G. Rothwell (ed.), *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Geological Society of London Special Publication, pp. 51-63.

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

David, F., 2010 (in press). Expansion of green alder (*Alnus alnobetula* (Ehrh) K.Koch) in the northern French Alps: A palaeoecological point of view. *Compte Rendu de l'Académie des sciences, Biologies*, doi:10.1016/j.crv.2010.01.002

Enters, D., Arnaud, F., Poulenard, J., Giguët-Covex, C., Malet, E., Wilhelm, B., 2009. A coupled environmental monitoring and lake sediment study to understand factors generating torrential floods in an alpine catchment (Giffre valley, NW French Alps). EGU congress, Austria.

Francus, P., Bradley, R.S., Abbott, M.B., Patridge, W, Keimig, F., 2002. Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters. *Geophysical Research Letters*, vol 29, 20, 1998.

Heiri, O., Lotter, A.F., 2003. 9000 years of chironomid assemblage dynamics in an Alpine lake: long-term trends, sensitivity to disturbance, and resilience of the fauna. *Journal of Paleolimnology* 30, 273-289

Heiri, O., Wick, L., van Leeuwen, J.F.N., van der Knaap, W.O., Lotter, A.F., 2003. Holocene tree immigration and the chironomid fauna of a small Swiss subalpine lake (Hinterburgsee, 1515 m asl). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 189, 35-53.

Higuera, P.E., Brubaker, L.B., Anderson, P.M., Hu, F.S. and Brown, T.A., 2009. Vegetation mediated the impacts of postglacial climate change on fire regimes in the South central Brooks Range, Alaska. *Ecological Monographs* 79, 201-219

Holzhauser, H., Magny, M., Zumbühl, H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15, 789-801.

Huntigton, T.G., 2006. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology* 319, 83-95.

Jacob, J., Disnar, J-R., Arnaud, F., Gauthier, E., Billaud, Y., Chapron, E., Bardoux, G., 2009. Impacts of new agricultural practices on soil erosion during the Bronze Age in the French Prealps. *The Holocene* 19.2, 241-249.

Lanci, L., Hirt, A.M., Lotter, A.F., Sturm, M., 2001. A record of Holocene climate in the mineral magnetic record of Alpine lakes: Sägistalsee and Hinterburgsee. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 29-44.

Leeman, A., Niessen, F., 1994. Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene* 4, 259-268.

Magny, M., 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* 113, 65-79.

Millet, L., Arnaud, F., Heiri, O., Magny, M., Verneaux, V., Desmet, M., 2009. Late-Holocene summer temperature reconstruction from chironomid assemblages of Lake Anterne, northern French Alps. *The Holocene* 19.2, 317-328.

Molinaroli, E., Guerzoni S., De Falco G., Sarretta A., Cucco A., Como S., Simeone S., Perilli A., Magni P., 2009. Relationships between hydrodynamic parameters and grain size in two contrasting transitional environments: The lagoons of Venice and Cabras, Italy. *Sedimentary Geology* 219: 196-207.

Nesje, A., Olaf Dahl, S., Matthews, J.A., Berrisford, M.S., 2001. A ~4500-yr record of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjøen, eastern Norway. *Journal of Paleolimnology* 25, 329-342.

Rebetez, M., Lugon, R., Baeriswyl, P.A., 1997. Climatic Change and debris flow in high mountain regions : the case study of the Ritigraben torrent (Swiss Alps). *Climatic Change* 36, 371-389.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C.E., 2004. *Radiocarbon* 46, 1029-1058.

Schmidt, R., Koining, K.A., Thompson, R., Kamenik, C., 2002. A multi proxy core study of the last 7000 years of climate and alpine land-use impacts on an Austrian mountain lake (Unter Landschitzsee, Niedere Tauern). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 187, 101-

120.

Schmidt, R., Kamenik, C., Roth, M., 2007. Siliceous algae-based seasonal temperature inference and indicator pollen tracking ca. 4,000 years of climate/land use dependency in the southern Austrian Alps. *Journal of Paleolimnology* 38, 541-554.

Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993. *Radiocarbon* 35, 215-230.

Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., van der Plicht, J. and Spurk, M., 1998. 1998 Residual delta 14C and standard deviation in per mil. *INTCAL 98 Radiocarbon Age Calibration, Radiocarbon*, 1999, 40, 1041-1083.

Wessels, M., 1998. Natural environmental changes indicated by Late Glacial and Holocene sediments from Lake Constance, Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 140, 421-432.

Wilhelm, B., Arnaud, F., Enters, D., Allignol, F., Legaz, A., Magand, O., Revillon, S., Giguet-Covex, C., submitted. Global warming favours the occurrence of extreme floods in mountain areas - A sediment record from proglacial Lake Blanc (French Alps). Submitted to *Climatic Change*

3. Les origines possibles de l'opposition entre fréquence et intensité des crues : le rôle des précipitations et de l'état des sols

Dans l'article précédent, il a été émis l'hypothèse d'une origine climatique indirecte à l'augmentation de la fréquence des crues en périodes froides. En effet, durant ces périodes, les sols sont probablement fortement dégradés, ce qui aurait pour conséquence d'augmenter leur érodibilité. Afin de tester cette hypothèse, la fréquence des deux types de crues (crues de type L correspondant au faciès laminé et crues de types A dont l'épaisseur est supérieure 5 mm) est comparée à l'indice d'hydrogène (IH), marqueur d'érosion des sols développés. Deux périodes d'augmentation de l'IH sont interprétées comme la conséquence de déstabilisations de sols liées à des activités anthropiques durant la fin de l'Age du Fer-le début de la Période Romaine et durant la première moitié du Bas Moyen-âge (surlignées en orange sur la Fig. 2.4.6.). Ces deux périodes ne sont donc pas prises en compte pour discuter l'effet du climat sur l'érodibilité des sols. Excepté pour les périodes (1) et (6), il n'apparaît pas de relation claire entre les augmentations de la fréquence de crues et celles de l'IH. Ce résultat souligne le fait que les augmentations de fréquence de crues, ne peuvent être uniquement contrôlées par un état des sols plus favorable à l'érosion. Cependant, il serait nécessaire d'augmenter la résolution du signal IH afin de pouvoir mieux comparer les paramètres entre eux et discuter la part respective des facteurs érodibilité des sols et précipitations sur le signal de fréquence de crues. L'utilisation de modèles d'érosion pourrait également apporter des réponses. Deux reconstitutions des précipitations d'été, depuis 1500 AD pour les Alpes (Casty *et al.*, 2005) et l'Europe en générale (Pauling *et al.*, 2006), mettent en évidence des précipitations moins abondantes à partir de 1770 AD. Bien que ces reconstitutions présentent des incertitudes élevées, elles apparaissent en accord avec la chute dans la fréquence de crues observée au Lac d'Anterne à partir de cette période. Ces résultats suggèrent que les périodes à fréquence de crues élevée enregistrées dans les sédiments du lac représentent principalement des périodes de précipitations estivales plus abondantes.

En période froide, le bassin versant reste plus longtemps couvert de neige qu'en période chaude. La probabilité d'avoir des précipitations intenses susceptibles de former un dépôt caractéristique de ces événements dans le lac, est donc plus faible. Cependant, il semble peu probable que cette probabilité soit nulle. Les événements de crues intenses, marqués par la présence de particules de tailles comprises entre 306 et 2000 μm (crues de types L) et des Q95 élevés (crues de type A), sont quasi absents en périodes froides. Ce résultat suggère donc que les fluctuations des intensités de crues sont bien représentatives des fluctuations des événements de précipitations intenses. De plus, une étude sur les sédiments du lac pro-glaciaire Blanc Belledonne (2170 m asl), dont le bassin versant n'est pas végétalisé, montre également sur les derniers 250 ans, une augmentation de l'occurrence des crues intenses lors des augmentations de températures en particulier estivales (Wilhelm *et al.*, soumis, voir annexe I). Enfin, des résultats de simulations des précipitations estivales en Suisse, ont montré une diminution de

la fréquence des événements de précipitations moyens mais une augmentation probable des événements extrêmes (Fuhrer et al., 2006 et références citées dans le papier) dans l'hypothèse d'un réchauffement climatique global d'ici à 2071-2100 de 2,9°C en moyenne (scénario A2 IPCC).

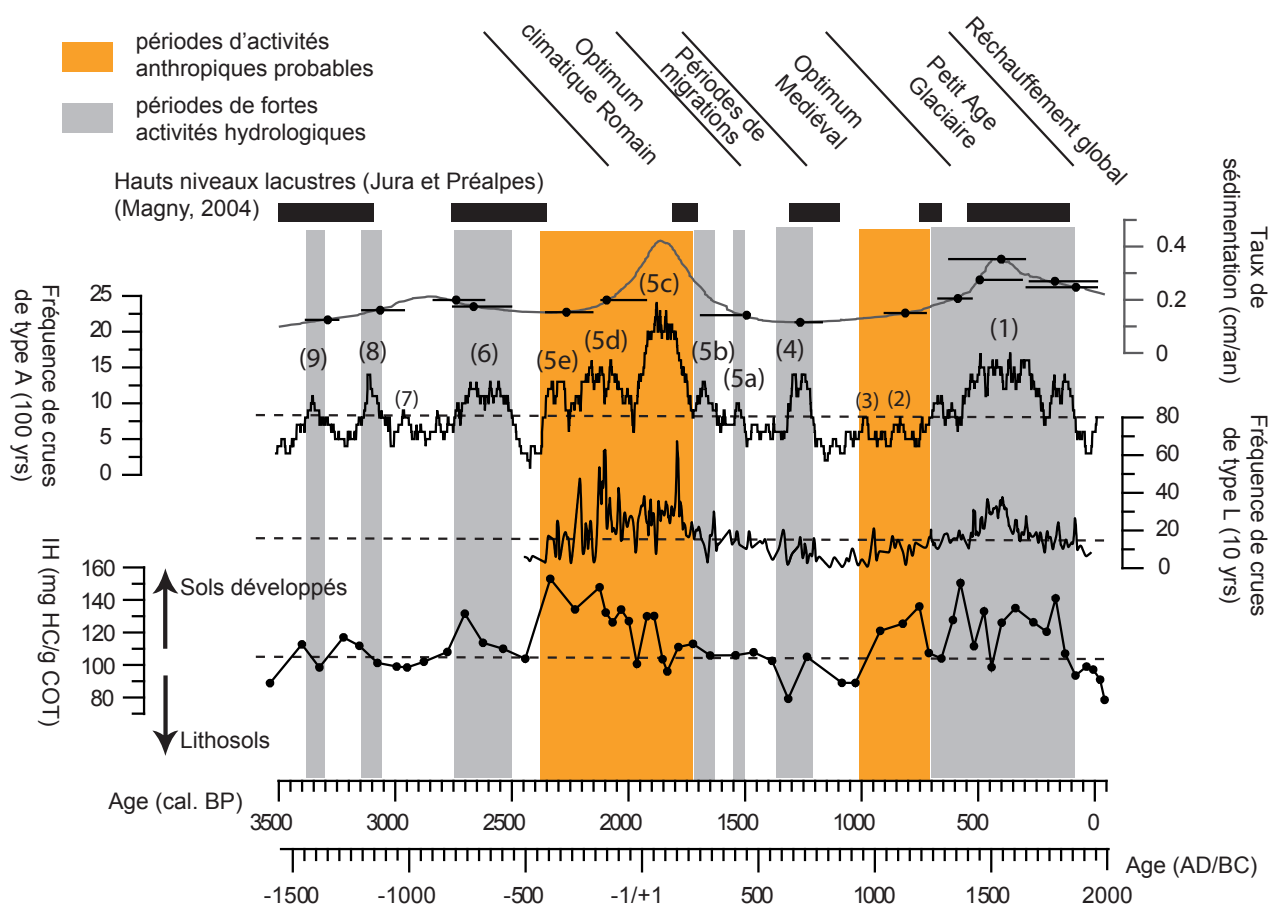


Figure 2.4.6. Comparaison entre la fréquence des crues et les périodes d'érosion importante des sols développés (IH élevé).

L'origine de ces deux types de régimes de précipitation (crues estivales rares et intenses en périodes chaudes et crues fréquentes et d'intensité moyenne en période froide) ne peut être expliquée uniquement à partir de notre étude sédimentologique. On peut toutefois penser qu'ils reflètent une variabilité dans la circulation atmosphérique. L'Oscillation Nord Atlantique (NAO)¹ est le principal mode synoptique de la circulation atmosphérique dans le secteur Nord-

¹ NAO : Les phases positives de l'Oscillation Nord Atlantique sont caractérisées par un anticyclone des Açores élevé ainsi qu'une zone de dépression faible au-dessus de l'Islande. Cette situation conduit à de fort vent d'Ouest et à des conditions anticycloniques sur les Alpes. En phases négatives, la pression de l'anticyclone des Açores est plus faible et décalé vers l'ouest tandis que la dépression islandaise est décalée au sud et présente des pressions plus élevées. Les vents d'ouest sont affaiblis et une situation dépressionnaire est observée sur les Alpes.

Atlantique/Europe. Ce mode influence fortement les conditions climatiques (températures et précipitations) durant l'hiver (Casty et *al.*, 2005 ; Trouet et *al.*, 2009). La NAO était en situations positive (hivers doux et secs) pendant l'Optimum Médiéval et négative (hivers froids et humides) pendant le Petit Age Glaciaire, ce qui expliquerait un climat hivernal plus humide durant le Petit Age Glaciaire (Trouet et *al.*, 2009). Ce mode présente également des effets sur le climat estival de l'Europe (Folland et *al.*, 2009 ; Büntgen et *al.*, 2010). Il pourrait alors expliquer la fréquence de crues accrue, enregistrées dans le Lac d'Anterne, en périodes froides. Une hypothèse simple serait d'associer les crues, peu fréquentes mais extrêmes, observées durant les périodes chaudes à des événements de types orageux intenses, lesquelles sont plutôt localisés. Cette hypothèse expliquerait l'absence de ces crues dans l'archive sédimentaire du Lac du Bourget. Pour générer des orages, il faut de l'air humide et un potentiel d'instabilité, lequel est lié à la rencontre d'une masse d'air chaude dans les basses couches de la troposphère (=fort flux radiatif) et d'une masse d'air froide provenant des montagnes (van Delden, 2001). Les orages sont donc très nombreux dans les Alpes du nord et du sud (van Delden, 2001). Les périodes plus chaudes pourraient alors favoriser l'existence de ces masses d'air chaudes et par conséquent l'occurrence des orages. A partir de la modélisation des caractéristiques physiques de l'atmosphère telles que l'énergie potentielle convective (CAPE) et l'inhibition convective (CIN), Sander & Dotzek (2010) montrent que les orages sur l'Europe, à l'avenir (dans le contexte de réchauffement climatique), seront plus difficiles à générer (augmentation de la CIN). Cependant, l'énergie libérée durant ces orages sera plus importante (en raison d'une augmentation simultanée de la CAPE). Les orages très violents devraient donc être favorisés avec le réchauffement climatique.

4. Conclusion

En zone de montagne, les périodes froides sont caractérisées par des précipitations abondantes en été alors que les périodes chaudes seraient plutôt sèches mais favoriseraient l'occurrence d'événements de précipitations intenses, c'est du moins ce que l'on observe dans le secteur d'Anterne. L'origine de ces deux types de régimes de précipitation n'est pas très bien comprise et nécessiterait une étude plus approfondie sur la circulation atmosphérique. C'est l'un des attendus de la thèse en cours de Bruno Wilhelm au laboratoire EDYTEM.

Dans le cadre du programme interdisciplinaire *PYGMALION*, une étude sur les crues historiques est en cours. Elle a pour but de retracer l'origine des flux atmosphériques engendrant les crues à partir du croisement d'archives documentaires et de données météorologiques. L'esprit de ce travail s'inspire d'une étude sur la répartition des crues en Suisse depuis 1850 (Schmocker-Fackel & Naef, 2010). Cette approche historique devrait permettre d'améliorer notre compréhension sur le type de situation synoptique provoquant les crues les plus intenses

d'une part et les plus fréquentes d'autre part.

Références bibliographiques (Chapitre 4 hors article)

Büntgen U., Trouet V., Franck D., Leuschner H.H., Friedrichs D., Luterbacher J., Esper J., 2010. Tree-ring indicators of German summer drought over the last millennium. *Quaternary Science Review* 29: 1005-1016.

Casty C., Wanner H., Luterbacher J., Esper J., Böhm R., 2005. Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology* 25: 2005.

Folland C.K., Knight J., Linderholm H.W., Fereday D., Ineson S., Hurrell J.W., 2009. The summer North Atlantic Oscillation: Past, Present, and Future. *Journal of Climate* 22: 1082-1103.

Fuhrer J., Beniston M., Fischlin A., Frei Ch., Goyette S., Jasper K., Pfister Ch., 2006. Climate risks and their impact on agriculture and forests in Switzerland. *Climatic change* 79: 79-102.

Pauling A., Luterbacher J., Casty C., Wanner H., 2006. Five hundred years of gridded high-resolution precipitation reconstructions over Europe and the connection to large-scale circulation. *Climate Dynamics* 26: 387-405.

Sander J., Dotzek N., 2010. The impact of climate change on severe convective storms over Europe. *EMS Annual Meeting Abstracts*. Vol 7.

Schmocker-Fackel P., Naef F., 2010. More frequent flooding? Changes in flood frequency in Switzerland since 1850. *Journal of Hydrology* 381: 1-8.

Trouet V., Esper J., Graham N.E., Baker A., Scourse J.D., Frank D.C., 2009. Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science* 324: 78-80.

Van Delden A., 2001. The synoptic setting of thunderstorms in western Europe. *Atmospheric Research* 56: 89-110.

Wilhelm B., Arnaud F., Enters D., Allignol F., Legaz A., Magand O., Revillon S., Giguët-Covex C., soumis. Global warming favours the occurrence of extreme floods in mountain areas - A sediment record from proglacial Lake Blanc (French Alps). *Climatic Change*.

Discussion

Interactions Homme, Climat, Environnement en milieu de montagne - confrontation des données sédimentologiques aux données palynologiques et archéologiques

1. Introduction

Les travaux réalisés sur le site d'Anterne au cours de notre thèse s'intègrent au programme interdisciplinaire *PYGMALION* (ANR BLAN 07-2-204489). L'un des objectifs de ce programme sur les secteurs d'Anterne et Pormenaz est de reconstituer l'évolution paléohydrologique holocène par l'étude des processus d'érosion. Or, comme nous avons pu le voir tout au long de cette partie, les processus d'érosion ne sont pas uniquement contrôlés par l'hydrologie. L'évolution de l'état des sols et de la végétation affecte les processus d'érosion aussi bien en termes de quantité que de qualité. Ces deux composantes du système sont elles-mêmes influencées par les changements climatiques (température et précipitation) mais aussi par les activités humaines. L'interprétation des enregistrements sédimentaires apparaît donc complexe.

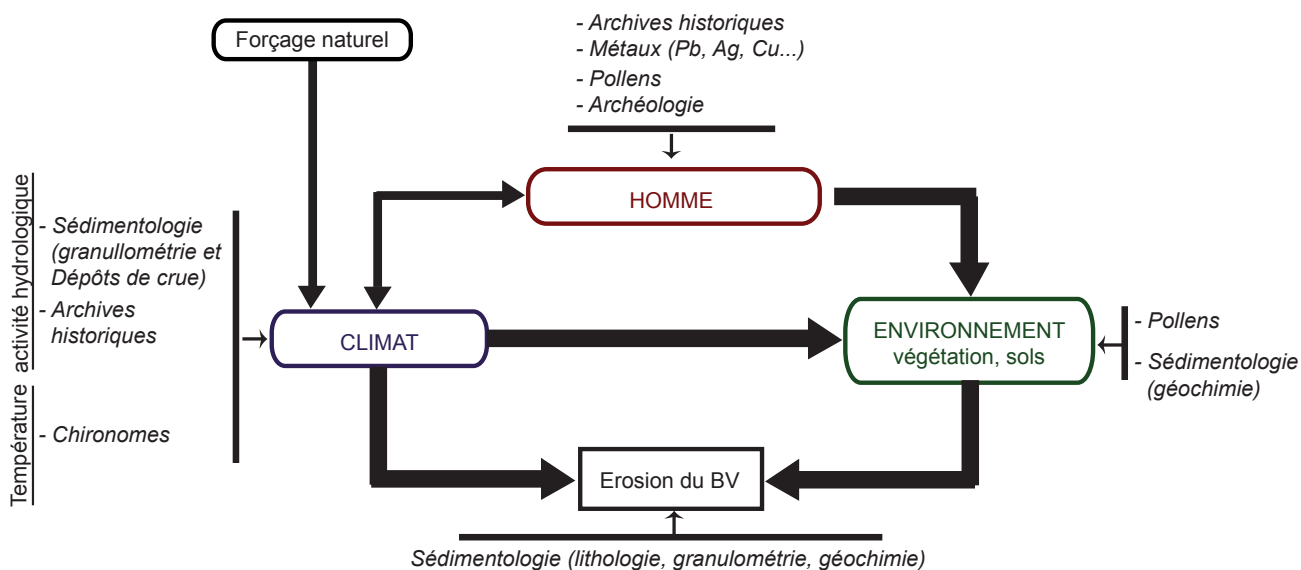


Figure 2.5.1. Représentation conceptuelle du système étudié. Les méthodes et approches permettant de caractériser chacune des composantes du système sont présentées.

La multiplication des méthodes de qualification des sédiments (granulométrie, géochimie organique et minérale) a permis d'apporter un éclairage original sur les causes des changements dans les processus d'érosion. Cependant, nos interprétations ne sont pas toujours univoques. Il importe donc de croiser le regard de différentes disciplines afin d'éliminer des hypothèses

et d'en appuyer d'autres. Certaines disciplines sont multi-indicatrices alors que d'autres apportent des informations uniquement sur l'un des facteurs influençant directement ou indirectement l'érosion (Fig. 2.5.1). Le recoupement de ces informations permet alors d'affiner les interprétations et de multiplier les indices sur les changements observés et leurs origines.

Des études palynologiques et sur des macrorestes de bois fossiles déterminés et datés ont été effectuées sur des tourbes localisées le long d'un transect altitudinal sur les massifs d'Anterne et Pormenaz (David *et al.*, accepted, annexe III, Fig. 2.5.2). De plus, deux campagnes archéologiques, réalisées en 2008 et 2009 ont permis de révéler plusieurs sites archéologiques (Fig. 2.5.2).

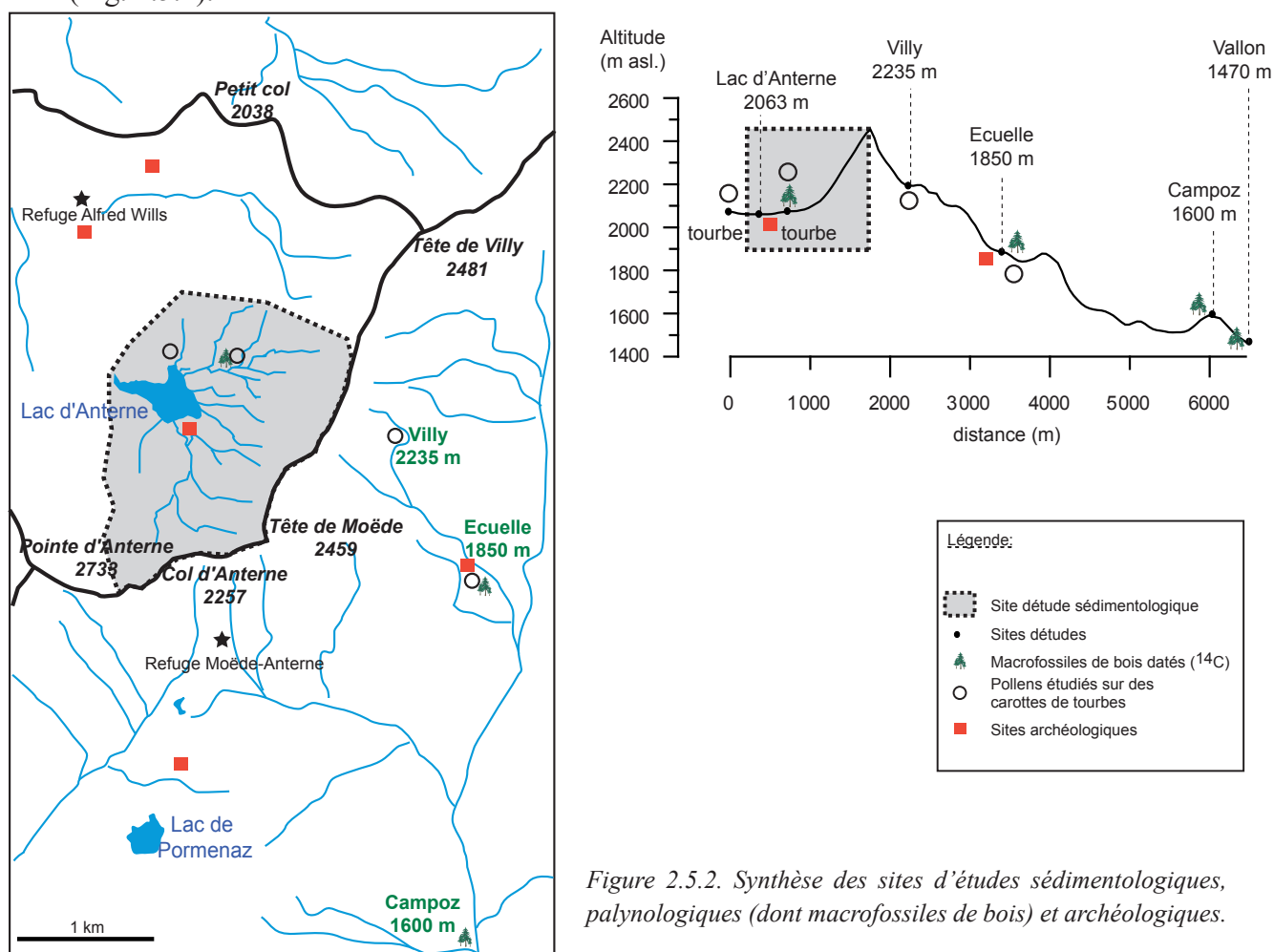


Figure 2.5.2. Synthèse des sites d'études sédimentologiques, palynologiques (dont macrofossiles de bois) et archéologiques.

Afin de conclure cette partie nous proposons donc de croiser nos résultats, obtenus sur les carottes de sédiments lacustres et de tourbe avec ces données de paléovégétation et archéologiques (Fig. 2.5.3). Dans un second temps, nous élargirons notre comparaison à des enregistrements climatiques régionaux dans le but d'établir une synthèse des fluctuations climatiques depuis ~10 000 ans dans les Alpes française du nord. Une discussion de ces fluctuations sera également présentée.

2. La première moitié de l'Holocène: Rôle de l'évolution des sols et de la végétation dans les processus d'érosion

Le site localisé le plus haut (Villy, 2235 m asl) représente la plus longue série de tourbe carottée. L'enregistrement de paléovégétation couvre tout l'Holocène (Fig. 2.5.3.). Ce site, bien que situé ~170 m plus haut en altitude que le lac d'Anterne et sur un versant opposé, présente une histoire concordante avec nos interprétations sur l'évolution des couvertures pédologiques. Depuis le début de l'Holocène, jusqu' autour de 8000 cal. BP, l'augmentation des pollens de pin cembro reflète la reconquête de la forêt. La présence de stomates de pins dans un niveau daté entre 8890 cal. BP (+/-120) atteste de leur présence sur le site depuis au moins cette période (Fig. 2.5.3. ; David *et al.*, accepté).

Entre 8000 et ~5200 cal. BP, les pollens de Sapin augmentent fortement traduisant une fermeture de l'espace forestier, cette espèce affectionnant les ambiances peu lumineuses de sous-bois. A cette période (optimum climatique holocène), selon l'enregistrement sédimentaire lacustre, les flux détritiques sont faibles ce qui traduit une érosion limitée. L'hypothèse de stabilisation du bassin versant par une végétation bien installée autour du lac est donc confirmée par les données palynologiques. D'autre part des conditions anoxiques sont enregistrées au fond du lac ce qui est en accord avec un milieu fermé réduisant les apports de sédiments vers le lac, ainsi que l'action du vent sur le mélange de la colonne d'eau. Ceci permet au lac de conserver une stratification continue durant tout l'été et par conséquent d'empêcher l'oxygénation de l'hypolimnion. La mise en place de la tourbière d'Anterne, aujourd'hui incisée, débute vers 7900 cal. BP. Le contexte de faible flux détritique a sans doute favorisé le développement de cette tourbière.

L'apparition de l'épicéa à partir de ~5200 cal. BP dans l'enregistrement de Villy et entre 5050-4600 cal. BP dans celui d'Anterne (tourbière incisée) suggère une ouverture de l'espace forestier (Fig. 2.5.3.). Dans la carotte de sédiments lacustres, une augmentation de l'érosion affectant à la fois les sols développés et les lithosols est enregistrée à cette période, suggérant une cause climatique. En effet, un changement d'origine anthropique aurait principalement affecté les sols développés. Dans la tourbière incisée, un décalage minimum de 400 ans (voir de 850 ans) est observé entre la reprise des apports détritiques autour de 5450 cal. BP et l'apparition des pollens d'Epicéa entre 5050 et 4600 cal. BP. Ce décalage est en faveur d'une hypothèse climatique pour expliquer l'augmentation de l'érosion du bassin versant puisque l'ouverture du milieu intervient après l'augmentation des apports détritiques. L'origine climatique de cette période sera discutée plus en détail dans la seconde partie de cette discussion. Un impact anthropique précoce et modéré au cours de la transition Néolithique moyen-Néolithique final sur la végétation arborée ne peut cependant être totalement exclu. Aux abords du col du Petit Saint Bernard (~35 km au sud d'Anterne), des épisodes d'incendies ont été enregistrés entre

5250 et 4200 cal. BP autour de 1900-2200 m d'altitude (Talon 2006 ; Rey et *al.*, 2008).

3. La seconde moitié de l'Holocène : Activités humaines et processus d'érosion

3.a. Premier impact anthropique modéré sur la végétation ?

Bien que les pollens de pin cembro soient peu représentés dans la tourbe d'Anterne, il est intéressant de noter qu'une tendance à la décroissance débute entre 4400 et 4100 cal. BP. Dans les sédiments du lac, autour de 4500-4200 cal. BP, les analyses sédimentologiques et de géochimie minérale suggèrent une érosion faible mais affectant préférentiellement les lithosols et les sols acides (Giguët-Covex et *al.*, soumis ; Partie 2, Chapitre 3). Les sols acides de type Podzol sont souvent observés sous les forêts subalpines de conifères (Mourier et *al.*, 2008 ; Mocchi et *al.*, 2008 ; Mourier et *al.*, in press). Un abattage sélectif des pins cembro dans le bassin d'Anterne pourrait alors expliquer à la fois la chute des pollens et l'érosion faible mais des sols de types acides. De plus, dans la deuxième tourbe d'Anterne autour de 4600 cal. BP, un pic de pollen de *Rumex* accompagné par la présence de stomates de pins a été enregistré (David et *al.*, accepté). Bien que la chronologie des faits ne soit pas parfaitement synchrone en raison de la multiplication des archives datées indépendamment, nous concluons à une phase de déboisement, probablement pour faciliter les activités pastorales, dans le secteur d'Anterne dès la fin du Néolithique final-début du Bronze ancien.

3.b. Déforestation au bronze moyen

Dans les carottes de sédiment lacustre et de tourbe, d'importantes augmentations des apports détritiques sont enregistrées autour de 3400 cal. BP (Fig. 2.5.3.). Les arguments sédimentologiques et géochimiques évoqués dans l'article du chapitre 3 (Giguët-Covex et *al.*, soumis), suggèrent la concomitance d'un changement climatique et d'un impact anthropique sur les processus d'érosion. Sur le site de Villy, autour de 3500 cal. BP, une chute des pollens de Sapin au profit de l'épicéa est observée. Sur les sites d'Anterne et Ecuelles, vers 3400 cal. BP ce sont les pollens d'une espèce pionnière héliophile, l'aulne, qui augmentent juste avant la recrudescence des apports détritiques dans la tourbière et le lac. De plus, à ce jour aucun macroreste de bois fossiles n'a été trouvé après 4600-4800 cal. BP (Fig. 2.5.3.). Malgré le nombre limité de ces macrorestes datés, ce résultat apparaît en accord avec les autres indicateurs de réduction du couvert forestier. Cette ouverture du milieu suggère un impact anthropique important sur la végétation au bronze moyen (David et *al.*, accepté ; annexe 3). Cet impact

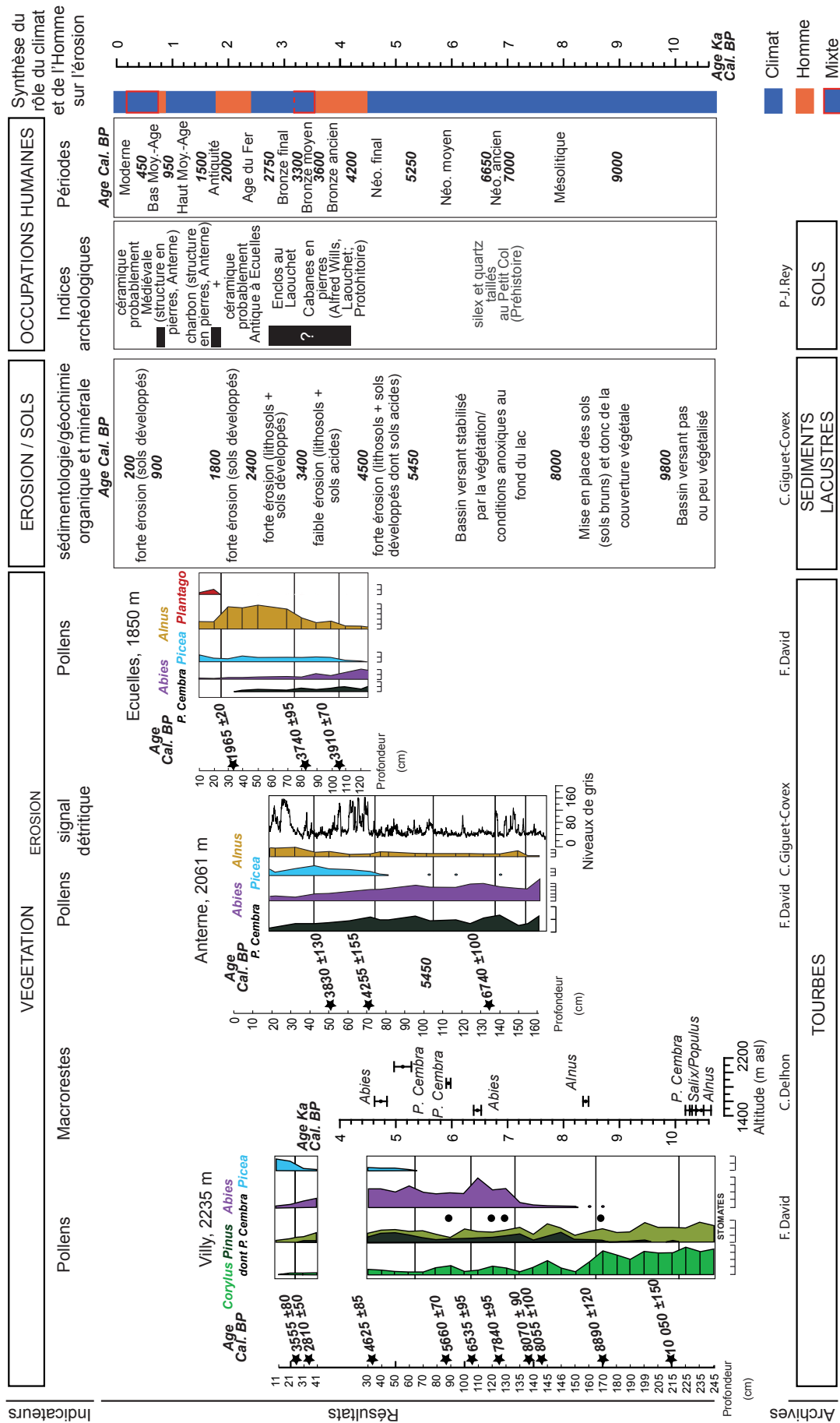


Figure 2.5.3. Confrontation des données sédimentologiques, palynologiques (dont macrofossiles de bois) et archéologiques.

pourrait correspondre à une déforestation pour des activités pastorales dans le bassin versant d'Anterne et ses alentours. Cette hypothèse n'apparaît cependant pas clairement confirmée par les diagrammes de pollens. Seul un petit pic de *Rumex* est observé à Anterne (David et *al.*, accepté).

Les campagnes archéologiques ont révélé l'existence d'un grand enclos ovale sur le secteur du Laouchet qui par comparaison avec des structures similaires dans les Alpes du sud, pourrait dater de l'âge du Bronze (Mocci et *al.*, 2008 ; Rey, 2009). Des cabanes en pierres sur les sites d'Alfred Wills et du Laouchet non encore datées pourraient aussi être protohistoriques (Rey, 2009).

3.c. Activités pastorales et érosion des sols à l'Antiquité et au cours de la période médiévale

Dans l'enregistrement lacustre, deux périodes de crises érosives majeures sont enregistrées. Elles sont toutes deux caractérisées par d'importantes érosions, en particulier des sols développés. Ces périodes correspondent à la fin de l'Age du Fer et au début de l'Antiquité (2400-1800 cal. BP) et au Bas Moyen-âge (1000-1250 ou 1750 ap. J.-C.). L'enregistrement pollinique au site d'Ecuelles présente une chute drastique de l'aulne ainsi qu'un pic de plantain (*Plantago*). Dans un extrait d'une délibération du conseil communal de Sixt, des coupes d'Aulnes brûlés sur place en juillet 1817 sont mentionnées pour l'entretien des pâturages. Il est précisé que cette pratique existait déjà auparavant. Ces résultats suggèrent un impact anthropique important sur l'érodibilité des sols en relation avec une activité pastorale dans le bassin versant.

Une cabane formée de deux cellules a été découverte au bord du lac ~4 m au-dessus de son niveau actuel (Rey 2009). Un charbon prélevé dans l'un des niveaux observés dans la structure est daté de la période Romaine (85-245 ap. J.-C.), attestant d'une occupation du milieu durant cette période. Deux tessons de céramique ont été trouvés dans cette même cabane : l'un est identifié comme caractéristique de l'Antiquité et l'autre du XI ou XII^{ème} siècle. Ce second calage chronologique de l'occupation de la cabane d'Anterne corrobore l'hypothèse d'une augmentation de l'érosion des sols développés en réponse à une activité anthropique probablement toujours pastorale au moyen-âge. Au-dessus de cette cabane (~5 m), un enclos rectangulaire à bord arrondis a été décrit (Rey, 2009). Aucun élément de datation n'a été retrouvé. Cependant, il est très probable que son utilisation soit associée aux périodes d'occupation de la cabane située en aval.

4. Essai de synthèse climatique à partir des archives lacustre et de tourbe

Les variations climatiques ont été discutées en détail dans le chapitre 4 sur la période 3500 cal. BP à nos jours et dans la fin du chapitre 3 pour la période 7900-2950 cal. BP. Le but de ce paragraphe est alors de présenter et de discuter les fluctuations climatiques sur tout l'Holocène, connaissant les périodes pour lesquelles des impacts anthropiques ont affecté les processus d'érosion. Pour cela, notre enregistrement climatique est comparé avec des reconstitutions de températures estivales dans les Alpes et sur notre site (Millet *et al.*, 2009 ; Larocque-Tobler *et al.*, 2010), des indicateurs d'activité hydrologique et de flux détritiques dans le Jura et les Alpes (Magny, 2004 ; Arnaud *et al.* 2005) et des fluctuations de glaciers alpins (Hormes *et al.*, 2001 ; Holzhauser *et al.*, 2005). Cette synthèse climatique se découpe en deux parties :

- la première partie discute de la sensibilité de notre système à la variabilité climatique millénaire à plurimillénaire et de son mode d'archivage dans le lac,
- la seconde partie présente les fluctuations à l'échelle du siècle ou de plusieurs siècles.

4.a. La variabilité millénaire à plurimillénaire

Cette variabilité est enregistrée dans notre archive principalement par l'intermédiaire de l'évolution des sols et de la végétation dans le bassin versant. Ces deux éléments du système constituent une interface entre le climat et les flux détritiques archivés dans le lac. L'évolution des sols et de la végétation est directement reflétée par les enregistrements de quantité (COT) et qualité (IH) de la matière organique (Fig. 2.5.4.). Le manganèse constitue un indicateur indirect du couvert végétal dans le bassin versant via les conditions d'oxygénation au fond du lac qui sont influencées par les apports de matière organique et par l'occurrence des crues. Les fluctuations à long terme de ces enregistrements environnementaux présentent 8 phases, lesquelles s'inscrivent également dans le signal de fréquence de crues indicateur de l'intensité des processus d'érosion: 10165-9900, 9900-9350, 9350- 7850, 7850-5250, 5250-4500 cal. BP, 4500 cal. BP-1250 ap. J.-C., 1250-1750 ap. J.-C. et 1750 ap. J.-C.-aujourd'hui. Ces phases correspondent à des changements dans la tendance à long terme de la température de l'air du mois de juillet reconstituée à partir des assemblages de chironomes dans les Alpes suisses (Fig. 2.5.4. ; Larocque-Tobler *et al.*, 2010) :

- L'absence de sols développés au début de l'Holocène apparaît comme la conséquence de températures estivales encore faibles (~14° à Egelsee, 770 m asl). Cet état du bassin versant permet une érosion importante du bassin versant, se traduisant notamment par une fréquence de crue élevée (Fig. 2.5.4.).
- La phase 9900-9350 cal. BP correspond à une période de mise en place rapide des sols et de la végétation, qui apparaît contrôlée par une augmentation de la température de ~1°C à Egelsee. Le développement de la végétation a pour conséquence une diminution

de la fréquence des dépôts de crue. Ce réchauffement est également mis en évidence par d'autres enregistrements de température en Europe de l'ouest et dans les Alpes suisses (Davis *et al.*, 2003 ; Heiri *et al.*, 2003).

- De 9350 à 7850 cal. BP, nous observons une phase de stabilisation du bassin versant, via la couverture végétale qui est associée à une stabilisation de la tendance de la courbe des températures autour de 14,8°C à Egelsee.
- Entre 7850 et 5250 cal. BP, la végétation paraît bien développée dans le bassin versant (l'IH augmente faiblement et le COT atteint des valeurs maximale). En outre, des conditions anoxiques, marquées par des concentrations quasi nulles en manganèse, apparaissent au fond du lac, probablement en raison d'importantes quantités de matière organique d'origine terrestre apportées dans le lac (article chapitre 3). Cette période, appelée Optimum Climatique Holocène, est caractérisée par des températures autour de 15,5°C qui n'aurait plus d'équivalent jusqu'au 20^{ème} siècle. Une limite supérieure de la forêt maximale a aussi été établie en Autriche entre 7700 et 6300 cal. BP (Nicolussi *et al.*, 2005) et dans les Alpes centrales (Suisse) entre 9000-8000 et 5400-5000 cal. BP (Tinner *et al.*, 1996) (Fig. 2.5.4.). Les glaciers alpins présentent également une grande phase de retrait entre 7800 et 6500 cal. BP (Fig. 2.5.5. ; Nicolussi & Patzelt, 2000 ; Hormes *et al.*, 2001 ; Joerin *et al.*, 2006 ; Ivy Osch *et al.*, 2009).
- La phase 5250-4500 cal. BP correspond à une chute du COT et une stabilisation de l'IH. Cette évolution traduit une reprise de l'érosion des sols développés et des lithosols. La concomitance de ce changement majeur dans l'enregistrement sédimentaire du Lac d'Anterne avec la chute des températures (Larocque-Tobler *et al.*, 2010 (Fig. 2.5.4.)) suggère l'origine climatique de ce changement. Cette phase de transition vers un climat plus froid a également été observée dans les Alpes Suisses (Hinterburgsee, 1515 m asl.) (Heiri *et al.* 2003) et dans les Alpes autrichienne (Schmidt *et al.* 2002), vers 5000 cal. BP. Elle expliquerait l'ouverture du milieu forestier suggérée par les diagrammes polliniques de Villy et Anterne. La réduction du couvert forestier serait alors à l'origine de l'augmentation des apports détritiques observés. Une baisse de la limite supérieure de la forêt a aussi été documentée dans les Alpes centrales suisses et dans les Alpes italiennes entre 5300 et 4900 cal. BP (Tinner *et al.*, 1996 ; Wick 1996 ; Haas *et al.* 1998). Cette phase de transition marque le début de la période froide appelée «Néoglaciale» qui se poursuit jusqu'à aujourd'hui.
- Le paroxysme du Néoglaciale est atteint lors du Petit Age Glaciaire selon les enregistrements des fluctuations glaciaires dans les Alpes (varves les plus épaisses dans les sédiments du Lac Silvaplana, Leemann & Niessen, 1994 ; Joerin *et al.*, 2006 ; Ivy-

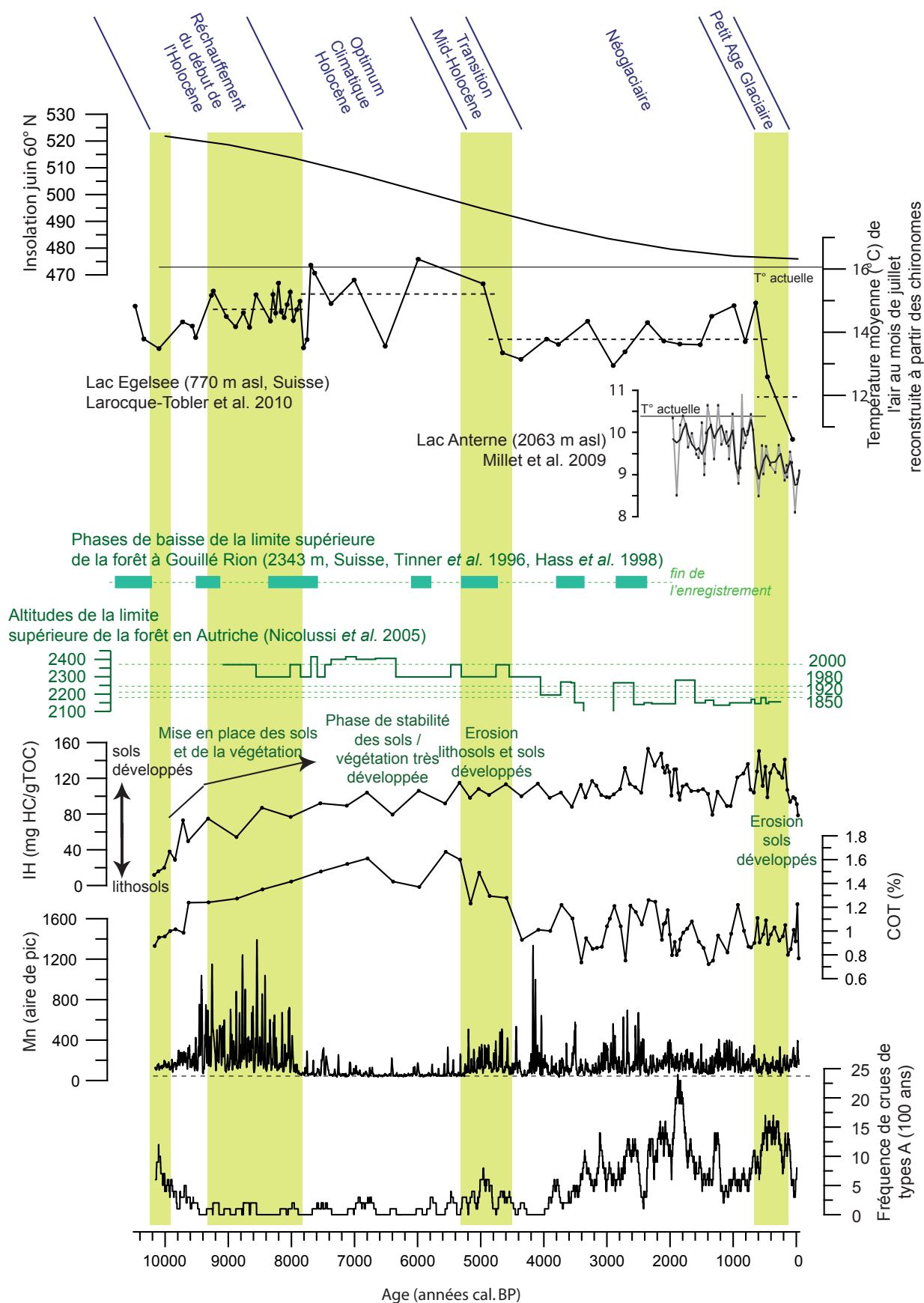


Figure 2.5.4. Comparaison entre les marqueurs d'évolutions des sols et de la végétation dans le bassin versant (IH et COT), le Mn comme marqueur d'oxygénation au fond du lac, l'érosion (fréquence de dépôts de crues), les fluctuations de la limite supérieure de la forêt en Suisse et en Autriche (Tinner et al. 1996, Hass et al. 1998, Nicolussi et al. 2005) et des reconstitution de la température de l'air de juillet (Millet et al. 2009, Larocque-Tobler et al. 2010), La température moyenne actuelle de 10.4°C à Anterne est à prendre avec précaution car elle a été recalculée à partir des données de Chamonix (Millet et al., 2009).

Ochs *et al.*, 2009), les flux détritiques rhodaniens enregistrés dans le Lac du Bourget (Arnaud *et al.*, 2005) et les température du mois de juillet reconstituées par Larocque-Tobler *et al.*, 2010. Cette phase apparaissant alors comme la plus froide de l'Holocène pourrait expliquer l'augmentation importante de l'érosion des sols développés (IH élevé) observée dans notre enregistrement (Fig. 2.5.4.). La différence de température moyenne entre l'Optimum Médiéval (750-130 ap. J.-C.) et le Petit Age Glaciaire est plus importante à Egelsee (~2,2°C) qu'à Anterne (<1°C) (Fig. 2.5.5., Millet *et al.*, 2009 ; Larocque-Tobler *et al.*, 2010). Ce résultat pourrait être le reflet d'un climat plus continental dans les Alpes suisses. Outre ces différences d'amplitude, une bonne concordance apparaît entre ces deux enregistrements de température. En tenant compte de ce gradient de température entre Egelsee et Anterne, la température moyenne du mois de juillet à Anterne devait être autour de 10,3°C.

A cette échelle d'observation, les fluctuations de flux détritique enregistrées dans le Lac d'Anterne semblent principalement refléter les changements de la température d'été via l'évolution du couvert végétal. Ces changements sont probablement liés à la diminution de l'insolation estivale à 60°N laquelle présente des valeurs maximales entre 7800 et 5000 BP (Berger & Loutre, 1991). Au début de l'Holocène, ce forçage orbital ne semble pas contrôler la température. Ceci a été expliqué par des modifications de la circulation thermohaline liées à des décharges d'eau douce provenant de la calotte Laurentide (Wanner *et al.* 2008).

4.2. La variabilité séculaire à pluriséculaire

L'enregistrement détritique d'Anterne présente également une variabilité séculaire à pluriséculaire, laquelle a été discutée pour les derniers 3500 ans dans le chapitre 4 et pour la période 7900-2950 cal. BP dans la fin du chapitre 3. La variabilité à long terme ainsi que les impacts anthropiques ne facilitent pas la réalisation d'une synthèse sur toute la période Holocène. Les valeurs de fréquence de crues atteintes durant les différentes périodes ne sont, en effet, pas comparables. Néanmoins, une synthèse des périodes de plus forte activité hydrologique peut être réalisée.

Durant l'Holocène, 15 phases principales d'activités hydrologiques élevées sont mises en évidence à partir de l'étude des apports détritiques dans le lac et la tourbe (pour la période concernée, 7900-2950 cal. BP): 10165-9700, 9400-9000, 8210-7880, 7700-6600, 5820-5730, 5550-4500, 4450-4300, 3950-3800, 3390-3330, 3150-3050, 3000-2950, 2740-2500 cal. BP et 200-350 ap. J.-C., 590-750 ap. J.-C. et 1200-1850 ap. J.-C. (Petit Age Glaciaire). La plupart de ces périodes coïncide avec des périodes de haut niveau lacustre dans le Jura et les Préalpes (Magny 2004) et avec des augmentations de flux détritiques dans le Lac du Bourget (Rectangles

gris, Fig. 2.5.5.).

Au début de l'Holocène, trois événements apparaissent bien marqués dans l'enregistrement des apports détritiques grossiers (fraction 306-2000 μm) et sont également visibles dans le signal de fréquence de crues: il s'agit des événements à 10 000 ans, 9100 ans et 8200 ans. Ces événements sont connus les enregistrements paléoclimatiques de l'hémisphère nord. Ils sont caractérisés par des diminutions du $\delta^{18}\text{O}$ dans les enregistrements de NGRIP au Groenland (North Greenland Ice Core Project members, 2004), du Lac d'Ammersee en Allemagne (von Grafenstein et al., 1999) et dans une grotte (Katerloch) en Autriche (Boch et al., 2009). Ce paramètre est supposé être principalement contrôlé par les température, suggérant donc des périodes plus froides. Ces phases sont par ailleurs associées à des hauts niveaux lacustres dans le Jura et les Préalpes, reflétant des périodes plus humides (Magny, 2004). Notre enregistrement, quant à lui, suggère que ces périodes sont également caractérisées par des événements de précipitations intenses. On notera toutefois que les événements les plus intenses surviennent au début et/ou à la fin de ces périodes, au moment des transitions. L'« événement 8200 » est observé un peu partout dans les Alpes. Entre 8500 et 7900 cal. BP, la limite supérieur de la forêt en Autriche chute (Nicolussi et al., 2005). La reconstitution des températures du mois de juillet (à partir des chironomes) dans le Lac Hinterburgsee (Suisse) montrent une période plus froide (Heiri et al., 2004 ; Heiri & Lotter, 2005). Celle-ci n'apparaît pas dans la reconstitution de Larocque et al. (2010) présentée sur la figure 2.5.4. Les auteurs expliquent un probable biais lié à la présence d'un taxon absent de la base de donnée utilisée pour la fonction de transfert. Cet épisode est aussi caractérisé comme une phase plus humide probablement liée à une augmentation des précipitations et une diminution des températures estivales (Magny et al., 2003). A Anterne, des événements de précipitations intenses sont principalement enregistrées au cours de l'été.

La période 5550-4500 cal. BP n'apparaît pas totalement concordante avec les enregistrements de haut niveau lacustre et de flux détritique rhodanien. Seul le début de cette période (5550-5200 cal. BP) est associé à une phase plus humide. Cette phase humide correspond au brusque renversement climatique ayant entraîné l'abandon d'un village au bord du Lac de Constance (Suisse) et permis la préservation d'Oetzi, un homme du Néolithique, dans les Alpes tyroliennes (Magny & Haas, 2004 ; Magny et al., 2006). En outre, la fin de cette période (5200-4500 cal. BP) est caractérisée par une longue phase de retrait glaciaire en Suisse (Hormes et al., 2001). Cette apparente contradiction, entre notre enregistrement et les autres indicateurs climatiques régionaux, s'explique simplement en raison de la variabilité climatique à long terme et de la réponse du système à celle-ci, évoquée précédemment (déstabilisation des sols liée à un retrait du couvert végétal en réponse à un refroidissement). Ces résultats suggèrent finalement une période plutôt froide et humide de 5550 à 5200 cal. BP et plus sèche mais froide de 5200 à 4500 cal. BP. La transition Néoglaciale semble donc se découper en deux phases : la première liée

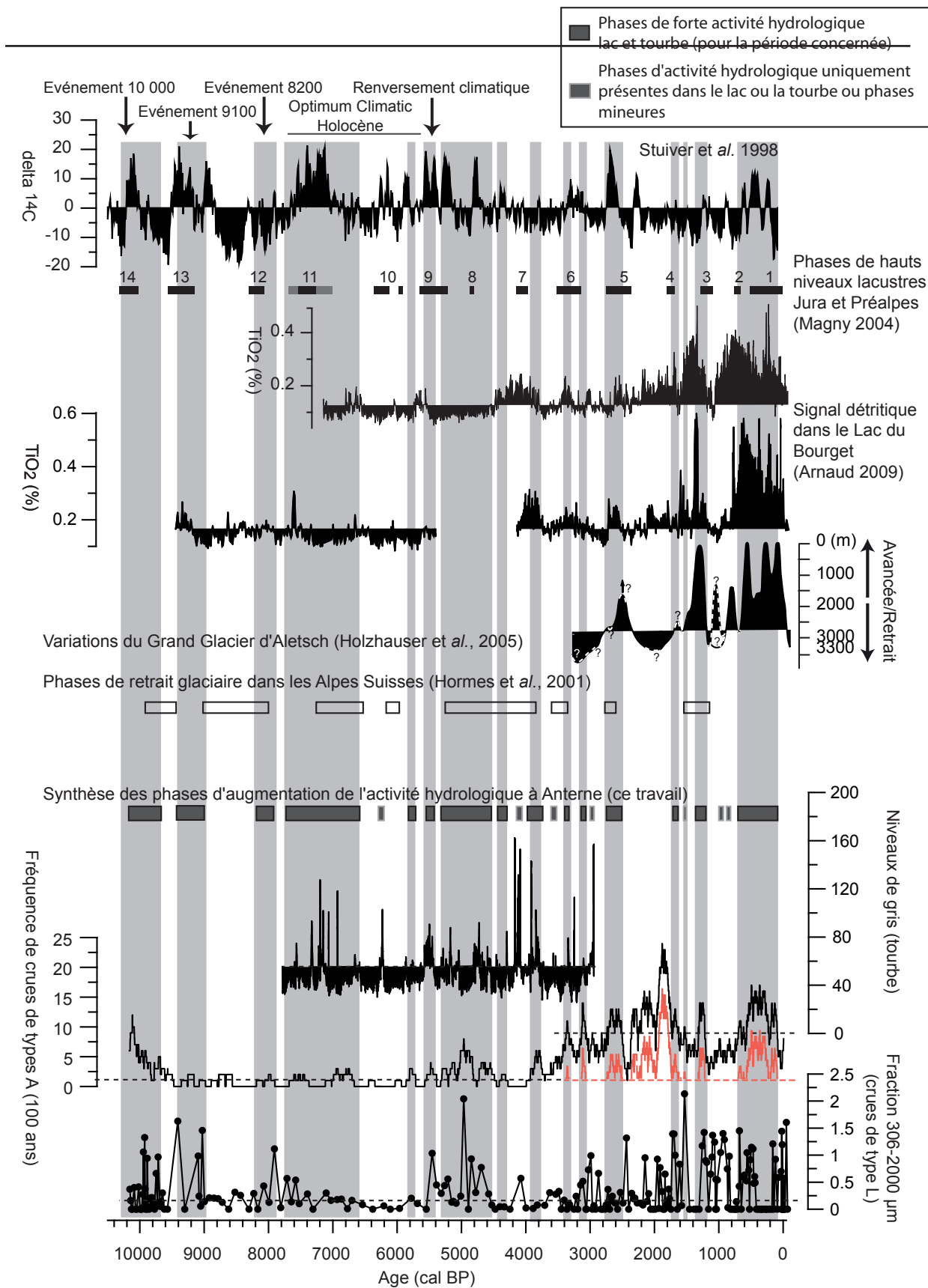


Figure 2.5.5. Synthèse climatique au travers des enregistrements détritiques reconstitués à partir des sédiments du Lac d'Anterne et de la carotte de tourbe prélevée dans la tourbière incisée. Comparaison avec les enregistrements régionaux et avec le delta ^{14}C .

au fluctuations de l'activité solaire ($\delta^{14}\text{C}$, Fig. 2.5.5.) (Magny et al., 2006) et la seconde, à la tendance de insolation du mois du juin à 60°N (Berger & Loutre, 1991 ; Fig. 2.5.4.).

La tendance climatique, à long terme, vers des conditions plus froides après cette transition semble se marquer aussi par un climat plus humide comme le suggère l'enregistrement des apports détritiques rhodaniens dans le Lac du Bourget ainsi que la fréquence des crues dans le Lac d'Anterne (même lorsque l'on soustrait une valeur moyenne pour la période post 3400 cal. BP, afin de tenter d'éliminer l'effet de seuil supposé être lié à un impact anthropique, courbe rouge Fig. 2.5.5.).

Les phases d'activité hydrologique élevée sont pour la plupart corrélées avec des périodes de faible activité solaire confirmant le rôle du soleil sur la variabilité séculaire du climat de la Terre (Van Geel et al., 2000 ; Bradley, 2003, Magny, 2004 ; Magny et al., 2007 ; Magny et al., 2010).

Sur les derniers 3500 ans, une opposition entre fréquence et intensité de crues a pu être mise en évidence, en relation avec l'activité solaire et l'alternance entre périodes chaudes et froides (Giguët-Covex et al., soumis, chapitre 4). Cette opposition n'apparaît pas aussi claire avant 4500 cal. BP. En effet, les périodes de faibles activités solaires supposées plus chaudes ne présentent pas nécessairement de crues liées à des événements de précipitation intenses. S'agit-il d'une réalité hydroclimatique ou d'une conséquence indirecte des variations du climat?

Entre 9400 et 5500 cal. BP, la couverture végétale dense pourrait avoir eu pour effet de tamponner le ruissellement et le débit des ruisseaux, limitant ainsi la capacité de transport et les apports de sédiments grossiers vers le lac, durant les événements de précipitations intenses. Durant cette période, les quelques événements de crues intenses observés ont eu lieu lors des transitions climatiques (avant et après l'événement 9100 ans et après l'événement 8200 ans) (Fig. 2.5.5.). Ce résultat pourrait s'expliquer par une végétation et des sols dégradés favorisant alors l'expression des événements de précipitation intense en conditions climatiques intermédiaires.

Avant 9400 cal. BP, le signal en opposition de phase entre fréquence et intensité de crues redevient à nouveau bien marqué en raison probablement de la quasi absence de végétation dans le bassin versant. Les crues intenses apparaissent aussi en phase avec une période de bas niveau lacustre (Magny, 2004), de retrait glaciaire (Hormes et al., 2001) et de forte activité solaire (Stuiver et al., 1998 ; Fig. 2.5.5.).

Références Bibliographiques (Discussion)

Arnaud, F., Wessels, M., Chapron, E., Revel-Rolland M., Desmet M., 2008. Signaux terrigènes dans les grands lacs subalpins: un marqueur régional à haute résolution des conditions paléohydrologiques. Cahier de Paléoenvironnement - collection EDYTEM 6 : 77-88.

- Berger A., Loutre M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Sciences Review* 10: 297-317.
- Bradley R.S., 2003. Climate forcing during the Holocene. *PAGES News* 11: 18-19.
- Boch R., Spötl C., Kramers J., 2009. High-resolution isotope records of early Holocene rapid climate change from two coeval stalagmites of Katerloch Cave, Austria. *Quaternary Science Reviews* 28: 2527-2538.
- David F, Arnaud F, Delhon C, Rey P-J, Giguët-Covex C, accepted. Vegetation history and human impact at subalpine belt in the French North-Western Alps (Upper-Arve Valley). *The Holocene*.
- Davis B.A.S., Brewer S., Stevenson A.C., Guiot J., Data Contributors, 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Review* 22: 1701–1716.
- Haas J.N., Richoz I., Tinner W., Wick L., 1998. Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at the timberline in the Alps. *The Holocene* 8, 3: 301-309.
- Heiri O., Wick L., van Leeuwen J.F.N., van der Knaap W.O., Lotter A.F., 2003. Holocene tree immigration and the chironomid fauna of a small Swiss subalpine lake (Hinterburgsee, 1515 m asl). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 189 : 35-53.
- Heiri O., Lotter A.F., Hausmann S., Kienast F., 2003. A chironomid-based Holocene summer air temperature reconstruction from the Swiss Alps. *The Holocene* 13: 477–484.
- Heiri O., Tinner W., Lotter A.F., 2004. Evidence for cooler European summers during periods of changing meltwater flux to the North Atlantic. *PNAS* 101: 15285-15288.
- Heiri O., Lotter A.F., 2005. Holocene and Lateglacial summer temperature reconstruction in the Swiss Alps based on fossil assemblages of aquatic organisms: a review. *Boreas* 34: 506-516.
- Holzhauser H., Magny M., Zumbühl H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15: 789-801.
- Hormes A., Müller B.U., Schlüter C., 2001. The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. *The Holocene* 11: 255-265.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Maisch M., Christl M., Kubik P.W., Schlüchter C., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Review*, doi: 10.1016/j.quascirev.2009.03.009
- Joerin U., Stocker T., Schlüter C., 2006. Multicentury glacier fluctuations in the Central Swiss Alps. *The Holocene* 16: 697:704.
- Koinig KA, Shotyk W, Lotter AF, Ohlendorf C, Sturm M (2003) 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake-the role of climate, vegetation, and land-use history. *Journal of Paleolimnology* 30: 307-320.
- Larocque-Tobler I., Heiri O., Wehrli M., 2010. Late Glacial and Holocene temperature changes at Egelsee, Switzerland, reconstructed using subfossil chironomids. *Journal of Paleolimnology* 43: 649-666.

Leeman A., Niessen F., 1994. Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene* 4, 259-268.

Magny M., Bégeot C., Guiot J., Peyron O., 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews* 22: 1589-1596.

Magny M., Haas J.N., 2004. A major widespread climatic change around 5300 cal. BP at the time of the Alpine Iceman. *Journal of Quaternary Science* 19: 423-430.

Magny M., 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* 113: 65-79.

Magny M., Leuzinger U., Bortenschlager S., Haas J.N., 2006. Tripartite climate reversal in Central Europe 5600-5300 years ago. *Quaternary Research* 65: 3-19.

Mocci F., Walsh K., Richer S., Court-Picon M., Talon B., Tzortzis S., Palet-Martinez J.M., Bressy C., 2008. Archeology and paleoenvironment in the Southern French Alps : The Late Neolithic to the Roman Period in the Argentiérois, Champsaur and Ubaye high altitude massifs. *Cahiers de Paléoenvironnement* 6: 253-272.

Mourier B., Poulenard J., Chauvel C., Faivre P., Carcaillet C., 2008. Distinguishing subalpine soil types using extractable Al and Fe fractions and REE geochemistry. *Geoderma* 145: 107-120.

Nicolussi, K. and Patzelt, G., 2000. Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 36: 1-87.

Nicolussi K., Kaufmann M., Patzelt G., van der Plicht J., Thurner A., 2005. Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Veget. Hist. Archaeobot.* 14: 221-234.

North Greenland Ice Core Project members, 2004. High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431: 147-151.

Rey P.J., Treffort J.M., Moulin B., Oberlin C., André I., 2008. History of human settlement from the Neolithic to the early Middle Age at the Alpine pass of Petit-St-Bernard (ca 2000 m asl). *Cahiers de Paléoenvironnement* 6: 209-224.

Rey P.J., 2009. Rapport: Premières occupations de la montagne sur les versants du col d'Anterne (2257 m asl). Prospection thématique intégrée au programme ANR Pygmalion. 173 p.

Schmidt R., Koinig K.A., Thompson R., Kamenik C., 2002. A multi proxy core study of the last 7000 years of climate and alpine land-use impacts on an Austrian mountain lake (Unter Landschitzsee, Niedere Tauern). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 187: 101-120

Schmidt R., Roth M., Tessadri R., Weckström K., 2008. Disentangling late-Holocene climate and land-use impacts on an Austrian alpine lake using seasonal temperature anomalies, ice-cover, sedimentology, and pollen tracers. *Journal of Paleolimnology* 40: 453-469.

Talon B., 2006. Analyses anthracologiques au col du Petit-Saint-Bernard; archéoanthracologie. In *Alpis Graia, Archéologie sans frontières autour du col du Petit-Saint-Bernard, projet Interreg IIIA, seminario di chiusura Aoste 2-4 mars 2006*. Aoste, Musumeci S.p.A. éd. 400 p., 51-59.

Tinner W., Ammann B., Germann P. 1996: Treeline fluctuations recorded for 12,500 years by soil profiles, pollen, and plant macrofossils in the Central Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research* 28: 131–47.

van Geel, B., Heusser, C., Renssen, H., Schuurmans, C., 2000. Climatic change in Chile at around 2700 BP and global evidence for solar forcing: a hypothesis. *The Holocene* 10 : 659–664.

Wanner H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goose H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27: 1792-1828.

Wick L., 1996. Spat- und postglaziale Vegetationgeschichte in den Sudalpen zwischen Comersee und Splügenpass (Norditalien). PhD thesis, University of Bern.

Wick L., van Leeuwen J.F.N., van der Knaap W.O., Lotter A.F., 2003. Holocene vegetatio development in the catchment of Sägistalsee (1935 m asl), a small lake in the Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology* 30: 261-272.

Conclusion Partie 2

L'enregistrement sédimentaire du Lac d'Anterne a permis de reconstituer les principaux changements climatiques ayant eu lieu au cours de l'Holocène. Cette reconstitution repose sur l'étude des processus d'érosion, retracés à partir de données qualitatives et quantitatives.

Durant la première moitié de l'Holocène, ces processus ont évolué en réponse aux changements du couvert végétal et des sols, donc indirectement au climat (principalement la température), mais aussi en réponse aux changements du régime des précipitations.

La mise en place des sols et de la végétation, réduisant l'érosion au début de l'Holocène est liée à l'augmentation des températures. Entre 7800-5450 cal. BP, une phase de forte concentration en carbone organique, de faibles apports détritiques et d'anoxie au fond du lac est enregistrée. Elle est interprétée comme le résultat d'une végétation dense dans le bassin versant et correspond à l'Optimum Climatique Holocène (aussi appelé Optimum Thermique Holocène). La période suivante (5450-4500 cal. BP) reflète le basculement climatique vers des conditions plus froides et humides. Le bassin versant d'Anterne répond à ce changement par une érosion accrue des lithosols et des sols développés. Les apports détritiques sont également plus grossiers, ce qui suggère des précipitations intenses.

A partir de 3400 cal. BP, un taux de sédimentation très élevé et le dépôt de crues de plusieurs dizaines de centimètres sont enregistrés dans le lac. Ce changement est important de part sa magnitude mais aussi parce que ces paramètres ne reviendront jamais à l'état précédent. Ce changement, d'origine anthropique, a permis d'augmenter la sensibilité du système à l'enregistrement des fluctuations hydroclimatique. L'étude des fluctuations séculaires à pluriséculaires du régime des crues met alors en évidence une augmentation de la fréquence des crues en période froide. L'existence d'un climat plus humide durant ces périodes a déjà été démontrée par plusieurs travaux antérieurs dans la région. Au contraire, en période chaude, la fréquence des crues diminue tandis que leur intensité augmente. Ce résultat apparait plus original mais s'inscrit dans un modèle cohérent avec des études de modélisation du climat futur en contexte de réchauffement climatique. Les processus atmosphériques à l'origine de ces deux types de régime de crues ne sont cependant pas encore élucidés.

A partir de l'Age du Bronze, des activités anthropiques marquant fortement et définitivement le paysage sont enregistrées dans le bassin versant. Cependant, l'archive lacustre, couvrant l'Holocène en continu et à haute résolution, met en évidence des impacts discontinus dans le temps ou tout au moins, présentant des intensités très variables. Ces activités se traduisent dans l'archive lacustre par de fortes crises érosives. Leurs origines ne sont pas encore bien

identifiées. Notamment, il n'y a pour l'instant pas suffisamment d'indices permettant d'associer la déforestation de l'Age du Bronze à une activité pastorale. Les enregistrements palynologiques montrent une activité pastorale durant la période Romaine. Cependant, bien qu'un site archéologique dont l'une des occupations date de cette période ait été trouvé au bord du lac, aucun indice archéologique ne permet de l'associer à ce type d'activité.

Partie 3

Impacts anthropiques et changement climatique récents enregistrés dans les sédiments du Lac du Bourget

Introduction

Les derniers siècles ont été marqués par de nombreux changements à la surface de la Terre, en réponse aux activités humaines. Le point commun entre tous ces changements est sans nul doute la rapidité avec laquelle ils se mettent en place, en comparaison avec les changements à l'échelle des temps géologiques. Parmi les écosystèmes impactés, les lacs constituent une source d'eau douce essentielle à la survie des espèces et sont considérés comme des refuges de biodiversité. Depuis quelques décennies voire quelques siècles, ces milieux sont menacés par des pollutions diverses (nutriments, métaux lourds, HAP, PCB...). Le réchauffement climatique global peut également affecter le fonctionnement des systèmes lacustres par l'intermédiaire des changements de température mais aussi du cycle hydrologique. Ces paramètres contrôlent notamment le mélange de la colonne d'eau et l'oxygénation du fond du lac, ce qui a, entre autres, un effet sur le cycle des nutriments.

Les réseaux hydrographiques, qui représentent le principal vecteur d'apport de matériaux vers les lacs, ont eux aussi subi des modifications liées aux activités humaines. La partie précédente a montré l'effet des déforestations anciennes sur le régime des crues. Plus récemment, ce sont les aménagements des cours d'eau, pour se protéger de celles-ci, mais aussi pour produire de l'énergie, qui ont affecté le régime des crues et par voie de conséquence, ont pu modifier le fonctionnement des systèmes lacustres.

Le suivi du fonctionnement des systèmes lacustres, notamment de la qualité des eaux, est une initiative très récente (~20 ans), excepté dans de rares cas où des séries plus longues existent. Pour reconstituer l'évolution de ces systèmes, les sédiments offrent alors un potentiel intéressant, d'autant plus lorsque ceux-ci sont varvés. En effet, comme nous avons pu le voir dans la Partie 1- Chapitre 1, cette caractéristique présente l'avantage de pouvoir dater précisément, justement et à haute résolution les sédiments. De plus, l'étude des changements climatiques et anthropiques récents à partir de ce type d'archives naturelles permet des comparaisons avec des données historiques et/ou instrumentales, lorsque celle-ci existent, au moins sur une partie de la période étudiée. Ceci permet d'appuyer les résultats et interprétations sur des observations réelles et bien souvent de caler et/ou vérifier les modèles d'âge.

Le Lac du Bourget est aujourd'hui qualifié de mésotrophe (<20 µg P/l) mais au début des années 80, la concentration en phosphore des eaux atteignait 120 µg/l, ce qui le classait dans la catégorie des lacs hypertrophiques (OCDE, 1982). L'objectif du chapitre 3 de cette partie est de reconstituer l'évolution du niveau trophique mais aussi des conditions d'oxygénation du fond du lac à travers l'étude de la composition géochimique et granulométrique des sédiments. Le niveau trophique et l'oxygénation de l'hypolimnion pourraient être influencés par les crues du

Rhône qui sont elles-mêmes archivées dans les sédiments du Lac du Bourget. Cette hypothèse est discutée à partir de la reconstitution des flux détritiques rhodaniens. Ce signal représente aussi un potentiel d'enregistrement hydroclimatique qui fait l'objet de l'étude présentée dans le chapitre 4.

Chapitre 1

l'étude des sédiments récents du Lac du Bourget : des enregistrements climatique et anthropique à haute résolution temporelle

1. Présentation du site

Le lac du Bourget se situe au front des Alpes nord-occidentales françaises à 230 m d'altitude (Fig. 3.1.1. A). Il est à la limite entre le massif subalpin des Bauges et les chaînes jurassiennes. Il se situe également à la terminaison du bassin molassique. Il est encadré par deux anticlinaux de rampe: les Monts du Chat et de l'Épine à l'ouest, le Revard et la Chambotte à l'est (Fig. 3.1.1. B). L'orientation du lac est pratiquement nord-sud suivant ainsi celle des formations géologiques l'entourant. Ce lac de plaine s'est formé lors du retrait des glaciers wurmiens. C'est le plus grand lac naturel entièrement français. Il mesure 18 km en longueur et 2,8 km en largeur et est composé de deux bassins. Le bassin nord a une profondeur maximale de 147 m tandis que le bassin sud n'atteint que 112 m. Ces deux parties sont séparées par le delta du Sierroz qui se situe à l'est, au niveau de la ville d'Aix-les-Bains.

Le Sierroz et la Leysse constituent les principaux affluents du lac du Bourget (Fig. 3.1.1. B). Ils drainent des bassins versants de 320 et 136 km², respectivement. L'exutoire du lac est constitué par le canal de Savières qui se jette dans le Rhône (Fig. 3.1.1. B). Depuis 1981, ce tronçon du Rhône est court-circuité. Les eaux du canal rejoignent alors le bras du Rhône en amont de la retenue de Belley (Bravard, 1987). Le sens du courant dans le canal s'inverse lors des crues du Rhône ce qui permet l'apport de particules transportées par le fleuve dans le lac du Bourget. Ces particules sont essentiellement silicatées et carbonatées car la charge du Rhône dans ce tronçon provient principalement de l'Arve et du Fier, qui drainent des bassins versants principalement constitués de roches cristallines et calcaires respectivement (Fig. 3.1.1. C).

2. Enregistrement des crues du Rhône à haute résolution temporelle

Les sédiments du Lac du Bourget représentent un potentiel intéressant pour reconstituer l'évolution des crues du Rhône. Ce potentiel est dû aux relations particulières entre le Lac du Bourget et le Rhône mais aussi à la précipitation des carbonates qui constitue l'essentiel de la sédimentation hors crues dans le bassin nord du lac. La signature des crues rhodaniennes étant principalement silicatée elle se distingue très facilement des carbonates bio-précipités

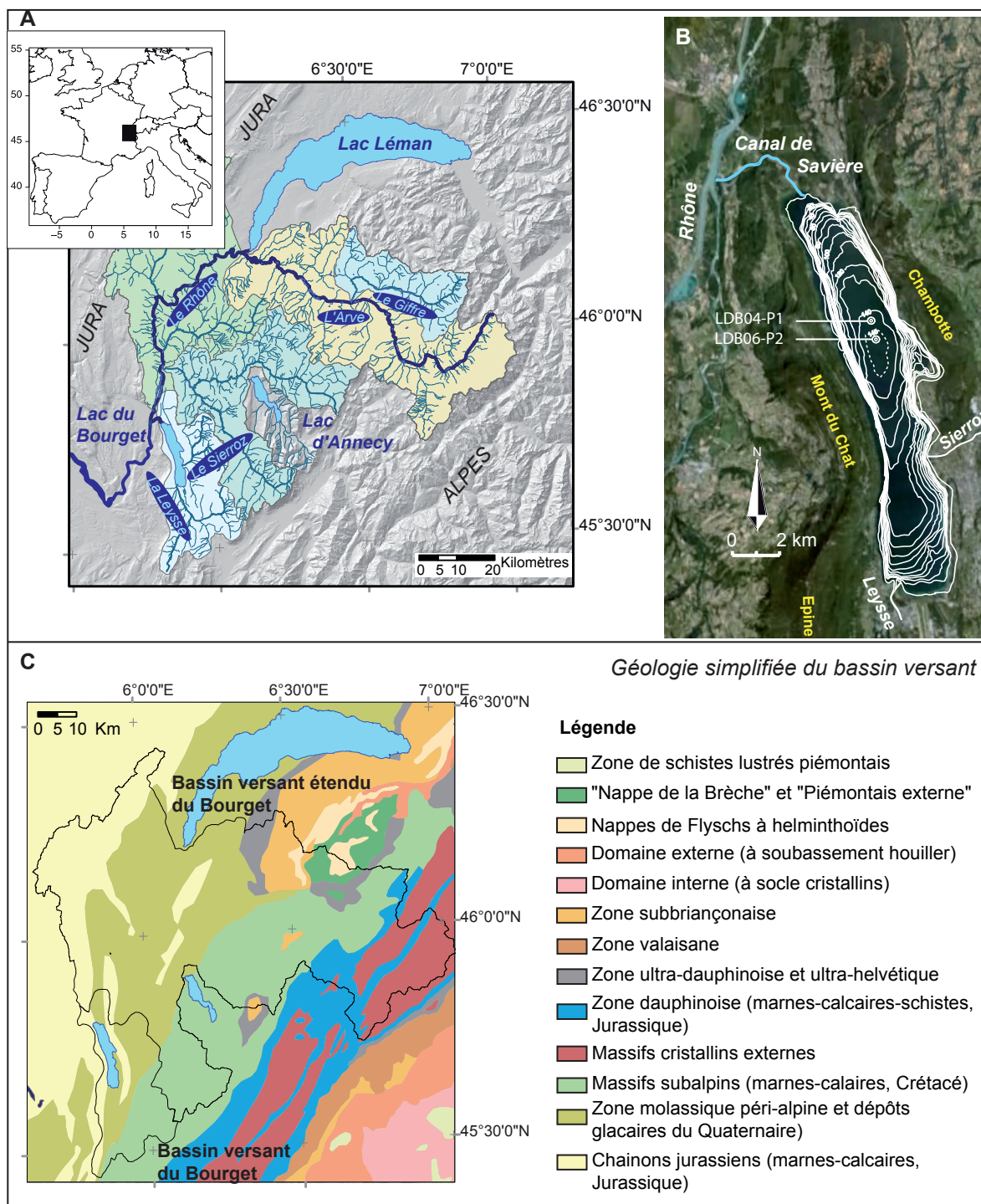


Figure 3.1.1. Localisation du Lac du Bourget et présentation de son bassin versant et réseau hydrographique (A). Le bassin versant du Bourget à une superficie de 646 km². Cependant, lorsque le Rhône est en crue, le courant s'inverse dans le canal de Savière et une partie des sédiments transportés par le Rhône se déversent dans le Lac du Bourget. Le bassin versant devient alors largement plus étendu (4500 km²). La bathymétrie et les sites de carottage sont également présentés (B). La partie C représente la géologie simplifiée du bassin versant du Lac du Bourget.

(Arnaud 2003 ; Arnaud et al., 2005). Les mesures de susceptibilité magnétique et les analyses géochimiques ont donc permis de mettre en évidence les périodes de forte activité hydrologique du Rhône au cours de l'Holocène (Arnaud, 2003 ; Arnaud et al., 2005 ; Jacob et al., 2009). Ces périodes sont globalement concordantes avec celles des hauts niveaux lacustres dans les

montagnes du Jura et avec les fluctuations des glaciers dans les Alpes suisses et autrichiennes (Magny, 1994 ; Holzhauser et *al.*, 2005 ; Nicolussi & Patzelt, 2000).

Les sédiments récents du Lac du Bourget sont varvés en raison d'une désoxygénation de l'hypolimnion probablement causée par une augmentation importante du niveau trophique du lac (varves biochimiques) (Chapron, 1999 ; Arnaud, 2003 ; Giguet-Covex et *al.*, 2010 : Partie 3, chapitre 3). Ils peuvent donc être datés précisément et avec une résolution annuelle. Cette particularité permet également de calculer des flux de sédiments. Les flux prenant en compte les variations du taux de sédimentation, les changements observés sont réels et peuvent être interprétés sans aucun doute, ce qui n'est pas le cas des concentrations. Des augmentations/diminutions de concentration en certaines particules peuvent en effet être dues aux augmentations/diminutions réelles de ces particules et/ou à l'augmentation/diminution d'autres composants du sédiment (effet de dilution). Les sédiments récents du Lac du Bourget présentent donc l'intérêt de permettre la reconstitution de flux annuels (ou pluriannuels) de sédiments déversés lors des crues du Rhône.

De plus, en amont de la confluence avec le canal de Savières une station hydrologique (Bognes) enregistre les débits moyens journaliers du Rhône depuis 1920. Ces données instrumentales sont précieuses pour confirmer le potentiel d'enregistrement des crues du Rhône dans les sédiments du Lac du Bourget. Elles vont également permettre d'étudier l'évolution saisonnière des crues en relation avec les changements climatiques et/ou les aménagements du cours d'eau par l'homme. Bien que cette potentialité n'ait pas été exploitée au cours de cette thèse, la reconstitution de la saisonnalité des crues est aussi possible grâce au caractère varvé des sédiments. Ce type d'étude nécessite la réalisation de lames minces de sédiments imprégnés (Francus, 1998 ; Lotter & Lemcke, 1999 ; Boës & Fagel, 2005) afin de pouvoir observer les sédiments à une échelle microstratigraphique. Des analyses géochimiques à haute résolution (μ -XRF, core scanner, cartographie EDS) peuvent également être utilisées comme aide à la reconnaissance des dépôts de crues saisonniers et pour les quantifier.

3. Enregistrement des variations de niveau trophique à haute résolution temporelle

Le caractère varvé des sédiments du Lac du Bourget permet de reconstituer l'évolution du niveau trophique du lac et des conditions d'oxygénations de l'hypolimnion à haute résolution. La haute résolution permet de comparer les changements observés dans les sédiments avec des informations historiques et des données instrumentales afin de mieux comprendre l'origine des variations enregistrées. De plus, l'existence de données couvrant les 7000 dernières années (Arnaud, 2003) apporte des informations supplémentaires sur « l'état de référence » du lac.

Ces données permettront de discuter l'importance de l'impact récent de l'homme sur son environnement par rapport aux changements passés.

Références bibliographiques (Introduction et chapitre 1)

Arnaud F., 2003. Signature climatique et anthropique dans les sédiments Holocènes des Lacs du Bourget et d'Anterne (nord-ouest des Alpes) Paleohydrologie et contamination au plomb- Thèse de Doctorat, Université de Lille 1, 248 p

http://www.epoc.u-bordeaux.fr/ASF/theses/2003/ARNAUD_2003.pdf

Arnaud F., Revel-Rolland M., Chapron E., Desmet M., Tribovillard N. 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity recorded in Lake Le Bourget: A high resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene*, 15-3, pp. 420-428.

Boës X., Fagel N., 2005. Impregnation method for detecting annual laminations in sediment cores: An overview. *Sedimentary Geology* 179: 185-194.

Bravard J.P., 1987. Le Rhône. Du Léman à Lyon. *L'Homme et la Nature*. La Manufacture. 251 p

Chapron E., 1999. Contrôle climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'Avant-Pays Alpin (Lac du Bourget) durant le Quaternaire récent. *Géologie alpine Memoire H.S. n°30*, Grenoble. 258 p.

Francus P., 1998. An image-analysis technique to measure grain-size variation in thin sections of soft clastic sediments. *Sedimentary Geology* 121: 289-298.

Giguet-Covex C., Arnaud F., Poulenard J., Enters D., Reyss J-L., Millet L., Lazzaroto J., Vidal O., 2010. Sedimentological and geochemical records of past trophic state and hypolimnetic anoxia in large, hard-water Lake Bourget, French Alps. *J Paleolimnol.*

Holzhauser H., Magny M., Zumbühl H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15, 789-801.

Jacob J., Disnar J.R., Arnaud F., Gauthier E., Billaud Y., Chapron E., Bardoux G., 2009. Impacts of new agricultural practices on soil erosion during the Bronze Age in the French Prealps. *The Holocene* 19: 241-249.

Lotter A.F., Lemcke G., 1999. Methods for preparing and counting biochemical varves. *Boreas* 28: 243-252.

Magny M., 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* 113: 65-79.

Nicolussi, K. and Patzelt, G., 2000. Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 36: 1-87.

OECD (1982). *Eutrophication of waters. Monitoring, assessment and control*. Paris: OECD.

Chapitre 2

Corrélation des carottes, description lithologique et datation

1. Corrélation des deux carottes et description lithologique à l'échelle micro-stratigraphique

L'étude sur le Lac du Bourget repose sur deux carottes courtes : l'une prélevée l'été 2004 (LDB-04-P1, 44 cm de long) et l'autre l'hiver 2006 (LDB-06-P2, 50 cm de long). La position de la carotte de 2004 est connue précisément (45°44.742'N, 5°51,685'E) tandis que celle de la carotte de 2006 est plus incertaine (probablement plus au sud). Les descriptions lithologiques de ces deux carottes sont présentées dans la figure 3.2.1. Elles comportent toutes les deux 3 unités (Fig. 3.2.1) : Une unité laminée, une unité de transition et une unité non-laminées (Tab. 3.2.1). L'unité de transition est caractérisée par la présence de lamines perturbées, suggérant un processus de bioturbation post-dépôt.

Unités	LDB-04-P1		LDB-06-P2	
	profondeur haut (cm)	profondeur bas (cm)	profondeur haut (cm)	profondeur bas (cm)
Laminée	0	19	0	16.3
Transition	19	26.4	16.3	23
Non-laminée	26.4	44	23	50

Tableau 3.2.1. : Délimitation des unités sur chaque carotte.

L'unité laminée est composée de l'alternance de trois lamines qui reflètent une cyclicité annuelle de dépôt. La composition de ces lamines a été observée au microscope pétrographique à partir des lames minces de sédiments imprégnés réalisées sur la carotte LDB-06-P2. La lamine inférieure, marquant le début du cycle annuel, est constituée de frustules de diatomées. A l'intérieur de celle-ci, une sous-lamine de gros cristaux de calcites bio-précipités peut s'intercaler (Fig. 3.2.2. (2)). La lamine suivante est formée de gros puis de petits cristaux de calcite bio-précipités, déposés à la fin du printemps et en été. La troisième lamine reflète les saisons d'automne et hiver avec le dépôt de la matière organique et des particules détritiques. Quelques diatomées sont également présentes. Certaines années, en automne, une nouvelle efflorescence de diatomées peut avoir lieu et s'intercaler entre la calcite déposée en été et la lamine de matière organique et de particules détritiques d'automne/hiver. Ces laminations représentent donc des varves biochimiques telles que définies par Kelts & Hsü (1978) dans le Lac de Zurich.

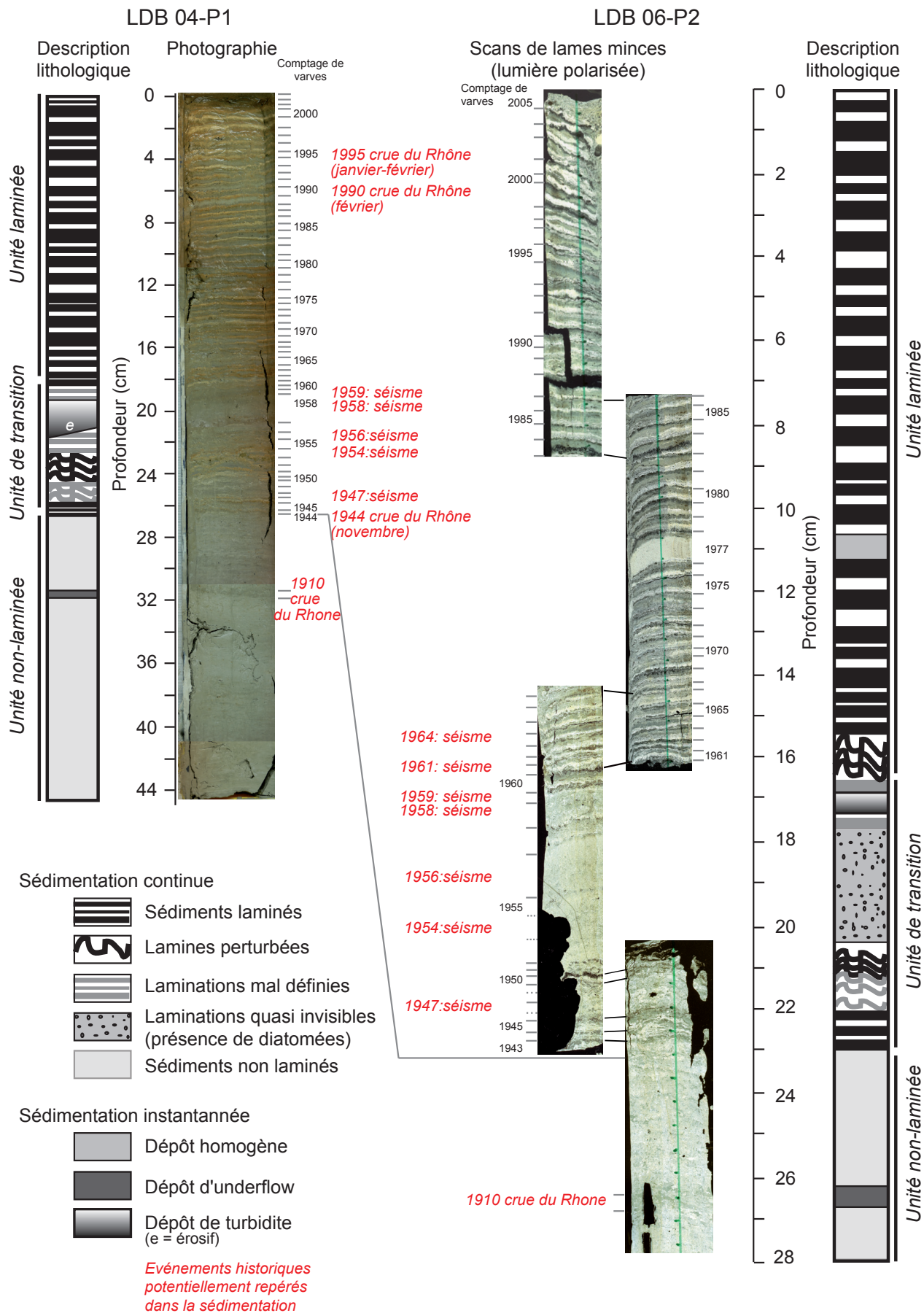


Figure 3.2.1. : Description lithologique des deux carottes et comptage de lamines sur photo (LDB-04) et sur lames minces imprégnées et scannées (LDB-06).

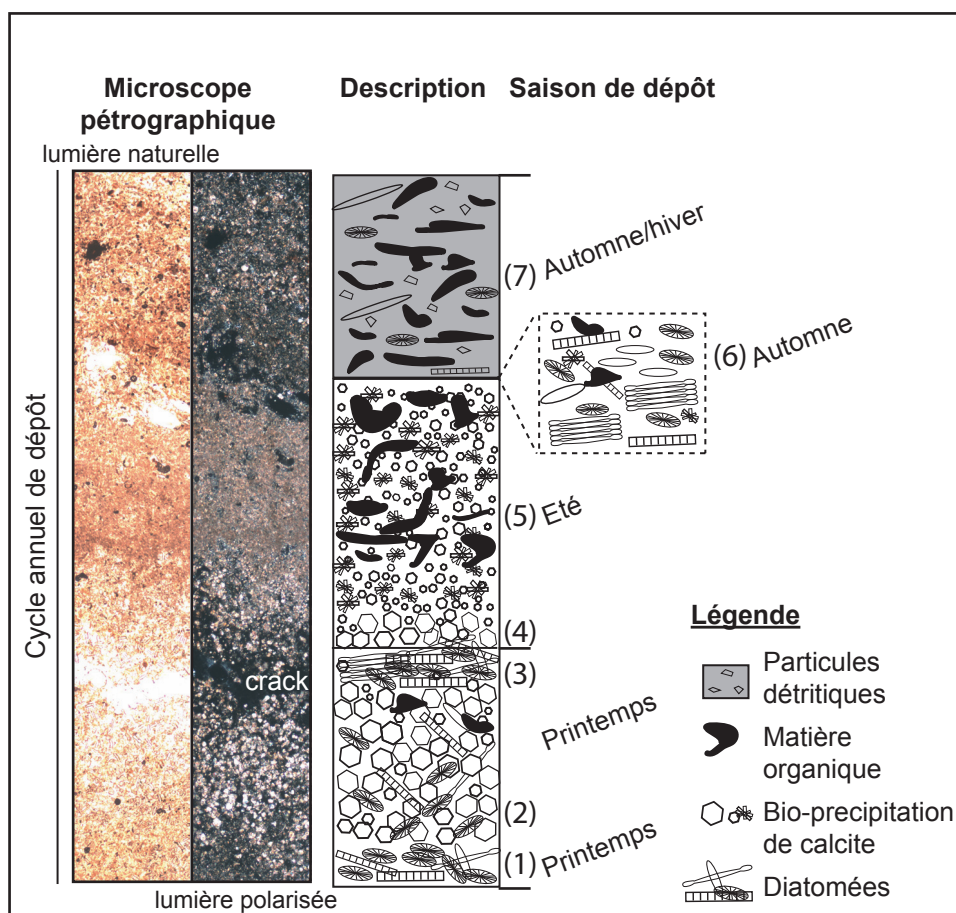


Figure 3.2.2. : Description du cycle annuel de dépôt à partir de l'observation microscopique d'une lame mince de sédiment imprégné de résine. L'observation en lumière naturelle permet de mettre en évidence les diatomées et la matière organique, tandis que celle en lumière polarisée permet de faire ressortir les cristaux de calcite et les minéraux détritiques.

La cartographie EDS présentée dans la figure 3.2.3. (A) permet de confirmer ce modèle de dépôt mais aussi de souligner la présence de dépôts détritiques associés à des crues du Rhône, notamment au printemps. Ces analyses mettent également en évidence la très faible proportion de calcite détritique par rapport à la calcite bio-précipité. En effet, seul quelques cristaux de calcite apparaissent dans la lamine détritique (Fig. 3.2.3. A).

Dans l'unité laminée, un dépôt instantané est repéré uniquement sur la carotte LDB-06-P2 (10,7-11,4 cm de profondeur) (Fig. 3.2.1. et Fig. 3.2.3. B). Ce dépôt homogène, riche en calcium et aluminium, ne présente pas une signature géochimique de crue du Rhône (riche en aluminium qui est associé aux particules détritiques et pauvre en calcium). L'origine de ce dépôt n'est pas connue.

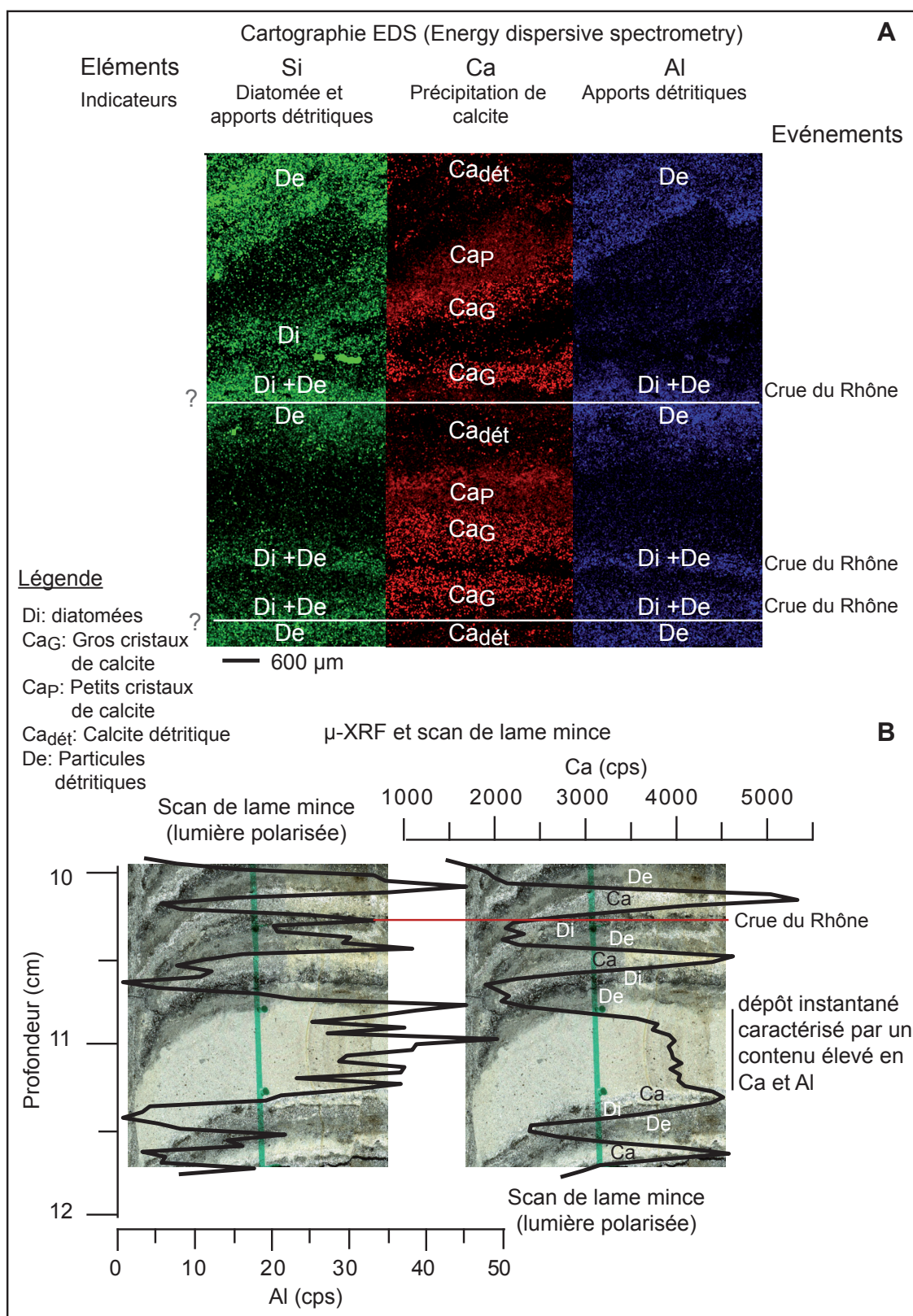


Figure 3.2.3.: Evénements instantanés intercalés dans les séquences varvés. Crues du Rhône (A) et événement inconnu (B).

Les unités de transition de chacune des carottes présentent une structure plus complexe que l'unité laminée. La sédimentation continue alterne entre un faciès présentant des laminations mal

définies, un faciès laminé mais perturbés (ondulation des lamines) et un faciès laminé. Un dépôt instantané est observé sur les deux carottes (LDB-04-P1:19,7-21 et LDB-06-P2: 17-17,5 cm). Sur la carotte LDB-04-P1, il présente une base érosive. Une partie de la sédimentation pourrait donc avoir disparu. Sous ce niveau érosif, les laminations sont mal définies mais peuvent tout de même être distinguées, ce qui est quasiment impossible sur la carotte LDB-06-P2.

L'unité non-laminée est composée d'un mélange de particules carbonatées (petits cristaux) et de particules détritiques. Un dépôt instantané caractérisé par des sédiments plus sombres a été identifié dans les deux carottes. Il est enrichi en particules détritiques par rapport aux carbonates d'origine bio-induite. Il est attribué à un dépôt d'underflow engendré par une crue rhodanienne.

2. Modèle d'âge

2.a. Les radioéléments

Le profil de ^{210}Pb non-supporté ne présente pas de décroissance monotone en fonction de la profondeur massique (Fig. 3.2.4.), suggérant une variabilité du taux de sédimentation. Cette variabilité est confirmée par une épaisseur non-constante des varves. Dans le but de mettre en évidence ces fluctuations du taux de sédimentation, causées par les variations des apports détritiques et/ou de la production biologique et bio-induite, le modèle CRS model a été choisi (Appleby & Oldfield, 1978 ; Boer et al., 2006, Partie 1- Chapitre 2). Les radioéléments ^{137}Cs et ^{241}Am ont aussi été mesurés pour comparer avec les datations établies par comptage de lamines et à partir du modèle ^{210}Pb . L'échantillonnage pour les analyses de radioéléments a donc été réalisé en suivant les lamines. Certains échantillons peuvent être composés de plusieurs triplets de lamines (deux ou trois).

Les résultats du modèle CRS sont concordants avec les pics de ^{137}Cs et ^{241}Am correspondant au maximum des essais nucléaires atmosphériques en 1963 pour l'hémisphère nord (Fig. 3.2.4.). Ce pic est daté à 1960-62 AD par le modèle CRS. L'émission de ^{137}Cs lors de l'accident de Tchernobyl en 1986 forme un pic qui est daté à 1986-88 AD par le modèle CRS.

2.b. Le comptage de lamines

Dans le cas du Lac du Bourget, les varves sont généralement épaisses (2 à 6 mm d'épaisseur) et bien définies. Un comptage visuel à partir des photos de carotte a donc été réalisé sur la carotte

LDB-04-P1. Un autre comptage a été effectué sur les lames minces de sédiments imprégnés de la carotte LDB-06-P2 (Fig. 3.2.1.). De même que pour le modèle d'âge au ^{210}Pb , le comptage de varves a été vérifié en comparant avec les pics de radioéléments (^{137}Cs et ^{241}Am) (Fig. 3.2.4.). Les pics de 1963 et 1986 sont respectivement datés à 1963-66 et 1987-89. La résolution de l'échantillonnage n'est pas annuelle ce qui explique l'intervalle de temps donné. Les crues du Rhône les plus importantes et des séismes ont également été utilisés comme indicateurs chronologiques. Notamment, les crues de janvier 1990 et février 1995 sont bien reconnaissables dans la sédimentation. Elles sont marquées par d'épais dépôts détritiques gris qui marquent la fin du cycle de dépôt de chacune des années précédentes (1989 et 1994) (Fig. 3.2.1.). Les dépôts de turbidite repérés dans l'unité transition des deux carottes pourraient être associés à l'un des séismes de 1958 ou à celui de 1959. D'autres séismes dont les épicentres étaient proches du lac ont eu lieu en 1947, 1954, 1956, 1961 et 1964 AD. Ils pourraient être à l'origine des lamines perturbées observées (Fig. 3.2.1.). L'unité laminée est datée avec précision et justesse. Étant donné la présence de laminations mal définies et d'un dépôt érosif dans l'unité transition, la datation par comptage de varves devient plus compliquée. Malgré tout, la base de l'unité est datée à 1943 dans la carotte de 2006 et à 1944 dans celle de 2004. Ce résultat pourrait suggérer la disparition d'un cycle annuel de dépôt dans la carotte de 2004 en relation avec la turbidite érosive. Le modèle CRS donne un âge comparable, la datation par comptage apparaît donc juste.

La datation de l'unité non-laminée a été obtenue à partir du modèle CRS et vérifiée avec un marqueur chronostratigraphique. Le dépôt d'underflow est associé à une forte crue du Rhône en hiver 1910. Ce dépôt est daté à 1913 $^{+4}/_{-5}$ ans par le modèle CRS.

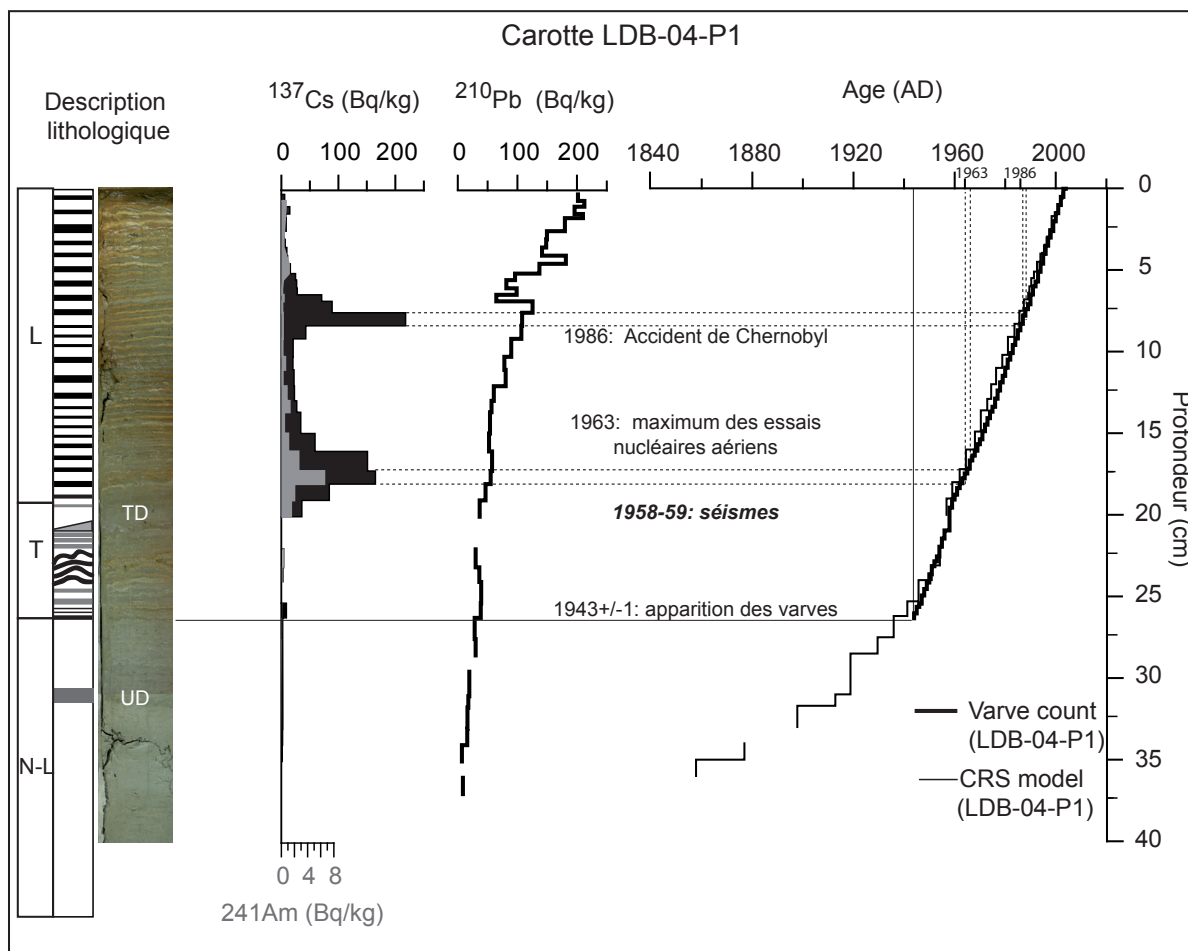


Figure 3.2.4. : Modèle d'âge de la carotte LDB-04-P1. L=unité laminée, T=unit transition, N-L= unité non-laminée.

Chapitre 3

Evolution de l'état trophique du Lac du Bourget: causes et conséquences

La question de la reconstitution de l'évolution du niveau trophique et des conditions d'oxygénation du fond du Lac du Bourget fait l'objet de l'article qui suit (publié dans *Journal of Paleolimnology*). Un second article traitant de cette même question à l'aide d'autres indicateurs (notamment chironomes et diatomées) est également présenté en annexe (soumis à *Journal of Hydrology*, Annexe II).

1. Résumé de l'article

Des analyses sédimentologiques, granulométriques et géochimiques ont été utilisées pour reconstituer l'évolution des conditions trophiques du Lac du Bourget et d'oxygénation dans l'hypolimnion depuis 1860 AD. La datation à partir des radioéléments (^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{241}Am) confirme la cyclicité annuelle du dépôt des laminations observées dans la partie supérieure de la carotte (0-26,4 cm). Ces varves sont formées d'une lamine enrichie en diatomée (printemps), d'une lamine enrichie en cristaux de calcite bio-précipitée (printemps/été) et d'une lamine composée essentiellement de matière organique et particules détritiques (automne/hiver). L'eutrophisation du lac et la désoxygénation du fond apparaissent simultanément en 1943+/- 1 an. Ce n'est qu'à partir de 1960 AD, que les conditions anoxiques deviennent persistantes. L'eutrophisation est caractérisée par l'augmentation drastique de la silice biogénique, de la matière organique d'origine lacustre, et des gros cristaux de calcite (15-30 μm). La préservation de la matière organique marque également l'anoxie de l'hypolimnion. Nos résultats montrent que l'augmentation du niveau trophique, principalement liée aux rejets des eaux usées dans le lac, est le principal facteur contrôlant les conditions d'oxygénation au fond du lac. Le Rhône a pu aussi contribuer aux apports de phosphore lors des périodes de crues. Les crues du Rhône apportent également de l'oxygène au fond du lac. Elles ont donc un double effet sur les concentrations en oxygène : apport d'oxygène via les underflows mais aussi de nutriments dans les eaux de surface qui vont induire une augmentation de la matière organique dont la dégradation consomme de l'oxygène.

2. Article intitulé: **Sedimentological and geochemical records of past trophic state and hypolimnetic anoxia in large, hard-water Lake Bourget, French Alps**

Sedimentological and geochemical records of past trophic state and hypolimnetic anoxia in large, hard-water Lake Bourget, French Alps

Charline Giguet-Covex · Fabien Arnaud · Jérôme Poulénard · Dirk Enters · Jean-Louis Reyss · Laurent Millet · Jérôme Lazzaroto · Olivier Vidal

Received: 31 March 2008 / Accepted: 26 February 2009
© Springer Science+Business Media B.V. 2009

Abstract Sedimentological, geochemical and particle-size analyses were used to reconstruct the evolution of both trophic state and hypolimnetic anoxia in Lake Bourget (French Alps) during the last century. Radionuclide dating (^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{241}Am) confirmed the annual rhythm of laminations in the upper sediment profile. In Lake Bourget, biochemical varves are triplets composed of a diatom

layer (spring lamina), a bio-precipitated calcite-rich layer (spring/summer lamina), and a layer rich in organic matter and detrital particles (winter lamina). The onset of eutrophication and the first appearance of an anoxic facies occurred simultaneously and were dated by laminae counting to AD 1943±1 year. Persistent anoxic conditions began in AD 1960. Eutrophication is characterised by drastic increases in the flux of biogenic silica (mostly diatoms), lacustrine organic matter, and larger calcite crystals (15–30 µm). The increase of organic matter also represents a marker of the onset of anoxic conditions in the hypolimnion. Our results show that eutrophication was the main factor controlling anoxia in the hypolimnion. This eutrophication was caused mostly by the inflow of untreated sewage effluents, and to a lesser extent, by input of fertilizer-derived phosphorus during floods of the Rhone River and run-off from the lake catchment. The Rhone River, however, can also be a source of re-oxygenation via underflows that originate during flood events. Oxygenation of the hypolimnion is also controlled by low winter temperatures, which enable turnover of the lake. Thus, global warming, associated with a forecasted reduction in precipitation, might reduce the efficiency of hypolimnetic re-oxygenation in Lake Bourget.

C. Giguet-Covex (✉) · F. Arnaud · D. Enters
EDYTEM, Université de Savoie, CNRS Pôle Montagne,
73376 Le Bourget du Lac, France
e-mail: charline.giguet-covex@univ-savoie.fr

J. Poulénard · J. Lazzaroto
CARRETEL, Université de Savoie, INRA,
Campus universitaire, 73376 Le Bourget du Lac,
France

J.-L. Reyss
LSCE CEA-CNRS, avenue de la terrasse,
91198 Gif-sur-Yvette cedex, France

L. Millet
Chrono-environnement, Université de Franche-Comté,
CNRS, 16 route de Gray, 25030 Besançon Cedex,
France

O. Vidal
LGCA, U. J. Fourier Grenoble 1, CNRS,
1381 rue de la piscine, 38400 Saint-Martin d'Hères,
France

Keywords Lake sediments · Eutrophication · Anoxia · Varves · Particle size · Phosphorus · Major elements

Introduction

Lacustrine ecosystems have been greatly affected by changes in human land-use practices over the last few centuries. In many cases, these changes have led to eutrophication and subsequently to the development of anoxic conditions in the hypolimnion. Ecosystems can only be protected, and if necessary restored, if a detailed knowledge of their past evolution is available (Gulati and van Donk 2002; Finsinger et al. 2006). However, the time period covered by monitoring data is generally limited. Because lake sediments are a product of the biological and biochemical processes within lakes, and of processes in the lake's catchment area such as weathering and run-off, they provide important archives of past environmental conditions (Alvisi and Dinelli 2002; Ohlendorf et al. 2003; Tylmann 2005). Hence, multi-variable studies (sedimentological, biological and geochemical analyses) of sediment cores have often been used to document past changes in the trophic state of lakes (Lotter 2001; Finsinger et al. 2006; Lüder et al. 2006; Kangur et al. 2007). In many cases, laminated sediments deposited in eutrophic lakes under strong seasonal anoxic conditions represent annual deposits (Kelts and Hsü 1978; Goslar et al. 1999; de Vicente et al. 2006) and therefore provide a precise and accurate chronology, allowing high-resolution studies of lake trophic state changes.

Human-induced eutrophication has affected numerous formerly pristine pre-alpine lakes such as Lake Zurich (Kelts and Hsü 1978), Lake Baldeggersee (Lotter et al. 1997; Lotter 1998), Lake Constance (Wessels et al. 1999) and Lake Neuchâtel (Lang 1998). Previous coring surveys of Lake Bourget sediments showed that uppermost sediments in large parts of the profundal area (below ca. 50 m depth) are laminated (Chapron et al. 1999, 2002). The enrichment in lacustrine organic matter that characterizes this facies was demonstrated by Rock-Eval pyrolysis measurements showing a synchronous rise in both total organic carbon content (TOC) and hydrogen index (HI). This was interpreted to reflect the development of anoxic conditions in the hypolimnion, caused by human-induced eutrophication (Chapron et al. 1999, 2002).

This paper describes a multi-variable study of recent sediment cores from Lake Bourget. The study

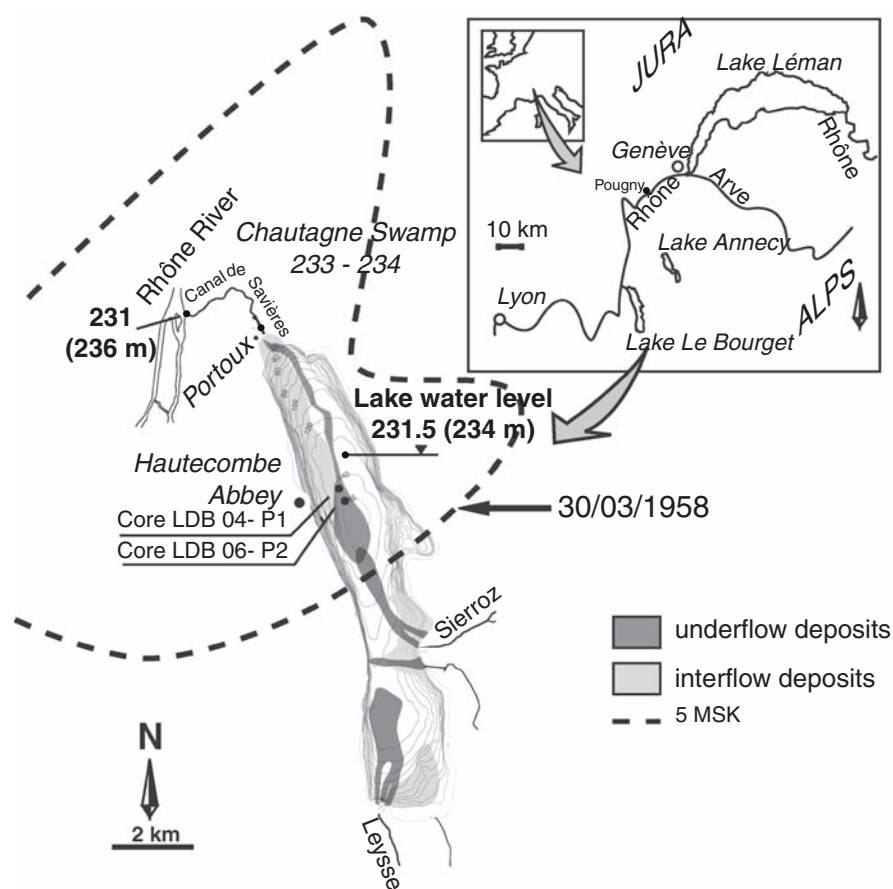
has three main objectives: (1) to accurately date the onset of eutrophication and anoxia in the hypolimnion, (2) to record the evolution of these states and (3) to obtain a better understanding of their origins and evolutions. To achieve these objectives, radiometric and varve dating, organic geochemistry, mineral geochemistry and particle size analyses were carried out. Particle size analyses were performed on bulk and decarbonated sediments. Multimodal particle size distributions were decomposed into unimodal components to reconstruct the evolution of different particle types. The results were combined with lithological information obtained from thin sections, microscopic observations, and scanning electron microscopy (SEM).

Coring site

Lake Bourget (231.5 masl, 18 km long, 2.8 km wide) is a hard-water lake at the northwestern edge of the French Alps. The lake was formed by the retreat of Würmian glaciers within the Molasse Basin, between the Pre-Alpine and Jura mountain ranges. Besides two small rivers (Leyse and Sierroz), the Rhone River acts partially as the main tributary (Fig. 1). Water usually flows from Lake Bourget to the Rhone through the Canal de Savières. However, during floods of the Rhone River, the current reverses and river water flows into the lake (Fig. 1). Flood deposits from the Rhone contribute a variable sediment fraction to the northern deep basin. Over the last 7,200 years, the river-borne silicate fraction ranged between 10 and 40% of bulk sediment, depending on past climate conditions (Arnaud et al. 2005). The size of the catchment of Lake Bourget, excluding the Rhone, is 580 km². The sediment-contributing catchment area, excluding the area located upstream of Lake Léman, in which all incoming sediments are trapped, reaches 2,000 km² when Rhone waters enter the lake.

In 2004, a sediment core (LDB-04-P1, length 44 cm) was taken in the deepest part of the northern basin of Lake Bourget (45°44.742'N, 5°51.685'E, 145 m water depth, Fig. 1) using a UWITEC gravity corer. This site was selected because it contains both laminated sediments as well as detrital deposits from the Rhone River. An additional core (LDB-06-P2, length 50 cm) was taken two years later, close to the first coring site, for additional analyses.

Fig. 1 Location map of Lake Bourget (*inset*) and its relation with the Rhône River through the Savières canal. *Grey shaded areas* mark the extension of the little ice age flood deposits (underflows and interflows) from the main tributaries (the Leysse, Sierroz and Rhône rivers, Chapron et al. 1999). The *dashed line* marks the limit of intensity of the 5 MSK earthquake in 1958 (6–7 MSK at the epicentre). *Numbers* refer to the altitudes in meters; *numbers in brackets* refer to water levels in the Savières Canal and the lake itself during the 1905 AD Rhône River flood



Materials and methods

Dating

^{210}Pb , ^{226}Ra , ^{137}Cs and ^{241}Am activities were measured by gamma spectrometry on core LDB-04-P1 in an underground laboratory at Modane (LSM, Laboratoire mixte CNRS/CEA). Measurements were made on 1–3 g of dried sediments, using high-efficiency, very-low-background, well-type Ge detectors (Reyss et al. 1995). Six standards were used to calibrate the gamma detectors (Cazala et al. 2003). Generally 24–48 h of counting time were required to reach a statistical error below 10% for excess ^{210}Pb in the deepest samples and for the 1963 peaks of ^{137}Cs and ^{241}Am . The excess ^{210}Pb (i.e. formed in the atmosphere by the decay of ^{222}Rn) was calculated as the difference between the total ^{210}Pb and ^{226}Ra (supported ^{210}Pb) activities. The sampling interval was chosen to fit a complete number (1–3) of lamina

triplets. However, three samples (20–22, 28.5–29.5 and 33–34 cm depth) were not measured for technical reasons. The obtained dates were compared with the chronology established by lamina counting on the same core and on core LDB-06-P2. This approach allowed verification of the chronology established by lamina counting (Zolitschka 2003).

The ^{210}Pb method is frequently used to date sediments <150 years old (Pinglot and Pourchet 1995; Tylmann 2004, 2005). The constant rate of supply (CRS) model (Gasiorowski and Hercman 2005; Lucia Lima et al. 2005) was chosen for this study because it takes into account variations in sedimentation rate. According to this model, initial excess ^{210}Pb activity is assumed to vary inversely with the mass accumulation rate. It is further assumed that all $^{210}\text{Pb}_{\text{excess}}$ is supplied from the atmosphere and that its flux to the water/sediment interface is constant. Some ^{210}Pb that is bound to sediment particles may be provided by the tributaries, causing an overestimation

of $^{210}\text{Pb}_{\text{excess}}$. Similarly, the CRS model does not take into account surplus excess ^{210}Pb in instantaneous deposits (underflow and turbidite layers).

Major element analysis and organic carbon

Major elements (Si, K, Al, Ca, Fe, Mn, Mg, Na, P and Ti) were analysed on discrete samples from core LDB-04-P1 using an X-ray fluorescence (XRF) spectrometer at the University Claude Bernard of Lyon (1.4% accuracy). The sample interval was the same as for the radionuclide measurements. Four elements (Al, Si, Ca and P) were studied in detail to highlight the relative contribution of the terrigenous input, autochthonous calcite precipitation, biogenic silica formation and phosphorus in Lake Bourget.

To separate detrital from biogenic silica, as well as terrigenous from excess P_2O_5 ($\text{P}_2\text{O}_{5\text{pollution}}$) provided by non-point sources (agricultural soil and sewage water), measured P_2O_5 and SiO_2 concentrations were compared with a reference state (Peinerud et al. 2001). The reference state is represented by the linear relationships between P_2O_5 and SiO_2 with Al_2O_3 reported by Arnaud et al. (2005) for the non-eutrophic period, which demonstrate that P_2O_5 and SiO_2 are mainly of terrigenous origin. The following equations allow the calculation of different P_2O_5 and SiO_2 fractions:

$$\text{SiO}_{2\text{terrigenous}} = 3.33 \times \text{Al}_2\text{O}_3 + 1.35 \quad (1)$$

$(R = 0.98, \text{ Fig. 4})$

$$\text{SiO}_{2\text{biogenic}} = \text{SiO}_{2\text{bulk}} - \text{SiO}_{2\text{terrigenous}} \quad (2)$$

$$\text{P}_2\text{O}_{5\text{terrigenous}} = 0.01 \times \text{Al}_2\text{O}_3 + 0.04 \quad (3)$$

$(R = 0.95, \text{ Fig. 4})$

$$\text{P}_2\text{O}_{5\text{pollution}} = \text{P}_2\text{O}_{5\text{bulk}} - \text{P}_2\text{O}_{5\text{terrigenous}} \quad (4)$$

The total terrigenous input (TI) was then computed following the equation:

$$\text{TI} = \Sigma(\text{SiO}_2, \text{P}_2\text{O}_5, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{K}_2\text{O}, \text{Na}_2\text{O}, \text{TiO}_2, \text{MgO}, \text{Fe}_2\text{O}_3) - \Sigma(\text{SiO}_{2\text{biogenic}}, \text{P}_2\text{O}_{5\text{pollution}}) \quad (5)$$

The fraction of CaCO_3 was computed from XRF measurements of Ca, assuming that all Ca is bound in the calcite fraction:

$$\text{CaCO}_3(\%) = \text{Ca}(\%) \times 100/40 \quad (6)$$

Assuming that total inorganic carbon (TIC) is mainly bound in the calcite fraction, TIC can be derived from the equation:

$$\begin{aligned} \text{TIC}(\%) &= \% \text{ of C in CaCO}_3 \\ &= 12/100 \times \text{CaCO}_3(\%) \end{aligned} \quad (7)$$

The organically-bound carbon (total organic carbon, TOC) was calculated using the amount of total carbon (TC), which was measured by an elemental analyzer (CHN) at INRA laboratory at Thonon-les-Bains with a sampling interval of 1 cm:

$$\text{TOC} = \text{TC} - \text{TIC} \quad (8)$$

As the sampling interval is higher for TC than for TIC, the TIC signal was re-sampled by computing the weighted average value for each centimeter. The ratio TOC/N was also computed to gain insight into the origin of the organic matter.

In addition, micro-XRF measurements were performed on 9-cm-long, impregnated sediment slabs from core LDB-06-P2. This was done using an EagleTM Cox Analytical Systems μ -XRF analyzer (Si(Li)-detector, <145 eV (Mn-K α)) at the LGCA laboratory at the University of Grenoble, with a spot size of 50 μm and a resolution of 330 μm . This analysis provided relative abundance of Si, Al, Fe, K, Ti and Ca. The high resolution of the micro-XRF analysis (in particular Ca and Al counts) allowed us to distinguish the different laminae and supported varve counting.

In order to compare the results with the XRF analyses performed on discrete samples on core LDB-04-P1, depths in LDB-06-P2 were converted to correspond to the ones in LDB-04-P1. Furthermore, data were re-sampled, combining the counts for each varve, i.e. computing the average value for each year. In the non-laminated part of the core, data are represented with a resolution of 5 mm (computing the average value). In order to obtain the annual concentration of Al, counts corresponding to 1 year were added.

On a small part of the core, the relative abundances of Si, Ca, Al and P were also mapped using EDS mapping on an embedded slab. The EDS mapping was done using the LN₂-free XFlash[®] 4010 silicon drift detector, with an energy resolution of ≤ 133 eV. The spot resolution was <1 μm , whereas the surface covered by the analysis was relatively large (1 \times 2 cm). Such an approach allowed an investigation of elemental distributions within the different seasonal laminae on a microscopic level.

Particle size analysis (core LDB-04-P1)

Particle size analyses were carried out on bulk sediments using a Malvern Mastersizer S, which operates on the laser diffraction principle. The sampling interval followed the laminae (1–2 lamina per sample) and was generally 1 cm for the upper part of the core (0–18 cm) and 0.5 cm for the lower part (18–33 cm). The resolution increases in the part of the core where the lithological description is more complex, and in the non-laminated part, to obtain a high-resolution record of changes in sedimentation patterns in Lake Bourget.

Differential particle size analysis (Trentesaux et al. 2001; Beierle et al. 2002; Arnaud 2005) was used to compute particle size distributions (PSDs) for both the non-carbonate and carbonate components of the sediment. After measuring the bulk PSD, the PSD of the non-carbonate fraction was obtained by removing carbonates with HCl. The PSD of the carbonate fraction was then calculated as the difference between PSD_{bulk} and PSD_{decarbonated}, which was corrected taking the total and non-carbonate obscuration values given by the particle size analyzer into account (Arnaud 2005).

To interpret the PSD of carbonate and non-carbonate fractions, the multimodal distributions were decomposed into their component unimodal curves (Sun et al. 2002; Weltje and Prins 2007) using a log-normal function with four parameters and the software Peakfit[®]. Four curves were fitted for both the carbonate and non-carbonate PSDs, assuming that the modes and size ranges for different particle types varied only slightly along the core as judged from multimodal distributions. The proportion of each particle type of both carbonate and non-carbonate fractions in the total bulk sediment was calculated using the carbonate concentrations obtained from XRF measurements. The proportion of each particle type is thus given by the following equations:

$$\begin{aligned} \text{Carbonated particles: } \%_{\text{particles}} \\ = \text{area}_{\text{curve}} \times \text{TIC}/100 \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} \text{Non-carbonated particles: } \%_{\text{particles}} \\ = \text{area}_{\text{curve}} \times (1 - \text{TIC})/100 \end{aligned} \quad (10)$$

in which $\text{area}_{\text{curve}}$ corresponds to the sum of the percentages for each size class of the unimodal curve determined by decomposing the PSD.

Particle accumulation rates

The precision of the varve chronology allowed the calculation of annual sediment accumulation rates (or mean accumulation rates over 2 or 3 years, depending on the number of laminae in each sample) in the core section where the sediment is laminated. In the non-laminated section, the accumulation rates were calculated from the ²¹⁰Pb age-depth model. The flux (g/cm²/a) for each type of particle (F_p) was computed as follows:

$$\begin{aligned} F_p &= \%_{\text{particles}} \times F_{\text{tot}} \\ &= \%_{\text{particles}} \times \text{dry density (g/cm}^3\text{)} \\ &\quad \times \text{sedimentation rate(cm/a)} \end{aligned} \quad (11)$$

F_{tot} corresponds to the total sediment flux; dry density was obtained by dividing the dry mass of each sample by its wet volume in the core.

Thin section analysis

Four 9-cm-long slices were taken from core LDB-06-P2 with a 2-cm overlap, shock-frozen and freeze-dried and impregnated with Araldite, using methods described by Lotter and Lemcke (1999). Thin sections were analyzed using a petrographic microscope under normal and cross-polarized light with 20×, 200× and 400× magnification. Varve counting was performed on scanned images under cross-polarized light.

Results

Lithological description

Three lithological units were distinguished in the cores (Fig. 2):

- laminated unit (LU) (0–19.0 and 0–16.3 cm in cores LDB-04-P1 and LDB-06-P2, respectively);
- transition unit (TU) (19.0–26.4 and 16.3–23.0 cm, respectively);
- non-laminated unit (N-LU) (below 26.4 and 23.0 cm, respectively).

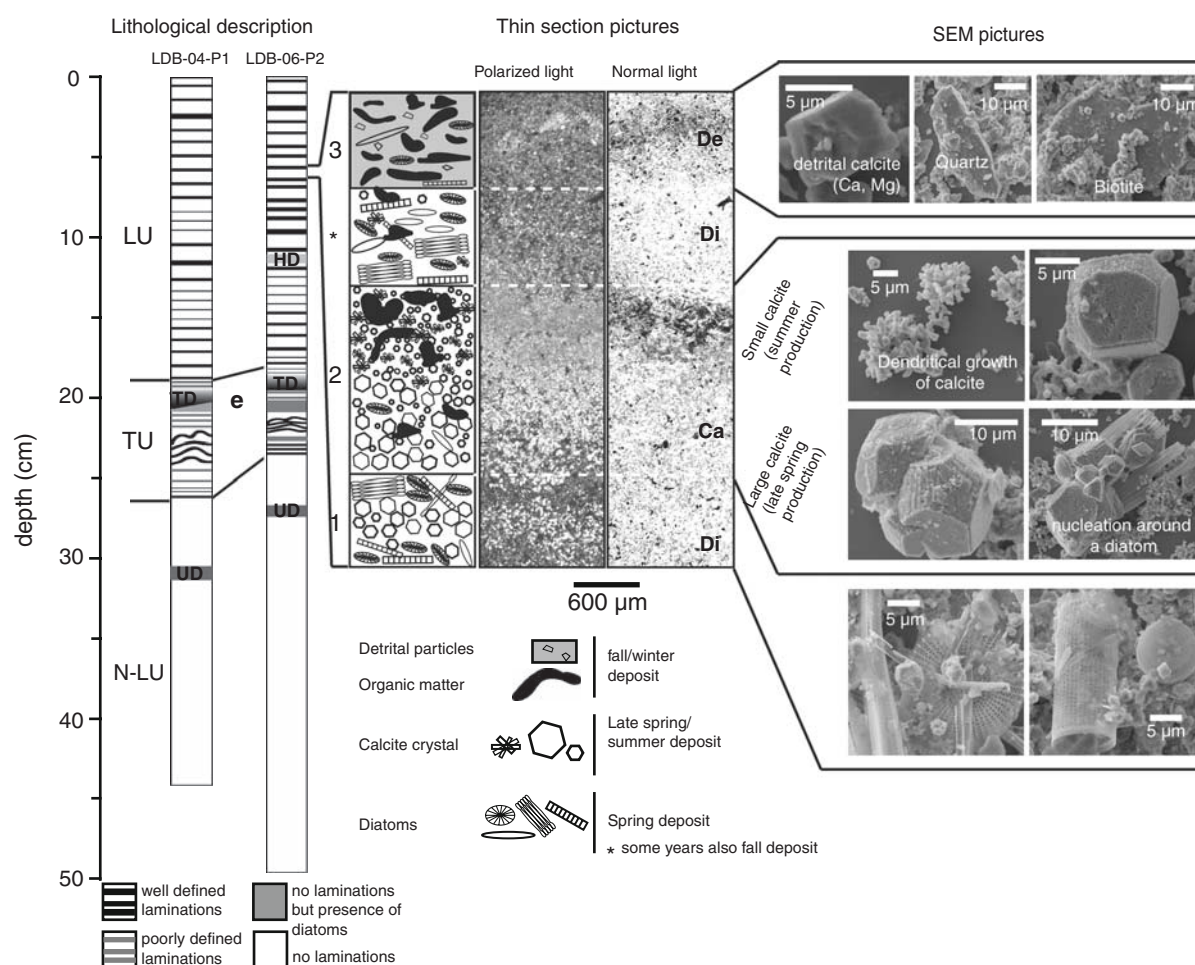


Fig. 2 Macro- to microscopic description of sediment and general model of annual sediment deposit in Lake Bourget (*De* detrital layer, *Ca* calcite layer and *Di* diatom layer). On the *left part* of the figure, the lithological description of both cores shows the good correlation between them (*HD* homogenous deposit, *TD* turbidite deposit, *UD* underflow deposit, *e* erosive

base, *LU* laminated unit, *TU* transition unit, *N-LU* non-laminated unit). Scanning electron microscopy pictures of detrital minerals (calcite and other), bio-precipitated calcite crystals and diatoms are presented in the *right part* of the figure. The fall diatom layer is not present all years. Likewise, the small calcite crystal layer does not always contain organic matter

Both cores can be precisely correlated except for one homogenous deposit which is present in core LDB-06-P2 (10.4–11.2 cm), but not in LDB-04-P1.

Laminated unit

The LU consists of alternating white, light-grey and dark-grey/brown laminae. Based on thin section analyses and SEM images (Fig. 2), the following sublaminar were identified, from bottom to top:

- 1) White laminae, made mainly of diatoms, some large autochthonous calcite crystals (15–30- μm rhombohedra) and a few small (5–10 μm) calcite

crystals. The example presented in Fig. 2 shows that two diatom blooms can occur. The second bloom follows a period of large calcite precipitation.

- 2) Light-grey laminae, containing both large and small autochthonous calcite crystals, micrite (1–4 μm), a few diatoms and organic matter. The relative abundance of small calcite crystals increases towards the top.
- 3) Dark-grey/brown laminae, composed of organic matter, detrital particles and some rare diatoms.

A third diatom lamina has occasionally been observed between laminae 2 and 3 (Fig. 2). The

homogenous layer found only in core LDB-06-P2 is composed of small calcite crystals, organic matter, some quartz and large calcite crystals, as well as few diatoms.

Transition unit

The TU is characterised by the alternation of laminated and indistinctly laminated sediments (Fig. 2). Indistinctly laminated sediments were located at depths of 19.0–19.7, 21.0–22.2 and 24.3–25.5 cm in core LDB-04-P1. Laminations at 19.0–19.7 cm are slightly better preserved in core LDB-06-P2. The deepest deposits of this unit are characterized by indistinctly laminated sediments in core LDB-06-P2, but faint lamination is visible in core LDB-04-P1. Micro-XRF mapping of this part of core LDB-06-P2 (results not shown) showed vertical tubular structures, probably due to bioturbation or degassing.

An instantaneous deposit was observed at 19.7–21.0 cm (LDB-04-P1). It has an erosive, undulating base that truncates the underlying laminae and indicates a hiatus in this core. The corresponding instantaneous deposit in core LDB-06-P2 does not show evidence of erosion at the base (Fig. 2).

Non-laminated unit

The sediment in this unit is light grey and homogenous. It is predominantly composed of carbonate

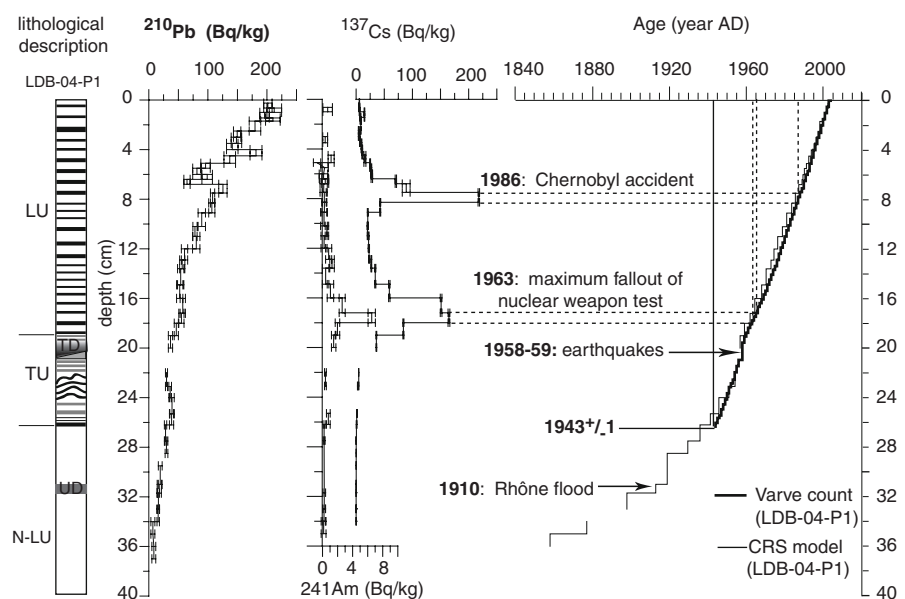
particles, silts/clays and a few diatoms. This unit also contains a darker deposit (31.0–31.7 cm in LDB-04-P1) enriched in detrital silicate and carbonate particles, which we interpret as an underflow deposit.

^{137}Cs , ^{241}Am , ^{210}Pb dating and varve counting

Core LDB-04-P1 contains two ^{137}Cs peaks, which were interpreted to correspond to the Chernobyl accident in AD 1986 and to the maximum radionuclide fall-out from atmospheric nuclear tests in AD 1963. The varve counts of the corresponding depths in LDB-04-P1 (AD 1987–1989 and AD 1963–1966) are consistent with this interpretation (Fig. 3). ^{241}Am has been detected in association with the deeper of the two ^{137}Cs peaks, confirming that this peak corresponds to radionuclide maximum fall-out from aerial nuclear weapon tests (Michel et al. 2001).

The CRS model computed from $^{210}\text{Pb}_{\text{excess}}$ shows good agreement with the varve counts (Fig. 3): the maximum difference between the two age models is 2 years. The CRS model and varve counting both gave a date of AD 1960 for the beginning of the laminated unit in LDB-04-P1. Varve counts on thin sections also gave AD 1960 as the date for the onset of the laminated unit in LDB-06-P2. These results prove the annual rhythm of the laminations in LU, hence the varve dating can be considered accurate and precise in this section.

Fig. 3 Independent age-depth model of LDB-04-P1 from radionuclides (^{137}Cs , ^{241}Am and ^{210}Pb), varve counting and stratigraphic markers (UD and TD deposits)



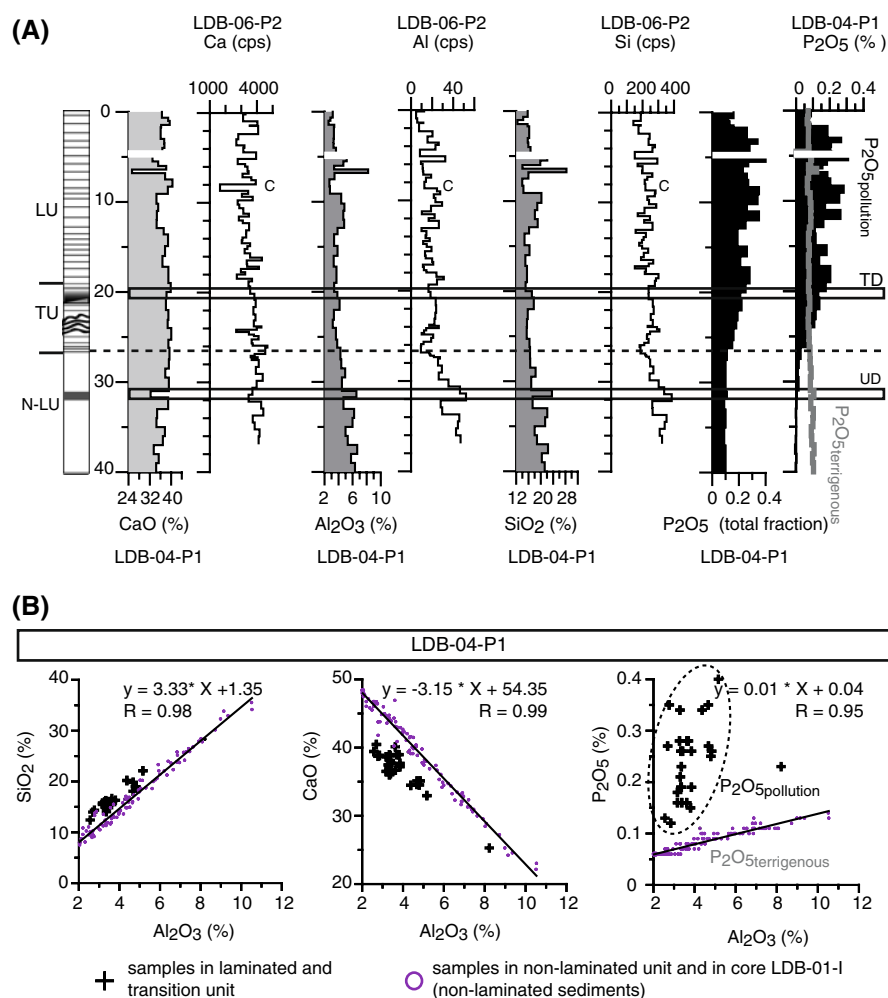
The turbidite deposit in the transition unit was dated to AD 1958–59 in core LDB-04-P1 and AD 1958 in core LDB-06-P2. Detailed correlation of the two cores, as well as comparison with the mean sedimentation rate, revealed that one annual layer is missing below the turbidite deposit in core LDB-04-P1. Although the lamination is not very distinct, the onset of the transition unit could be dated at AD 1944, while the independent ^{210}Pb age model yield AD 1942 +2 or –3 years. The maximum difference between the dates obtained by varve counting and from the ^{210}Pb age model is 3 years. Using the CRS model, it was also possible to calculate age/depth relations in the non-laminated unit, giving an age estimate of AD 1913 +4 or –5 years for the underflow deposit.

Major elements and organic carbon

Major element and organic carbon profiles

The variations in CaO , Al_2O_3 and SiO_2 concentrations measured on discrete samples from LDB-04-P1 are similar to the Ca, Al and Si counts by micro-XRF on LDB-06-P2 (re-sampled at 5 mm) (Fig. 4a). Si, Ca and P are plotted against Al in Fig. 4b. Data from the 9-m-long core LDB-01-I, covering the last 7,200 years (Arnaud 2003; Arnaud et al. 2005) were added to provide a reference state. Prior to the eutrophication period, SiO_2 , and P_2O_5 , as well as K_2O , Na_2O , TiO_2 , MgO and Fe_2O_3 contents, were found to be correlated positively to the Al_2O_3 content, arguing for a common and probably constant source of those elements.

Fig. 4 Major elements versus depth (a) for both the cores (C cracks). Relations between aluminum and silica, calcite and phosphorus are also presented for core LDB-04-P1 (b). Data from core LDB-01-I have been added to have a reference state corresponding to the last 7,200 years. An uncertainty of $+1/-1.2$ for the SiO_2 fraction, represented by the linear relationship, was computed in the non-laminated unit (core LDB-04-P1)



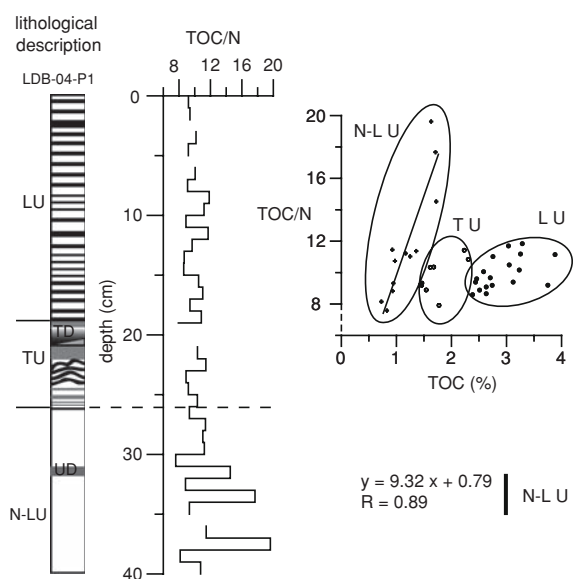


Fig. 5 TOC/N ratio versus depth in core LDB-04-P1 and the cross plot of TOC/N ratio and the TOC

Conversely, the relation between Al_2O_3 and CaO was linear, but negative, which signifies that CaO derives from a different source and dilutes the alumino-silicate fraction (Arnaud et al. 2005).

The relation between some of these elements and Al_2O_3 is different in TU and LU (Fig. 4b). Notably, the $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio is slightly higher. Likewise, amounts of P_2O_5 are significantly higher in LU, indicating the onset of at least one additional source of phosphorus. This new fraction of P_2O_5 , called $\text{P}_2\text{O}_{5\text{pollution}}$, varies over time, independently of $\text{P}_2\text{O}_{5\text{terrigeneous}}$ (Fig. 4a). In contrast, the $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio in TU and LU is lower than in N-LU (Fig. 4b).

In TU and LU, the TOC/N ratio is generally lower than in the N-LU (Fig. 5). The cross plot of TOC/N and TOC (%) illustrates three domains corresponding to the N-LU, TU and LU. It shows a strong increasing of the N relative to the TOC in the TU and LU.

Microscopic mapping of major elements

The EDS major element mapping confirms the composition of the varves at a sub-millimetre scale over four annual cycles, from 1991 to 1994 (Fig. 6). It also shows that even diatom-rich laminae sometimes contain

non-negligible quantities of Al (layer number 1, except in 1994). The first episode of calcite precipitation, intercalated between the diatom layers (layer number 1), is also substantiated by the major element mapping (well marked in 1993 and 1994 sequences). The decrease in calcite particle size revealed by optical microscope and SEM observations is also visible in the Ca distribution (layer number 2). The Al- and Si-rich layer (layer number 3) correspond to the organic and detrital-particle-rich laminae. Due to the occasional presence of Al in the diatom layer, the limit between layers 3 and 1 is not always accurate. However, as the Ca content and the size of calcite crystals are lower in layer 3 than in layer 1, Ca can be used to approximate the limit between layers. P was detected in all laminae, but P concentrations were slightly higher in layers rich in large calcite crystals (Fig. 6).

Particle size distribution

Three modes are observed in the non-carbonate PSDs: 6–9, 30–45 and 150–350- μm (Fig. 7), although not every mode is present in each sample. The volume contribution of the non-carbonate fraction was higher in TU and LU than in N-LU (Fig. 7). This coincides with the appearance of the mode at 30–45 μm in the non-carbonate fraction, which is more or less well defined. The coarse (150–350- μm) mode was also more important in TU and LU. The 6–9- μm mode was present throughout the core, except in a small number of samples in which it was probably hidden by the high proportion of 30–45- μm particles.

The carbonate PSDs also display three distinct modes: 4.5–8, 15–30 and 160–300- μm . A shift from the 4.5–8- μm mode to the 15–30 μm mode in the TU and LU is observed. The 4.5–8- μm mode did not disappear but, like the 6–9- μm mode in the non-carbonate fraction, it was sometimes masked by the 15–30- μm mode. The mode (160–300- μm) appeared only in the uppermost units (TU and LU).

Multimodal PSDs indicate that a sample contains particles from different origins (biological, bio-induced and detrital), or is derived from more than one transport and deposition process. Commonly used statistical parameters, such as median, mean and mode, are insensitive to these types of distributions (Beierle et al. 2002). In order to interpret the complete PSD of carbonate and non-carbonate

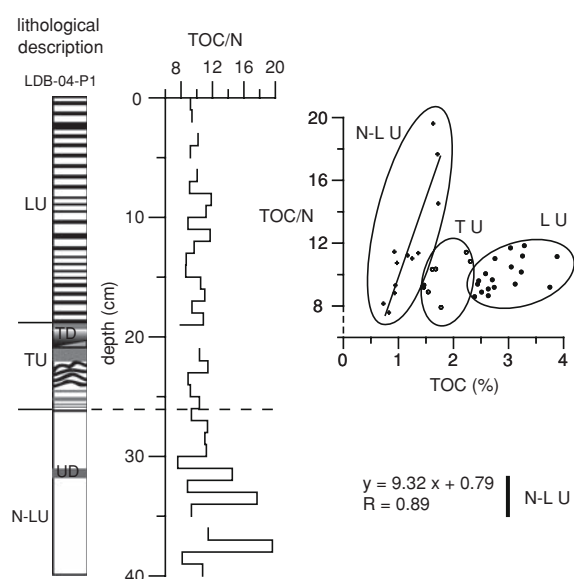


Fig. 5 TOC/N ratio versus depth in core LDB-04-P1 and the cross plot of TOC/N ratio and the TOC

Conversely, the relation between Al_2O_3 and CaO was linear, but negative, which signifies that CaO derives from a different source and dilutes the alumino-silicate fraction (Arnaud et al. 2005).

The relation between some of these elements and Al_2O_3 is different in TU and LU (Fig. 4b). Notably, the $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio is slightly higher. Likewise, amounts of P_2O_5 are significantly higher in LU, indicating the onset of at least one additional source of phosphorus. This new fraction of P_2O_5 , called $\text{P}_2\text{O}_{5\text{pollution}}$, varies over time, independently of $\text{P}_2\text{O}_{5\text{terrigenous}}$ (Fig. 4a). In contrast, the $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio in TU and LU is lower than in N-LU (Fig. 4b).

In TU and LU, the TOC/N ratio is generally lower than in the N-LU (Fig. 5). The cross plot of TOC/N and TOC (%) illustrates three domains corresponding to the N-LU, TU and LU. It shows a strong increasing of the N relative to the TOC in the TU and LU.

Microscopic mapping of major elements

The EDS major element mapping confirms the composition of the varves at a sub-millimetre scale over four annual cycles, from 1991 to 1994 (Fig. 6). It also shows that even diatom-rich laminae sometimes contain

non-negligible quantities of Al (layer number 1, except in 1994). The first episode of calcite precipitation, intercalated between the diatom layers (layer number 1), is also substantiated by the major element mapping (well marked in 1993 and 1994 sequences). The decrease in calcite particle size revealed by optical microscope and SEM observations is also visible in the Ca distribution (layer number 2). The Al- and Si-rich layer (layer number 3) correspond to the organic and detrital-particle-rich laminae. Due to the occasional presence of Al in the diatom layer, the limit between layers 3 and 1 is not always accurate. However, as the Ca content and the size of calcite crystals are lower in layer 3 than in layer 1, Ca can be used to approximate the limit between layers. P was detected in all laminae, but P concentrations were slightly higher in layers rich in large calcite crystals (Fig. 6).

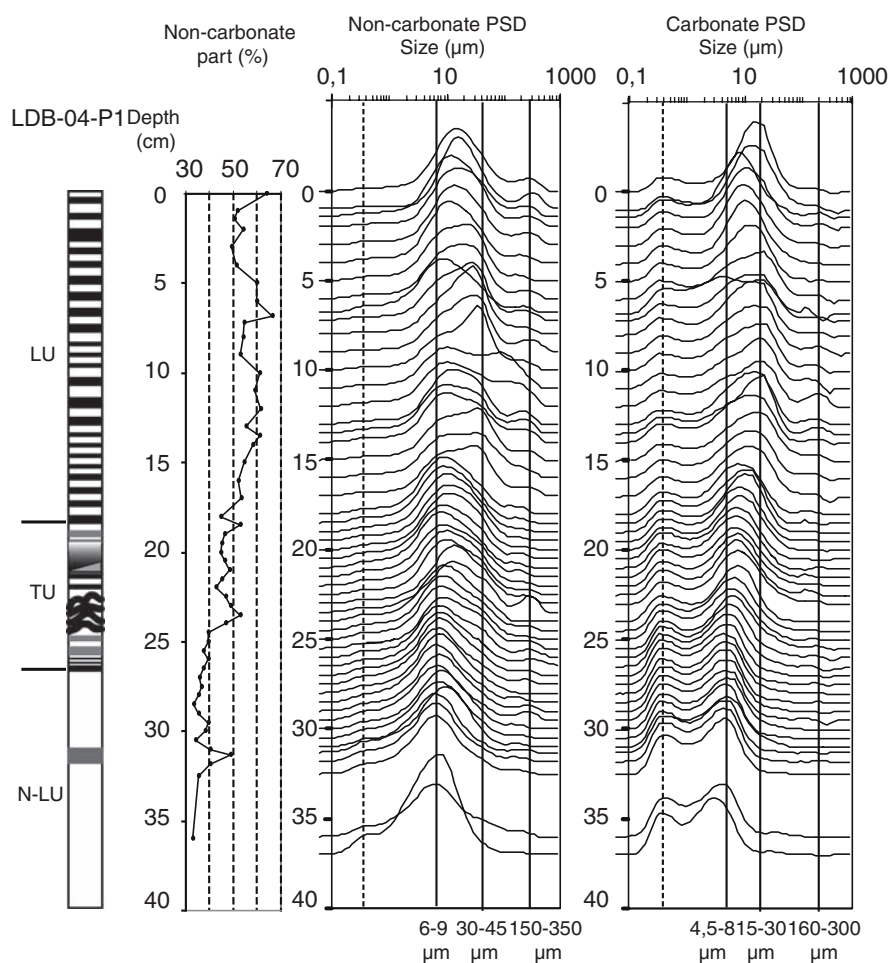
Particle size distribution

Three modes are observed in the non-carbonate PSDs: 6–9, 30–45 and 150–350- μm (Fig. 7), although not every mode is present in each sample. The volume contribution of the non-carbonate fraction was higher in TU and LU than in N-LU (Fig. 7). This coincides with the appearance of the mode at 30–45 μm in the non-carbonate fraction, which is more or less well defined. The coarse (150–350- μm) mode was also more important in TU and LU. The 6–9- μm mode was present throughout the core, except in a small number of samples in which it was probably hidden by the high proportion of 30–45- μm particles.

The carbonate PSDs also display three distinct modes: 4.5–8, 15–30 and 160–300- μm . A shift from the 4.5–8- μm mode to the 15–30 μm mode in the TU and LU is observed. The 4.5–8- μm mode did not disappear but, like the 6–9- μm mode in the non-carbonate fraction, it was sometimes masked by the 15–30- μm mode. The mode (160–300- μm) appeared only in the uppermost units (TU and LU).

Multimodal PSDs indicate that a sample contains particles from different origins (biological, bio-induced and detrital), or is derived from more than one transport and deposition process. Commonly used statistical parameters, such as median, mean and mode, are insensitive to these types of distributions (Beierle et al. 2002). In order to interpret the complete PSD of carbonate and non-carbonate

Fig. 7 Particle size distributions (PSDs) of non-carbonate and carbonate sediments



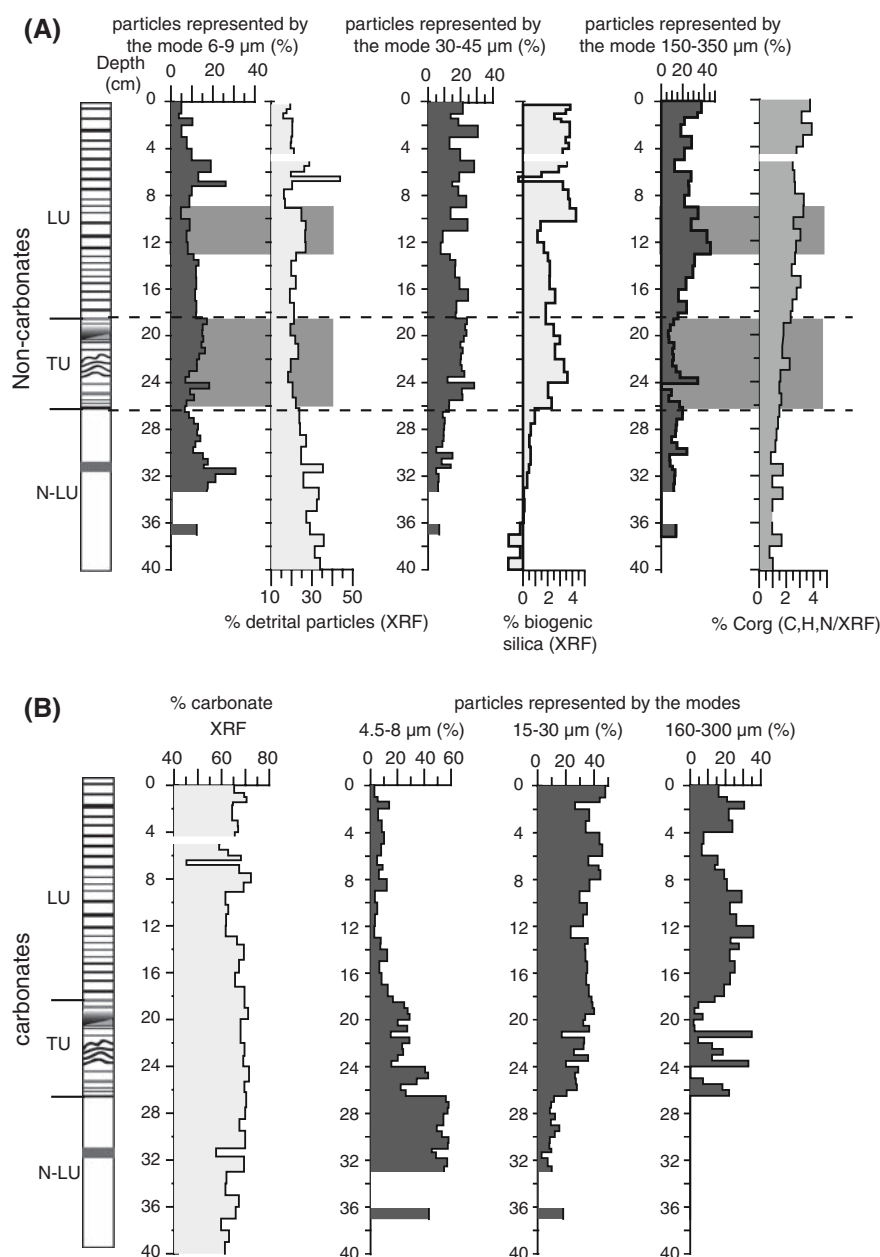
Interpretation

Lithology and dating

The formation of laminated sediments in Lake Bourget is similar to that described previously in hard-water Lake Zurich by Kelts and Hsü (1978). The white laminae, composed of diatoms, are deposited during spring algal blooms, whereas light-grey laminae correspond to bio-precipitated calcite deposited during late spring and summer (Groleau et al. 2000). Two conditions are necessary for calcite precipitation: (1) calcite supersaturation, resulting from an increase in pH caused by CO₂ consumption by algae and/or an increase in temperature; and (2) the presence of nuclei, such as diatom frustules (Fig. 2), to initiate precipitation, if calcite supersaturation is not high enough (Danen-Louwerse et al. 1995; de Vicente et al. 2006). In spring, calcite crystals are large, while in summer

they are smaller. This is due to the inhibition of calcite crystal growth in the presence of phosphates (Danen-Louwerse et al. 1995; Plant and House 2002; Lin and Singer 2005). Indeed, during the algal bloom in spring, the presence of phosphates allows increasing supersaturation of the lake water with respect to calcite. After this bloom (when phosphates have been consumed by algae), fast precipitation of large calcite crystals showing heterogenous nucleation can occur (Lotter et al. 1997; Groleau 2000). In summer, as phosphate concentrations are low and calcite supersaturation is still high, much smaller homogeneously nucleated calcites precipitate (Kelts and Hsü 1978; Lotter et al. 1997). Sediment traps installed in Lake Bourget in 1998 confirmed this model (Groleau 2000). The dark-grey/brown laminae are associated with the settling of fine detrital particles and of dead organisms of low density in fall/winter when the thermocline disappears.

Fig. 8 Comparison between the proportions of different non-carbonate particles determined from the PSD decomposition method and detrital particles, biogenic silica and organic carbon computed from XRF data (a). Diatom abundance is also represented. Values were given as ind. g^{-1} dry weight. Likewise, the carbonate percentages obtained from the granulometry measurements are compared with values computed from XRF data (b). The proportions of different carbonate particles are also presented (b)



Major element mapping (Fig. 6) shows some annual sequences contain a second diatom layer interbedded within the large calcite crystal deposit. This may be interpreted as the succession of two diatom blooms and large-calcite-crystal precipitation cycles, or of two periods of diatom death (perhaps linked to different species). In some cases, the diatom layers also contained Al, which might indicate detrital input during spring floods of the Rhone (Fig. 6).

There are many more diatoms in the indistinctly laminated facies of the TU than within the NLU. The absence of well-defined varves and the presence of vertical tubular structures indicate that bioturbation occurred to some extent. This suggests that although the lake had a relatively high trophic state (high diatom content), there were periods when reoxygenation of the hypolimnion was efficient enough to allow the oxidation of organic matter (lower TOC)

and the development of a benthic community (bio-turbation).

Chronologies based on varve counting date the turbidite deposit at AD 1958 (19.7–21.0 cm, core LDB-04-P1). This sediment is thought to have been deposited by a turbidity current that was triggered by an earthquake recorded in March 1958, close to the Hautecombe Abbey (6–7 MSK, Fig. 1). This earthquake may have destabilized the sediment on the sloping lakebed and triggered a mass movement that formed this instantaneous deposit.

The assumed underflow deposit at 31.0–31.7 cm (LDB-04-P1), dated at 1913 by the CRS model, can be associated with an exceptional large Rhone flood (rise of 2.7 m above the normal lake level) recorded in 1910 (Bravard 1987). The underflow deposit at 25.9–26.5 cm in core LDB-06-P2, which has not been ^{210}Pb dated, may also have been produced by this flood. Using this time marker, the mean sedimentation rate in N-LU is 0.88 mm/a in core LDB-06-P2 and 1.35 mm/a in core LDB-04-P1.

Sediment composition: major element profiles and organic carbon

Carbonate and silicate

Over the last 7,200 years, the elements Al, Si, K, Na, Ti, Mg, P and Fe can be considered to represent the clastic input to the lake (Arnaud 2003). Isotope analyses (Sr and Nd) have shown that the Rhone is the main, and probably exclusive source of this material (Revel-Rolland et al. 2005). The high-resolution μ -XRF data were used to compute annual input of aluminum (Fig. 9). The negative relationship between Al_2O_3 and CaO suggests that the carbonate fraction is composed mostly of bio-precipitated calcite rather than terrigenous calcite (Arnaud 2003). However, SEM observation shows that some of the carbonate particles are of clastic origin (Fig. 2) and derived from carbonate rocks in the Rhone catchment and/or the catchment area around Lake Bourget. It has not been possible to differentiate between the detrital and biogenic calcites using geochemical measurements. It would have been necessary to compare mineralogical data of lake sediments with the suspended particulate matter in the Rhone as has been done for Lake Neuchâtel (Fillippi et al. 1998).

Biogenic silica and organic matter

Silica is a main component both of the terrigenous silicate fraction and biogenic silica. The latter fraction may become a major component of the sediment under eutrophic conditions. We thus interpret the onset of excess silica relative to Al in TU as resulting from an increase in diatom productivity. The proportion of biogenic silica was computed assuming the silica measured in core LDB-01-I to be mainly of detrital origin (Fig. 4b; Arnaud et al. 2005). Thin section analysis and SEM observations show that the biogenic silica fraction is composed mainly of diatoms.

TU is also marked by a decrease in Ca, but the Ca/Al ratio, i.e. the carbonate/silicate ratio, does not change (Fig. 4b). This can be explained by the increasing contribution of diatoms and organic matter (Fig. 8a).

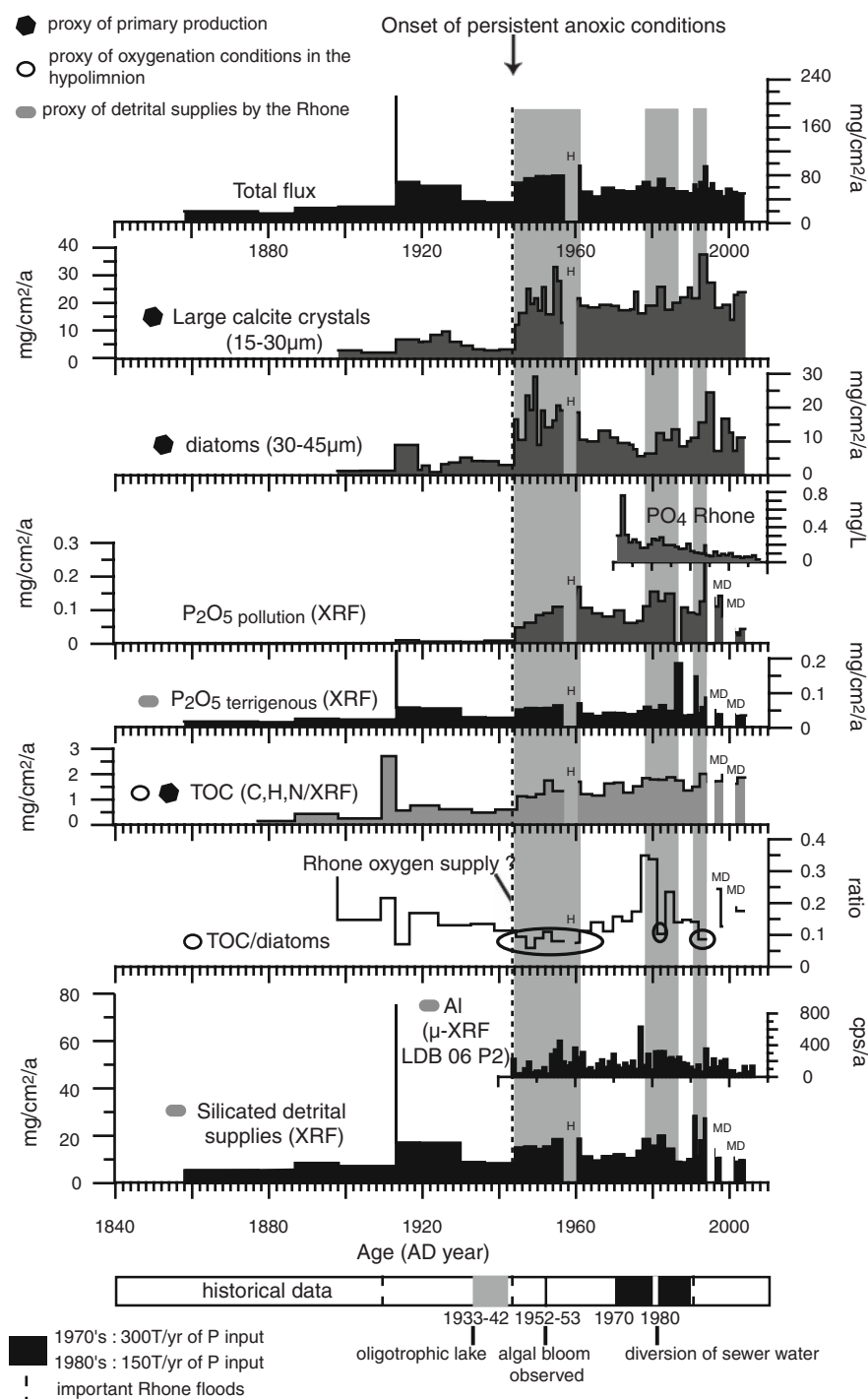
In the N-LU, the proportion of organic matter is low and probably mainly of terrestrial origin, as suggested by the high values of the TOC/N ratio and the high positive correlation between this ratio and TOC ($r = 0.89$, $P < 0.001$; Fig. 5). The relationship between TOC/N ratio and TOC changes in TU and LU. The TOC/N ratio decreased in TU and LU while the TOC strongly increased. This can be explained by a rise in lacustrine organic matter production.

PSD decomposition method and sediment composition

Non-carbonate sediments

Arnaud (2005) associated the 6–9- μm mode of non-carbonated sediments with detrital silicates supplied by the Rhone. This is confirmed by comparing this mode with the detrital fraction computed from XRF data (Fig. 8). This fraction has been the main component of Lake Bourget non-carbonated sediments over the last 7,200 years (Arnaud 2005). The comparison between TOC and the 150–350- μm non-carbonate mode suggests that this mode contains most of the organic matter. The discrepancies between the two quantification methods may be explained by clay flocculation and/or the formation of clay-organic matter aggregates and the presence of organic matter in the smaller size fractions. The overestimation of organic content determined by the

Fig. 9 Sediment composition of Lake Bourget since 1860 (*H* hiatus and *MD* missing data). The aluminum curve was obtained from the peak surface computed on the high-resolution signal (μ -XRF) obtained on impregnated slices from LDB-06-P2. Historical information about the water quality of Lake Bourget and measurements of phosphate in the Rhone waters (hydrological station at Pougny) are also presented



PSD decomposition method is probably due to the low density of the organic matter. Thus, the presence of organic matter reduces the accuracy of quantification by the decomposition of PSDs.

The 30–45- μ m mode is interpreted as representative of diatom frustules. The accuracy of the PSD decomposition method is reduced by the fact that diatoms are hollow structures and therefore have low

densities. Thus, the proportion of biogenic silica is overestimated by the grain-size method, which measures particle volumes and not masses. However, this does not affect assessments of variations in relative proportion of biogenic silica. Furthermore, we note that the variety of diatom shapes and sizes does not affect the relative proportions of biogenic silica.

Small and large calcite crystals

The 4.5–8- μm mode corresponds to the bio-induced precipitation of calcite crystals (rhombohedra) in spring and summer (Arnaud 2005). These particles have been present in Lake Bourget for at least 7,200 years (Arnaud 2005). In several hard-water lakes, eutrophication is characterized by an increase in calcite crystal size (Kelts and Hsü 1978; Lotter 1997; Groleau 2000; Ohlendorf and Sturm 2001). In Lake Bourget, this phenomenon resulted in an increase in the abundance of 15–30- μm particles (Fig. 9). Hence, variations in the accumulation rate of these particles can be used to reconstruct the evolution of Lake Bourget trophic state. The accumulation rate of large calcite crystals is correlated with the accumulation rates of phosphorus and diatoms ($r = 0.75$; $P < 0.001$ and $r = 0.73$; $P < 0.001$, respectively). This suggests the phosphorus trapped in the sediment partly reflects the nutrient input to the surface waters.

Very large calcite crystals

The very large carbonate particles (160–300 μm) were not observed on the SEM backscatter images, suggesting they are formed by the aggregation of smaller crystals. Aggregate formation may be related to the dendritic calcite produced by summer precipitation. The production of such calcite aggregates may be linked to anoxic conditions in the hypolimnion because their proportion strongly decreased in the indistinctly laminated facies of the transition unit and they were not found in the non-laminated unit.

Discussion

Phosphorus

The excess phosphorus trapped in the sediments ($\text{P}_{2\text{O}_{5\text{pollution}}}$) is thought to be the result of human

activities, particularly the inflow of wastewaters from Chambéry and Aix-Les-Bains, two cities located in the vicinity of the lake. Agricultural effluents containing fertilizer residues are another potential source of phosphorus. Addition of phosphorus into aquatic ecosystems by human activities has caused the eutrophication of many lakes and rivers (Lüder et al. 2006; Kangur et al. 2007; Dreßler et al. 2007). Furthermore, sediments can release phosphorus into the water column under anoxic conditions and consequently become a new permanent phosphorus source for the ecosystem (Pacini and Gächter 1999; Ibqal et al. 2006). Fluctuations in the phosphorus content of the sediment reflect changes in the sediment's ability to trap phosphorus, but also variations in the supply of phosphorus, as it is shown by the strong correlation between phosphorus and diatoms ($r = 0.60$; $P < 0.001$).

In the sediment, phosphorus concentration is slightly higher in layers rich in large calcite crystals (Fig. 6). This phosphorus corresponds to apatite or adsorbed phosphorus on calcite (Groleau et al. 1999). The apatite phosphorus may be trapped within the crystal lattice during the rapid precipitation of large crystals (Hartley et al. 1997). This assumption seems to be inconsistent with inhibition of calcite crystal growth in the presence of phosphates. However, below a certain phosphate concentration, the inhibition does not take place and co-precipitation of phosphate with carbonates can occur (Danen-Louwerse et al. 1995). Furthermore, the increase in supersaturation of carbonates due to photosynthesis can reduce the inhibition effect of phosphate (Hartley et al. 1997). The phenomenon of co-precipitation has been observed and studied in many lakes (Murphy et al. 1983; Dittrich and Koschel 2002; de Vicente et al. 2006) as well as under laboratory conditions (Plant and House 2002; Lin and Singer 2005). This mechanism serves as an important control of eutrophication in hard-water lakes. It has been successfully tested as a restoration method in Lake Schmalzer Luzin in Germany (Dittrich and Koschel 2002). The trapping of phosphorus by fine detrital particles is redox-dependent (Vinçon-Leite et al. 1998; Pacini and Gächter 1999). P is more easily mobilized under anoxic conditions. This P can form complexes with metal hydroxides of Fe, Mn, Ca and Al, according to their concentration in the sediment (Zhou et al. 2005). These characteristics may explain the higher P

concentrations of the layers enriched in large calcite crystals (layer 2, Fig. 6) and the lower P concentrations in the detrital layer enriched in hydroxides of Mn, Fe and Al (layer 3, Fig. 6).

Recent history of the lake (since AD 1860)

The recent history of Lake Bourget can be reconstructed using the fluxes of large calcite crystals, diatoms, organic carbon, phosphorus and detrital silicates (Fig. 9). The fluxes of large calcite crystals and diatoms are used as indicators of primary production and are believed to reflect the trophic state evolution. The organic carbon flux depends on the primary production in the epilimnion, which is linked to the nutrient supply and to oxic conditions in the hypolimnion (preservation). An increase in primary productivity triggers an increase in organic matter accumulation and depletion of hypolimnetic oxygen due to degradation processes. If oxygen is brought into the hypolimnion, more organic matter will be oxidized. In order to illustrate the oxygen effect on the organic matter accumulation, the TOC signal was normalized to the diatom signal. Similar to the organic matter accumulation, the preservation state of the lamination indicates the oxygen conditions in the hypolimnion. The presence of finely laminated sediments is only possible if there is no oxygen in the bottom waters. Indeed, anoxic conditions prevent the mixing of surface sediment by bottom-dwelling organisms (Zolitschka 2003). Laminated parts of the core are thus associated with anoxic facies. The detrital silicate flux is a proxy for the intensity of Rhone River flooding.

Pre-eutrophication period (AD 1860–1943)

Prior to the appearance of the first anoxic facies in AD 1943±1 year, variations in the accumulation rates of large calcite crystals, diatoms, organic carbon and phosphorus were very low (Fig. 9) and were mainly controlled by changing detrital input coming from the Rhone. Based on data acquired during the period 1933–1942, Hubault (1947) described the lake as “oxygen-rich” and oligotrophic. This sets AD 1942 as the maximum age of the onset of anoxic and eutrophic conditions, which is in agreement with our interpretation based on paleolimnological evidence (1943±1). It has been shown that the detrital input

from the Rhone was the main source of phosphorus and organic carbon in the northern sub-basin of Lake Bourget throughout the Holocene (Arnaud 2003). The apparent positive relationship between fluctuations in large calcite crystals, diatoms and detrital silicate abundance suggests that periods of high hydrologic activity favored nutrient inputs from the lake catchment (including the Rhone catchment) prior to human disturbance of the system.

The onset of anoxic conditions (AD 1943–1960)

Anoxic conditions in the hypolimnion, marked by the appearance of laminated sediments and an increase in TOC, occurred simultaneously with eutrophication indicators such as a rise in large calcite crystals and diatom accumulation rates. This argues for rapid oxygen depletion due to the high quantity of organic matter produced and accumulated in the lake. In AD 1943±1 year, a critical level of nutrients in the lake water was exceeded, which triggered the lake eutrophication.

The input of Rhone detrital material increased at the same time as the eutrophication indicators. Indeed, AD 1944 corresponds to a year of an important Rhone flood (24 and 25 November 1944), which triggered, together with floods of the smaller Leysse and Sierroz tributaries, a rise in lake level of about 4.5 m. This simultaneous increase in Rhone detrital material and trophic state suggests that the Rhone and the other input rivers to the lake contributed to the supply of nutrients to the lake. As is shown in the relationship between P_2O_5 and Al_2O_3 (Fig. 4b), the phosphorus did not come only from the detrital particles brought by the Rhone. However, the significant correlation ($r = 0.40$; $P = 0.003$) between the terrigenous input and P_2O_5 coming from new sources ($P_{2O_5\text{pollution}}$) suggests that the Rhone contributes to these sources (Fig. 9). This phosphorus fraction probably corresponds to particulate phosphorus coming from the run-off water from the catchment.

From 1943±1 until 1960 (end of the TU), the accumulation rate of large calcite crystals and diatoms continued to increase. Both accumulation rates doubled over a period of ~18 years, suggesting a dramatic rise in the trophic state of Lake Bourget. Historical information confirms the increased trophic state of the lake. Algal blooms noted in 1952–1953 were the first signs of eutrophication (Laurent 1970).

The relatively high input of silicate-rich detrital material may explain the presence of slightly laminated facies in the transition unit and the very low values of the TOC/diatoms ratio. In fact, water flowing into the lake from the Rhone may have supplied oxygen to the hypolimnion via two processes: (1) the waters of the Rhone are rich in oxygen, so that underflows enrich the bottom waters in oxygen, (2) input of water from the Rhone favors mixing of the water column, thus oxygen-depleted bottom waters are replaced by shallower, oxygen-rich waters. A similar process has been suggested for Lake Geneva (Loizeau and Dominik 2000). Low intensity of Rhone flooding before 1943 ± 1 may have favored a decrease in hypolimnetic oxygen during the previous years.

The course of the Rhone has undergone several important changes since the 19th century due to embankment and hydroelectric power generation. Eight dams were built since the 1870s between Lake Geneva and the Canal de Savières, and the Rhone was short-circuited in 1984, upstream from the Canal de Savières. These changes probably reduced the Rhone flood intensity and/or the river suspended load as suggested by the decreasing Al/Ca ratio since the 1850s (Revel-Rolland et al. 2005). Hence, anthropogenic modification of the natural course of the river may have had an important impact on the oxygenation of Lake Bourget's hypolimnion.

Persistent anoxic conditions (AD 1960–2006)

From 1960 to 1977, the trophic state and the accumulation of organic matter first decreased and then stayed relatively constant according to the diatom, large calcite crystal and TOC accumulation rates. A small increase in these three variables is observed between 1966 and 1971. The TOC/diatoms ratio suggests an oxygen deficit in the hypolimnion due to organic matter production, but probably also to the low quantity of Rhone floods, expressed in the low supply of detrital silicates. The first study of the trophic state of Lake Bourget in 1969 showed that the lake was eutrophic, with a marked oxygen deficit in the hypolimnion (Balvay 1969).

The eutrophication of the lake seems to increase from the late 1970s until 1993 as reflected in the trends of diatoms and large calcite crystals. According to the diatom accumulation rates, a slight decline

in trophic status between 1987 and 1990 can be observed, however this is not seen in the large calcite crystal record. The TOC also decreases during this period, which supports the assumption of a reduced trophic state. Furthermore, detrital silicate inputs are low. Rhone oxygen supplies cannot explain the low organic matter accumulation rate. Increasing trophic state between 1980 and 1986 is associated with high detrital inputs of silicates and thus probably also with an improved oxygen supply. However, the TOC/diatom ratio was not always low. This might be due to the presence of organic matter of terrestrial origin.

Since 1971, monthly phosphate concentrations of the Rhone water have been measured at Pougny (Rhone Hydrological Station, Fig. 1). The mean annual water-column phosphate content allows an estimation of the evolution of potential phosphate supplies by the Rhone (Fig. 9). Results show that the Rhone might have contributed to the phosphorus supply to the lake before the 1990s, and thus to its eutrophication.

In order to reduce nutrient supplies to the lake by the Lysse and the Sierroz tributaries, a sewage diversion system was installed in 1980 to redirect treated waste water directly to the Rhone. According to our results (Fig. 9), this did not have a significant effect on the amount of phosphorus accumulating in the sediment, diatom production, precipitation of large calcite crystals, or TOC accumulation. However, phosphorus input was reduced from 300 t/a in 1974 to 94 t/a in 1996 (CERGRENE 1998). At the same time, the dissolved winter P concentration of PO_4^{3-} of the lake water decreased from 120 $\mu\text{g P/l}$ to 20 $\mu\text{g P/l}$ (CERGRENE 1998). The sedimentological observations may be explained by the presence of a particulate phosphorus source. This may be a non-point source of pollution (agricultural soil, domestic waste). Run-off water from the Rhone's catchment area may also have introduced phosphorus into Lake Bourget when the Rhone flooded. Another explanation would be that phosphorus is not the factor limiting biomass development. If this were the case, the limiting factors might be resource competition, climate variability, and for diatoms, Si availability (Alefs and Müller 1999; Ferris and Lehman 2007), which is probably dependent mainly on the Rhone supplies.

A very high trophic state was reached in the beginning of the 1990s. During that period, the TOC/diatoms ratio was low and the detrital silicate

supplies were high, which suggests an oxygenation of the hypolimnion due to Rhone floods.

A drop in all eutrophication indicators is observed since 1993. During this latest period, the organic matter preserved in the sediment also decreased due to the reduction of the trophic status. Phosphorus trapped in the sediment decreases also, much more than large calcite crystals and diatoms. P concentrations reach their lowest level since the onset of eutrophication. This probably reflects phosphorus release from the sediment under anoxic conditions (Ibqal et al. 2006; Katsev et al. 2006). The sediment record shows that in 2006, the lake had not yet returned to a pre-eutrophic state.

Conclusion

Comparisons between different radionuclide dating methods and varve counts on two sediment cores allowed us to establish a chronology for the evolution of trophic state and deep-water anoxia in Lake Bourget. The onset of eutrophication and the first appearance of an anoxic facies occurred simultaneously in 1943 ± 1 year. Persistent anoxic conditions began in 1960, when the oxygen supplied by the Rhone was no longer sufficient to compensate for the oxygen consumed by biological processes in the hypolimnion. The sediments show no decrease in diatoms, large calcite crystals, and TOC since the diversion of waste waters directly to the Rhone in 1980. A study of the factors limiting biomass development seems essential to better understand the modern and future trophic state of the lake.

Results of lithological, geochemical and particle-size analyses show that eutrophication is the main factor controlling anoxia in the hypolimnion. Eutrophication was caused mostly by the inflow of untreated sewage effluents from cities near the lake. However, non-terrestrial phosphorus (agricultural and domestic P) supplied by the Rhone during floods and by run-off waters from the lake catchment may also have contributed to the eutrophication process. Although the Rhone contributes to oxygen depletion at the bottom of the lake through the input of nutrients (P and Si), it also supplies oxygen via underflows. Hence, the Rhone played a dual role, both contributing to and mitigating the anoxic conditions in the hypolimnion.

Further studies should include modeling of this contradictory behavior to better understand the future evolution of Lake Bourget, especially in the context of global warming, which will hamper the regular overturn of the lake. Changes in precipitation might also have an impact on the re-oxygenation of the hypolimnion, notably via a change in flow of the tributaries. Further studies of the effects of embankments along the Rhone on flood events reaching Lake Bourget are also necessary to better understand and control their impact on oxygen concentrations in the Lake Bourget hypolimnion.

The Rhone probably influences environmental conditions in Lake Bourget mainly in the north basin. Factors controlling eutrophication and anoxia in the south basin are potentially different. In order to have a complete reconstruction of the lake's trophic state trajectory and hypolimnetic anoxia, a study of sediment archives in the south basin is also necessary.

Finally, an ongoing study of the biota (diatoms, chironomids, phytoplankton, zooplankton, and fishes) is increasing our knowledge of the evolution of Lake Bourget ecosystem under changing human pressures and climate conditions.

Acknowledgment Authors are grateful to Gérard Paolini, CALB, for indispensable support during fieldwork on Lake Bourget.

References

- Alefs J, Müller J (1999) Differences in the eutrophication dynamics of Ammersee and Starnberger See (Southern Germany), reflected by the diatom succession in varved sediments. *J Paleolimnol* 21:395–407. doi:[10.1023/A:1008098118867](https://doi.org/10.1023/A:1008098118867)
- Alvisi F, Dinelli E (2002) Evolution of sediment composition of coastal lake San Puoto (Latium, Italy) in the last two centuries. *J Limnol* 61:15–26
- Arnaud F (2003) Signature climatique et anthropique dans les sédiments Holocènes des Lacs du Bourget et d'Anterne (nord-ouest des Alpes) Paleohydrologie et contamination au plomb- Thèse de Doctorat, Université de Lille 1, p 248 http://www.epoc.u-bordeaux.fr/ASF/theses/2003/ARNAUD_2003.pdf
- Arnaud F (2005) Discriminating the fingerprints of bio-induced and detrital sedimentary processes in particle size distribution spectra of hard water lake sediments. *J Paleolimnol* 34:519–526. doi:[10.1007/s10933-005-6787-1](https://doi.org/10.1007/s10933-005-6787-1)
- Arnaud F, Revel M, Chapron M, Desmet M, Tribouvillard N (2005) 7200 years of Rhone river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high resolution sediment

- record of NW alps hydrology. *Holocene* 15:420–428. doi:[10.1191/0959683605hl801rp](https://doi.org/10.1191/0959683605hl801rp)
- Balvay G (1969) Aperçu sur l'état des trois grands lacs savoyards. *R. inst. Pasteur de Lyon* 1:431–441
- Beierle BD, Lamoureux SF, Cockburn JMH, Spooner I (2002) A new method for visualizing sediment particle size distributions. *J Paleolimnol* 27:279–283. doi:[10.1023/A:1014209120642](https://doi.org/10.1023/A:1014209120642)
- Bravard JP (1987) Le Rhone du Léman à Lyon. La Manufacture, Lyon, p 451
- Cazala C, Reyss JL, Decossas JL, Royer A (2003) Improvement in the determination of ^{238}U , ^{228}Th , ^{226}Ra , ^{210}Pb and ^7Be by Gamma Spectrometry on evaporated fresh water samples. *Environ Sci Technol* 37:4990–4993. doi:[10.1021/es034333i](https://doi.org/10.1021/es034333i)
- CERGRENE Centre d'Enseignement et de Recherche pour la Gestion des Ressources Naturelles et de l'Environnement (1998) Analyse de l'évolution de la qualité des eaux du Lac du Bourget. Technical report, CERGRENE, GRETI, INRA, Cellule technique du Lac du Bourget, p 242
- Chapron E, Beck C, Pourchet M, Deconinck JF (1999) 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova* 11:86–92. doi:[10.1046/j.1365-3121.1999.00230.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1999.00230.x)
- Chapron E, Desmet M, De Putter T, Loutre MF, Beck C, Deconinck JF (2002) Climatic variability in the Northwestern Alps, France, as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. *Holocene* 12:177–185. doi:[10.1191/0959683602hl520rp](https://doi.org/10.1191/0959683602hl520rp)
- Danen-Louwerse HJ, Likjelma L, Coenraats M (1995) Coprecipitation of phosphate with calcium carbonate in Lake Veluwe. *Water Res* 29:1781–1785. doi:[10.1016/0043-1354\(94\)00301-M](https://doi.org/10.1016/0043-1354(94)00301-M)
- de Vicente I, Cattaneo K, Cruz-Pizzaro L, Brauer A, Guilizzoni P (2006) Sedimentary phosphate fractions related to calcite precipitation in an eutrophic hardwater lake (Lake Alserio, northern Italy). *J Paleolimnol* 35:55–64. doi:[10.1007/s10933-005-6786-2](https://doi.org/10.1007/s10933-005-6786-2)
- Dittrich M, Koschel R (2002) Interactions between calcite precipitation (natural and artificial) and phosphorus cycle in the hardwater lake. *Hydrobiologia* 469:49–57. doi:[10.1023/A:1015571410442](https://doi.org/10.1023/A:1015571410442)
- Dreßler M, Hübener T, Görs S, Werner P, Selig U (2007) Multi-proxy reconstruction of trophic state, hypolimnetic anoxia and phototrophic sulphur bacteria abundance in a dimictic lake in Northern Germany over the past 80 years. *J Paleolimnol* 37:205–219. doi:[10.1007/s10933-006-9013-x](https://doi.org/10.1007/s10933-006-9013-x)
- Ferris JA, Lehman JT (2007) Interannual variation in diatom bloom dynamics: roles of hydrology, nutrient limitation, sinking, and whole lake manipulation. *Water Res* 41:2551–2562. doi:[10.1016/j.watres.2007.03.027](https://doi.org/10.1016/j.watres.2007.03.027)
- Fillippi ML, Lambert P, Hunziker JC, Kübler B (1998) Monitoring detrital input and resuspension effects on sediment trap material using mineralogy and stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$): the case of Lake Neuchâtel (Switzerland). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 140:33–50. doi:[10.1016/S0031-0182\(98\)00040-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00040-6)
- Finsinger W, Bigler C, Krähenbühl U, Lotter AF, Ammann B (2006) Human impacts and eutrophication patterns during the past 200 years at Lago Grande di Avigliana (N. Italy). *J Paleolimnol* 36:55–67. doi:[10.1007/s10933-006-0002-x](https://doi.org/10.1007/s10933-006-0002-x)
- Gasiorowski M, Hercman H (2005) Recent changes of sedimentation rate in three vistula oxbow lakes determined by ^{210}Pb dating. *Geochronometria* 24:33–39
- Goslar T, Ralska-Jasiewiczowa M, van Geel B, Lacka B, Szeroczynska K (1999) Anthropogenic changes in the sediment composition of Lake Goszcz (central Poland), during the last 330 years. *J Paleolimnol* 22:171–185. doi:[10.1023/A:1008096032117](https://doi.org/10.1023/A:1008096032117)
- Groleau A (2000) Précipitation de la calcite, sédimentation et cycle du phosphore dans un lac Alpin. Etude du Lac du Bourget. Mémoire de thèse, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, p 251
- Groleau A, Vinçon-Leite B, Tassin B, Sarazin G, Quiblier-Lloberas C (1999) Calcite precipitation and interaction with phosphorus cycle in Lake Bourget (France). In: Armannsson H (ed) *Geochemistry of the earth surface*. Balkema, Rotterdam, pp 565–568
- Groleau A, Sarazin G, Vinçon-Leite B, Tassin B, Quiblier-Lloberas C (2000) Tracing calcite precipitation with specific conductance in a hard water alpine lake (Lake Bourget). *Water Res* 34:4151–4160. doi:[10.1016/S0043-1354\(00\)00191-3](https://doi.org/10.1016/S0043-1354(00)00191-3)
- Gulati RD, van Donk E (2002) Lakes in the Netherlands, their origin, eutrophication and reforestation: state-of-the-art review. *Hydrobiologia* 478:73–106. doi:[10.1023/A:1021092427559](https://doi.org/10.1023/A:1021092427559)
- Hartley AM, House WA, Callow ME, Leadbeater BSC (1997) Coprecipitation of phosphate with calcite in the presence of photosynthesizing green algae. *Water Res* 31:2261–2268. doi:[10.1016/S0043-1354\(97\)00103-6](https://doi.org/10.1016/S0043-1354(97)00103-6)
- Hubault E (1947) Etudes thermiques, chimiques et biologiques des eaux des lacs de l'est de la France (Vosges-Jura-Alpes de Savoie). *Ann EN eaux et Forêts* 10:115–260
- Ibqal MZ, Brown EJ, Clayton ME (2006) Distribution of phosphorus in a biologically restricted lake in Iowa, USA. *J Hydrol (Amst)* 326:349–366. doi:[10.1016/j.jhydrol.2005.11.006](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.11.006)
- Kangur M, Kangur K, Laugaste R, Punning J-M (2007) Combining limnological and paleolimnological approaches in assessing degradation of Lake Pskov. *Hydrobiologia* 584:121–132. doi:[10.1007/s10750-007-0597-6](https://doi.org/10.1007/s10750-007-0597-6)
- Katsev S, Tsandev I, L'Heureux I, Rancourt DG (2006) Factors controlling long term phosphorus efflux from lake sediments: exploratory reactive-transport modelling. *Chem Geol* 234:127–147. doi:[10.1016/j.chemgeo.2006.05.001](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.05.001)
- Kelts K, Hsü KJ (1978) Freshwater Carbonate Sedimentation. In: Lerman A (ed) *Lakes, Chemistry, Geology, Physics*. Springer, New York, pp 295–323
- Lang C (1998) Contrasting responses of oligochaetes (Annelida) and chironomids (Diptera) to the abatement of eutrophication in Lake Neuchâtel. *Aquat Sci* 61:206–214. doi:[10.1007/PL00001324](https://doi.org/10.1007/PL00001324)
- Laurent PJ (1970) Etude de la pollution du Lac du Bourget. Campagne 1969. Rapport Station Hydrobiologie Lacustre INRA, p 15
- Lin Y-P, Singer PC (2005) Inhibition of calcite crystal growth by polyphosphates. *Water Res* 39:4835–4843. doi:[10.1016/j.watres.2005.10.003](https://doi.org/10.1016/j.watres.2005.10.003)
- Loizeau JL, Dominik J (2000) Evolution of the Upper Rhone discharge and suspended sediment load during the last

- 80 years and some implications for Lake Geneva. *Aquat Sci* 62:54–67. doi:[10.1007/s000270050075](https://doi.org/10.1007/s000270050075)
- Lotter AF (1998) The recent eutrophication of Baldeggersee (Switzerland) as assessed by fossil diatom assemblages. *Holocene* 84:395–405. doi:[10.1191/095968398674589725](https://doi.org/10.1191/095968398674589725)
- Lotter AF (2001) The paleolimnology of Soppensee (Central Switzerland), as evidenced by diatom, pollen, and fossil-pigment analyses. *J Paleolimnol* 25:65–79. doi:[10.1023/A:1008140122230](https://doi.org/10.1023/A:1008140122230)
- Lotter AF, Lemcke G (1999) Methods for preparing and counting biochemical varves. *Boreas* 28:243–252. doi:[10.1080/030094899750044341](https://doi.org/10.1080/030094899750044341)
- Lotter AF, Sturm M, Teranes JL, Wehrli B (1997) Varve formation since 1885 and high-resolution varve analyses in hypertrophic Baldeggersee (Switzerland). *Aquat Sci* 59:304–325. doi:[10.1007/BF02522361](https://doi.org/10.1007/BF02522361)
- Lucia Lima A, Bradford Hubeny J, Reddy CM, King JW, Hughen KA, Eglinton TI (2005) High resolution historical records from Pettaquamscutt River basin sediment: 210 Pb and varve chronologies validate record of 137Cs released by the Chernobyl accident. *Geochim Cosmochim Acta* 69:1803–1812. doi:[10.1016/j.gca.2004.10.009](https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.10.009)
- Lüder B, Kirchner G, Lücke A, Zolitschka B (2006) Paleoenvironmental reconstructions based on geochemical parameters from annually laminated sediments of Sackrover See (northeastern Germany) since the 17th century. *J Paleolimnol* 35:897–912. doi:[10.1007/s10933-005-6188-5](https://doi.org/10.1007/s10933-005-6188-5)
- Michel H, Barci-Funel G, Dalmasso J, Ardisson G, Appleby PG, Haworth E, El-Daoushy F (2001) Plutonium, americium and cesium records in sediment cores from Blelham Tarn, Cumbria (UK). *J Radioanal Nucl Chem* 247:107–110. doi:[10.1023/A:1006719215833](https://doi.org/10.1023/A:1006719215833)
- Murphy TP, Hall KJ, Yesaki I (1983) Coprecipitation of phosphate with calcite in a naturally eutrophic lake. *Limnol Oceanogr* 28:58–69
- Ohlendorf C, Sturm M (2001) Precipitation and dissolution of calcite in a Swiss High Alpine Lake. *Arct Antarct Alp Res* 33:410–417. doi:[10.2307/1552550](https://doi.org/10.2307/1552550)
- Ohlendorf C, Sturm M, Hausmann S (2003) Natural environmental changes and human impact reflected in sediments of a high alpine lake in Switzerland. *J Paleolimnol* 30:297–306. doi:[10.1023/A:1026032829150](https://doi.org/10.1023/A:1026032829150)
- Pacini N, Gächter R (1999) Speciation of riverine particulate phosphorus during rain events. *Biogeochemistry* 47:87–109
- Peinerud EK, Ingri J, Pontér C (2001) Non-detrital Si concentrations as an estimate of diatom concentrations in lake sediments and suspended material. *Chem Geol* 177:229–239. doi:[10.1016/S0009-2541\(00\)00378-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00378-8)
- Pinglot JF, Pourchet M (1995) Radioactivity measurements applied to glaciers and lake sediments. *Sci Total Environ* 173(174):211–223. doi:[10.1016/0048-9697\(95\)04779-4](https://doi.org/10.1016/0048-9697(95)04779-4)
- Plant JL, House WA (2002) Precipitation of calcite in the presence of inorganic phosphate. *Colloid Surf A* 203:143–153. doi:[10.1016/S0927-7757\(01\)01089-5](https://doi.org/10.1016/S0927-7757(01)01089-5)
- Revel-Rolland M, Arnaud F, Chapron E, Desmet M, Givelet N, Alibert C, McCulloch M (2005) Sr and Nd isotopes as tracers of clastic sources in Lake Le Bourget sediment (NW Alps, France) during the little Ice Age: paleohydrology implications. *Chem Geol* 224:183–200. doi:[10.1016/j.chemgeo.2005.04.014](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.04.014)
- Reyss JL, Schimdt S, Legeleux F, Bonte P (1995) Large low background well type detectors for measurements of environmental radioactivity. *Nucl Instr Methods A* 357:391–397. doi:[10.1016/0168-9002\(95\)00021-6](https://doi.org/10.1016/0168-9002(95)00021-6)
- Sun D, Bloemendal J, Rea DK, Vandenberghe J, Fuchu J, Zhisheng A, Ruixia S (2002) Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sediment Geol* 152:263–277. doi:[10.1016/S0037-0738\(02\)00082-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00082-9)
- Trentesaux A, Recourt P, Bout-Roumzeilles V, Tribovillard N (2001) Carbonate grain size distribution in hemipelagic sediment from a laser particle sizer. *J Sediment Res A* 71:858–862. doi:[10.1306/2DC4096E-0E47-11D7-8643000102C1865D](https://doi.org/10.1306/2DC4096E-0E47-11D7-8643000102C1865D)
- Tylmann W (2004) Estimating recent sedimentation rates using ²¹⁰Pb on the example of morphologically complex lake (upper lake Radunskie, N Poland). *Geochronometria* 23:21–26
- Tylmann W (2005) Lithological and geochemical record of anthropogenic changes in recent sediments of a small and shallow lake (Lake Pusty Staw, northern Poland). *J Paleolimnol* 33:313–325. doi:[10.1007/s10933-004-5506-7](https://doi.org/10.1007/s10933-004-5506-7)
- Vinçon-Leite B, Bournet P-E, Gayte X, Fontvieille D, Tassin B (1998) Impact of a flood event on the biogeochemical behaviour of a mesotrophic alpine lake: Lake Bourget (Savoie). *Hydrobiologia* 373(374):361–377. doi:[10.1023/A:1017082223728](https://doi.org/10.1023/A:1017082223728)
- Weltje GJ, Prins MA (2007) Genetically meaningful decomposition of grain-size distributions. *Sediment Geol* 202:409–424. doi:[10.1016/j.sedgeo.2007.03.007](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.03.007)
- Wessels M, Mohaupt K, Kümmerlin R, Lenhard A (1999) Reconstructing past eutrophication trends from diatoms and biogenic silica in the sediment and the pelagic zone of Lake Constance, Germany. *J Paleolimnol* 21:171–192. doi:[10.1023/A:1008080922586](https://doi.org/10.1023/A:1008080922586)
- Zhou A, Tang H, Wang D (2005) Phosphorus adsorption on natural sediments: modelling and effects of pH and sediment composition. *Water Res* 39:1245–1254. doi:[10.1016/j.watres.2005.01.026](https://doi.org/10.1016/j.watres.2005.01.026)
- Zolitschka B (2003) Dating based on freshwater and marine laminated sediments. In: Mackay A, Battarbee R, Birks J, Oldfield F (eds) *Global change in the Holocene*. Edward Arnold Publishers, London, pp 92–106

Chapitre 4

Evolution des apports détritiques dans le Lac du Bourget au cours des derniers siècles: Hydrologie, Homme et Climat

1. Introduction

L'article précédent a montré l'intérêt de l'étude des crues du Rhône dans la compréhension des processus d'eutrophisation du Lac du Bourget et de désoxygénation/oxygénation de l'hypolimnion. Cependant, l'origine des changements dans l'évolution des crues du Rhône en relation avec les variations climatiques et les activités anthropiques n'y a pas été investigué, ni discutée. Dans ce chapitre, nous nous proposons donc de traiter cette question en comparant les flux détritiques silicatés enregistrés dans le Lac du Bourget avec des données instrumentales de débits du Rhône. En outre, cette comparaison permettra d'attester une fois de plus l'origine rhodanienne de ces flux détritiques (Revel-Rolland et *al.*, 2005).

2. Méthodologie

L'obtention des flux détritiques silicatés a été présentée dans le chapitre précédent. Ces flux de sédiments apportés par le Rhône sont comparés aux débits de celui-ci enregistrés depuis 1920 à la station de Bognes, en amont du Canal de Savières. Ceci permet de montrer à la fois la qualité du modèle d'âge et d'attester de la validité de notre indicateur (somme des éléments associés aux particules détritiques) pour reconstituer l'évolution des crues du Rhône.

Les données brutes de débit du Rhône (débit moyen journalier) fournies par la CNR (Compagnie Nationale du Rhône) ont été traitées afin de pouvoir les comparer aux flux détritiques rhodanien enregistrés dans les sédiments du Lac du Bourget. La valeur de débit à Bognes pour laquelle une inversion du courant dans le canal de Savières est générée a été déterminée à partir du graphe représentant les débits du Rhône à Bognes en fonction des débits dans le canal de Savières pour la période 26/04/2001-12/03/2007 (Fig. 3.4.1.). Ce graphe montre que le débit doit être supérieur à 1039 m³/s pour entraîner une inversion du courant dans le canal de Savières. Cette valeur est déterminée à partir d'une relation linéaire basée sur seulement 5 points. Elle est donc discutable. D'autre part, elle a été revue à la baisse en raison d'un aménagement à la

confluence entre le Rhône et le Canal de Savières. Le niveau du canal a été remonté de 4 m dans les années 80. Il est probable qu'avant cette période le débit d'enregistrement de crue dans le Lac du Bourget était inférieur. Un débit limite de 875 m³/s a alors été choisi.

La somme annuelle des débits supérieurs à 875 m³/s a été calculée afin d'étudier les variations de la quantité d'eau du Rhône déversée chaque année dans le lac. Le nombre de jours de crues (débit > 875 m³/s) par an a également été calculé.

Pour mieux comprendre l'origine des crues, une analyse de la saisonnalité de celles-ci a été effectuée à partir des données instrumentales. Les crues d'automne, hiver, printemps et été ont alors été extraites.

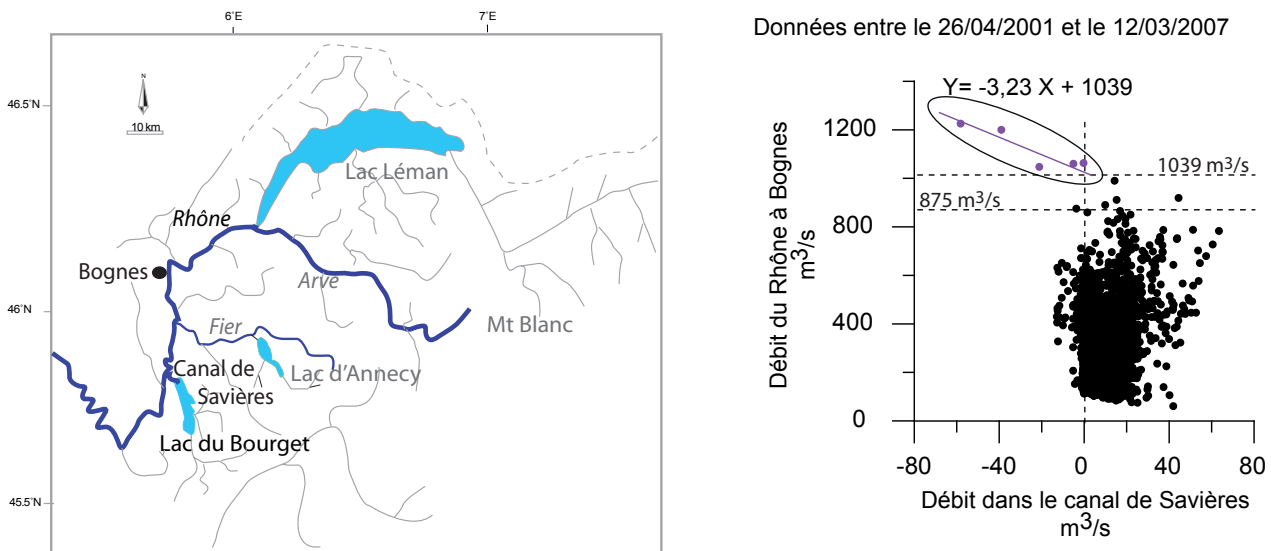


Figure 3.4.1. : Comparaison entre les débits du Rhône à Bognes et les débits mesurés dans le Canal de Savières depuis le 26 avril 2001 (Données CNR).

3. Résultats

3. a. Débits du Rhône et flux détritiques enregistrés dans les sédiments du Lac du Bourget

Une bonne concordance entre les crues du Rhône à Bognes et les flux détritiques Rhodaniens est observée depuis 1920 (Fig. 3.4.2.). En effet, 4 périodes de forts débits et flux détritiques sont observées : (4) 1920-1932 AD, (3) 1944-1960 AD, (2) 1977-1984 AD et (1) 1990-1995 AD. Nous remarquons également qu'entre les années 60 et 80, une période de « calme hydrologique » est enregistrée. Le nombre de jours de débit moyen supérieur à 875 m³/s ainsi que les valeurs de ces débits sont très faibles. La corrélation entre débit et flux de sédiment n'est

cependant pas parfaite pour plusieurs raisons : (1) la relation entre charge sédimentaire et débit n'est probablement pas constante dans le temps, (2) la résolution des flux détritiques n'est pas constante au cours du temps et notamment chute fortement pour la période précédant 1943+/-1 car le taux de sédimentation y est plus faible, (3) la justesse des flux détritiques chute également avant 1943+/-1 en raison d'un modèle d'âge moins bien contraint. Après 1985 AD, la relation débit/flux détritique dans le Lac du Bourget change. Les débits annuels ainsi que le nombre de jours de crues relativement élevés en 1987 et 88 et surtout entre 1999 et 2004 correspondent à de faibles flux de sédiments dans le lac (Fig. 3.4.2., rectangles blancs). Par contre entre 1990 et 1994, les fortes crues du Rhône mises en évidence par des débits élevés, sont bien associées à des flux détritiques importants dans le lac.

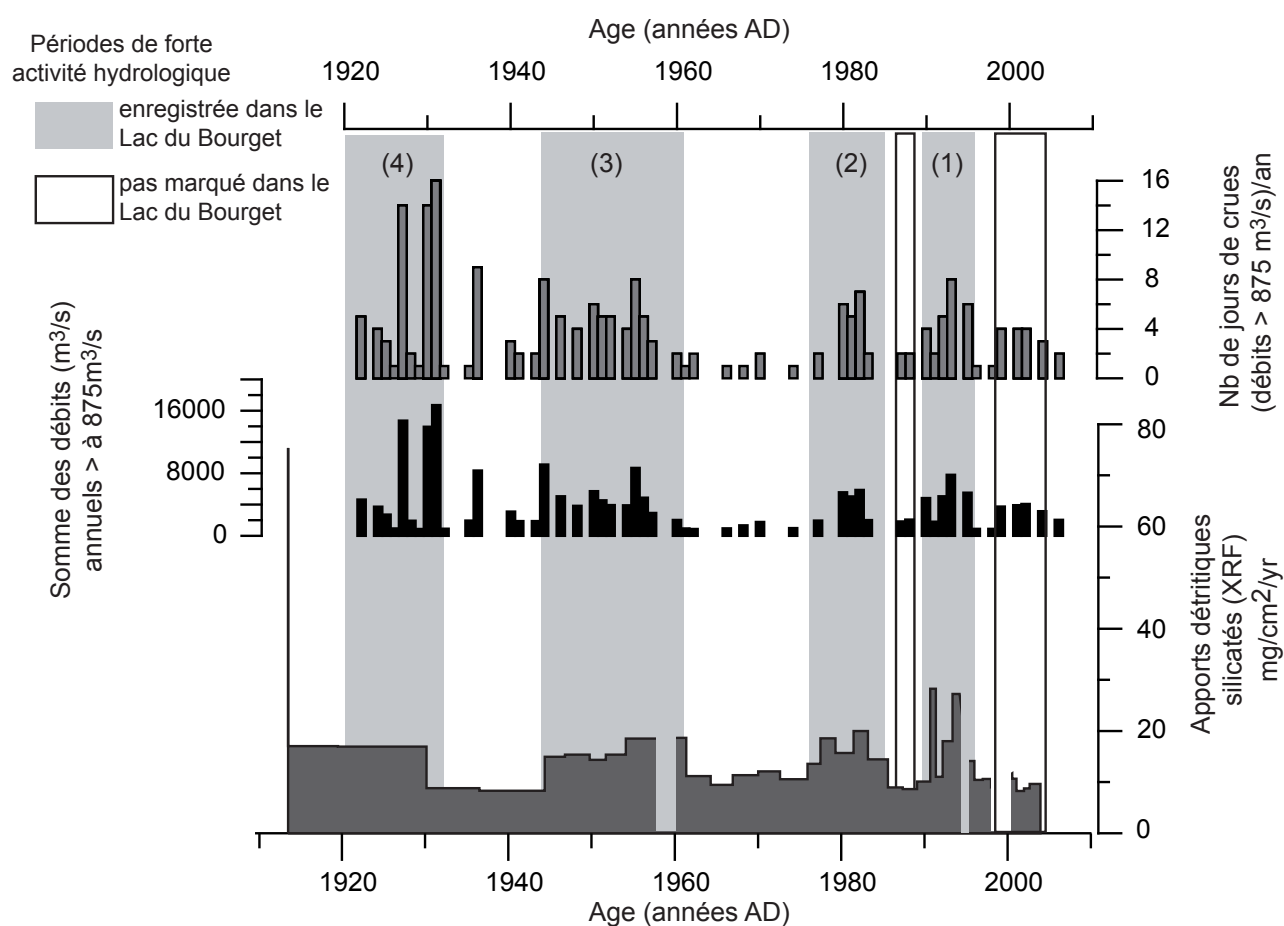


Figure 3.4.2. : Comparaison entre les débits du Rhône à Bognes et les apports détritiques silicatés enregistrés dans les sédiments du Lac du Bourget.

3. b. La saisonnalité des crues

Les crues d'automne et de printemps sont bien réparties tout au long de la période étudiée

(Fig. 3.4.3.). Par contre, on note une prépondérance de crues d'été par rapport aux crues d'hiver avant les années 60. Cette tendance s'inverse à partir de la fin des années 70. Les crues d'hiver remplacent celles d'été.

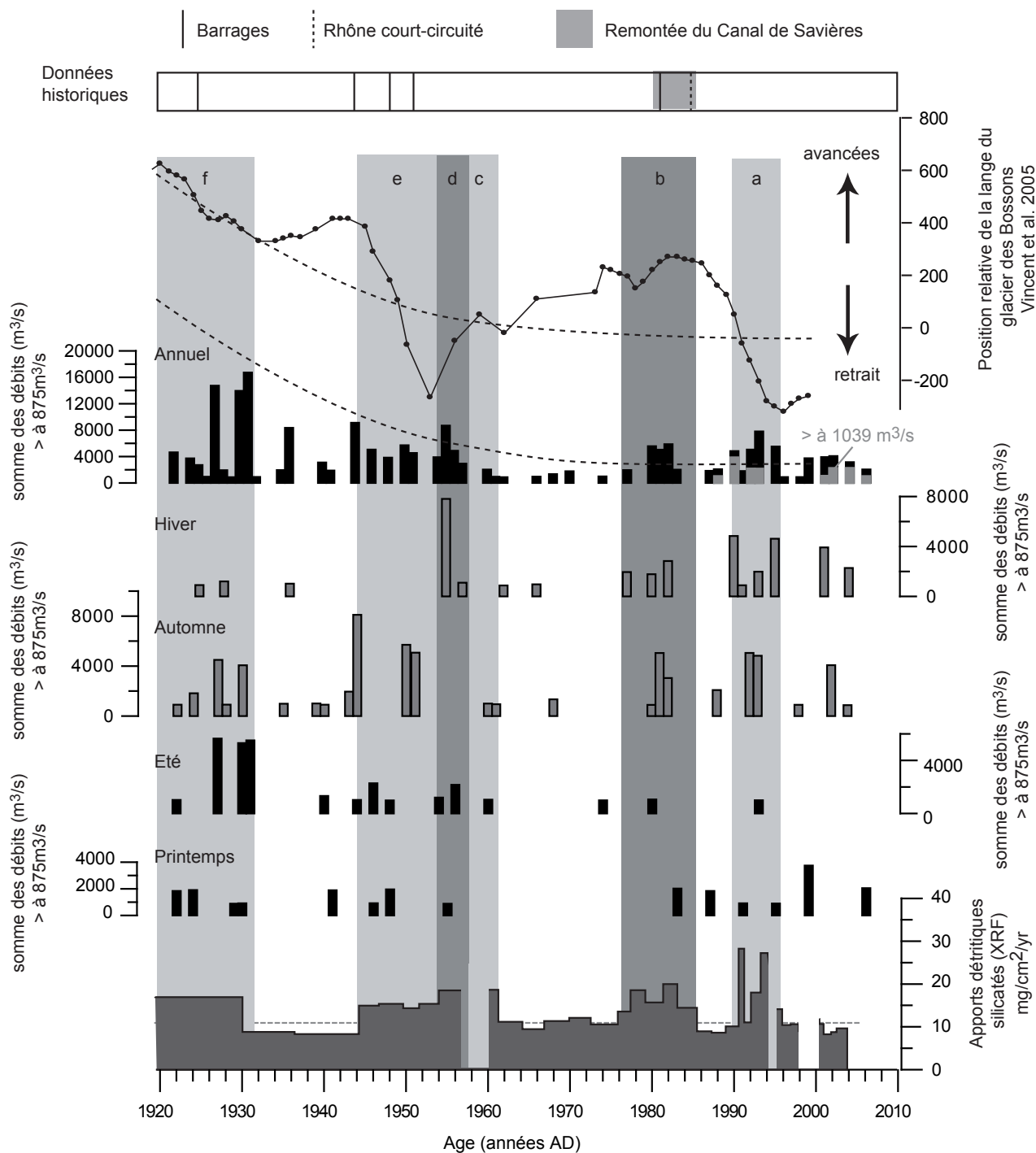


Figure 3.4.3. : Comparaison entre les fluctuations du glacier des Bossons (Vincent et al., 2005), les apports détritiques silicatés et la somme des débits moyens journaliers >875 m³/s pour les différentes saisons (Printemps-été, automne, et hiver) et annuelle.

4. Interprétation – Discussion

4. a. L'origine des crues du Rhône : comparaison avec les fluctuations glaciaires et interprétation des débits saisonniers

Depuis au moins un peu plus de 3000 ans, les augmentations d'apports détritiques rhodaniens, dans le Lac du Bourget, correspondent à des avancées du Grand Glacier d'Aletsch (Arnaud et al., 2008, article partie 2, chapitre 4). Lorsque l'on zoome sur le dernier siècle, marqué par des apports détritiques très faibles par rapport au petit âge glaciaire, cette relation s'inverse. En effet, excepté les périodes b et d, toutes les périodes de forte activité hydrologique et apports détritiques dans le lac du Bourget correspondent à des périodes de recul du glacier des Bossons (Vincent et al., 2005). Cependant, la tendance générale à long terme (~100 ans) de la somme des débits de crues présente une décroissance simultanée avec celle de la langue du glacier des Bossons. Ces résultats suggèrent un contrôle des crues du Rhône dépendant de l'échelle de temps à laquelle on se place et donc de la longueur d'onde des fluctuations que l'on observe. Ce type de relation opposée entre périodes froides et chaudes a déjà été mis en évidence dans le cas de lacs proglaciaires au Canada et en Suisse (Tomkins et al., 2008 ; Blass et al., 2007). Les périodes d'importantes avancées des glaciers y sont en effet caractérisées par des apports de sédiments vers les lacs plus élevés en raison d'une forte production de sédiments (farine glaciaire). Lors du retrait des glaciers en périodes chaudes, du matériel facilement mobilisable est dégagé favorisant les apports de sédiments lors des événements de précipitations (lessivage des moraines) et de fonte des neiges et du glacier (principalement contrôlée par la température et occasionnellement par les précipitations liquides). La correspondance entre les flux détritiques et le recul du glacier des Bossons des périodes a, c, e et f pourrait donc suggérer que les sédiments apportés par les crues du Rhône proviennent principalement du Mont Blanc. Ces crues seraient contrôlées par la fonte du glacier. Ce type de relation a également été observé dans un lac proglaciaire du massif de Belledonne (Wilhelm et al., soumis). Cependant, cette corrélation pourrait également être due à une dépendance climatique commune. Les deux périodes non corrélées avec les fluctuations glaciaires (b et d) pourraient être expliquées par des augmentations de précipitations. Ces deux périodes sont discutées plus en détail par la suite.

La corrélation positive entre les fluctuations glaciaires et les flux détritiques à l'échelle de plusieurs centaines d'années reflète probablement une augmentation de la production de matériel en période froide et/ou humide due à la surface d'englacement (Tomkins et al., 2008, Blass et al., 2007). Cette hypothèse est corroborée par une étude en cours, dans le cadre du programme *PYGMALION*, sur l'origine du matériel déposé dans le Lac du Bourget lors des crues du Rhône. Cette étude, basée sur des analyses isotopiques (Sr et Nd) montre une augmentation de la contribution des sédiments du Mont Blanc par rapport aux massifs subalpins en périodes

d'augmentation des apports détritiques (Arnaud *et al.*, 2008 ; Arnaud *et al.*, 2009), ce qui suggère une origine glaciaire des sédiments. La corrélation positive reflète également nécessairement une augmentation des précipitations pour générer une crue capable de déborder jusque dans le Lac du Bourget.

Afin de vérifier l'hypothèse d'un contrôle des crues du Rhône essentiellement par la fonte des glaciers sur le dernier siècle, les débits saisonniers ont été étudiés. Pour les glaciers alpins, la saison d'ablation débute à la fin du printemps et se termine au début de l'automne (juin à septembre, Vincent *et al.*, 2005). 104 jours de crues du Rhône, sur un total de 201 depuis 1920, ont eu lieu durant la période d'ablation. Ce résultat ainsi que la répartition saisonnière des crues montre que la fonte des glaciers n'est pas le processus principal qui génère les crues du Rhône, au moins depuis la fin des années 70. En effet, à partir de 1976, les crues hivernales deviennent plus importantes alors qu'avant, les crues d'été prédominaient par rapport à celles d'hiver. Une augmentation des débits maximaux hivernaux de plusieurs rivières suisses a également été mise en évidence depuis les années 30 (Birsan *et al.*, 2005). Ce changement de régime pourrait s'expliquer par des précipitations hivernales sous forme de pluies accrues, en relation avec le réchauffement climatique. Dans le nord de la Suisse, une augmentation des événements de fortes précipitations hivernales a été observé depuis les années 80 (Fuhrer *et al.*, 2006). Ce résultat semble donc confirmer notre hypothèse. D'autre part, les crues d'automne sont très nombreuses sur toute la période d'étude, ce qui montre l'influence des précipitations automnales dans la génération de crues du Rhône.

Les crues non-associées à des retraits glaciaires (périodes b et d) ont lieu en automne et en hiver. Une reconstitution des anomalies de précipitations hivernales dans les Alpes montre des anomalies fortement positives durant ces deux périodes (Casty *et al.*, 2005). Ce résultat semble donc corroborer notre hypothèse de crues générées par des augmentations de précipitations durant ces périodes.

Ces résultats suggèrent donc que le signal détritique enregistré dans le Lac du Bourget et associé aux crues du Rhône, reflète en grande partie un signal de précipitations abondantes recueillies dans le bassin versant, du moins sur la période d'étude. L'anticorrélation entre retrait glaciaire et crues est alors plutôt interprétée comme la conséquence d'un forçage commun sur les températures et régimes de précipitation ou une relation de cause à effet entre ces deux paramètres.

4. b. Débits du Rhône et flux détritiques enregistrés dans les sédiments du Lac du Bourget : impact anthropique

Le Rhône a depuis longtemps été soumis à des « remodelages » par l'homme, notamment dans sa portion française en amont du Lac du Bourget. Des travaux d'endiguement du fleuve ont commencé dès la fin du 18^{ème} siècle pour protéger la population et les cultures des inondations (Bravard, 1987). D'autre part, le Rhône a fait l'objet d'extractions de graviers importantes dans le passé qui ont également pu modifier la charge particulaire du Rhône en crues. Ces modifications ayant débuté avant les années 1920, leur effet ne pourra pas être discuté à partir de notre enregistrement sédimentaire. Par contre, ces aménagements ont ensuite fait place aux constructions de retenues : Chancy-Pougny en 1925, Verbois en 1943, Génissiat en 1948, Seyssel en 1951 et Chautagne en 1981. Les relations observées entre les débits du Rhône, la charge sédimentaire déposée dans le Lac du Bourget et les fluctuations du Glacier des Bossons, mettent en évidence la prépondérance d'un contrôle climatique sur les crues du Rhône. Cependant, ces aménagements récents pourraient avoir affecté le régime des crues et la charge particulaire. Une diminution de la charge sédimentaire des rivières, en relation avec la construction de barrages, a déjà été mise en évidence dans d'autres lacs (Loizeau & Dominik, 2000 ; Anselmetti *et al.*, 2007). Dans le cas de ces études, ce sont les barrages construits en têtes de bassin qui affectent la charge détritique des fleuves en aval. Une frise historique représentant les aménagements récents du Rhône a été ajoutée sur la figure 3.4.3. Les dates de mises en service des barrages ne sont pas associées à des changements dans les flux détritiques rhodaniens. Les barrages n'ont donc pas d'effets notables sur les crues et la charge détritique.

Le changement de relation entre le débit du Rhône et les flux détritiques observés après 1985 pourrait s'expliquer par le rehaussement du niveau du Canal de Savières au niveau de la confluence avec le Rhône. Cet aménagement aurait eu pour effet d'abaisser le seuil de sensibilité du Lac du Bourget comme enregistreurs des crues du Rhône. Autrement dit, il n'enregistrerait plus que les crues de très fortes magnitudes. D'autre part, en 1984 une consigne de stabilisation des niveaux haut du lac à la côte 231,5 m a été approuvée. Depuis cette date, les crues mineures ne peuvent donc plus déborder dans le lac. Seules les plus fortes crues, c'est-à-dire celles de 1990 et 2004 sont autorisées à déborder dans le lac.

5. Conclusion

Excepté sur les dernières années, une bonne concordance entre les flux détritiques enregistrés dans le Lac du Bourget et la somme des débits de crues du Rhône a été mise en évidence. Ce résultat permet de prouver à la fois la validité du signal des flux détritiques silicatés comme marqueurs de crues du Rhône et la robustesse du modèle d'âge par comptage de lamines et au ²¹⁰Pb.

La relation avec les fluctuations du glacier des Bossons montre que le signal de crues est

principalement contrôlé par les changements climatiques. L'analyse saisonnière des débits de crues de Rhône souligne l'importance des précipitations dans la génération des crues du dernier siècle. Le processus de fonte et donc la température n'ont qu'une faible influence. Cependant la relation entre retrait glaciaire et crues suggère un forçage commun ou une relation de cause à effet entre températures et régimes de précipitation. Les précipitations en automne et en hiver contrôlent principalement les crues du Rhône. Celles d'été ont une influence mineure exceptée pour les crues des années 30.

La relation inverse avec les fluctuations glaciaires sur le dernier siècle par rapport aux derniers 3000 ans (Arnaud *et al.*, 2008) suggère un contrôle des crues différent selon l'échelle de temps à laquelle on se place. Ce résultat montre la complexité de la réponse des systèmes sédimentaires aux forçages climatiques. D'autre part, il révèle l'importance de bien connaître le fonctionnement actuel et passé du système étudié lorsque l'on veut quantifier des paramètres climatiques à partir de données paléoenvironnementales.

Références Bibliographiques (Chapitre 4)

Anselmetti F.S., Bühler R., Finger D., Girardclos S., Lancini A., Rellstab C., Sturm M., 2007. Effects of Alpine hydropower dams on particle transport and lacustrine sedimentation. *Aquatic Science* 69: 179-198.

Arnaud F., Wessels M., Chapron E., Revel-Rolland M., Desmet M., 2008. Signaux terrigènes dans les grands lacs subalpins: un marqueur régional à haute résolution des conditions paléohydrologiques. *Cahier de Paléoenvironnement - collection EDYTEM 6* : 77-88.

Arnaud F., Revel-Rolland M., Révillon S., Debret M., 2008. The Holocene geochemical fingerprint of outer Alps denudation. *Goldschmidt Conference Abstracts_A33*.

Arnaud F., C. Giguet-Covex, Dirk Enters, B. Wilhelm, 2009. Differentiating "floods" and "floods": apparent paradox between flood intensity reconstructions at high and low elevation sites in NW Alps over the last 2 millennia. *EGU congress Vienne*.

Blass A., Grosjean M., Troxler A., Sturm M., 2007. How stable are twentieth-century calibration models? A high-resolution summer temperature reconstruction for the eastern Swiss Alps back to AD 1580 derived from proglacial varved sediments. *The Holocene* 17: 51-63.

Birsan M.V., Molnar P., Burlando P., Pfaundler M., 2005. Streamflow trends in Switzerland. *Journal of Hydrology* 314: 312-329.

Bravard J.P., 1987. *Le Rhône. Du Léman à Lyon. L'Homme et la Nature. La Manufacture*. 251 p

Fuhrer J., Beniston M., Fischlin A., Frei Ch., Goyette S., Jasper K., Pfister Ch., 2006. Climate risks and their impact on agriculture and forests in Switzerland. *Climatic Change* 79:79-102.

Loizeau J.L., Dominik J., 2000. Evolution of the Upper Rhone discharge and suspended sediment load

during the last 80 years and some implications for Lake Geneva. *Aquatic Science* 62: 54-67.

Revel-Rolland M., Arnaud F., Chapron E., Desmet M., Givelet N., Alibert C., McCulloch M., 2005. Sr and Nd isotopes as tracers of clastic sources in Lake Le Bourget sediment (NW Alps, France) during the little Ice Age: Paleohydrology implications. *Chem Geol* 224: 183-20.

Tomkins J.D., Lamoureux S.F., Sauchyn D.J., 2008. Reconstruction of climate and glacial history based on a comparison of varve and tree-ring records from Mirror Lake, Northwest Territories, Canada. *Quaternary Science Reviews* 27: 1426-1441.

Vincent C., Ribstein P., Favier V., Wagnon P., Francou B., Le Meur E., Six D., 2005. Glacier fluctuations in the Alps and in the tropical Andes. *External Geophysics, Climate and Environment. Compte Rendu de Geoscience* 337: 97-106.

Conclusion Partie 3

L'étude des sédiments varvés du Lac du Bourget a permis de reconstituer l'évolution des conditions trophiques du lac et d'oxygénation dans l'hypolimnion à haute résolution temporelle. L'augmentation des apports nutritionnels, liée aux rejets des eaux usées dans le lac et aux activités agricoles dans le bassin versant, apparaît comme le principal facteur contrôlant les conditions d'oxygénation. Cependant, il a été montré que les crues du Rhône jouent également un rôle dans ce processus : elles ont pour effet d'oxygéner le fond du lac en engendrant un mélange de la colonne d'eau et en apportant des eaux riches en oxygène, mais aussi de le désoxygéner en contribuant à l'augmentation de la productivité lacustre, via un apport de nutriments. L'oxygénation du fond du lac est également induite lors des retournements complets de la colonne d'eau. Ce processus déjà peu courant dans le cas du Lac du Bourget, en raison d'hiver peu rigoureux, devrait encore se raréfier à l'avenir étant donné le contexte de réchauffement climatique global. L'importante diminution des précipitations et donc des crues, depuis le Petit Age Glaciaire, observée dans les enregistrements du Lac d'Anterne et du Lac du Bourget a probablement facilité la mise en place des conditions anoxiques au fond du Lac du Bourget. Cependant, à l'échelle décennale, le signal de crues du Rhône, montre une recrudescence lors des périodes plus chaudes de retrait glaciaire. A cette échelle d'observation, le réchauffement climatique apparaît donc favorable au renouvellement du stock d'oxygène au fond du lac. Bien que l'origine de la diminution des crues du Rhône enregistrées dans le Lac du Bourget depuis quelques années n'ait pas clairement été mise en évidence, elle pourrait bien être liée à une remontée du niveau du canal de Savières par l'homme. Cet impact anthropique aurait alors un effet négatif sur l'oxygénation du fond du lac.

Conclusion générale
et
perspectives de recherche

Les Lacs d'Anterne et du Bourget représentent des systèmes lacustres totalement différents de part leur taille, celle de leur bassin versant et la composition géochimique de leurs sédiments. Néanmoins, ils présentent une caractéristique sédimentologique commune : la présence de laminations. L'origine ainsi que la rythmicité de celles-ci ont pu être mises en évidence grâce, entre autres, à des méthodes d'analyses identiques telles que l'observation au microscope de lames minces de sédiments imprégnés et des analyses géochimiques à haute résolution. L'étude des processus de sédimentation dans le Lac d'Anterne, par une approche sédimentologique à haute résolution (lames minces et géochimie) couplée au suivi environnemental, a permis de mieux comprendre les processus à l'origine de la formation des varves clastiques dans les lacs alpins. Ce travail suggère notamment que la présence d'un glacier dans le bassin versant pourrait bien être une condition nécessaire à la formation de telles varves.

L'étude des systèmes lacustres d'Anterne et du Bourget, a nécessité l'utilisation de méthodes nouvelles ou peu utilisées en sédimentologie lacustre, telles que la quantification des gros cristaux de calcite bio-précipités, marqueurs de niveau trophique dans le Lac du Bourget, ou l'approche source-puits appliquée à la géochimie minérale et organique dans le cas du Lac d'Anterne. Ces méthodes ainsi que d'autres plus classiques ont permis de reconstituer les changements environnementaux Holocène d'un milieu de montagne et ceux plus récents d'un grand lac subalpin soumis à une forte pression anthropique.

L'étude des sédiments du Lac d'Anterne nous a conduit à mettre en évidence les effets environnementaux des trois principaux changements climatiques de la première moitié de l'Holocène : (1) le réchauffement du climat de 9800 à 7400 cal. BP, qui se traduit par l'installation de la végétation et des sols dans le bassin versant, (2) l'Optimum Climatique Holocène, marqué par une couverture végétale dense (dont des conifères) (8000-5450 cal. BP) et enfin (3) la dégradation climatique, communément appelée « Néoglaciale », laquelle a provoqué vers 5450 cal. BP une augmentation de l'érosion du bassin versant et par conséquent des flux détritiques plus importants vers le lac. La seconde moitié de l'Holocène apparaît influencée à la fois par les activités anthropiques et le climat. Cette reconstitution environnementale est largement basée sur l'histoire des sols du bassin versant. La prise en compte de ce compartiment, à l'interface entre la roche, la végétation et l'atmosphère, dans la compréhension des enregistrements sédimentaires et notamment des signatures géochimiques est rarement relevée dans la bibliographie (Ohlendorf *et al.*, 2003 ; Mourier, 2008 ; Hatfield & Maher, 2009 ; Mourier *et al.*, 2010). Pourtant, comme le montre notre étude, les sols peuvent fortement affecter la composition géochimique minérale et organique des sédiments issus de l'érosion.

L'action de l'Homme, probablement par l'intermédiaire de défrichements intenses autour de 3400 cal. BP, puis au début de notre ère, a rendu le bassin versant d'Anterne plus sensible aux changements de régime des précipitations. Ce résultat apparaît comme original dans le

sens où habituellement l'on imagine que la présence d'un impact anthropique a tendance à masquer le signal climatique. L'étude des apports détritiques durant cette période montre alors des crues plus fréquentes lors des phases climatiques plus humides connues dans la région. Ces phases correspondent également à des périodes de faibles activités solaires mettant en évidence son rôle important, déjà connu, sur le climat de l'Holocène et en particulier sur l'évolution des régimes hydrologiques. En périodes chaudes, des crues rares mais extrêmes (en intensité) sont aussi enregistrées. L'origine de ces crues n'est pas connue mais leur absence dans le Lac du Bourget pourrait suggérer des événements de précipitations localisés de type orages. La distinction entre deux régimes de crues, associés à différentes conditions climatiques dans les zones de montagne, constitue un résultat inédit, à cette échelle de temps. La compréhension des processus à l'origine de ces deux régimes de crues nécessite une analyse approfondie de la circulation atmosphérique et des conditions synoptiques. Une étude sur les crues historiques et les conditions météorologiques associées est en cours. Elle devrait permettre d'apporter des éléments de réponse sur l'origine de ces deux types d'événements de précipitations.

Bien que le Lac d'Anterne et le Lac du Bourget soient tous deux influencés par les changements climatiques, et plus particulièrement par les changements de régimes hydrologiques, ils n'enregistrent pas nécessairement le même type d'information. Comparer ces deux enregistrements apparaît donc délicat. Néanmoins, la comparaison réalisée sur les derniers 3500 ans, dans la partie 2, montre une bonne concordance entre le signal détritique de crues du Rhône dans le Bourget et la fréquence des crues à Anterne. Même si la sensibilité saisonnière de chacun de ces enregistrements est différente (au moins sur le dernier siècle), cette concordance reflète un contrôle climatique commun dans les variations séculaires à pluriséculaires. À l'échelle du dernier siècle, il n'est pas possible de comparer les enregistrements hydrologiques des deux lacs, étant donné la moindre qualité du modèle d'âge de la carotte du Lac d'Anterne, sur cette période de temps. En effet, celle-ci n'est pas suffisante pour mettre en évidence des similitudes ou contradictions dans les fluctuations d'ordre décennales à annuelles des enregistrements de crues de basse et haute altitudes. Pourtant, ce genre de comparaison, également étendue spatialement à l'échelle des Alpes françaises, permettrait probablement de mieux comprendre les processus à l'origine des deux types de crues observés à Anterne. L'amélioration du modèle d'âge sur les 100 dernières années, notamment à l'aide de pollutions connues (Pb,...), des radioéléments et d'événements de crues et séismes historiques, constitue une des perspectives pour poursuivre ce travail de recherche. L'étude sédimentaire à haute résolution réalisée sur le Lac du Bourget, comparée aux données instrumentales de débit du Rhône, apporte un éclairage nouveau sur les processus à l'origine des crues rhodaniennes. En effet, elle a permis de souligner l'importance des précipitations par rapport à la fonte des neiges et de glace dans la génération des crues du Rhône. Cependant, étant donné que notre enregistrement se termine en limite du PAG, il n'est pas possible de discuter d'éventuels changements dans la saisonnalité des crues et les processus les générant, en relation avec les principaux changements climatiques. Afin d'aller plus loin dans

nos réflexions, la réalisation d'une chronique de crues historiques du Rhône serait nécessaire.

La combinaison de notre étude sédimentologique avec des études archéologique et palynologique souligne trois périodes d'impacts anthropiques importants au cours de l'Holocène sur le site d'Anterne: durant l'âge du Bronze (à partir de 3400 cal. BP), dès la fin de l'âge du Fer et le début de l'Antiquité (2400-1800 cal. BP) puis au Bas Moyen-âge (950-750 ou 200 cal. BP). Ces impacts se traduisent par une forte érosion des sols du bassin versant. Les causes exactes de ces déstabilisations de sols ne sont pas définies avec certitudes : déforestations et/ou activités pastorales. La reconstitution de l'évolution des feux dans le bassin versant à partir des microcharbons et la recherche de marqueurs fécaux (méthode en cours de développement, Disnar *et al.*, 2009) préservés dans la carotte de sédiments, permettraient de relier processus d'érosion, déforestation et activité pastorale sans aucuns doutes. Ces activités anthropiques ont probablement aussi eu pour effet d'augmenter le niveau trophique du Lac d'Anterne. Cependant, ce processus n'a pas été réellement mis en évidence et discuté à travers notre étude, notamment en raison d'une bonne oxygénation du fond du lac n'ayant pas favorisé la préservation de la matière organique lacustre, et d'une faible conservation de la silice biogène. Le seul élément analysé qui pourrait éventuellement indiquer un niveau trophique plus élevé est le phosphore qui augmente durant les périodes d'occupations enregistrées. Cette hypothèse mériterait d'être vérifiée notamment à l'aide de marqueurs biotiques tels que les assemblages de diatomées (si leur faible préservation reste suffisante pour cela), de chironomes et les pigments. L'augmentation récente (~60 dernières années) du niveau trophique du Lac du Bourget est au contraire très bien marquée dans le sédiment, notamment en raison de la désoxygénation consécutive dans l'hypolimnion. Elle entraîne l'apparition de caractéristiques sédimentologiques (varves, taille des cristaux de calcite) et géochimiques (concentrations en phosphore, silice biogène et matière organique lacustre) spécifiques du processus, lesquelles ont pu être utilisées afin de reconstituer l'évolution du niveau trophique et de l'anoxie au fond du lac. Cette étude a notamment permis de souligner le rôle que pouvaient jouer les crues du Rhône dans ces deux processus. Les sédiments très récents (~derniers 20 ans) du Lac d'Anterne présentent une forte augmentation de la concentration en phosphore. Outre l'activité pastorale qui perdure encore aujourd'hui, de nouvelles activités humaines pourraient avoir affecté le niveau trophique du lac d'Anterne mais aussi d'autres lacs d'altitude. En effet, ces lacs sont soumis aux pratiques d'alvinage, aux pollutions atmosphériques dont notamment les apports d'azote et pour certains, à la présence de refuge dans le bassin. Les conséquences de ces activités sur l'état écologique des milieux lacustres d'altitude ne sont pas ou que très peu connues. Une telle étude constitue donc une perspective de recherche importante et d'autant plus pour les gestionnaires de ces environnements (parcs et réserves naturelles).

Enfin l'étude des faciès sédimentaires du Lac d'Anterne a montré l'existence de dépôts associés à des destabilisations de pente dans le bassin lacustre. La présence de ces dépôts

potentiellement liés à des séismes n'a que peu été exploitée au cours de notre étude. Pourtant cet enregistrement pourrait fournir une reconstitution de l'évolution de la sismicité dans cette région des Alpes et ainsi apporter un regard intéressant sur le risque sismique.

Références bibliographiques (Conclusion générale et perspectives de recherches)

Disnar J.R., Gouelibo N., Jacob J., Billaud Y., 2009. Indicateurs moléculaires de présence et d'activité anthropique dans un enregistrement sédimentaire prélevé à l'aplomb d'un paléosite d'occupation (Chindrieux/Châtillon, Lac du Bourget, Savoie). 12ème congrès Français de sédimentologie, Livre des résumés 64: 362.

Hatfield R.G., Maher B.A., 2009. Fingerprinting upland sediment sources: particle size-specific magnetic linkage between soils, lake sediments and suspended sediments. *Earth surface processes and landforms*. DOI: 10.1002/esp.1824.

Mourier B., 2008. Contribution de l'approche sédimentologique à la reconstitution de l'histoire des sols. Définition de traceurs pédologiques et application sur des sédiments lacustres de montagne (Maurienne, Savoie, France). Thèse de l'Université de Savoie 244 p.

Mourier B., Poulenard J., Carcaillet C., Williamson D., 2010. Soil evolution and subalpine ecosystem changes in the French Alps inferred from geochemical analysis of lacustrine sediments. *Journal of paleolimnology* 44: 571-587.

Ohlendorf C., Sturm M., Hausmann S., 2003. Natural environmental changes and human impact reflected in sediments of a high alpine lake in Switzerland. *Journal of Paleolimnology* 30: 297-306

Annexes

Global warming favours the occurrence of extreme floods in mountain areas - A sediment record from proglacial Lake Blanc (French Alps)

B. Wilhelm, F. Arnaud, D. Enters, F. Allignol, A. Legaz, O. Magand, S. Revillon, C. Giguet-Covex

B. Wilhelm, F. Arnaud, F. Allignol, A. Legaz, C. Giguet-Covex

Laboratoire Environnement Dynamique et Territoire de Montagne (UMR 5204)

Le Bourget-du-Lac, France

D. Enters

Laboratoire Environnement Dynamique et Territoire de Montagne, Le Bourget-du-Lac, France

Geopolar, Institute of Geography, University of Bremen, Germany

O. Magand

Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, Saint-Martin d'Hères, France

S. Revillon

Laboratoire Environnement Dynamique et Territoire de Montagne, Le Bourget-du-Lac, France

IFREMER, Pouzané, France

B. Wilhelm

EDYTEM, Le Bourget-du-Lac, Campus Scientifique, Pôle Montagne

73 376, Le Bourget-du-Lac, France

e-mail : bruno.wilhelm@univ-savoie.fr

Soumis à Climatic Change

Abstract

Floods hazard is expected to increase in the context of global warming, especially in mountainous areas. However, long time-series of climate and gauge data at high-elevation are too sparse to assess reliably the rate of recurrence of such events. Here paleolimnological techniques were used to assess the evolution of frequency and magnitude of flash flood events in the north-western European Alps since the Little Ice Age (LIA). The aim was to evidence a possible effect of the post-19th century global warming on torrential floods frequency and magnitude. Altogether 56 flood deposits were detected from grain size and geochemical measurements performed on gravity cores taken in the proglacial Lake Blanc (2170 m a.s.l., Belledonne Massif, NW French Alps). The age model relies on radiometric dating (¹³⁷Cs and ²⁴¹Am), historic lead contamination and the correlation of major flood- and earthquake-triggered deposits, with recognized occurrences in historical written archives. The resulting flood calendar spans the last 270 years (AD 1740 – AD 2007). The magnitude of flood events was inferred from the thickness of each flood deposit and compared with reconstructed or homogenized datasets of precipitation, temperature and glacier variations.

Whereas the decennial flood frequency seems independent of seasonal precipitation, a relationship has been evidenced with annual temperature fluctuations at decadal timescale. Moreover, most of the extreme flood events occurred during the 20th century whereas the two strongest ones were documented during the last two decades (1987 and 2005). Our record thus suggests that current climate warming is favouring the occurrence of high magnitude torrential flood events in high-altitude catchments.

Key-words: *lake sediment, high elevation, flood frequency, flood magnitude, temperature*

Introduction

During the last decades, noticeable climate changes have been observed at high elevation areas of the European Alps. In-situ observations indicate an increase of the mean annual air temperature of 1 to 2°C and a shift towards drier conditions, but with more extreme precipitation events (Beniston et al. 1997; Frei and Schär 2001). However, most high elevation areas are poorly monitored (Kieffer and Bois 1997) and thus spatial and temporal variations in precipitation mean rates and extremes are insufficient to reveal consistent trends. Furthermore, precipitation and here especially extreme events are poorly simulated by climate models (Jasper et al. 2002; Beniston 2006; Frei et al. 2006) mainly due to complex effects of topography. As a consequence, evidences of changes in extreme events pattern at high altitude remains sparse (Bronstert 2003). While an enhancement of severe flooding hazard is expected within the next decades due to an intensification of the hydrological cycle associated to global warming (Milly et al. 2002; Karl and Trenberth 2003), the question of current and future impact of climatic change on extreme events hence remains an open debate (Huntington 2006). Such issues present a particular public interest as tourism and recent demographic development in the Alps are increasing people and constructions vulnerability to natural hazards (Beniston and Stephenson 2004).

Floods are one of the most common and widespread natural hazards. They cause the loss of human life and high cost damage to property and infrastructure and are particularly destructive in mountain areas. For example, in August 2005 a series of catastrophic floods throughout the European Alps caused at least 43 deaths and several billion euros of damage, according to the international press.

To identify the effects of climate change on the frequency and magnitude of flood hazards, historical documents and gauge stations data provide valuable information (e.g. Benito et al. 2004). However, historic archives are by nature subjective. In particular, hazard perception by humans varied throughout time. Moreover, they may be fragmentary due to destruction or loss and they generally provide only a relatively short time span for analyses, especially in mountain areas. To overcome these limits, natural archives may be used as complementary records (Brazdil et al. 2005)

Among the various natural archives lake sediments have the advantage to be continuous records in which particular events are preserved such as earthquakes (Chapron et al. 1999; Nomade et al. 2005), debris flows (Irmeler et al. 2006) and flood events (Siegenthaler and Sturm 1991; Arnaud et al., 2002; Gilli et al.

2003; Boe et al. 2006; Moreno et al. 2008). From lake sediments, it is possible to construct flood calendars covering long-term periods (Nesje et al. 2001) and to assess the magnitude of these events from the thickness of event-triggered deposits (Irmiler et al. 2006; Nesje et al. 2001). In this study, we apply this approach to the sedimentary record of Lac Blanc (Belledonne Massif, NW French Alps). During flood events, coarser particles – fine sand to coarse silt – are carried to the deepest part of the lake where they form characteristic layers. The objective of this study is the reconstruction of a precise flood calendar to assess the evolution of frequency and magnitude of flood events at this high elevation environment in the context of global warming.

Study Area and setting

The 2005 extreme event and historic floods of the Vorz torrent

On August 21st to 23rd 2005 exceptional meteorological conditions (Grieser et al. 2005) resulted in numerous extreme flood events all over European Alps (Beniston 2006; Böhm and Wetzel 2006; Jaun et al. 2008). In the French Alps, several villages located at the foothill of the Belledonne Massif (Fig. 1A) were affected (Prudent-Richard et al. 2008). In particular, in the village of Sainte-Agnès (760 m a.s.l.) the Vorz torrent caused more than 3.2 million € estimated total damage. Three hydroelectric infrastructures, roads and bridges were destroyed and houses located in the gorge were flooded and filled with sediments (Fig. 1B). This extreme event was triggered by intense and lasting precipitations in the highest part of the catchment. A recent rain gauge station located at 2100 m a.s.l. measured about 300 mm-precipitation in 48 h whereas in the same time weather stations in the valley recorded less than 60 mm (Allignol et al. 2008). Over human memory times, such a flood event never occurred in Sainte Agnès. As a consequence efforts were undertaken to reconstruct a flood calendar using local and regional historical archives (Allignol et al. 2008). Based on this flood calendar, three events occurred prior to the 20th century with a particularly high impact: one in AD 1851 and two in AD 1852. However ancient cadastres indicate only few buildings and reduced land-use of the valley floor of the Vorz. This suggests that the torrent was considered as a potential hazard area by that time, which contrasts with the current land-use in the same area. Therefore, the magnitudes of past and present flood events cannot be directly compared based solely on documental descriptions of damages.

Lac Blanc and its catchment

The study of the paleoflood activity within the Vorz catchment is feasible because of the presence of an upstream lake acting as natural sediment trap. Lac Blanc (45°10'42''N, 5°58'21''E, 2170 m a.s.l.) is

located five kilometres upstream of Sainte-Agnès in the centre of a high-altitude cirque with an area of 3 km² (Fig. 1). The geology is dominated by fractured metamorphic rocks (amphibolite and leptynite). Vegetation in the catchment is sparse, only the lower parts are covered by alpine meadows. Due to the high elevation (up to 2977 m a.s.l.) and a favourable orientation, the cirque contains one of the remaining glaciers of the Belledonne Massif, the Freydane Glacier. Its evolution is well-marked in the landscape by a large complex of fresh moraines constituting an important stock of fine material which can be easily mobilized. The largest and most distal moraine is attributed to the Little Ice Age (LIA) (Edouard 1994) and is located just upstream the lake (Fig. 1B). The main tributary fed by the Freydane Glacier crosses and incises the complex of moraines before reaching the lake. Lake waters remain turbid all year long indicating that Lac Blanc receives a considerable input of glacial flour. A second tributary has a significantly lower discharge and crosses large scree areas without fine particles. Consequently its sedimentary contribution can be assumed to be negligible. From November to May, the catchment area is covered by snow and the lake is frozen.

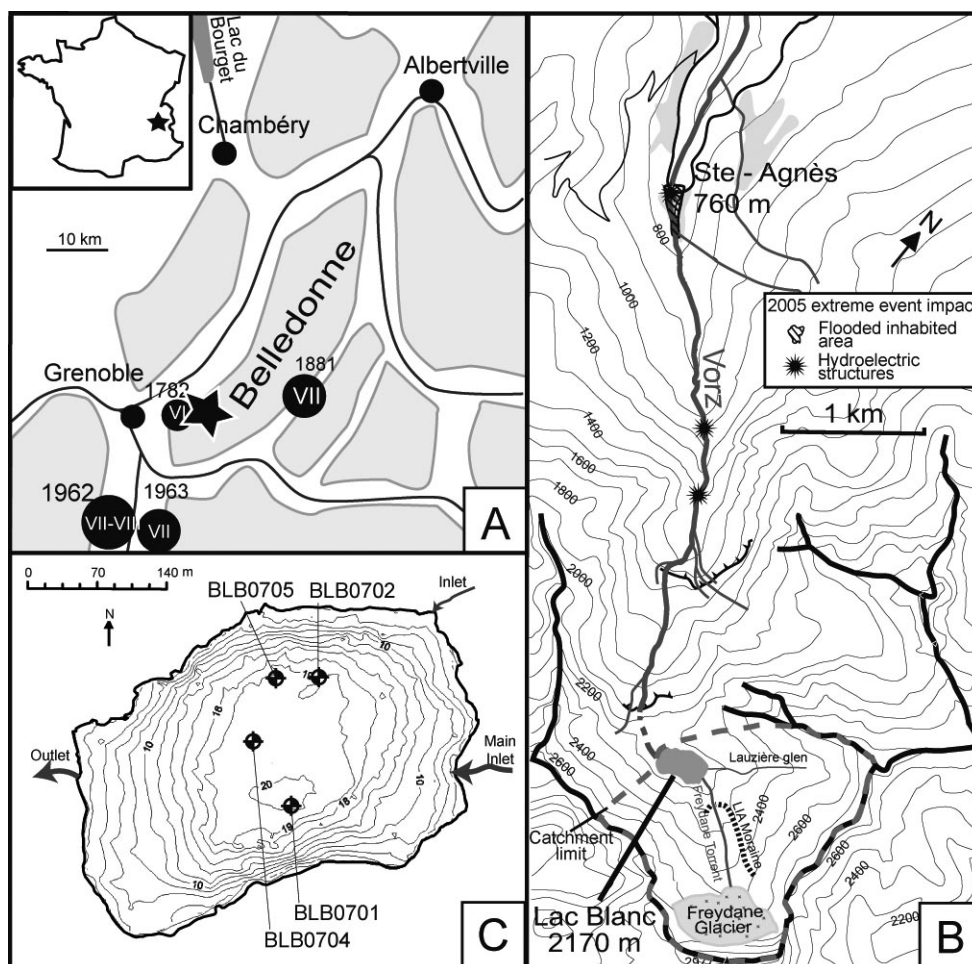


Fig 1 Geographical setting of the study area and location of investigated lacustrine sediment archive. (A) Location of the study area (star) in the Belledonne Massif in French Alps and historical earthquakes with their respective dates and MSK intensities (Lambert and Levret-Albaret 1996). (B) The main damages on the surrounding area of Sainte-Agnès triggered by the Vorz River during the 2005 flood event and location of Lac Blanc catchment area (dash line) in the Vorz head catchment. The LIA moraine just upstream of Lac Blanc is indicated by a dotted line. (C) Bathymetry of Lac Blanc and location of the four studied sediment cores

Materiel and methods

Sediment cores and physical features

In summer 2007, a bathymetric survey was carried out and revealed a flat basin in the centre of the lake with a maximum water depth of 20.3 m (Fig. 1C). Four short gravity cores (diameter 63 mm and up to 0.5 m. long) were retrieved using an UWITEC coring device from the deepest part of the lake, approximately in the prolongation of the Freydane delta (cores BLB0701 and BLB0704) and near the northern slope (cores BLB0702 and BLB0705).

In the laboratory, cores were split, photographed and a detailed lithological description was made to determine the different facies. Laser grain size measurements were performed on cores BLB0701, BLB0702 and BLB0704 using a Malvern Mastersizer S following a sampling interval of 0.5 cm. Cross-plots of median grain size (Q50) and the coarse fraction assessed by the particle diameter at the 99-percentile (Q99) of the three facies were used to distinguish and characterize the depositional processes (Passega 1964).

The grain-size data were supplemented by X-ray fluorescence (XRF) measurements which were performed by the ITRAX-XRF core scanner at GEOPOLAR, University of Bremen (Germany) from the core BLB0701 at 1 mm resolution. Relative concentration changes of Ca and Fe, well above the detection limits for this instrument, were used as a complementary approach of the classical grain size measurements to obtain a higher resolution. The use of the Ca/Fe ratio as a high-resolution grain size proxy is based on the assumption that Fe is mostly associated with fine particles, i.e. clays and Ca is more abundant in coarser grain size fractions.

Microstratigraphy was analyzed using impregnated thin sections from the cores BLB0701 and BLB0704. For each core five 10-cm long slices were taken with a 2 cm overlap, shock-frozen, freeze-dried and impregnated with Araldite using methods described by Lotter and Lemcke (1999).

Chronology

In paleoenvironmental studies covering the last centuries, the age-depth model often relies on the use of ^{210}Pb and ^{137}Cs measurements. Such an approach is not sufficient in our case because the interpretation of ^{210}Pb profiles in high altitude terrigenous-dominated lake sediment is often complex (Arnaud et al. 2002; Guyard et al. 2007). Moreover the precision required for our study is not compatible with a simple

extrapolation and interpolation of a measured mean centennial sedimentation rates. Indeed, in such a dynamic sedimentary environment considerable changes in sedimentation rates are expected. Consequently we used additional independent chronological markers in order to build up a reliable, high-resolution age-depth model.

^{137}Cs and ^{241}Am measurements were performed at the LGGE of Grenoble on the upper 25cm of core BLB0704 following a non-regular sampling step of approximately one centimetre following facies boundaries. This allowed us to locate three chronostratigraphic markers: the fallout of ^{137}Cs originating from atmospheric nuclear weapon tests starting in the northern hemisphere in AD 1955 and culminating in AD 1963 as well as the fallout of ^{137}Cs due to the Chernobyl nuclear plant accident in AD 1986 (Di Lauro et al. 2004). Only the nuclear weapon tests resulted also in a widespread fall-out of ^{241}Pu and the activity of its decay product, ^{241}Am , can now be measured in sediments (Appleby et al. 1991). Thus, a differentiation between the two ^{137}Cs peaks of AD 1963 and AD 1986 layers is possible as only the first one containing ^{241}Am .

Historical lead (Pb) contaminations may also be used as chronostratigraphic markers in sediments (Renberg et al. 2001; Arnaud et al. 2004). Thus, samples of the laminated facies of core BLB0704 (1 cm sampling step) were analyzed for trace elements using an ICP-MS at the IFREMER marine geology laboratory of Brest. To disentangle natural and human-induced Pb concentration changes Pb concentrations were normalized to the concentration of yttrium (Y), a lithophile element presenting comparable concentration and geochemical behaviour (Faure 1986).

Earthquakes can destabilize and trigger gravity-reworking of slope sediments in lacustrine basins (Chapron et al. 1999). This results in the deposition of particular layers which can be identified in the central part of the basin. Linking such gravity-reworked sediment deposits with their respective triggering historical seismic event may thus yield additional chronological markers (Arnaud et al. 2002; Nomade et al. 2005; Chapron et al. 2007; Guyard et al. 2007). In order to apply this strategy to the sediment record of Lake Blanc we used an approach described by Lignier (2001) and subsequently used in Nomade et al. (2005). At first, we assessed the decrease of intensity with distance from the epicentre by plotting all historically known earthquakes (Lambert and Levret-Albaret et al. 1996) with an epicentral MSK intensity above V and a maximum distance of 110 km from the lake in an intensity vs. distance scatterplot (Fig. 5). The intensity propagation line was then constructed using the well-documented earthquake of Corrençon (AD 1962; Rothe 1972) with a recorded MSK intensity of VIII at the epicentre (38 km distance) and a MSK intensity of V at Sainte-Agnès which is the closest village from the lake at 5 km distance. By keeping its slope constant this line was then adjusted according to the number of recognized gravity-reworked sediment layers. The resulting line of seismic sensitivity separates seismic events which failed to leave an imprint in the sediment record from events triggering gravity-reworked layers, which

now can be correlated to the known date of the events.

The direct downstream position of the village Sainte-Agnès and its abundant historic literature documenting floods events over the last ca. 200 years (Allignol et al. 2008) additionally allowed us to link high-magnitude flood events with particular sediment layers interpreted as flood deposits and add chronological markers similar to approaches described by Blass et al. (2003) and Boe et al. (2006).

Results

Sedimentology

All retrieved cores consist of fine-grained laminated sediments in which thicker (max. 1.5 cm) and coarser-grained layers (Fig. 2A) are interbedded. Three lithofacies were identified:

- Facies 1 consists of dark and light, millimetre-scale laminae, more or less discernable by eye, with a relative homogenous grain size (mean median grain size: 8.5 μm and mean sorting: 2.6 with standard deviation of 10.5% and 4.8%, respectively).
- Facies 2 is made of dark and thick layers, up to 1.5 cm, sometimes with a visible coarse basal part and always capped by a thin, whitish fine-grained layer. These layers are characterized by a fining upward sequence with a coarse median grain size at the base (27 to 37.7 μm , for cores BLB0704 and BLB0702, respectively) and a finer median grain size (6.9-7.3 μm) than other facies and a global mean sorting of 2.5 and 2.7. The significant difference of the median grain size between the two respective cores is explained by the distance of the coring positions to the delta. However, there is no such a difference in the grain size of the capping clayey layers in both cores.
- Facies 3 is a centimetre-scale, sandy matrix-supported layer with a slightly coarser median grain size (12.3 μm) and a significantly lower mean sorting (3.01). This facies was only found in core BLB0702.

In the diagram median vs. coarser percentile, facies 1 plots in a well-restrained field with a centre defined by a median (Q50) of 8 μm and a coarser percentile (Q99) of 120 μm (Fig. 2B). In contrast, facies 2 and 3 evolve following two distinct dynamic patterns. Samples of facies 2 are close to the line $Q50 = Q99$ which represents a perfect sorting while samples of facies 3 do not show any noticeable variations in the median grain size.

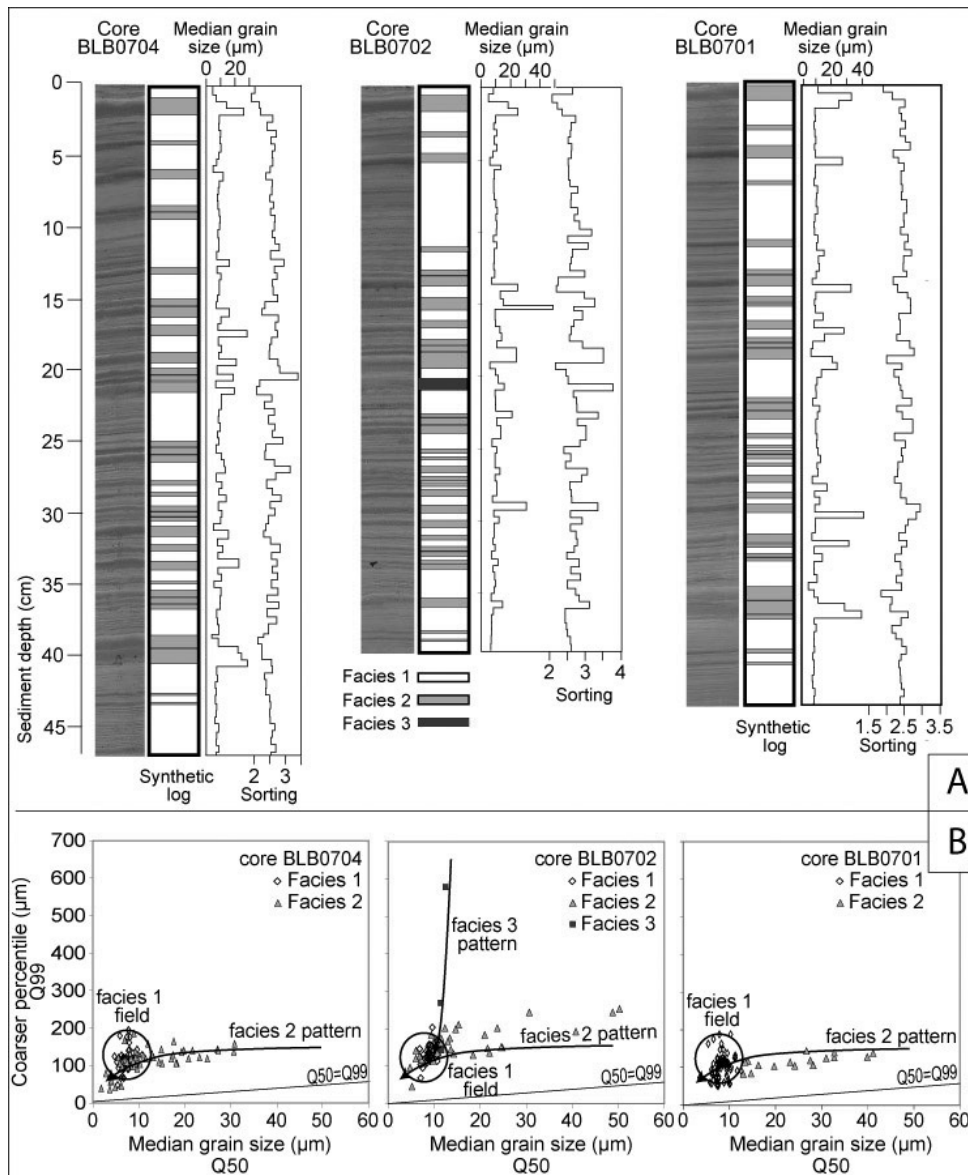


Fig 2 (A) Lithology and down core grain size characteristics of BLB0701, BLB0702 and BLB0704. (B) Q99 vs. Q50 plots of samples from the same cores

Microstratigraphic observations on thin sections allow a detailed comparison of grain size with the high-resolution Ca/Fe ratio to assess the performance of such a ratio as a grain size proxy (Fig. 3). Thin sections scans illustrate the macroscopically described interbedded layers, which are detected from the Ca/Fe ratio. In addition, layers which are too thin to be macroscopically identified, are found on both thin sections and in the Ca/Fe ratio. Due its high resolution, the Ca/Fe ratio is therefore a more suitable grain size proxy than the classical grain size measurements in this detrital environment.

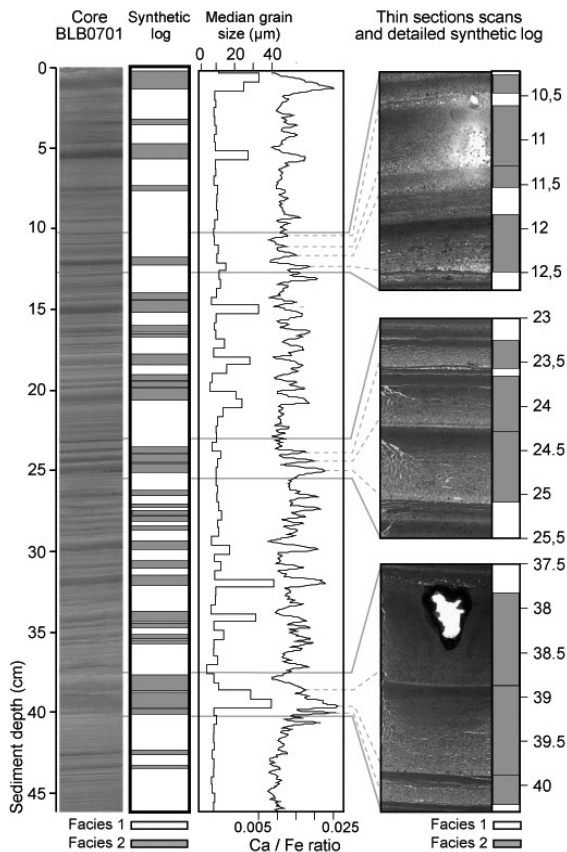


Fig 3 Mean grain-size, raw 1-mm Ca / Fe ratio and scans of thin sections of the core BLB0701. The gap in the lowest thin section resulted from an insufficient impregnation of the sediment

In comparably small lakes such as Lac Blanc, deposits triggered by flood events spread over the whole basin whereas deposits triggered by gravity-reworking can be spatially restricted. In order to recognize such deposits, we compared and tried to correlate the interbedded layers between the cores. For instance, the layer described as facies 3 layer has only been observed in core BLB0702 (Fig. 2A). Furthermore, three distinctive layers of facies 2 are only present in cores BLB0701 and BLB0704. Two of them are consecutive and well-distinguishable at about 8.5 and 9 cm in core BLB0704 but only one was found in the core BLB0701 at about 7 cm and none in others cores (Fig. 3). Finally the third one was identified in both cores BLB0701 and BLB0704 at 37.5 and 41 cm, respectively but not in others cores. There are so four significant interbedded layers of facies 2 and 3 localized just in some parts of the lake basin.

Chronology

The ^{137}Cs record (Fig. 4A) shows a distinct increase of ^{137}Cs activities starting at about 13 cm and culminating with a first peak of more than 300 Bq/kg at 10 cm. A second peak occurs at 7.5 cm depth. The upper part of the profile from 0 to 7 cm is characterized by decreasing activity values. The deepest recorded ^{241}Am activity at 12 cm is also the highest one. Activities of ^{241}Am subsequently decrease

towards the top with no detectable activities from 0 to 4 cm. The $^{137}\text{Cs}/^{241}\text{Am}$ profile shows a regular increase from 12 to 6 cm, disrupted by a sharp depletion at 9 cm corresponding to 2 large interbedded layers.

Values of yttrium (Y) are approximately constant along the core with a mean of 46 ppm and a standard deviation of 2.4 % (Fig. 4B). The lead (Pb) profile has a base level of about 22 ppm with three important peaks. A first increase occurs at the base of the core at 42 to 47 cm sediment depth. A very sharp peak is found at 23-24 cm and a well-marked peak at 8 cm reaches the maximal value of 52 ppm.

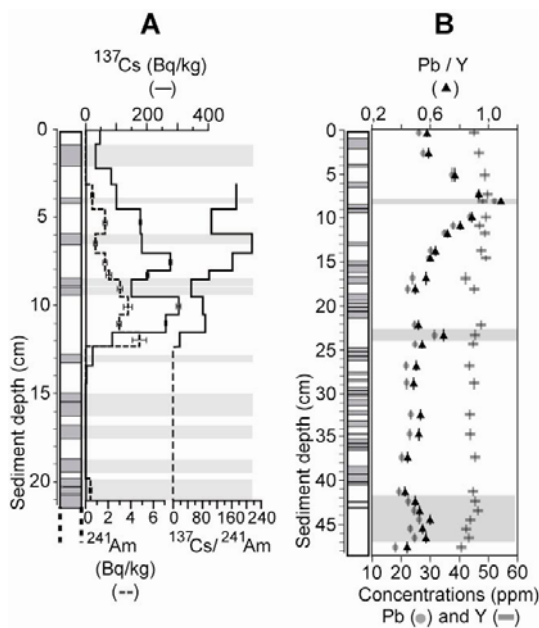


Fig. 4. Radionuclides and geochemical chronostratigraphic indicators from core BLB0704. (A) ^{137}Cs , ^{241}Am and $^{137}\text{Cs}/^{241}\text{Am}$ profiles. (B) Lead concentration profile, normalized by yttrium, permits to detect anthropogenic contamination (shaded zones).

Interpretation

Triggering mechanisms of different deposits

Differences in grain size characteristics (median and sorting) (Fig. 2A) and the different Q50-Q99 patterns (Fig. 2B) allow the differentiation of the three facies into three different depositional processes. The well-restrained field of the facies 1 in the diagram median vs. coarser percentile indicates a sediment deposit of type “pelagic suspension” (Passega 1964). We interpret the facies 1 as the continuous deposit of the regular stream input of glacial flour which led to the steady lake water turbidity.

The well-sorted facies 2 and the proximity between the facies 2 pattern and the $Q_{99} = Q_{50}$ line (Fig. 2B) both suggest that these sediments have been sorted by water currents (Passega 1964; Arnaud et al. 2002), the fining-upward pattern having resulted from its decreasing flow velocity. Such particle-loaded currents may have resulted from exceptional floods within the catchment which would significantly increase the turbidity of the water column and lead to the deposition of a thin whitish, fine-grained and well-sorted layer which caps facies 2 sequences. The spatial distribution of these layers, covering the whole lake floor reinforces our interpretation. However, this process can not explain the three significant layers of facies 2 which are only present in cores BLB0701 and BLB0704. Because of this limited spatial extension, we thus interpret them as flow deposits of reworked sediment.

Compared to facies 2, facies 3 is characterized by the absence of a whitish clayey top-level, poorer sediment sorting and a large variation of the Q_{99} parameter without noticeable median grain size variation. These latter observations confirm the optical description of a matrix-supported layer. This suggests the transport energy is supplied by sediment weight rather than by a water current velocity (Arnaud et al. 2002). Following the nomenclature of Mulder and Cochonat (1996), the so-called facies 3 may thus be interpreted as fluidized flow deposit of reworked sediment originating from the steep slopes of the Freydane delta. In absence of any significant seasonal change in lake-level, lacustrine gravity reworking should be attributed to local seismic activity (Lignier 2001; Nomade et al. 2005).

Based on evidences described above, a sedimentological model may be proposed for Lac Blanc. The three kinds of deposits defined above are linked to three triggering mechanisms:

- The deposit of the continuous input of glacial flour constitutes the finely laminated facies 1,
- Major flood events may trigger facies 2 deposits spreaded over the whole lacustrine basin,
- Earthquakes may spark off the four focused facies 2 and 3 deposits by slope destabilisation and gravity-reworking.

The practicable minimal sampling step of 0.5 cm for conventional grain size measurements is high enough to confirm thick flood-triggered layers. However, it does not permit to detect thinner ones (Fig. 2 and 3), because the coarser basal layer grain size of thinnest facies 2 sequences may be diluted in a sample of 0.5 cm. In addition, within a continuous sampling scheme, a specific layer may have been split into two adjacent samples. We thus combined the results from XRF scanning (i.e. Ca/Fe ratio) with the macroscopic description and grain size measurements in order to establish a complete inventory of flood deposits.

Based on the macroscopical core description, altogether 35 major flood-triggered deposits could be identified. In addition 21 minor flood-triggered deposits were recognized using the Ca/Fe ratio obtained

from X-Ray fluorescence core scanning. We hence identified a total of 56 flood events, together with their stratigraphic position and thickness in the upper catchment of the Vorz River.

Chronology

Artificial radionuclides

According to the ^{137}Cs and ^{241}Am profiles (Fig. 4), the fallout related to atmospheric nuclear tests started at about 13 cm depth (AD 1955) and culminate with the peak at about 10 cm (AD 1963) which reflects the most active 1961-1962 testing years (UNSCEAR, 2000). The sharp decrease above the peak probably corresponds either to the decrease of atmospheric nuclear tests from 1961-1962 to 1980, or to the reworking of older sediment by a seismic destabilisation.

The upper activity peak of ^{137}Cs at 7.5 cm, can be attributed to the accident of Chernobyl (AD 1986). The highest value of $^{137}\text{Cs}/^{241}\text{Am}$ profile is located above the ^{137}Cs peak and corresponds to a deposit triggered by a flood which may have washed down and concentrated ^{137}Cs Chernobyl fallout.

Historical lead contaminations

Whereas Pb shows significant downcore variations, Y concentrations are relatively constant along. This indicates that Pb variations are independent of the accumulation rate variations or rock weathering conditions. Peaks in Pb concentrations can thus be interpreted as anthropogenic contaminations. The uppermost peak is situated between AD 1963 and AD 1986 as determined by the radionuclide measurements (Fig. 4). This recent pollution corresponds to the maximal use of leaded gasoline in years 1973-1974 (e.g. Arnaud et al. 2004).

Older lead pollutions do not correspond to any well-known global contaminations in the literature. Their origin is therefore likely related to local pollution patterns. In the catchment area several old mining sites are known but neither their history nor period of functioning are well-constrained. At the moment we thus can not propose any dates for these older lead contaminations from historical sources.

Identification of historical earthquakes

The four spatially restricted deposits are interpreted as gravity-reworked sediments resulting from the destabilization of delta slopes, potentially by earthquakes. Altogether five earthquakes can theoretically be considered to have triggered these four layers (Fig. 1 and 5). Among them, the earthquake in AD 1839

is the most uncertain because its epicentre is not clearly defined - between 10 and more than 30 km from the lake, according to different sources (Rothe 1972). It was therefore not considered in the age-depth model. In addition, the two consecutive seism-triggered layers localized at 9 cm sediment depth in core BLB0704 can be dated to AD 1962 and AD 1963 which fits well with the ^{137}Cs peak of the atmospheric nuclear tests (Fig. 6). The four earthquakes (AD 1782, 1881, 1962 and 1963) were recognized as triggers of slope sediment destabilization in the region (Nomade et al. 2005; Guyard et al. 2007; Chapron et al. 2007) conforming their application as dating tool.

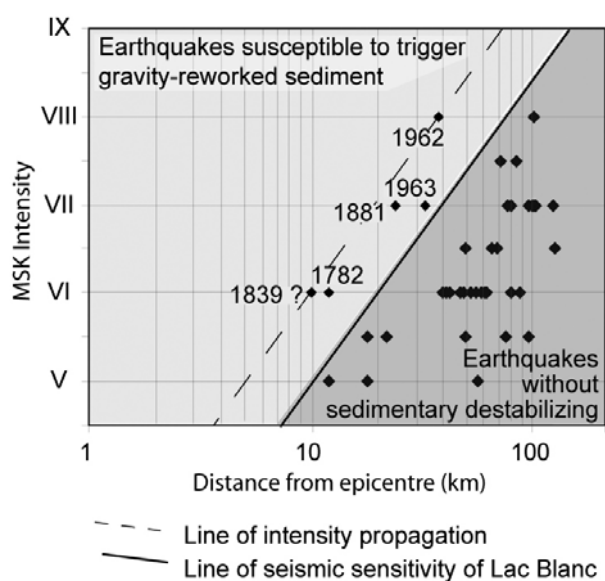


Fig 5 Plot of historic earthquakes in the vicinity of Lake Blanc (MSK intensity > V and distance < 110 km) in an intensity vs. distance diagram. The seismic sensitivity line separates the recorded from the non-recorded historical seismic events due to their distance/intensity relationship

Historical flood calendar

The uppermost identified flood layer is just below the sediment surface (Fig. 2 and 6). As the cores were retrieved in 2007, it is very likely that this deposit corresponds to the AD 2005 catastrophic flood event. Another large flood damaged the hydroelectric infrastructures and a road in the Vorz catchment in AD 1987. The discharge was similar as in 2005, but less solid material was mobilized during this event. A corresponding flood event layer was found at 6 cm sediment depth in core BLB0704 (Fig. 6) which fits well with the ^{137}Cs peak of the Chernobyl accident.

To correlate older flood events and their corresponding deposits, we used the flood calendar derived from historical documents in local and departmental archives (Allignol et al., 2008). Seventeen floods impacting the village of Sainte-Agnès are mentioned in these archives since AD 1748 (1748; 1831; 1851;

1852; 1852; 1906; 1912; 1924; 1933; 1939; 1948; 1986; 1987; 1989; 1991; 1996; 2005). After removing floods originating from other tributaries than the Vorz, we used the time constraints given by the historical earthquakes to assign these floods to their particular sedimentary counterparts.

The five floods between AD 1906 and AD 1948 could be allocated to the five flood deposits detected between the earthquakes of Allemond (AD 1881) and Corrençon-en-Vercors (AD 1962) (Fig. 7). The flood deposit associated with the AD 1948 event fits well with the beginning of the ^{137}Cs and ^{241}Am activities from the atmospheric nuclear tests (AD 1950). In the same way we associated the triplet of flood deposits located stratigraphically below the seismic deposit of Allemond with the three successive flood events of AD 1851 and 1852. The date of AD 1831 was correlated with the last major flood deposit prior to this triplet.

For the 18th century, local archives are very sparse and there is no flood date for the Vorz itself. The older proposed dates (AD 1740, 1748 and 1784) come from departmental archives and concern other rivers. However the major flood event of 1784 (Alp'Georisques 2006) happened just after the seism of 1782. The uncertainty of this date is therefore low. The dates of the two oldest events are coherent with a mean accumulation rate but have no time control and remain so uncertain.

Between dated flood deposits, mean sediment accumulation rates (between 0.4 and 2 cm/year for core BLB0701) were calculated in order to interpolate the age-depth model and to date flood layers which were not recorded in historic documents (Fig. 6C). The assigned dates of these floods can thus present an uncertainty of some years (up to +/- 5 years).

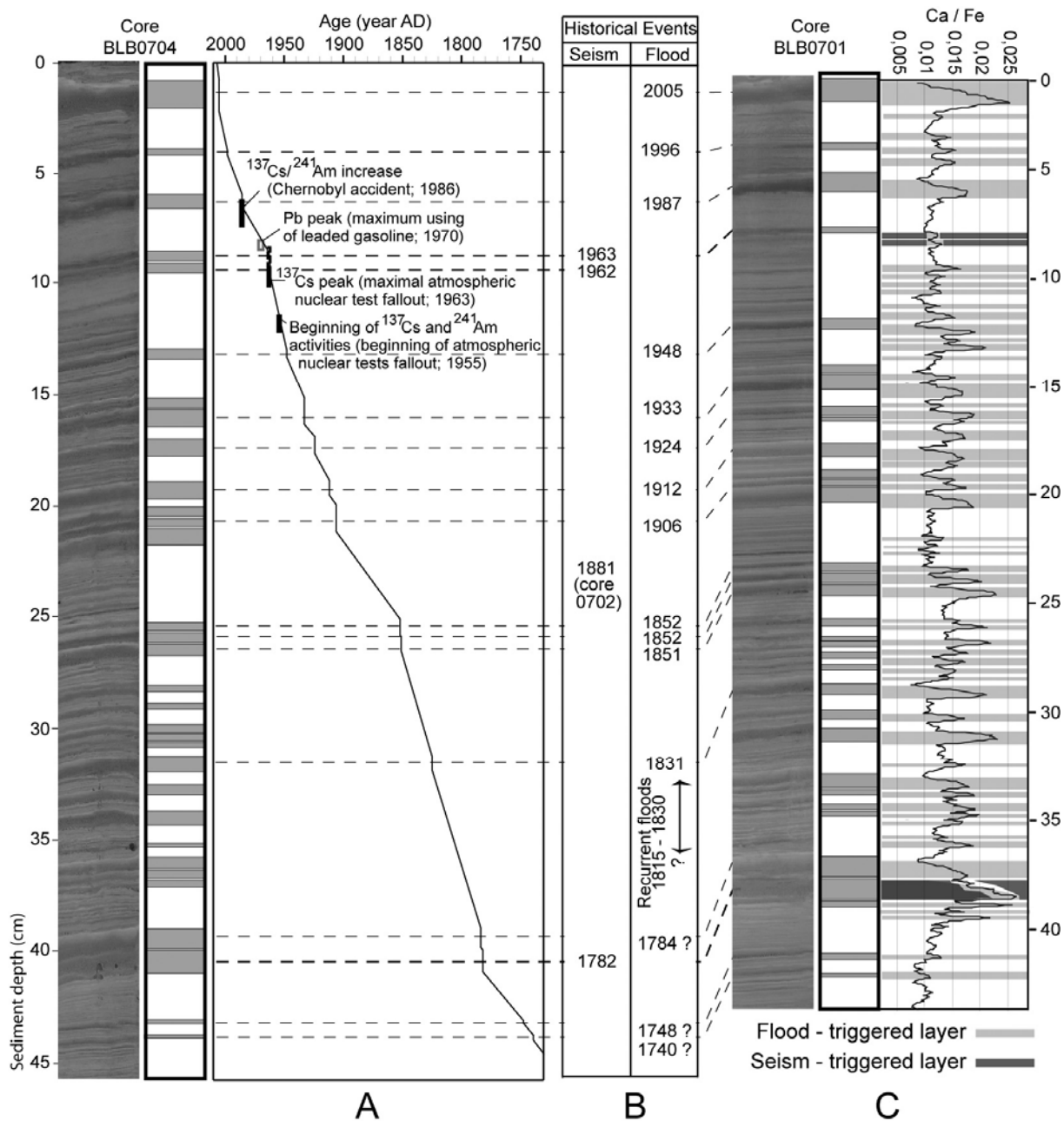


Fig 6 Age-depth relationship for core BLB0704 established from (A) radioactive tracers (^{137}Cs , ^{241}Am), Pb concentration and (B) historically documented earthquakes and floods. (C) Based on this age-depth model, all flood events recorded in the sediment core were dated

Discussion

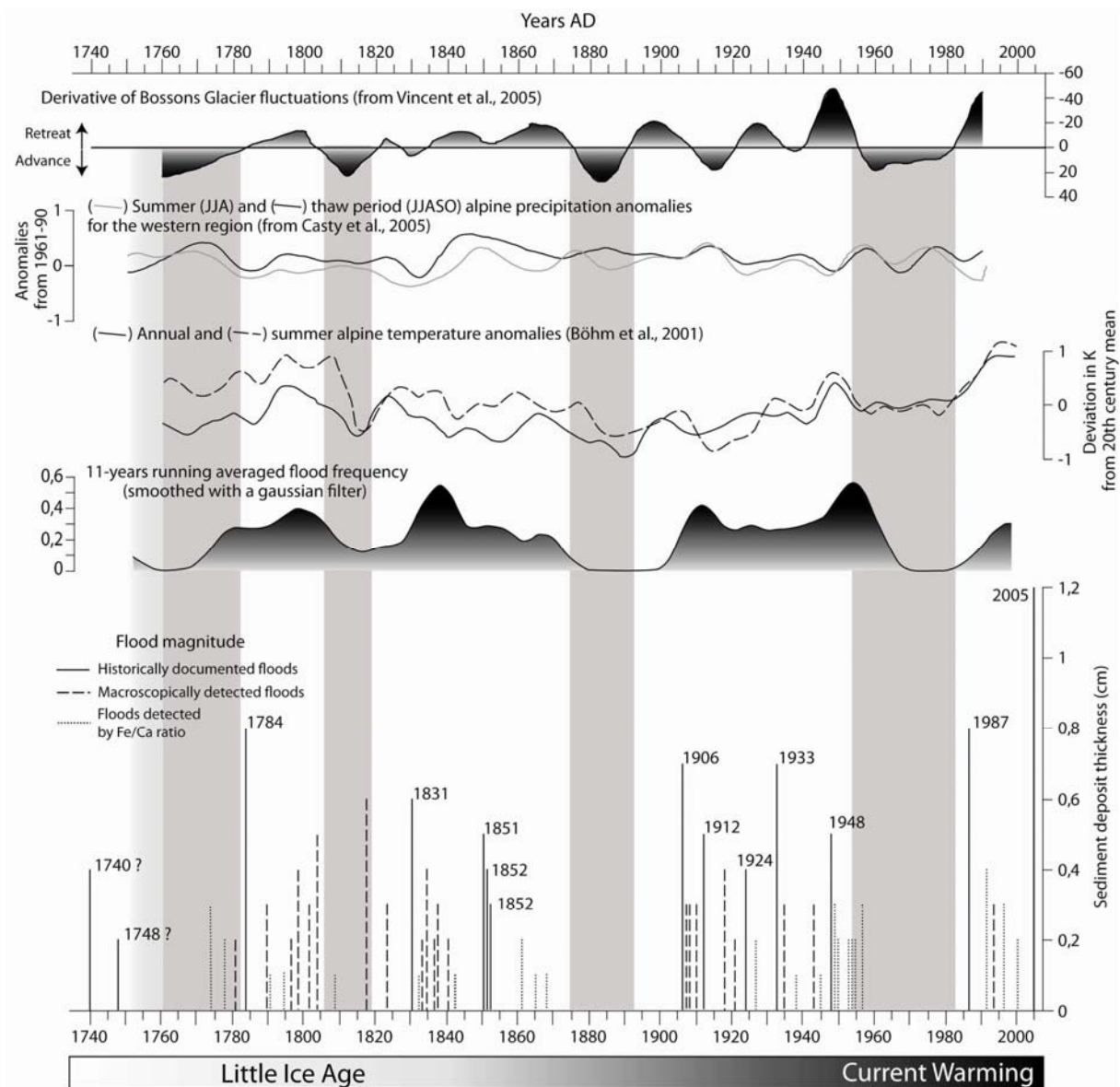


Fig 7 Calendar of the 56 Vorz flood deposits and flood frequency compared with the fluctuations of the Glacier of Bossons, the alpine annual and seasonal precipitation and temperature anomalies. All series are an 11-years running average smoothed with a gaussian filter. Each bar of the flood calendar represents one individual flood deposit with its thickness, interpreted here as the magnitude of the triggering flood event. The shaded zones correspond to the long-lasting periods of glacier advance

The high-altitude environment of proglacial Lake Blanc is characterized by steep slopes, the absence of vegetation and by the presence of a large complex of moraines. This vast quantity of detrital matter in the catchment represents an almost unlimited pool of easily erodible substrate which can be mobilized during heavy rainfall events and transported into the lake. Evidences of fluvial incision are located just upstream of the lake indicating that the dominant source area was unglaciated during most of the LIA. Therefore, the flood-triggered deposits can be interpreted as a direct effect of intense and/or long-lasting rainfall events. Furthermore the thickness of these deposits can be used to assess the magnitude of flood events (Nesje et al. 2001; Boe et al. 2006; Irmeler et al. 2006). Its high elevation and the absence of vegetation make Lac Blanc non-suited for grazing or other direct anthropogenic disturbance. Thus variations of

frequency and magnitude of the floods can be directly linked to climatic changes. Due to the high altitude, the catchment is covered by snow and the lake is frozen from November to May. During this period intense rainfalls will have virtually no effect on the transport of sediment and potential floods will not be recorded. As a result, recorded floods were only triggered in summer and autumn which corresponds to the period of the great majority of destructive alpine floods (Beniston 2006; Gaume et al. 2009).

From AD 1740 until now, the flood frequency shows large variations, between 0 and 6 events per decade with a mean of 2. The magnitude as assessed by the thickness of flood deposits ranges from 0.1 to 1.2 cm (Fig. 7). During the period of the LIA (prior to AD 1860) there are as much floods as during the 20th century and no general trend towards a decreasing or increasing frequency is apparent during those periods. However, after a first peak at the end of the 18th century, the maximum of frequency is reached just before the end of the LIA which is often associated with a high fluvial activity in the region (Bravard 2000; Baraille 2001; Coeur 2003; Simac 2006). Although during this period a large flood caused damages in the whole area of the north-west French Alps in AD 1856 (Coeur and Djerboua 2007), this event was not found in the lake sediment or in local archives of Sainte-Agnès. Thus this major event appears not to have affected high mountain areas suggesting that different climatic situations are triggering floods in low and high elevation site, respectively.

Flood frequency

The latest two periods of increased flood frequency occurred in the 1950s and 1990s. Simultaneously, the Bossons glacier (Massif de Chamonix / Mt. Blanc, ca. 100 km north-west of the study site) was rapidly retreating (Vincent et al. 2005). The 11-years running-mean flood frequency record (Fig. 7) presents similarities with seasonal and annual alpine temperatures (Böhm et al. 2001). A short time-lag of 5 years sometimes appears which can be partially due to age-depth model uncertainties. Between periods of flood activity, the calendar presents three unexpected and lasting periods without floods (AD 1750-1770, 1870-1900 and 1960-1980). They correspond to the three longest phases of glacier advance over the last 270 years, independently of any considerable decrease in temperature. This apparent relationship between flood frequency and glacier activity suggests a common climatic dependence at decadal time-scale such as it was previously introduced for longer periods by Llsat et al. (2005).

Flood magnitude

All of the strongest events (AD 1784, 1906, 1933, 1987 and 2005) occurred during long phases of glacier retreat, one during the Little Ice Age and four during the 20th century. Among the three most extreme

events (AD 1784, 1987 and 2005), two of them occurred during the last two decades. Our flood calendar shows finally that the 2005 flood was the strongest event over the last 270 years. The probability of occurrence of extreme events seems thus to increase following the progressive warming of the 20th century. This is particularly remarkable during the last two decades.

According to GCM predictions, climate warming will likely result in further increases in evaporation and precipitation, triggering in particular, an increase in the frequency and magnitude of floods (Milly et al 2002, Karl and Trenberth 2003). This trend is observed through the temperature-flood relationship of the Vorz catchment. The probability of occurrence of extreme events appears to have increase together with the progressive increase in temperature and the flood frequency seems to follow temperature variations at the decennial scale. However, despite a significant temperature increase since the 80s, the flood frequency presents a slight decreasing trend compared to the first half of the 20th century. This lower frequency may be a precursory trend of the decrease in summer flood frequency as simulated by Beniston (2006) and associated with a seasonal shift of mean and extreme precipitation from summer to winter and spring.

Summary and conclusion

This paper focuses on evolution of flash floods at high elevation from both natural and historical archives. The study of lacustrine sediments permitted us to reconstruct a detailed flood calendar for the last 270 years based on independent dating methods as well as by comparison with historical archive. The magnitude of each event is inferred from the thickness of the respective deposit. The obtained flood calendar represents 56 floods over the last 270 years with a thickness of its deposits ranging from 0.1 to 1.2 cm. Only 17 of these floods are mentioned in historical documents with no unbiased indication of their magnitude. Thus, the paleolimnological approach appears as an excellent way to assess variations of frequency and magnitude of flood activity in mountainous regions where instrumental records are rare and precipitation patterns can only poorly be modelled.

The comparison of the obtained flood calendar with alpine temperature, precipitation and glacier fluctuations suggests a relationship with torrential activity. No relationship was found with long-term precipitation records but a complex relationship with temperature seems to exist. The average flood frequency is comparable for the LIA and the 20th century with a common mean of two events per decade. However, on a decadal timescale, flood frequency seems to be related to temperature. However, decreases of temperature alone appear not to be sufficient to explain three prolonged periods (1750-1770, 1870-1900 and 1960-1980) characterized by a total absence of floods. These periods correspond to three lasting glacier advance phases and suggest a climatic relationship between glacier fluctuations and flood activity at high altitude at a multi-decennial scale.

We showed that the probability of occurrence for extreme flood events increased with a long term temperature rise; only one during the LIA (1784; i.e. 0.7 per century), two during the first half of the 20th century (1906 and 1933; i.e. 4 per century) and two during the last decades (1987 and 2005; i.e. 10 per century). Moreover, the two latter events were the strongest for the last 270 years and the magnitude of the 2005 event is much higher than all other recorded floods. These results support the hypothesis of an increase of heavy rainfall events due to the enhancement of the hydrologic cycle in the context of global warming, which will be particularly damageable in mountain areas.

Acknowledgments

B. Wilhelm's work is supported by a grant from the Assemblée des Pays de Savoie and the Communauté de Communes des Balcons de Belledonne. Logistical and financial supports were brought in the framework of the scientific programmes Vorz, founded by the Communauté de Communes des Balcons de Belledonne and Pygmalion, founded by the French National Research Agency (ANR). Authors are particularly grateful to the Sainte Agnes' mayor who launched the Vorz programme and brought valuable help for field campaigns. Authors are grateful to Prof. Bernd Zolitschka who kindly permitted the access to the Geopolar XRF core scanner device.

References

Allignol F, Arnaud F, Champagnac J.D, Delannoy JJ, Deline P, Fudral S, Paillet A, Ployon E, Ravanel L, Saulnier GM, Wilhelm B (2008) Etude intégrée du bassin versant du Vorz (Belledonne, Isère) consécutive à la crue des 22 et 23 août 2005. Rapport scientifique, Laboratoire EDYTEM, Le Bourget du Lac, 202 p.

Appleby PG, Richardson N, Nolan PJ (1991) 241Am dating of lake sediments. *Hydrobiol* 214:35–42

Arnaud F, Lignier V, Revel M, Desmet M, Pourchet M, Beck C, Charlet F, Trentesaux A, Tribovillard N (2002) Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova* 14:225–232

Arnaud F, Revel-Rolland M, Winiarski T, Chapron E, Desmet M, Tribovillard N, Givelet N (2004) History of lead contamination in Northern French Alps from distant lake sediment records, *J Environ Monit* 6:448-456

Baraille S (2001) Les crues dommageables dans le bassin de la Haute Durance (Hautes-Alpes, France), recensement depuis le XIV^{ème} siècle; signification climatique; facteurs météorologiques et prévisions. Thèse soutenue à l'Université de Savoie

Beniston M, Diaz HF, Bradley RS (1997) Climatic change at high elevation sites: an overview. *Clim Change* 36:233 - 251

Beniston M (2006) August 2005 intense rainfall event in Switzerland: Not necessarily an analog for strong convective events in a greenhouse climate. *Geophys Res Letters* 33:L05701

Beniston M, Stephenson DB (2004) Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. *Glob Planet Change* 44:1-9

Benito G, Lang M, Barriendos M, Llasat MC, Francés F, Ouarda T, Thorndycraft VR, Enzel Y, Bardossy A, Coeur D, Bobée B (2004) Use of Systematic, Palaeoflood and Historical Data for the Improvement of Flood Risk Estimation, Review of Scientific Methods. *Nat Hazards* 3:623–643

- Blass A, Anselmetti FS, Ariztegui D (2003) 60 years of glaciolacustrine sedimentation in Steinsee (Sustenpass, Switzerland) compared with historic events and instrumental meteorological data, *Eclogae Geol Helv* 96(1):59–71
- Boe AG, Olaf Dahl S, Lie O, Nesje A (2006) Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene* 16(3):445–455
- Böhm O, Wetzel KF (2006) Flood history of the Danube tributaries Lech and Isar in the Alpine foreland of Germany. *Hydrol Sci J* 51(5):784–798
- Böhm R, Auer I, Brunetti M, Maugeri M, Nanni T, Schöner W (2001) Regional temperature variability in the European Alps: 1760–1998 from homogenized instrumental time series. *Int. J Climatol* 21:1779–1801
- Brazdil R, Pfister C, Wanner H, Von Storch H, Luterbacher JR (2005) Historical climatology in Europe – the state of the art. *Clim change* 70:363–430
- Bravard JP (2000) Le comportement hydromorphologique des cours d'eau au Petit Age Glaciaire dans les Alpes Françaises et leurs piémonts. 25ème Journées scientifiques du GFHN, Meudon, 105–110
- Bronstert A (2003) Floods and Climate Change: Interactions and Impacts, *Risk Anal* 23(3):545–557
- Casty C, Wanner H, Luterbacher J, Esper J, Böhm R, 2005, Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *Int J Climatol* 25:1855–1880
- Chapron E, Beck C, Pourchet M, Deconinck JF (1999) 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova* 1:86–92
- Chapron E, Faïn X, Magand O, Charlet L, Debret M, Mélières MA (2007) Reconstructing recent environmental changes from proglacial lake sediments in the Western Alps (Lake Blanc Huez, 2543 m a.s.l., Grandes Rousses Massif, France). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 252: 586–600
- Coeur D (2003) La maîtrise des inondations dans la plaine de Grenoble (XVIIe-XXe siècle) : enjeux techniques, politiques et urbains. Thèse soutenue à l'University Pierre Mendès France de Grenoble
- Cœur D and Djerboua A (2007) La Crue de 1856 : reconstitution et analyse d'un événement hydrologique de référence. *La Houille Blanche* 2:27–37
- Di Lauro A, Fernex F, Fierro G, Ferrand JL, Pupin JP, Gasparro J (2004) Geochemical approach to the sedimentary evolution of the Bay of Nice (NW Mediterranean sea). *Cont Shelf Res* 24:223–239
- Edouard JL (1994) Les lacs d'altitude dans les Alpes françaises, contribution à la connaissance des lacs d'altitude et à l'histoire des milieux montagnards depuis la fin du Tardiglaciaire. Thèse soutenue à l'University J. Fourier de Grenoble
- Faure G (1986) Principles of isotope geology. John Wiley & Sons, New York p. 286
- Frei C, Schär C (2001) Detection probability of trends in rare events: theory and application to heavy precipitation in the alpine region. *J Clim* 14:1568–1584
- Frei C, Schöll R, Fukutome S, Schmidli J, Vidale PL (2006) Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models, *J Geophys Res-Atm* 111, D06105, DOI: 10.1029/2005JD005965
- Gaume E, Bain V, Bernardara P, Newinger O, Barbuc M, Bateman A, Blaškovicová L, Blöschl G, Borga M, Dumitrescu A, Daliakopoulos I, Garcia J, Irimescu A, Kohnova S, Koutroulis A, Marchi L, Matreata S, Medina V, Preciso E, Sempere-Torres D, Stancalie G, Szolgay J, Tsanis I, Velasco D, Viglione A (2009) A compilation of data on European flash floods. *J Hydrol* 367:70–78
- Gilli A, Anselmetti FS, Ariztegui D, McKenzie JA (2003) A 600-year sedimentary record of flood events from two sub-alpine lakes (Schwendiseen, Northeastern Switzerland). *Eclogae Geol Helv* 96(1):49–58
- Grieser J, Beck C, Rudolf B (2005) The Summer Flooding 2005 in Southern Bavaria – A Climatological Review. *Klimastatusbericht* 2005:168–173

- Guyard H, Chapron E, St-Onge G, Anselmetti FS, Arnaud F, Magand O, Francus P, Melières MA (2007) High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif), *Quat Sci Rev* 26:2644-2660
- Huntigton TG (2006) Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *J Hydrol* 319:83-95
- Irmeler R, Daut G, Mäusbacher R (2006) A debris flow calendar derived from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy). *Geomorphol* 77:69-78
- Jaun S, Ahrens B, Walser A, Ewen T, Schär T (2008) A probabilistic view on the August 2005 floods in the upper Rhine Catchment. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 8:281-291
- Jasper K, Gurtz J, Lang H (2002) Advanced flood forecasting in Alpine watersheds by coupling meteorological observations and forecasts with a distributed hydrological model. *J Hydrol* 267:40-52
- Karl T.R, Trenberth K.E (2003) Modern Global Climate Change. *Sci* 302:1719-1723
- Kieffer A, Bois P (1997) Variability of the statistical characteristics of extreme rainfall values in the French Alps. *Rev Sci Eau* 2:199-216
- Lambert J, Levret-Albaret A (1996) Mille ans de séismes en France. Ouest Editions, Nantes, 79 pp
- Lignier V (2001) Les sédiments lacustres et l'enregistrements de la paléosismicité, étude comparative de différents cas dans le Quaternaire des Alpes Nord-Occidentales et du Tien-Shan Kyrghyze. Thèse soutenue à l'University de Savoie
- Llsat MC, Barriendos M, Barrera A, Rigo T (2005) Floods in Catalonia (NE Spain) since the 14th century. Climatological and meteorological aspects from historical documentary sources and old instrumental records. *J Hydrol* 313:32-47
- Lotter AF, Lemcke G (1999) Methods for preparing and counting biochemical varves. *Boreas* 28(2):243-252
- Milly PCD, Wetherald RT, Dunne KA, Delworth TL (2002) Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nat* 415:514-517
- Moreno A, Valero-Garcés BL, Gonzales-Sampériz P, Rico M (2008) Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *J Paleolimnol* 40:943-961
- Mulder T, Cochonat P (1996) Clasification of offshore mass movements. *J Sedimentol Res* 66(1):43-57
- Nesje A, Olaf Dahl S, Matthews JA, and Berrisdorf MS (2001), A ~4500 years of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjoen, eastern Norway. *J Paleolimnol* 25:329-342
- Nomade J, Chapron E, Desmet M, Reyss JL, Arnaud F, Lignier V (2005) Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France). *Terra Nova* 17: 350-357
- Passega R (1964) Grain-size representation by CM patterns as a geological tool. *J Sediment Petrol* 34(4), 830-847
- Prudent-Richard G, Gillet M, Vengeon JM, Descotes-Genon S (2008) Changements climatiques dans les Alpes : Impacts et risques naturels. Rapport Technique de l'O.N.E.R.C., 99 pp
- Renberg I, Bindler R, Bränvall ML (2001) Using the historical atmospheric lead-deposition record as a chronological marker in sediment deposits in Europe. *The Holocene* 11(5):511-516
- Rothe E (1972) *Annales de l'Institut de Physique du Globe, 3e Partie géophysique. T. IX*, University Louis Pasteur, 134 pp.
- Siegenthaler C, Sturm M (1991) Die Häufigkeit von Ablagerungen extremer Reuss-Hochwasser. Die Sedimentationsgeschichte im Urnersee seit dem Mittelalter, In: Ursachenanalyse der Hochwasser 1987. Ergebnisse der Untersuchungen. *Mitteilungen des Bundesamtes für Wasserwirtschaft* 4:127-139.

An assessment of reference conditions and recent history of Lake Bourget using subfossil chironomids, diatoms remains and organic matter analysis.

Millet Laurent¹, Giguët-Covex Charline², Verneaux Valérie¹, Druart Jean-Claude³ and Arnaud Fabien²

¹Laboratoire de Chrono-Environnement, UMR 6249 CNRS, UFR Sciences et Techniques, Université de Franche-Comté, 25030 Besançon cedex, France.

²Laboratoire EDYTEM, UMR 5204 CNRS, CISM, Université de Savoie, 73376 Le Bourget du Lac cedex, France.

³Laboratoire CARRTEL, UMR INRA, Station d'Hydrobiologie Lacustre, 75 avenue de Corzent, BP 511, 74203 Thonon-les-Bains Cedex, France.

Abstract

The paper deals with the ability of paleolimnological proxies (i.e. chironomid and diatom remains, organic matter analysis) to reconstruct the recent history of a large alpine lake (Lake Bourget) and define its own reference state in the sense of the European Framework Directive. The study at low resolution of subfossil chironomids in a long core covering the last 2.5 kyrs showed a remarkable stability of the deep community until the beginning of the 20th century when the oxyphilous taxa totally disappeared. Focusing on this key period, a high resolution and multiproxy study of two short cores revealed a progressive evolution of the lake ecological state. Until 1880 AD, Lake Bourget showed low organic matter content in deep sediments (TOC less than 1%) and a well oxygenated hypolimnion allowing the development of the oxyphilous chironomid fauna. Diatom communities were characteristic of oligotrophic conditions. Around 1880 AD, the slight increase in the TOC content of deep sediments was the first sign of changes in the lake conditions. It was followed by a minor change in diatom community around 1900 AD and the disappearance of two chironomid oxyphilous taxa around 1910 AD. The 1940's was a turning point in the lake history. From this date, diatom assemblages and high content of well preserved planktonic organic matter gave evidence of strong eutrophication i.e. excess of nutrient inputs. A permanent hypolimnetic anoxia was revealed by the absence of deep chironomid communities. From 1995 to 2006 AD, the diatom assemblages suggested a reoligotrophisation of Lake Bourget in accordance with available instrumental data on phosphorus. Nevertheless, any change of hypolimnion benthic conditions has been showed by neither the organic matter content nor the subfossil chironomid deep communities. Using this paleolimnological approach, the reference state based on chironomid, diatom assemblages and organic content in the sediment was defined from the sediment section older than 1880 AD. Until 2006, the good ecological state in the sense of the Water Framework Directive, i.e. conditions similar to these reference conditions, has still not been restored in Lake Bourget.

Key-words: subfossil chironomids, subfossil diatoms, organic matter, eutrophication, European Framework Directive, reference state, lake.

Introduction

The ecological state of most European lakes has been strongly affected by human activities during the last century. Among the anthropogenic disturbing factors, the increase in nutrient level due to intensified agriculture and urbanization has led to severe eutrophication of many European lowland large lakes. Considering the severity of the situation, the European Parliament has given in the Water Framework Directive (WFD) first priority to the achievement of “good ecological quality” in all surface waters by 2015. Ecological quality is assessed by the degree to which present-day conditions differ from reference conditions. The WFD gives several methods for the establishment of reference conditions in lakes including development of spatial network, expert judgment and modelling. Paleology and paleolimnology approaches are clearly designated as suitable methods (European Union 2000; Bennion & Battarbee, 2007).

Lake Bourget is the largest natural French lake and is an important economic, touristic and ecological pole in the region. The sparse observations available before the 1950's suggest an oligotrophic state. The lake became strongly eutrophicated in the early 1970's under the influence of a large anthropogenic increase in nutrient inputs. At present-day, chemical monitoring indicates that the lake has recovered an oligo- to mesotrophic state thanks to a remediation plan achieved in 1980 and involving the sewage treatment and diversion of waste waters. Given the lack of detailed instrumental data before the 1970's, we have developed a paleolimnological study of sediment cores from Lake Bourget. This approach is based on the combined study of indicators of benthic conditions in the deep zone of the lake (i.e. chironomid assemblages and organic matter in the sediment) together with indicators of pelagic conditions (i.e. subfossil diatoms). Diatom frustules are often abundant and well preserved in sediments. Among the various paleo-indicators, diatom assemblages are one of the most widely used proxy for the reconstruction of recent eutrophication history from lake sediment archive (Clerk et al., 2000; Meriläinen et al., 2000). Chironomid or non-biting midges are important components in abundance and diversity of lake benthos. The long persistence of chironomid remains (head capsules) in the sediment allows reconstructing past assemblages after extraction and identification. Several studies have demonstrated the value of subfossil chironomid record from stratified lakes for reconstructing changes in hypolimnetic conditions and more especially oxygen conditions (Little et al., 2000; Brodersen & Quinlan, 2006). The study of organic geochemistry using rock-eval pyrolysis in lacustrine records provides information about sediment organic matter sources (allochthonous vs autochthonous), production magnitude and efficiency of mineralization processes (e.g. Jacob et al., 2004).

Using this paleolimnological strategy, our aim was to (1) reconstruct the lake benthic and pelagic responses to the recent trophic history of Lake Bourget (2) define the pre-eutrophication state of diatom and chironomid communities that could reflect reference conditions in a large deep lake. The ultimate goal of this paper is to promote the combination of pelagic (diatom) and benthic (chironomid and OM) proxies in such paleolimnological approach.

Study site

Lake Bourget (45°45'N; 5°52'E) is a large (45 km²), deep (145 m) hard-water lake located in the north-western French Alps at 232 m a.s.l. (Fig. 1). The lake is monomictic: following the summer and autumn stratification, the overturn occurs in winter (generally in February). The depth of the water mixing depends on the meteorological conditions of winter. Complete overturn of the water column is achieved only during years with especially cold winter.

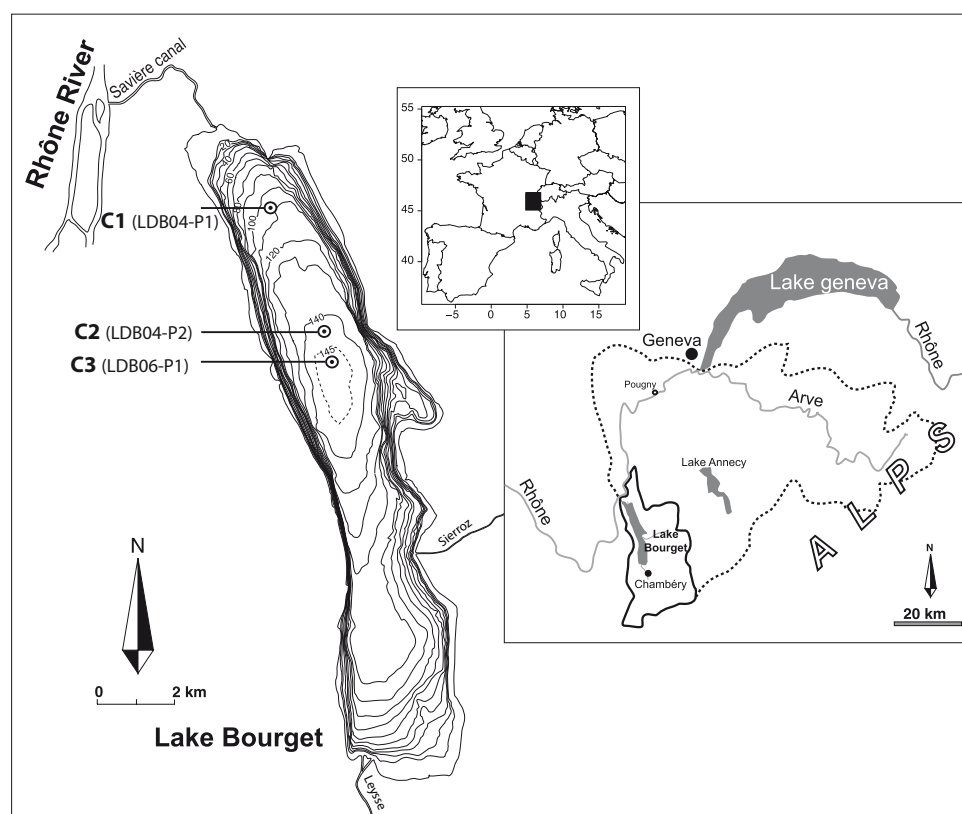


Figure 1: Location of the study site

The size of the catchment of Lake Bourget is 580 km². In addition to small permanent inlets (Laysse and Sierroz) the Rhone River acts intermittently as main tributary (Fig. 1). Water usually flows from Lake Bourget to the Rhone through the Canal de Savières. However, during floods of Rhone River the current reverses and river water flows into the lake (Fig. 1) and the watershed surface shifts then up to 2,000 km². Lake Bourget is located in the vicinity of two

medium size cities (Chambéry and Aix les Bains) totalizing 400 000 inhabitants-equivalents. Based on physico-chemical and biological (diatoms) data acquired during the period 1933-42, Hubault (1947) described the lake as “oxygen-rich” and oligotrophic. During the following period, the lake suffered from eutrophication due to inputs of industrial and domestic sewage and cultural practices. Algal blooms were first noticed in 1952-53 (Laurent, 1970). In 1981, chemical monitoring indicated Total Phosphorus (TP) concentrations of 150 µg/L at winter overturn. After the diversion of the main waste water discharges at the beginning of the eighties, TP winter concentrations were gradually reduced to 24 µg/L in 2006.

Methods

Sediment cores and chronology

In 2004, a core (LDB04-P2) was retrieved at 100 m water depth with a 3 m long UWITEC piston corer operated from a barge at the lake surface (Fig.1). A 14 m continuous composite sequence was established from two series of overlapped 3 m long sections (Debret et al. in press). The chronology of this long sediment core was built upon 14 radiocarbon dates and was already presented in details by Debret et al. (in press). For the present study, we have analyzed 22 samples along the first 4 m, which represented the last 2.5 kyrs according to the age/depth model (Fig. 2). Two sediment units were identified along this section of the record (Fig. 2):

- a laminated unit (0 - 9 cm) is characterized by an alternation of dark and very light grey laminae and may results from the eutrophication of the lake initiated in the middle of 20th century (Debret et al. in press).

- a non-laminated unit (9 - 400 cm) is characterized by a dark grey colour and is made of carbonates and silty clays.

In 2004 and 2006, two short sediment cores (LDB04-P1, length 44 cm; LDB06, length 50 cm) were taken at the sediment water interface in the lake deepest part (145 m), where the laminated unit was known to be particularly thick (Fig. 2). Three lithological units were distinguished within these short cores (Giguet-Covex et al., in press):

- a laminated unit (LU) (0-19.0 cm and 0-15.1 cm in cores LDB04-P1 and LDB06, respectively) consists of alternating white, light-grey and dark-grey/brown laminae.

- a transition unit (TU) (19.0-26.4 cm and 15.1-21.0 cm, respectively) is characterized by the alternation of laminated and indistinctly laminated sediments.

- a non-laminated unit (N-LU) (below 26.4 and 21.0 cm, respectively) is marked by light grey and homogenous sediment. It is predominantly composed of carbonate particles and silts/clays.

Both short cores have been precisely correlated except for one homogenous deposit which is present only in core LDB06 (8.8-10.1 cm, ca 1975) but not in LDB04-P1 and may correspond to an instantaneous deposit. This layer was excluded from our analyses. The chronology of

core LDB04-P1 is based on a combination of radionuclide analysis (^{137}CS and ^{210}Pb) and varve counting along LU and TU (Fig. 2). More details about the dating procedure and the age/depth model making have been published in the previous paper of Giguet-Covex et al. (in press). The chronology of cores LDB06 is based on the visual counting of varves along LU and TU and was validated from the lithological correlation with LDB04-P1 (Fig. 2).

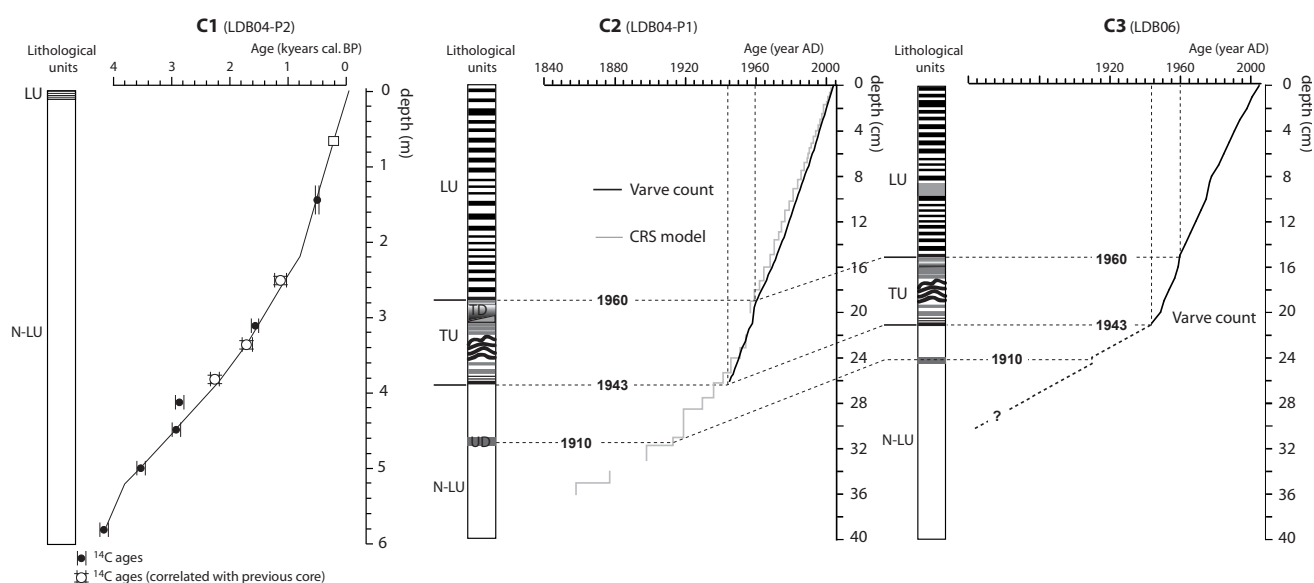


Figure 2: Core correlations and chronologies.

Sample preparation and analysis

Diatom assemblages have been studied along core LDB04-P1 in contiguous samples retrieved every centimeter. Standard techniques involving hot H_2O_2 (30%) and HCl (10%) treatment were applied for diatom preparation (Battarbee, 1986; Renberg, 1990). Identification and enumeration of diatoms were done under a light microscope with phase-contrast optics at $1000\times$ magnification. Diatom taxonomy followed largely the European freshwater diatom flora (Krammer and Lange-Bertalot, 1986–1991). On average, 482 valves were identified and enumerated per sample. In an underflow deposit (from 31 to 31.7 cm) associated to an exceptional Rhone flood event in 1910, the valve counts were very low (below 60).

Chironomid remains have been analyzed at low resolution in core LDB04-P2 (22 samples) whereas a higher resolution (1cm intervals, 42 samples) was achieved along core LDB06. Chironomid head capsules (HC) were extracted from the sediment following the procedure described by Walker (2001). Identification of specimens to the genus or species group level was performed according to Wiederholm (1983) and Brooks et al. (2007). The designation ‘type’ indicates that the taxon is morphologically similar to a specific species described in the literature.

For diatom and chironomid assemblages, the relative abundance of each taxon as a percentage of the total number of specimens was calculated in each sample. Only taxa occurring in at least two samples, with a maximum relative abundance of more than 2%, were included for further analysis. Stratigraphic diagrams of the relative abundance of taxa were produced using the software packages TILIA and TILIA-Graph (Grimm, 1991). Stratigraphies were divided into zones by Coniss (Grimm, 1991) with the software ZONE (Lotter & Juggins, 1991). The number of statistically different biozones was assessed using the broken stick model as described by Bennett (1996).

Total Organic Carbon (TOC) contents and Hydrogen Index (HI) values were determined in core LDB06 (1cm intervals, 32 samples) using Rock-Eval[®] pyrolysis (Espitalié et al., 1985a; 1985b) with a model 6 device (Vinci Technologies). The analyses were carried out on 50 to 100 mg of crushed samples under standard conditions. TOC (%) accounts for the quantity of organic carbon present in the sediment. HI is the amount of hydrocarbonaceous products released during pyrolysis (in mg HC.g⁻¹ TOC). OI corresponds to the quantity of carbon dioxide relative to the TOC (in mg CO₂.g⁻¹ TOC).

Results

Changes in chironomid fauna during the last 2,5 kyrs (Core LDB04-P2)

An average of 42 HC per sample was found in the record LDB04-P2 (936 chironomid remains in 22 samples). Nevertheless, this mean value hides variability within the record. Whereas more than 40 HC were found in most of the samples below 130 cm (ca 1500 AD), counts were very low (i.e comprised between 8 and 30 HC/sample) in the 4 youngest samples.

Two significant chironomid assemblage zones (LDB04-CZ1 and LDB04-CZ2) were identified by the stratigraphically constrained cluster analysis from the main changes in chironomid assemblages (Fig. 3).

All samples below 5 cm (before ca 1965 AD) were included in LDB04-CZ1 (21 of the 22 samples). During the biozone, chironomid assemblages were rather stable and dominated by *Micropsectra*, *Macropelopia*-type, and *Paracladopelma* (Fig. 3). LDB04-CZ1 was also characterized by the sporadic occurrence of *Heterotrissocladius*, *Tanytarsus lugens*-type, *Procladius* and *Microtendipes* (Fig. 3). The genera *Micropsectra*, *Heterotrissocladius* and *Paracladopelma* exhibit a preference for oxygen-rich environment (Quinlan & Smol, 2001; Brodersen et al., 2004). *Micropsectra* was often encountered in sediment of the deep zone of large oligo-mesotrophic prealpine lakes (Starnberger See, Gerstmeier, 1989; Bodensee, Reiss, 1968). In Lake Geneva, when the lake was oligotrophic (prior to 1963), the deep zone (down to 310 m) was characterized by a chironomid fauna dominated by *Micropsectra*, *Paracladopelma*, *Macropelopia* and *Tanytarsus lugens* (Lods-Crozet et Lachavanne, 1994). Chironomid assemblages during LDB04-CZ1 shared the same dominant taxa and appeared similar to pre-

eutrophication community in the deep zone of Lake Geneva.

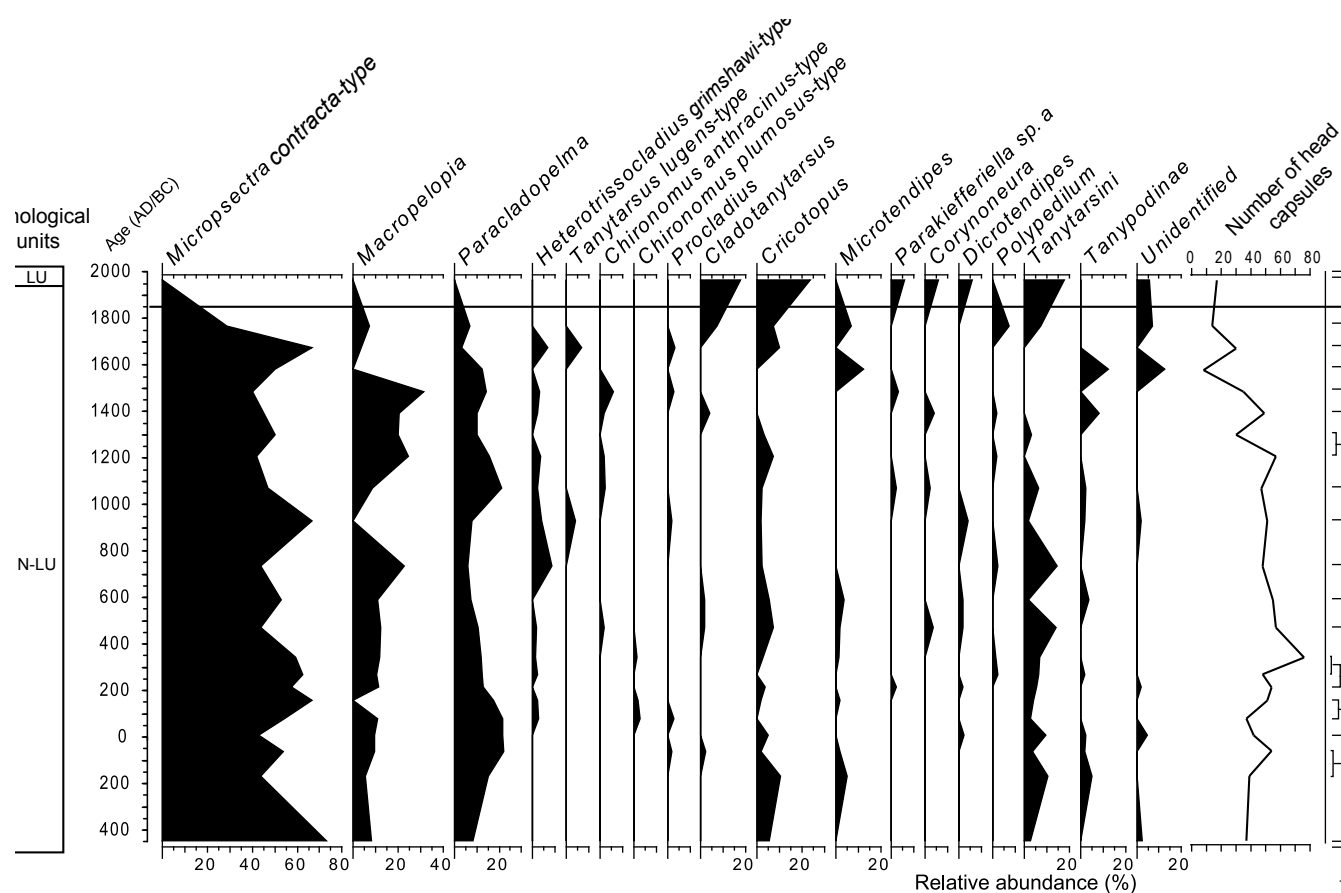


Figure 3: Chironomids assemblages since 400 BC.

At the end of LDB04-CZ1, a short transition phase might be recognized from the rapid drop in *Micropsectra*, *Macropelopia* and *Paracladopelma*, and the concurrent increase in *Cladotanytarsus* and *Cricotopus* relative abundance (Fig. 3).

The single sample of LDB04-CZ2 exhibited a strong change in the chironomid fauna. *Micropsectra*, *Macropelopia*-type, *Paracladopelma*, *Heterotrissocladus* totally disappeared whereas *Cricotopus*, *Cladotanytarsus mancus*-type, and other *Tanytarsini* dominated the community (Fig. 3). *Cladotanytarsus mancus*-type was reported as a typical component of the littoral fauna in lakes (Brundin, 1949, Reiss, 1968). At the genus level *Cricotopus* is eurytopic and can be found in a large diversity of habitats (Cranston et al., 1983; Brooks et al., 2007) but its distribution is usually restricted to the littoral and sublittoral zones of large prealpine lakes (Reiss, 1968; Lods-Crozets & Lachavanne, 1993).

In summary, the LDB04-P2 chironomid record displayed fairly stable chironomid assemblages during the last 2,5 kyrs. This fauna was analogue to the deep community of large oligotrophic prealpine lakes in Europe like Lake Geneva. After a short transition period, the former fauna abruptly disappeared in the mid XXth century and subfossil assemblages were almost exclusively composed of remains originating from littoral and sublittoral zones.

A multiproxy focus on the last century (cores LDB04-P1 and LDB06)

The age/depth model based on radionuclides analysis and varve counting showed that LDB04-P1 and LDB06 sediment cores were suitable for a chronological focus on the last century (Fig. 2). The study of Chironomid, diatom remains and organic matter aimed to assess the timing and the limnological processes involved in the disappearance of the original deep chironomid fauna.

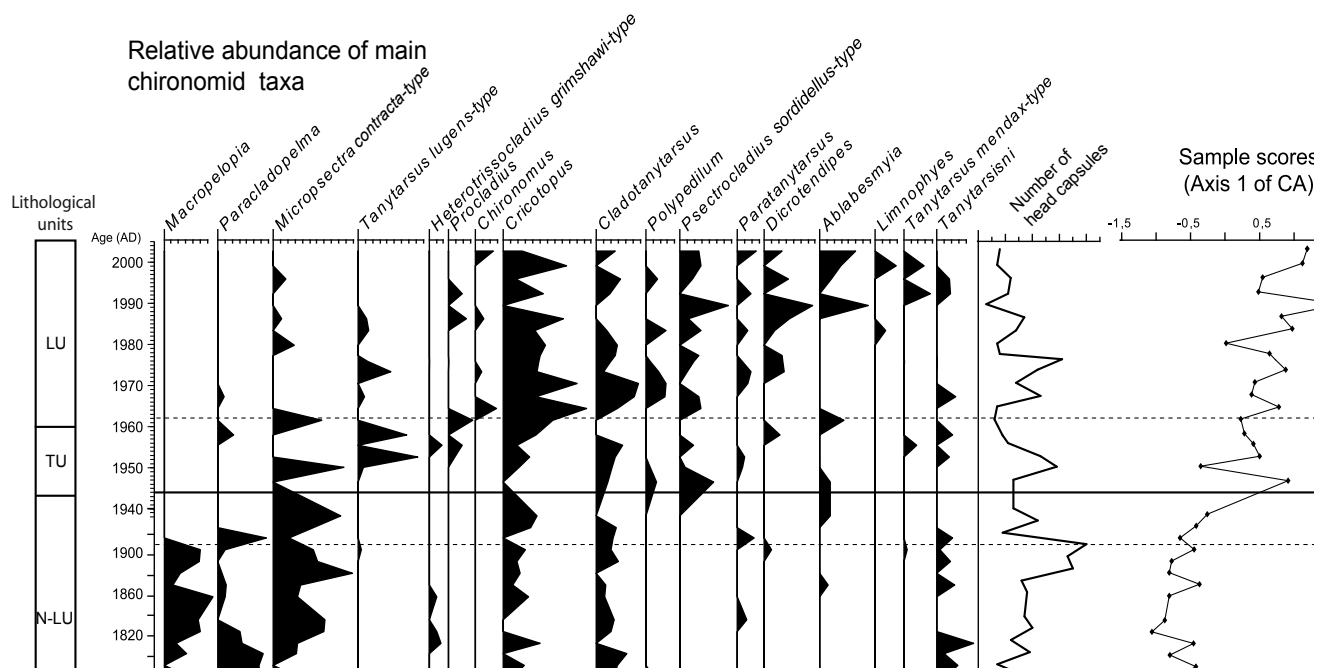


Figure 4: Chironomids assemblages: zoom over the last centuries.

The chironomid record (LDB06)

Core LDB06 was characterized by low concentrations of chironomid HC. The number of HC counted per cm thick sample fluctuated between 3 and 40 (mean=17) throughout the record. These counts are far from the minimum of 50 remains usually recommended for paleoenvironmental reconstruction using chironomids (Walker, 2001). The following results and their interpretation should then be cautiously taken, at least in a first step.

Stratigraphically constrained cluster analysis revealed two distinct biozones (LDB06-CZ1 and LDB06-CZ2) within the chironomid record from core LDB06 (Fig. 4).

LDB06-CZ1 was dominated by *Micropsectra*, *Paracladopelma* and *Macropelopia*. The remainder of the fauna included *Heterotrissocladius*, *Cricotopus* and *Tanytarsini*. This biozone may be seen as equivalent to biozone LDB04-CZ1 previously described. The fauna was dominated by oxyphilous taxa like *Micropsectra* and *Paracladopelma*: it corresponded to the original fauna of the deep zone of Lake Bourget before the lake eutrophication. The end of

LDB06-CZ1 is preceded by the early disappearance of *Macropelopia* around 1910 AD followed by the decline of *Paracladopelma* in 1920 AD.

The onset of LDB06-CZ2 occurred around 1943 AD and was concomitant to the appearance in the sediment of more or less well preserved laminations (TU and LU). The assemblages were dominated by *Cricotopus*, *Cladotanytarsus*, *Psectrocladius*, *Dicrotendipes* and *Ablabesmyia* whose larvae preferentially colonize the littoral and sublittoral zones of large lakes (Brundin 1949; Reiss 1968). *Tanytarsus lugens*-type appeared during LDB06-CZ2 and *Micropsectra* was still encountered. These two oxybiontic taxa (e.g. Quinlan & Smol, 2001) were abundant only at the beginning of the biozone (until ca 1960 AD). This phase was also marked by rather low percentages of *Cricotopus*.

Changes in chironomid assemblages may be well summarized by a stratigraphic plot of the sample scores along axis 1 of a correspondence analysis (Fig.4). Samples with lowest scores were characterized by the original oxyphilous deep fauna, whereas at highest scores, were found samples marked by the strong predominance of littoral remains.

The shift from an original deep zone fauna to the preponderance of littoral remains in the assemblages was dated at ca 1943 thanks to our age/depth model (Fig. 4). Before the LDB06-CZ1/CZ2 transition, an increase in sample scores might be noticed between ca 1910 and 1943 AD. This trend corresponded to the disappearance of *Paracladopelma* and *Macropelopia* and the slight increase in *Cricotopus* relative abundance at the end of LDB06-CZ1. During LDB06-CZ2, a continuous trend in chironomid assemblages should be recognized from bottom to top (Fig. 4). A limit could tentatively be placed at ca 1960 AD from the stratigraphic changes in the relative abundance of *Micropsectra*, *T. lugens*-type and *Cricotopus* as described above (Fig. 4).

Organic matter (LDB06)

Total Organic Carbon (TOC) fluctuated between 0.5 to 2.5 % of dry sediment, whereas Hydrogen Index (HI) and Oxygen Index (OI) varied from 100 to 500 mg HC.g⁻¹ TOC and 120 to 380 mg CO₂.g⁻¹ TOC, respectively (Fig. 5). TOC content depends not only on autochthonous OM productivity and allochthonous OM inputs, but also on OM degradation in the water column and sediments. The HI and OI indexes are controlled by the type (i.e. the source) and the degree of degradation of the OM. It may be used to assess main variations in OM quality of lacustrine-deposit (Talbot & Livingstone, 1989; Meyers & Lallier-Vergès, 1999; Jacob et al., 2004). HI high value and OI low value are mainly due to a large contribution of aquatic (e.g. phytoplankton) organic material in the total sediment OM (Ramanampisoa & Disnar, 1994; Meyers & Teranes, 2001). However, oxidation of this aquatic material can entail a decrease of the HI and an increase of OI (Meyers & Teranes, 2001; Jacob et al., 2004). The 3 following zones can tentatively be distinguished in the LDB06 record from bottom to top (Fig. 5):

From ca 1740 to 1880 AD (LDB06-OZ1), the TOC percentages were rather stable and remained

at low values (mean 0.7 %). The period is also characterized by a low HI (mean value 110 mg HC.g⁻¹ TOC) and high OI (mean 450 mg CO₂.g⁻¹ TOC), which is the typical signature of terrigenous-derived woody organic matter and/or may result from bacterial degradation and oxidation of autochthonous (algal) organic material.

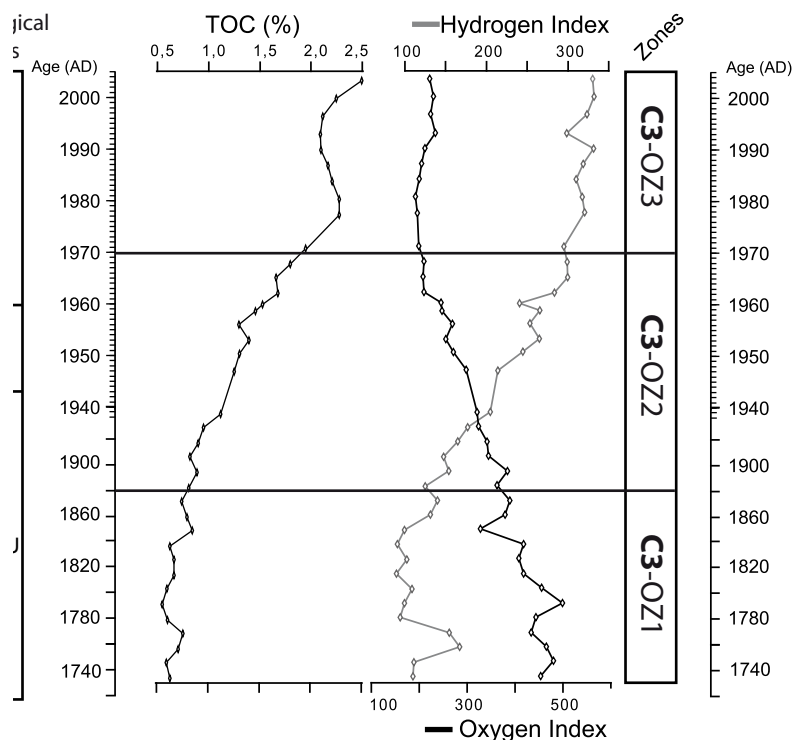


Figure 5: TOC (%), Hydrogen Index (HI), Oxygen Index (OI) evolution during the last centuries.

From ca 1880 to 1970 AD (LDB06-OZ2), the TOC percentages and HI values increased continuously from 1 to 1.7 % and from 110 to 260 mg HC.g⁻¹ TOC, respectively (Fig. 5). IO curve displayed the inverse variation with a continuous decrease from 450 to 140 mg CO₂.g⁻¹ TOC. A possible interpretation of the rise in HI (and decrease in OI) could be the addition of increasing amounts of algal-type organic matter, in a more or less good state of preservation to a background of around 0.7 % of organic matter with low HC content (Ramanampisoa & Disnar, 1994).

From ca 1970 to 2006 AD (LDB06-OZ3), TOC reached 2.5% (mean 2.20 %). Both OI and HI remained stable around a mean value of 220 mg CO₂.g⁻¹ TOC and 330 mg HC.g⁻¹ TOC, respectively (Fig. 5). Following our previous hypothesis, these results implied that the period might thus be characterized by a constant and high deposition of rather well-preserved organic material originating from algal production. This assumption is substantiated by the decrease in TOC/N ratio in TU and LU (Giguet-Covex et al, in press). Indeed, after 1943, TOC/N stabilized between 8 and 12, the typical range for fresh algal material (Meyers and Terranes 2001).

The diatom record (LDB04-P1)

The diatom stratigraphy exhibited a characteristic succession of assemblages that was found in many other alpine and prealpine lakes under the influence of increasing nutrient concentrations (e.g. Lotter, 2001). Four diatom assemblage biozones (LDB04-DZ1 to DZ4) were identified throughout the diagram (Fig. 6).

LDB04-DZ1 (from ca 1850 to 1942 AD) was characterized by high relative abundance of small and medium-sized centric diatoms of the genus *Cyclotella* (Fig. 6). *C. cyclopuncta* and *C. cf comensis* were the dominant taxa. Assemblages were completed by *C. ocellata*, *C. distinguenda*, *C. pseudostelligera*, *C. radiosa* and *Amphora pediculus*. These taxa are usually found in lakes with low nutrient level (Lotter et al., 1997; Bigler et al., 2007). Diatom assemblages during LDB04-DZ1 suggested the prevalence of oligo- to mesotrophic conditions prior to 1943 AD in Lake Bourget.

The relative abundance of *C. cyclopuncta*, *C. comensis* and other *Cyclotella* species characteristic of the previous biozone decreased during LDB04-DZ2, whereas percentages of taxa with much higher trophic optima like *Stephanodiscus minutulus*, *Fragillaria crotonensis* increased (Fig. 6). These changes in diatom assemblages led to the deduction of a progressive rise in nutrient availability in lake water between ca 1943 and 1960 AD.

LDB04-DZ3 (ca 1960-1994 AD) was marked by the preponderance of taxa commonly found in eutrophic lakes. *Cyclotella* species disappeared whereas *S. minutulus* (relative abundance up to 80 %) and *F. crotonensis* (≈ 15 %) strongly dominated. *Stephanodiscus neoastraceae* and *Asterionella formosa* also developed during the biozone (Fig. 6).

During LDB04-DZ4 (ca 1994-2004 AD), diatom assemblages returned to a composition roughly analogue to LDB04-DZ2 (Fig. 6). The emblematic changes were the decrease in relative abundance of *S. minutulus*, a typical form of eutrophic lakes and the converse increase in percentages of *C. cyclopuncta* with lower trophic optimum.

The succession of diatom community might be summarized by the stratigraphic changes of sample score along axis one of a correspondence analysis (Fig. 6). The curve depicted the main changes in assemblages composition as previously described, but also suggested subtle changes during LDB04-DZ1 (between ca 1900 and 1943 AD) where a first subzone could be tentatively differentiated from higher relative abundance of *C. cyclopuncta*, *C. ocellata*, *C. radiosa* and lower percentages of *F. crotonensis*.

Discussion

Origin of chironomid fossil remains

In deep stratified lakes, the interpretation of subfossil chironomid assemblages collected from the deepest part of the lake must take into account the origin of chironomid remains to avoid possible biased in the reconstruction of hypolimnetic conditions. Several studies suggested that the bathymetric distribution of fossil head capsules is roughly similar to the distribution

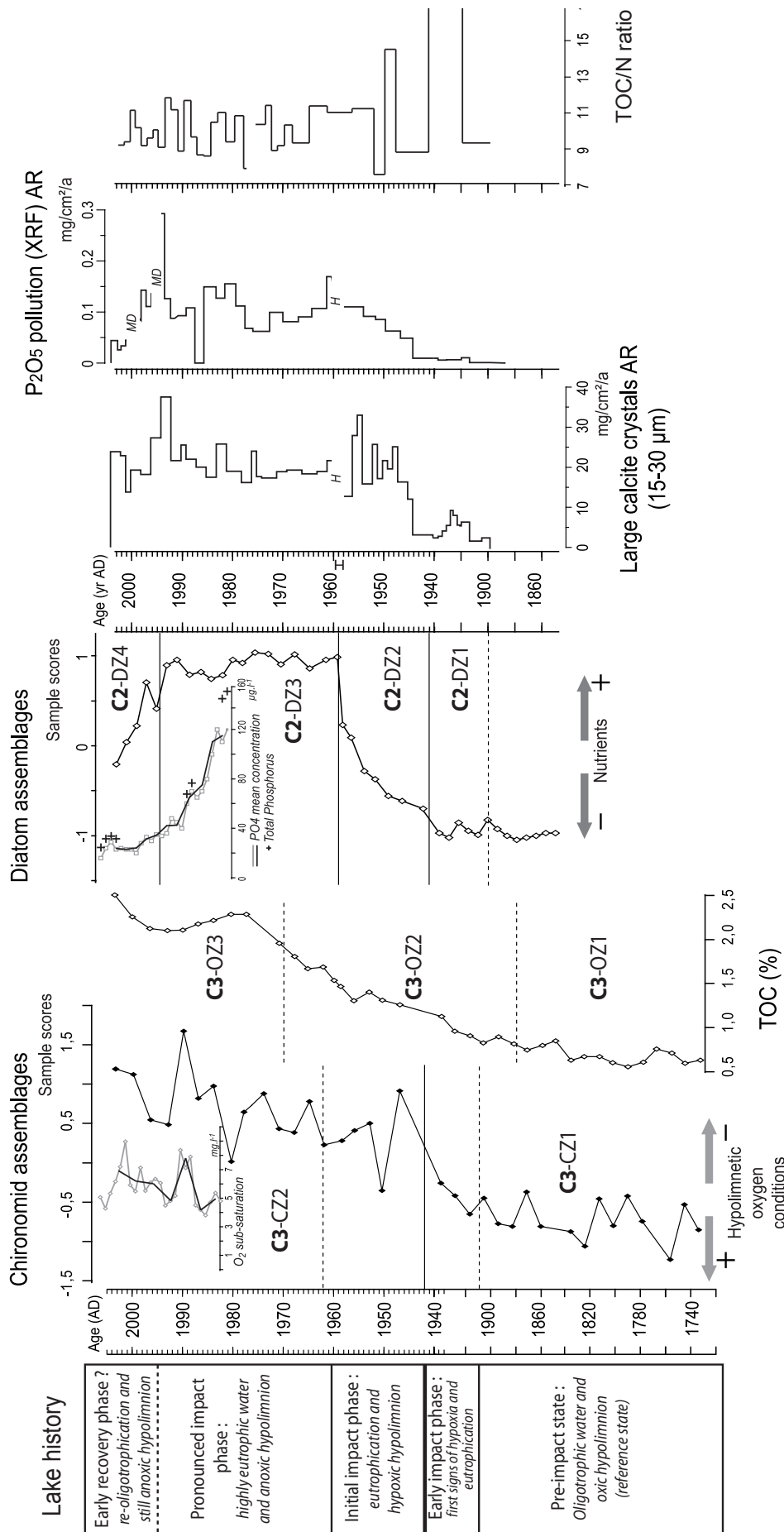


Figure 7: comparison between proxies of oxygen conditions in the hypolimnion (chironomid assemblages, TOC (%), nutrient inputs (Diatoms, accumulation rate of large calcite crystals and P₂O₅ pollution). Instrumental data of PO₄ concentration and O₂ sub-saturation since 1980 are also represented.

of the living larvae. A large part of remains eroded from littoral habitats seemed to deposit preferentially in the sediment at the thermocline depth (Iovino, 1975; Brodin, 1986). In Lake Bourget, the fossil assemblages taken in the deepest part of the basin may be then used to reconstruct hypolimnetic conditions. Nevertheless, other studies showed a still possible re-deposition of littoral and sublittoral remains in the deepest part of deep stratified lake (Kansanen, 1985; Schmäh, 1993). During LDB06-CZ1 and LDB04-CZ1, fossil assemblages dominated by *Micropsectra*, *Macropelopia* and *Paracladopelma* were analogue to the typical fauna of deep stratified perialpine lakes before the eutrophication of the 20th century (e.g. Lods-Crozet et Lachavanne, 1994). In the sixties, *Micropsectra*, *Macropelopia* and *Tanytarsus lugens*-type colonized the deepest part (i.e. 300 m) of Lake Geneva (Lods-Crozet and Lachavanne, 1994). During biozone CZ1, the influence of littoral remains on assemblage composition seemed to remain relatively limited. On the contrary, during LDB06-CZ2, assemblages were strongly dominated by subfossil remains washed from littoral and sublittoral zones like *Cricotopus*, *Cladotanytarsus*, *Psectrocladius*, *Dicrotendipes* and *Ablabesmyia* (Fig. 3 and 4). Consequently, these last taxa, which represented from 50 to 100 % of the fossil assemblages, should be ignored for the reconstruction of hypolimnetic conditions. During the zone, the deep chironomid fauna was probably limited to low densities of *Micropsectra*, *Tanytarsus lugens*-type or even absent during some more or less long period.

Deep chironomid succession and changes in hypolimnetic oxygen conditions

In lakes, a great variety of biotic and abiotic conditions are known to potentially affect chironomid communities. Among limnological variables, major possible influencing factors are oxygen conditions (Verneaux and Aleya, 1998), trophic level (Saether, 1979), humic status (Brinkhurst, 1974), type of substrate and habitat (Gandouin et al., 2006) and temperature (Barley et al., 2006). In the bottom of stratified lakes like Lake Bourget, oxygen supply and food quantity and quality are commonly regarded as having a determinative influence on the deep chironomid fauna (Little et al., 2000; Lods-Crozet & Lachavanne, 1994; Heinis and Davids, 1993). The sensibility of the bottom community to changes in oxygen availability proceeds from differential behavioural and/or physiological adaptations of the taxa to survive under more or less harsh hypoxia (int Panis et al., 1996; Heinis & Crommentuijn, 1992).

Since the chironomid assemblages of LDB04-CZ1 and LDB06-CZ1 were composed of oxyphilous taxa such as *Micropsectra*, *Paracladopelma*, *Heterotrissocladius*, it is obvious that favorable oxygen conditions prevailed in the hypolimnion from at least 500 BC to ca 1943 AD. Nevertheless, slight changes in the deep fauna suggested the beginning of a first limited degradation in oxygen conditions at ca 1910 AD. The 40's are a turning point in the history of deep chironomids and in the hypolimnetic oxygen conditions. From 1943 onwards, the rapid decline of the most oxyphilous taxa and the recurring disappearance of deep fauna led to the deduction of harsh hypoxia or complete anoxia in the hypolimnion. Still important presence of some

oxybiontic taxa suggested the prevalence of less harsh hypoxia until ca 1960. The stratigraphic curve of sample scores along axis one of a correspondence analysis can be considered as a good figure of these main changes in chironomid assemblage composition and consequently may represent the evolution in oxygen conditions in the hypolimnion of Lake Bourget (Fig. 7). The relevance of this reconstruction of hypolimnetic oxygen conditions is supported by the significant positive correlation between sample scores along axis 1 of the CA and TOC percentages (Fig. 7). In stratified lakes, the intensity of hypolimnetic oxidative processes is often proportional to the amount of organic matter reaching the hypolimnion from the upper zones of the lakes (Wetzel, 2001). The prevalence of hypoxic conditions from 1943 onwards assumed from chironomid is attested by the presence of more or less preserved lamination in the sediment. Indeed, the laminated parts of the core were associated with anoxic conditions (Giguet-Covex et al., in press). Between 1943 and 1960, the hypothesis of less harsh hypoxic conditions is also supported by the less distinct laminae in the sediment of TU. The reliability of our oxygen estimation is further substantiated by the correspondence found between samples scores and instrumental data available about oxygen condition in the hypolimnion (hypolimnetic subsaturation during the winter overturn, Fig 7). Est-ce que tu as un R²?

Diatom succession and changes in nutrient concentration

In lake, the controlling factors of diatom composition are mainly physical (e.g. temperature, light) and chemical (e.g. nutrients, pH and dissolved silica). A relationship between nutrients and diatoms commonly demonstrated in modern data set (Lotter et al., 1997; Bigler et al., 2007) as well as in lake sediment record (Lotter, 1998) testifies the influence of nutrient changes on diatom succession. Therefore, diatom is one of the most used proxy to reconstruct past nutrient concentrations from lake archives. In Lake Bourget, changes in nutrient concentration were assumed the main controlling factor on diatom succession even if other chemical (Si/P ratio) and biological factors may have also impacted the diatom communities. The stratigraphic plot of sample scores along axis one of a CA (Fig. 6 and 7) synthesizes this diatom assemblage succession and may be regarded as an outline of the major changes in nutrient level in the water column. The progressive nutrient enrichment in Lake Bourget depicted by our results between 1943 and 1960 is supported by the first observation of algal blooms in 1952-1953 (Laurent, 1970). The previous sedimentological study of core LDB06 showed a synchronous increase in the accumulation rate of large calcite crystals interpreted as evidence of a dramatic rise in the trophic state of the Lake between 1943 and 1960 (Fig. 7, Giguet-Covex et al., in press). The high nutrient concentration suggested after 1960 by our results is also coherent with the first study of the trophic state of Lake Bourget in 1969, which showed that the lake was eutrophic at that time (Balvay, 1969). Evidences of strong eutrophication were also found between 1970 and 1993 from the study of sedimentological proxies in Lake Bourget sediment (Fig. 7, Giguet-Covex et al. in press). In close agreement with the diatom succession, a drop

in sedimentological indicators of eutrophication was also observed since 1993 (Fig. 7, Giguet-Covex et al. in press).

Instrumental data on mean orthophosphate and total phosphorus (TP) concentrations in the water column during the winter overturn are available since 1981. Orthophosphates were measured every year, whereas TP monitoring was discontinuous (Fig 7). From 1981 to 1983, orthophosphate concentration was stabilized around $120 \mu\text{g.l}^{-1}$ (Fig. 7). In 1984, the PO_4^{3-} concentration started to continuously decline and reached $16 \mu\text{g.l}^{-1}$ in 2006. The sparse data on TP concentration suggest a parallel trend: it decreased from the highest values in 1982 ($150 \mu\text{g.l}^{-1}$) to lower values in 2006 ($24 \mu\text{g.l}^{-1}$). The available data on phosphorus validates the decrease in nutrient concentration suggested by the diatom succession in the last part of the record (Fig. 7). Nevertheless, whereas chemical measurements indicated the onset of the re-oligotrophisation at 1984, the change in diatom community started at ca 1994, i.e. 10 years later. Phytoplankton response to oligotrophication has been often found delayed (Sas, 1989). Composition and production of phytoplankton often does not exactly follow the chemically determined trophic status of lakes during re-oligotrophication phases (Dokulil & Teubner, 2005). Little et al. (2000) found a 5 years long time-lag between the decline in nutrients and the diatom response at Gravenhurst Bay (Canada). Unfortunately, data of the present study does not allow disentangling the complex limnological processes involved in the hysteresis in diatom community behavior.

Lake recent history: Hypolimnetic oxygen, trophic status and causal factors

The positive correlation between our reconstruction of oxygen conditions (chironomid sample scores on Axis 1 of a CA) and TOC in the sediment (Fig. 7) suggested the dominant influence of the organic matter amount reaching the lake bottom on hypolimnetic oxygen. This relationship is commonly found in deep stratified lakes (Wetzel, 2001), where increase in organic matter in the sediment lead to oxygen depletion due to biological and/or chemical oxidative processes. In Lake Bourget, the big shift around 1943 from oxic to hypoxic/anoxic conditions coincided with increase in the accumulation of algal organic matter in the sediment as indicated by TOC, HI and OI values. This excess in autochthonous material and the subsequent oxygen depletion may originate from an increase in planktonic production in the upper zone of the water column. This assumption is further strengthened by the diatom succession, which indicated a contemporaneous increase in nutrient level in the pelagic zone (Fig. 7). Minor changes in chironomids, diatoms and OM were also concordant. From ca 1910 to 1943 AD, the first signs of oxygen depletion inferred from chironomids corresponded to increase in accumulation of planktonic organic matter and an early increase in nutrient deduced from diatom succession (Fig. 7). From ca 1943 to 1960, the less harsh hypoxia than during the following period matched also with a transitional phase within the OM and diatom records (Fig. 7).

The increase in nutrient is most probably the main causal factor of changes in Lake Bourget

trophic functioning during the last century. Throughout the Holocene, the detrital input from the Rhone was the main source of phosphorus in Lake Bourget (Arnaud, 2003). From 1943, new additional sources of phosphorus were evidenced by a change in the slope of the linear regression between percentages of Al_2O_3 (taken as a proxy for Rhone flood intensity) and phosphorus archived in the sediment core (Fig. 7, Giguet-Covex et al., in press). Undoubtedly, the origins of these additional nutrients were industrial and urban waste water and diffuse nutrient loading from agricultural practices. Giguet-Covex et al. (in press) showed that the Rhône and permanent tributaries (Leyse and Sierroz rivers) were important contributors of nutrient pollution to Lake Bourget. Monthly measures of phosphate concentrations taken at Pougny (Fig. 1) indicated constant high nutrient level (ca 300 $\mu g.l^{-1}$) in the Rhone water during the seventies (Giguet-Covex et al., in press). In 1980, the diversion of the main waste water discharges resulted in the reduction in total phosphorus winter concentration in the lake. As discussed above, a positive effect of this remediation plan was detected within the diatom record after a 10 years long delay, whereas deep chironomid community (and hypolimnetic oxygen) did not show any sign of recovery until 2006. An analogue decoupled response between the pelagic and benthic proxies was already evidenced at Gravenhurst Bay (Little et al., 2000).

Other environmental factor may have also played a less important role on hypolimnetic oxygen. Lake Bourget is monomictic with a tendency to meromixis. In such lakes, an incomplete renewal of oxygen in lower strata during the overturn leads to enhanced oxygen depletion during the following stratification period (Wetzel, 2001). Since the complete water mixing during the overturn needs cold winter, changes in meteorological conditions during winter may then exert an influence on hypolimnetic oxygen conditions in Lake Bourget. The study of chironomid along the 2500 years long record of LDB04-P2 suggested the prevalence of favorable (good) oxygen conditions during this time window yet marked in the Alps by several changes in climate conditions with the succession of the Roman Warm Period, the Dark Age Cold Phase, the Medieval Warm Period and the Little Ice Age (e.g. Holzhauser et al., 2005; Millet et al., 2009). Centennial-scale climate changes seemed to have then a minor impact on oxygen conditions in the hypolimnion of Lake Bourget. Influence of climate may be limited to high frequency (inter-annual) variability in oxygen. The analytical resolution of LDB04-P2 is certainly not high enough to track such rapid fluctuations. The importance of climate changes may be also enhanced during the eutrophication period (i.e. the last 60 years). Indeed, determinant effect of meromixis on hypolimnetic oxygen may be reached when the organic matter highly accumulated in the sediment. In case of very low organic matter accumulation, like in Lake Bourget before the 19th century, climatically driven meromixis would probably have reduced effect on oxygen conditions in the hypolimnion.

Giguet-Covex et al. (in press) have also assumed a possible influence of Rhone river floods on hypolimnetic conditions of Lake Bourget. Water flowing into the lake from the Rhone may have supplied oxygen to the hypolimnion via two processes: (i) the waters of the Rhone are rich in oxygen; therefore, the underflows enrich the bottom waters in oxygen, (ii) the input of water

from the Rhone favor mixing of the water column, thus oxygen-depleted bottom waters are replaced by shallower oxygen-rich waters as suggest for Lake Geneva by Loizeau and Dominik (2000). The course of the Rhone has undergone several important changes since the 19th century due to embankment and hydroelectric power generation. Eight dams have been built since 1870's between the Lake Geneva and the Canal de Savières. These changes have probably reduced the Rhone flood intensity and/or the river suspension load since 1850's (Revel-Rolland et al., 2005). The first slight changes in deep chironomid were dated around 1910 according our age/depth model. Nevertheless, impact of the anthropogenic changes in Rhone floods can not be discriminated from the influence of the early increase in organic matter accumulation (increase in TOC during LDB06-OZ2, Fig. 7). During the eutrophication period (post 1943 AD), the potential influence of Rhone flood events was dual. The punctual positive impact on hypolimnetic oxygen conditions was counterbalanced by the input of nutrient leading to a worsening of eutrophication processes (Giguet-Covex et al. in press).

Assessment of a reference state of Lake Bourget

The chironomid record of LDB04-P2 showed that until the end of the 19th century, the fauna was at its reference state i.e. was similar to the fauna found during the preceding 2,5 kyrs. Since deep chironomid fauna is mainly controlled by hypolimnetic oxygen conditions which are considered here as the trophic functioning resultant, this period is also suitable for the definition of a reference state of Lake Bourget. Our study showed that this period is easily reached by a short (around 40 cm) sediment core taken in the deepest part of Lake Bourget.

The multiproxy study of core LDB06-P1 and LDB04-P1 led to the definition of pre-eutrophication state of diatom, chironomid communities and organic matter in the sediment, which should be taken as targets for remediation purpose. Our results substantiated the relevance of the paleolimnological approach for the assessment of reference conditions for modern lakes (Bennion & Battarbee, 2007; Hübener et al., 2009). The importance of combining the study of algal and benthic communities with chemical diagnostic of trophic state was also underlined by our results. In Lake Bourget, chemically derived assessment of trophic status would lead to the definition of an oligo-mestrophic status, which could be considered close to a good ecological state of the lake. Differently, our paleolimnological approach build on the combined study of pelagic and benthic communities showed that lake ecosystem is far to a complete and satisfying recovery. Even if diatom succession suggested a trend toward its reference state, chironomid communities, which were still extirpated from the deepest part, indicated still anoxic hypolimnion. These results pointed out the complementarities of diatom remains, a classical proxy in paleolimnological assessment of lake reference conditions and recent history (Bennion et al., 2004; Bigler et al. 2007) with deep chironomid assemblages considered as hypolimnetic condition indicators.

References

- Arnaud, F., 2003. Signature climatique et anthropique dans les sédiments Holocènes des Lacs du Bourget et d'Anterne (nord-ouest des Alpes) Paleohydrologie et contamination au plomb- Thèse de Doctorat, Université de Lille http://www.epoc.ubordeaux.fr/ASF/theses/2003/ARNAUD_2003.pdf
- Balvay, G., 1969. Aperçu sur l'état des trois grands lacs savoyards. *Revue de l'institut Pasteur de Lyon* 1: 431-441.
- Barley, E.M., I.R. Walker, J. Kurek, L.C. Cwynar, R.W. Mathewes, K. Gajewski & B.P. Finney, 2006. A northwest North American training set: distribution of freshwater midges in relation to air temperature and lake depth. *Journal of Paleolimnology* 36: 295-314.
- Battarbee, R. W., 1986. Diatom analysis. In B. E. Berglund (ed.), *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. J. Wiley, Chichester: 527-570.
- Bennett, K.D., 1996. Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence. *New Phytologist* 132: 155-170.
- Bennion H. & R. Battarbee, 2007. The European Union Water Framework Directive: opportunities for palaeolimnology. *Journal of Paleolimnology* 38: 285-295.
- Bennion, H., J. Fluin & G.L. Simpson, 2004. Assessing eutrophication and reference conditions for Scottish freshwater lochs using subfossil diatoms. *Journal of Applied Ecology* 41: 124-138.
- Bigler, C., L. von Gunten, A.F. Lotter, S. Hausmann, A. Blass, C. Ohlendorf & M. Sturm, 2007. Quantifying human-induced eutrophication in Swiss mountain lakes since AD 1800 using diatoms. *The Holocene* 17: 1141-1154.
- Brinkhurst, R.O. 1974. *The benthos of Lakes*. Macmillan Press Ltd, London.
- Brodersen, K.P. & R. Quinlan 2006. Midges as palaeoindicators of lake productivity, eutrophication and hypolimnetic oxygen. *Quaternary Science Reviews* 25: 1995-2012.
- Brodersen, K.P., O. Pedersen, C. Lindegaard & K. Hamburger 2004. Chironomids (Diptera) and oxy-regulatory capacity: An experimental approach to paleolimnological interpretation. *Limnology and Oceanography* 49: 1549-1559.
- Brodin, Y.W., 1986. The postglacial history of Lake Flarken, southern Sweden, interpreted from subfossil insect remains. *Internationale Revue der Gesamten Hydrobiologie* 71: 371-432.
- Brooks, S.J., P.G. Langdon & O. Heiri, 2007. The identification and use of Palaeartic Chironomidae larvae in palaeoecology. *Quaternary Research Association Technical Guide* 10.
- Brundin, L., 1949. Chironomiden und andere Bodentiere der Südschwedischen Urgebirgsseen. *Institute of Freshwater Research, Drottningholm, report* 30.
- Clerk S., R. Hall, R. Quinlan & P.J. Smol, 2000. Quantitative inferences of past hypolimnetic anoxia and nutrients level from a Canadian Precambrian Shield lake. *Journal of paleolimnology* 23: 319-336.
- Cranston, P.S., D.R. Oliver & O.A. Saether, 1983. The larvae of Orthoclaadiinae (Diptera: Chironomidae) of the Holarctic region - Keys and diagnoses. *Entomologica Scandinavica Supplement* 19: 33-110.

Debret, M., E. Chapron, M. Desmet, M. Rolland-Revel, O. Magand, A. Trentesaux, V. Bout-Roumazielle, J. Nomade & F. Arnaud, in press. North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France and possible relations with Mont-Blanc glaciers fluctuations. *Quaternary Science Reviews*

Dokulil, M.T. & K. Teubner, 2005. Do phytoplankton assemblages correctly track trophic changes? – An assessment using directly measured and palaeolimnological data. *Freshwater Biology* 50: 1594-1604.

Espitalié, J., G. Deroo & F. Marquis, 1985a. La pyrolyse Rock Eval et ses applications. 2de partie. *Revue Institut Français Petrole* 40: 755-784.

Espitalié, J., G. Deroo & F. Marquis, 1985b. La pyrolyse Rock Eval et ses applications. 3ème partie. *Revue Institut Français Petrole* 41: 73-89.

European Union, 2000. Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy. *Official Journal of the European Communities* L327: 1-72.

Gandouin E, A. Maasri, B. Van Viet-Lanoë & E. Franquet, 2006. Chironomid (Insecta: Diptera) assemblages from a gradient of lotic and lentic waterbodies in river floodplains of France: a methodological tool for paleoecological applications. *Journal of Paleolimnology* 35: 149-166.

Gerstmeier, R., 1989. Phenology and bathymetric distribution of the profundal chironomid fauna in the Starnberger See (F.R. Germany). *Hydrobiologia* 184: 29-42.

Giguet-Covex, C., F. Arnaud, J. Poulenard, D. Enters, J-L. Reyss, L. Millet, J. Lazzaroto & O. Vidal, in press. Sedimentological and geochemical records of past trophic state and hypolimnetic anoxia in large, hard-water Lake Bourget, French Alps. *Journal of Paleolimnology* DOI 10.1007/s10933-009-9324-9.

Grimm, E.C., 1991. TILIA and TILIA GRAPH Software. Illinois State Museum.

Heinis, F.H. & T. Crommentuijn, 1992. Behavioural responses to changing oxygen concentrations of deposit feeding chironomid larvae (Diptera) of littoral and profundal habitats. *Archiv für Hydrobiologie* 124: 173-185.

Heinis, F. & C. Davids, 1993. Factors governing the spatial and temporal distribution of chironomid larvae in the Maarsseveen lakes with special emphasis on the role of oxygen conditions. *Netherland Journal of Aquatic Ecology* 27: 21-34.

Holzhauser, H., M. Magny & H.J. Zumbühl, 2005. Glacier and lake level variations in west-central Europe over the last 3,500 years. *The Holocene* 15, 789–801.

Hubault, E., 1947. Etudes thermiques, chimiques et biologiques des eaux des lacs de l'est de la France (Vosges-Jura-Alpes de Savoie). *Annales des Eaux et Forêts* 10:115–260.

Hübener, T., S. Adler, P. Werner, M. Schult, H. Erlenkeuser, H. Meyer and M. Bahnwart, 2009. A multi-proxy paleolimnological reconstruction of trophic state reference conditions for stratified carbonate-rich lakes in northern Germany. *Hydrobiologia* 631: 303-327.

Int Panis, L., B. Goddeeris & R.F. Verheyen, 1996. On the spatial distribution and respiratory environment of benthic macroinvertebrates in ponds. *Hydrobiologia* 319: 131-136.

Iovino, A.J., 1975. Extant chironomid larval populations and their representativeness and nature of their

remains in lake sediments. Ph-D. thesis, University of Indiana.

Jacob, J., J.R. Disnar, M. Boussafir, A. Sifeddine, B. Turcq, & A.L.S. Albuquerque, 2004. Major environmental changes recorded by lacustrine sedimentary organic matter since the Last Glacial Maximum under the tropics (Lagoa do Caço, NE Brazil). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 205: 183-197.

Kansanen, P.H., 1985. Assessment of pollution history from recent sediments in Lake Vanajavesi, southern Finland. 2. Changes in the Chironomidae, Chaoboridae and Ceratopogonidae (Diptera) fauna. *Annales Zoologici Fennici* 22: 57-90.

Krammer, K. & H. Lange-Bertalot, 1986-1991. Bacillariophyceae. In: H. Ettl, J. Gerloff, H. Heynig and D. Mollenhauer (eds), *Süßwasserflora von Mitteleuropa*, Fischer, Stuttgart.

Laurent, P.J., 1970. Etude de la pollution du Lac du Bourget. Campagne 1969. Rapport Station Hydrobiologie Lacustre INRA.

Little, J.L., R.I. Hall, R. Quinlan, & J.P. Smol, 2000. Past trophic status and hypolimnetic anoxia during eutrophication and remediation of Gravenhurst Bay, Ontario: comparison of diatoms, chironomids, and historical records. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 57: 337-341.

Lods-Crozet, B. & J.B. Lachavanne, 1994. Changes in the chironomid communities in Lake Geneva in relation with eutrophication, over a period of 60 years. *Archiv für Hydrobiologie* 130: 453-471.

Loizeau, J.L. & J. Dominik, 2000. Evolution of the Upper Rhone discharge and suspended sediment load during the last 80 years and some implications for Lake Geneva. *Aquatic Sciences* 62: 54-67.

Lotter, A.F., 1998. The recent eutrophication of Baldeggersee (Switzerland) as assessed by fossil diatom assemblages. *The Holocene* 8: 395-405.

Lotter, A.F., 2001. The effect of eutrophication on diatom diversity: examples from six Swiss lakes. In: Jahn, R., J.P. Kociolek, A. Witkowski & P. Compere (eds.), *Studies on Diatoms*, A.R.G. Ganther Verlag KG., Ruggell: 417-432.

Lotter, A.F. & S. Juggins, 1991. POLPROF, TRAN and ZONE: programs for plotting, editing and zoning pollen and diatom data. INQUA-Subcommission for the study of the Holocene Working Group on Data-Handling Methods, *Newsletter* 6: 4-6.

Lotter, A.F., H.J.B. Birks, W. Hofmann & A. Marchetto, 1997. Modern diatom, cladocera, chironomid, and chrysophyte cyst assemblages as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in the Alps. I. Climate. *Journal of Paleolimnology* 18: 395-420.

Meyers, P. & E. Lallier-Vergès, 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology* 21: 345-372.

Meyers, P. A. & J. L. Teranes, 2001. Sediment organic matter. In W. M. Last & J. P. Smol (eds), *Tracking environmental change using lake sediments. Volume 2: Physical and geochemical methods*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 239-270.

Meriläinen J.J., J. Hynynen, A. Teppo, A. Palomäki, K. Granberg & P. Reinikainen, 2000. Importance of diffuse nutrient loading and lake level changes to the eutrophication of an originally oligotrophic boreal lake: a paleolimnological diatom and chironomid analysis. *Journal of Paleolimnology* 24: 251-270.

- Millet, L., F. Arnaud, O. Heiri, M. Magny, V. Verneaux, & M. Desmet, 2009. Late Holocene summer temperature reconstruction from chironomid assemblages of Lake Anterne, northern French Alps. *The Holocene* 19: 317-328.
- Quinlan, R. & J.P. Smol, 2001. Chironomid-based inference models for estimating end-of-summer hypolimnetic oxygen from south-central Ontario shield lakes. *Freshwater Biology* 46: 1529-1541.
- Ramanampisoa, L.R. & J.R. Disnar, 1994. Primary control of paleoproduction on organic matter preservation and accumulation in the Kimmeridge rocks of Yorkshire (UK). *Organic Biochemistry* 21: 1153-1167.
- Reiss, F., 1968. Okologische und systematische Untersuchungen an Chironomiden des Bodensees. Ein Betrag zur lacustrischen Chironomidenfauna des nördlichen Alpenvorlands. *Archiv für Hydrobiologie* 64: 176-323.
- Renberg, I., 1990. A procedure for preparing large sets of diatom slides from sediment cores. *Journal of Paleolimnology* 4: 87-90.
- Revel-Rolland, M., F. Arnaud, E. Chapron, M. Desmet, N. Givelet, C. Alibert & M. McCulloch, 2005. Sr and Nd isotopes as tracers of clastic sources in Lake Le Bourget sediment (NW Alps, France) during the little Ice Age: Paleohydrology implications. *Chemical Geology* 224: 183-200.
- Saether, O.A., 1979. Chironomid communities as water quality indicators. *Holarctic Ecology* 2: 65-74.
- Sas, H., 1989. *Lake Restoration by Reduction of Nutrient Loading. Expectation, experiences, extrapolation.* Academie Verlag Richardz, Sankt Augustin.
- Schmäh, A., 1993. Variation among fossil chironomid assemblages in surficial sediments of Bodensee-Untersee (SW-Germany): implications for paleolimnological interpretation. *Journal of Paleolimnology* 9: 99-108.
- Talbot, M.R. & D.A. Livingstone, 1989. Hydrogen index and carbon isotopes of lacustrine organic matter as lake-level indicators. *Palaeoclimatology Palaeogeography Palaeoecology* 70: 121-137.
- Verneaux, V. & L. Aleya, 1998. Bathymetric distributions of chironomid communities in ten French lakes: implications on lake classification. *Archiv für Hydrobiologie* 142: 209-228.
- Walker, I.R., 2001. 3- Midges: Chironomidae and related Diptera. In Last WM, Smol JP (eds), *Tracking Environmental change using lake sediments. Volume 4: Zoological Indicators.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 43-66.
- Wetzel, R.G., 2001. *Limnology: Lake and River Ecosystems,* Academic Press, San Diego.
- Wiederholm, T., 1983. Chironomidae of the Holarctic region. Keys and Diagnoses. Part 1. Larvae. *Entomologica Scandinavica Supplement* 19: 1-457.

HOLOCENE

Title Vegetation history and human impact at subalpine belt in the French North-Western Alps
(Upper-Arve Valley)

Authors (1) Fernand DAVID, (2) Fabien ARNAUD, (3) Claire DELHON, (2) Pierre Jérôme
REY, (2) Charline GIGUET-COVEX

(1) corresponding author CEREGE BP 80 Europôle Méditerranéen de l'Arbois, 13545 Aix-en-
Provence cedex 4 (France). E-mail: fdavid@cerege.fr

(2) EDYTEM Université de Savoie / CNRS Bât. Belledonne, Technolac, 73373 LE Bourget du
Lac

(3) CEPAM- UMR 6130. Université Nice-Sophia Antipolis – 250, rue Albert Einstein 06560
Valbonne

Abstract

Pollen analyses were undertaken on three small peatbogs, located on the Anterne mountain (Upper-Arve Valley, French north-western Alps) at different altitudes - 1855, 2060 and 2235m *asl*, respectively. Their comparative study allowed for the determination of the role played by human activity in Holocene vegetation dynamics of the nowadays treeless subalpine belt. Sixteen AMS ^{14}C ages support the chronology. At 2235m *asl*, first organic sediments have been deposited over basal clay at 10,050 cal. years BP (± 150). First trees (*Salix* and *Betula*) grew at around 9000 cal. years BP. *Abies* pollen grains are recorded at the end of *Corylus* optimum at 8890 cal. years BP (± 122). *Picea* percentages have increased after 3900 cal. BP at 1850m and after 3600 cal. years BP at 2235m, but spruce has never constituted large stands in the study area. *Pinus cembra* grew in the vicinity of the three sites as early as 8890 cal. years BP (± 122). Three main phases of anthropisation seem outstanding from our results: the final Neolithics (~ 4.6 ka cal. BP), the Mid-Bronze (3.6 ka cal. BP and after), and the Roman Period (~ 2 ka cal. BP). At 2235m trees have retreated after 4600 cal. BP and completely disappeared around 3600 cal. years BP. As a consequence above 2000m deforested areas became more sensitive to climate events that caused intense erosion processes and detrital inputs. At 1850m the onset of human perturbation caused a retreat of *Abies* stands and an expansion of *Alnus viridis* which consequently dominated the landscape from 3700 up to 1965 (± 17) cal. years BP. After 1965 cal. years BP the lowest-altitude site was invaded by grasslands without any ligneous species.

Key words, French North-Western Alps, Holocene vegetation history, Human impact, deforestation, erosion, final Neolithic, mid Bronze Age, roman period

Introduction

In temperate regions post-glacial dynamic processes which built-up mountain ecosystems were forced both by climate changes and human land-use evolution. In south-western Europe and particularly in the Alpine range, the complex topography and the interaction of several climatic and anthropogenic influences resulted in a great landscape heterogeneity (Ozenda 1985, Richard & Tonnel 1987). This paper presents the results from palaeoecological studies of the sediments from three subalpine peat bogs, undertaken as a part of the APHRODYTE 2 program aiming to obtain through a multidisciplinary approach, new information on the Holocene human-climate-environment interactions at high altitudes in the higher Arve Valley (NW French Alps). This requires in particular evaluating more precisely the respective roles of ecological, climatological and anthropogenic factors on environmental changes. A previous study has given evidences of a significant lead pollution in Lake Anterne (2060m asl) during the late Roman period (2nd-3rd century AD). This lead contamination was even more important than that of the 1970s due to the use of leaded gasoline (Arnaud *et al.* 2006). This high contamination compared to other records all over Europe has led to the conclusion of a close contamination source. As mining and metallurgical activities require a great amount of wood both for fire excavating and for transforming the ore, this period should have had a significant impact on vegetation assemblages and downstream on soil stability. At present time, the subalpine vegetation belt is dominated by grassland in the Anterne area. Few trees (mainly *Picea*, *Larix*) grow on inaccessible cliffs. Previous paleobotanical studies in neighbouring massifs (fig.1) have shown that *Picea* stands may have colonized this altitudinal belt (Beaulieu *et al.* 1993). Nevertheless, according to these authors, the proposed Holocene chronology remains imprecise. We present in the following section chronological radiocarbon-based evidences given by Beaulieu *et al.* (1993) as it were initially published (*i.e.* non-calibrated)

and nowadays calibrated using Calib 5.0.1 software (Stuiver and Reimer 1993) and Intcal04 calibration curve (Reimer *et al.* 2004) at 2-sigma probability age interval. A mean age for *Picea* invasion has been proposed around 3000 BP. In fact, two ^{14}C ages - 3300 ± 170 BP (3980-3080-cal. BP) and 2630 ± 130 BP (3010-2350 cal. BP) bracket the increasing *Picea* percentages at la Flatière (fig.1, 1400m asl). However, *Picea* percentage increases prior to 3360 ± 180 BP (4140-3160 cal. BP) at higher elevation in the subalpine belt (fig.1, Prarion 1820m asl). Beaulieu *et al.* (1993) also proposed two chronologies for *Abies* installation, 7000 BP (7950-7700 cal. BP) or 7500 BP (8400-8200-cal. BP), considering the later as a generally accepted date in northern Alps.

Study area (Figure1)

The French western Alps are mainly characterized by the south/north range axis and by the long westward valleys perpendicular to the range axis and provide excellent opportunities for understanding the mechanisms of vegetation development in postglacial time in this part of Europe. The study area located in the natural reserve of Passy (1800ha) illustrates the great geological and ecological heterogeneity over a short distance in the northern French Alps (Richard 1984). It covers both the steep calcareous Fiz mountain cliffs and smoother siliceous Pormenaz Mountain that lies opposite the Aiguilles Rouges and Mont Blanc ranges and dominates the town of Passy in the middle section of the Higher Arve-Valley. The area marks the eastern limit of the outer Alps after Ozenda (1985). Most eastern *Fagus* stands are observed at around 1400m in Pormenaz Mountain whereas isolated *Picea*, *Larix* and *Pinus cembra* grow up to 2200m on inaccessible cliffs. At present time several hundred sheep and tens of cows pasture this treeless subalpine vegetation belt and the landscape is strongly marked by erosion figures such as steep outcrops incising old peat bogs (Photo1). This implies intense processes of sediment reworking. As an example, in Lake Anterne sediments a discrepancy between ages deduced from both ^{14}C dates and varve counting has been observed and attributed to organic sediment reworking as an old peat bog is currently

eroded within the catchment area (Arnaud *et al.* 2006). This has led us to look for small sites apart evident strong erosion zones and to date first the higher-elevation site supposed to be less sensible to sediment reworking from higher levels.

This study aims to evidence local vegetation changes of mountain environment related to human activities and to give a reliable chronology of the main Holocene vegetation changes in the “Anterne area”. In that area, archaeological data are scarce. About ten sites showing stone structures have been located at subalpine belt, but those sites have not been dated. At the present state of knowledge distant reference sites must be selected for the discussion.

Methods

Due to the great heterogeneity of the area, paleoecological studies must be conducted in each massif that constitutes elementary landscape unit (David 1993a, 1995, David *et al.* 2006, Visset *et al.* 1996). In order to obtain more reliable information about the environmental situation at a particular altitude such as the sensitive ecotone zone between the subalpine forest and the alpine area, it seems desirable to combine pollen analysis with plant macrofossil determination (Lang & Tobolski 1985, Birks & Birks 2000). But in a first step, stomata determination combined with pollen analysis at small subalpine site can give a picture of Holocene tree line fluctuations. It will help in a second step, to choose the most suitable sites where plant fossil macrofossil determination, must be performed (David 1997). Most paleodata in the French Alps have shown that tree line has been broadly lowered during the Roman period but we previously showed that close sites (few kilometres away) could have very different landscape evolution (David 1993a, 1995, 2001). Thus the reconstruction of spatial evolution of the tree line requires to study several close sites in a small area.

Three sites located at different elevations within the subalpine vegetation belt of Passy Natural

Reserve - hereafter called: *Ecuelles* 1835m, 06° 49' 41''E, 45° 58' 49''N; *Anterne* 2070m, 06° 47' 54''E, 45° 59' 39''N; and *Survilly* 2235m, 06° 49' 12''E, 45° 59' 24''N - were examined for pollen profiles. The three sites were cored with an 8cm in diameter Russian peat-corer. Samples were taken at intervals from 2.0 to 10 cm and were prepared for pollen analysis by the standard acetylation and hydrofluoric acid method (Faegri & Iversen 1989). The pollen sum was at least 250 grains, excluding swamp plants and ferns. The software package Gpalwin (Goeury 1988) was used to construct pollen diagrams. Radiocarbon dates were carried out by LMC14 laboratory (CNRS), operating the French national radiocarbon device *ARTEMIS* and the Poznan Radiocarbon Laboratory. Non-calibrated and calibrated ages are given in Table 1. Only calibrated ages are used in the text (cal. BP refers to before present, where by convention AD 1950 is 'present'). Calibration was performed using Calib 5.0.1 software (Stuiver and Reimer 1993) and Intcal04 calibration curve (Reimer *et al.* 2004), calibrated ages are given as 2-sigma probability age interval. Radiocarbon ages were concentrated in the highest site (*Survilly*, 2235m *asl*) that was supposed to be less affected by deposition of eroded material originating from higher altitude. It has been considered as the reference site for the study area.

Results

Pollen analysis results are shown in three summarized pollen diagrams (Figures 2, 3, 4).

Discontinuous stomata occurrences are plotted on pollen diagrams.

A correspondence table of local pollen zones is given in order to highlight differences in vegetation cover between sites. (Table 2)

Discussion

Holocene vegetation history and chronology

At 2235m first organic sediments have been deposited over basal clay at 10200-9900 cal. BP. The area appears to have been treeless until the first *Salix*, *Betula* and *Pinus* settled around 9000 cal. BP as indicated by the appearance in sediment record of stomata and pieces of wood (fig.2, S2 level 170). First *Pinus cembra* pollen grains are recorded within the older recovered organic sediments as early as 10200-9900 cal. BP, but without any evidence of tree presence close to the site. The *Pinus sylvestris/uncinata* percentage (less than 30%) and *Corylus* percentage (40 %) must be interpreted as long distance pollen transport (David, 1993a, 1993b, 1997). The few *Salix* and *Juniperus* percentage can reflect the presence of these taxa and the formation of a soil in the Early Holocene whereas both Cyperaceae and Poaceae increase. This result agrees with altitudinal afforestation processes in the subalpine belt of northern French Alps, as inferred from macrofossils and pollen records (David 1993b, 1997). This marks a difference with the Central Alps where studies suggest a nearly simultaneous afforestation between 1500m and 2340m earlier, around 11400 to 11300 cal. BP (Gobet *et al.* 2005).

First *Abies* pollen grains are recorded at the end of *Corylus* optimum (fig.2, S2) around 9010-8770 cal. BP (8020 +/- 40 BP). *Abies* occurrence remained low during eight hundred years and only increased (fig.2, S3) after 8150-7950 cal. BP (7205 +/- 35 BP). Those dates indicate a regional expansion of fir around 8 ky cal BP, but the precise chronology of fir migration in the Upper-Arve Valley requires further dates of fir macroremains at the mountain vegetation belt. Fir could not have developed at 2300m in the northern French Alps (David 1995).

New dates will notably have to help in precisising the reason for the eight hundred years lag between first *Abies* occurrences and *Abies* expansion. According to our results, *Abies* was present in the Arve

Valley around 8.8 ky cal. BP. It is noticeable that in lower Maurienne Valley, less than hundred kilometres to the south, the first *Abies* grains evidenced much earlier than in our Arve recorded: 9890-9530 cal. BP (8660 +/- 65 BP) at Pré Bérard (2020m asl) (David & Barbero 2001) and 10120-9530cal. BP (8715 +/- 75 BP) at La Gouille (1800m asl) (David 2001). Those ages are consistent and preclude the Arve onset of fir by 700 to 1100 years. The fir expansion is also delayed in the Arve-Valley as it occurred there more than 1000 years later than at La Gouille in Maurienne (9490-9090 cal. BP, 8325 +/- 80 BP). This confirms that important time lags in relation with territory heterogeneity must be seriously considered when considering vegetal species migration in the Alps – and probably in mountain areas in general.

Pinus stomata are recorded at Survilly (2335m asl) from ca. 8.9 to 5.6 cal. BP. Pieces of wood of arolla pine (*Pinus cembra*) have been dated 5950 +/- 80 cal BP at Ecuellas (1800m asl) and 5095 +/- 110 cal BP in the catchment area of Lake Anterne (2060 m asl). However *P. cembra* percentage has never been high (30% at Ecuellas, 20% at Survilly and Anterne) and thus pines might not have constituted a dense tree cover in the area. Findings of arolla pine agree with the past and present location of *Pinus cembra* in the inner and intermediate zone of the French Alps (Ozenda, 1985, David 1995). Indeed, the study area (Fig.1) is located at the transition between outer and intermediate zones and must have constituted the most western location of arolla pine.

At present time, few *Larix* may be observed in surrounding cliffs below Survilly. This constitutes the most western stands of *Larix*. The natural range of *Larix* is located in the inner Alps and should not grow beside *Fagus* (Ozenda 1985). *Larix* pollen has not been observed in our samples. We cannot deduce the *Larix* history in the area without a macroremain study. We already encountered a similar case in previous studies in the northern Alps, in which we reported findings of *Larix* needles whereas no pollen was found (David, 1995). Nevertheless, this could indicate a recent migration of *Larix* in the deforested area. The great expansion of *Larix* at the subalpine vegetation

belt in the northern French Alps was related to human impact back to the Roman period. (David, 1995)

First *Fagus* grains are recorded during the *Abies* optimum at ca. 6.5 ka cal. BP (6440-6630 cal. BP) (Fig.2, S4, level 110). *Fagus* records remain low in the three sites and at present time *Fagus* grows at 1500m. The age of appearance of *Fagus* pollen at Survilly is in agreement with the ones previously reported by Beaulieu *et al.* (1973) at la Flatière (1430m asl, fig.1): 6310-7160 cal. BP (5880 \pm 190 BP) as well as at the so-called Prarion site (1820m asl), where *Fagus* could not have grown: 6510-7470 cal. BP (6160 \pm 220 BP). Nevertheless, the *Fagus* appearance in the area should be dated in mountain vegetation belt. The record of the first pollen grains does not implicitly mean the migration of the first trees in the area. It could also be attributed to an opening of the vegetation cover around the site allowing a better record of long distance pollen.

First *Picea* grains are recorded during the second *Abies* maximum prior to 4.6 ka cal. BP at Anterne (Fig. 3, A3) and between 5.6 and 4.6 ka cal. BP at Survilly (Fig. 2, S6). *Picea* percentage significantly increased when *Abies* decreased around 3600 cal. BP but it never exceeded 18 %. This low percentage is the most striking feature. This result indicates that *Picea* has never constituted closed stands such as it did at the same altitude few kilometres away. Indeed, Beaulieu *et al.* (1993) have recorded up to 70% at Prarion (1820m) and 40% at Aiguillettes des Houches (2210m) without any precise dating (Fig.1). This prevents any discussion concerning the migration of *Picea* in the area.

Few well developed *Picea* timbers are nowadays present in surrounding cliffs. This demonstrates that climatic parameters are not responsible for the weak *Picea* presence in our records. This scarcity could also explain why we did not find any *Picea* macroremain in the sediments.

Human impact

Stomata occurrences are generally irregular in such high altitude records and their occurrences are often linked to soil erosion due to climate or human action (David 1997). As arolla pine stands are sparse in the study area, record of stomata should be attributed to the presence of trees close to the coring site or to litter transfer from the catchment. In the study area, *Pinus* percentages have never been high (<10% at Survilly, <20% at Anterne and <30% at Ecuellas). Such low percentages indicate that Pine trees have been restricted to inaccessible surrounding cliffs.

The youngest *Pinus* stomata are recorded around 4600 and after 3600 cal. BP at Anterne (Fig. 3, A4, A'2) when arboreal pollen (AP) decrease first at 4620 cal. BP (Fig. 2, S7 and Fig. 3, A'2) and then more durably after 3600 cal. BP (Fig. 3, A'3). After 3600 cal. BP Filicales monoletes that are common in forested areas decreased and usual anthropogenic indicators (*Rumex*, Urticacees, *Plantago*) are recorded. This shows the opening of the vegetation cover. As a consequence a fifteen centimetres thick clay layer was deposited just after 3600 cal. BP (A'3, fig.3).

At Survilly (Fig. 2, S5) the most recent *Pinus* stomata are recorded around 5.6 ka cal. BP. This does not imply that arolla pine disappeared precisely at this date in this site. Indeed in this series (Fig.2, S6) *Pinus cembra* percentage recovered previous level (15%) after 5730 - 5580 cal BP.

Subsequently, ca. 4.6 ka cal. BP, the high arboreal pollen decreased and three interbedded clay layers give evidence for strong erosion. A clay layer occurred after 3.6 ka cal. BP and a last one after 1.4 ka cal. BP, both of them corresponding to the highest *Plantago* abundances of all records.

At Ecuellas, we did not get as detailed chronological information as in other sites. Nevertheless, we note the last stomata-bearing sample just prior to the beginning of pine decline (Fig. 4, E5, level 130). As an age of 3980 - 3840 cal. BP (3600 +/- 30 BP) was acquired 20 cm above, it is possible to relate this event with the one recorded around 4.6 ka cal. BP in the other sites. After ca. 3.7 ka cal. BP (Fig.4, E8), we observe a dramatic rise of *Alnus* abundance, replacing mainly *Abies* and *Pinus* and even herbs in pollen assemblages. Such a rise of *Alnus* may be interpreted as an opening

of the environment, this species being particularly favoured by forest clearance. At the beginning of the Christian Era (after 2040 - 1890 cal. BP; 2015 +/- 30 BP, Fig.4, E9), even the *Alnus* population severely diminished, whereas herbs definitely conquered the subalpine vegetation belt.

Three main phases of anthropication seem thus outstand from our results: at the final Neolithics (~ 4.6 ka cal. BP), from the Mid-Bronze (3.6 ka cal. BP and after) and during the Roman Period (~ 2 ka cal. BP and after).

Final Neolithics

Around 4.6 ka cal. BP our studied subalpine ecosystems encountered a short, but intense change in vegetation assemblages. The evidences for this phase of anthropication are subtle, they are: 1) accumulations of stomata in Anterne and Ecuelles sites, which may be interpreted as the result of soil litter disturbance and moreover 2) a dramatic drop of the AP/NAP ratio in Anterne series and 3) the beginning of the decrease in *Pinus cembra* and *Abies* abundance in Ecuelles and Survilly series. At the Final Neolithics, a first phase of anthropication is documented at high altitude in the French Alps (Marguet *et al.* 2008). In the Southern Alps stone structures were built for sheep-raising purposes at altitude ranging between 2070m and 2360m (Mocci *et al.* 2008) In the Northern Alps a cave gives evidence of a sheepfold at Balmes de Sollieres in the Maurienne -Valley and human settlements for indetermined purposes were on the increase (Vittal 2008). It is nevertheless noticeable that this first period of conquest of high altitude territories takes place at a moment when the alpine climate in general was probably favourable as it marked by generally low lake levels in Prealps and Jura mountains (Magny 2004) and by a very low frequency of Rhône river floods, as it has been recorded in Lake Bourget sediments (Arnaud *et al.*, 2005). The rapid end of this conquering phase should be explained by the onset of a notably wetter period lasting from 4.2 to 3.9 ka cal. BP, according to the Rhône river flood record from Lake Bourget (Arnaud *et al.*, 2005).

At Ecuellas (1850m) a first notable *Alnus* increase is recorded only at the end of the wetter period (3908 +/- 71 BP). Such a phase of abandonment of the territory is not documented in the Southern Alps, where the high altitude settlements for sheep-raising purposes have increased during the early Bronze Age.

Mid-Bronze Age

According to our results, a clear, long-lasting period of human-induced vegetation changes began around 3.6 ka cal. BP. It mainly evidenced by very low abundances of *Abies* and *Pinus cembra*, as well as the rise in *Picea* abundance. At Ecuellas, this period is marked by a dramatic rise in *Alnus* abundances, whereas *Picea* percentage and pasture indicators remain low. This could indicate an exploitation of timber for mining purposes. There are copper veins in Pormenaz area but protohistoric mining could not be proven. The first mining of copper are documented in the Southern Alps at Saint Veran (Upper Queyras Mountain) as soon as 4300 cal. BP (Carozza & Mille 2007) and around 3.8 +/- 0.1 ka cal. BP in the Massif of Grandes Rousses (Guyard et al., 2007). In the Northern Alps the number of known archeological sites is scarce. In the Maurienne–Valley a human settlement (Coin at Aussois) is quoted (Vittal 2008). At the Bourget Lake around 3,6 ka cal. BP an intense millet cultivation has been correlated with intensive human impact on soils (Jacob *et al.* 2007). In our study area the purposes of the deforestation remain unsolved but our results clearly show that after 3600cal. BP and above2000m strong erosion processes onset by that time as indicated by clay layers at higher sites Anterne and Survilly. Deforested areas became more sensitive to climate events and detrital inputs increased.

Roman Period

The Roman Period corresponds in our records to most marked period of forest clearance at the

lowest site. Indeed, even *Alnus*, which are generally small-sized shrubs, were cleared. The nowadays landscape, marked mainly by a strong grazing pressure probably onset by that time. In that area the extent of deforestation is remarkable and strong erosion processes are still recorded (Photo 1). In the western Alps pollen data have revealed various results according to the landscape heterogeneity but a constant growing human pressure on the landscape is quoted (*a. o.*, Clerc 1988, David 1995).

Conclusion

This study shows that human activities are responsible for the present treeless landscape and for the strong erosion processes in the area. Vegetation cover has changed differently in the three sites. Three main stages have been quoted. At survilly (2235m) trees disappeared from ca. 4.6 ka cal. BP giving treeless meadows. Nevertheless marks of pasture became as high as present time only after 3.6 ka cal. BP. At Anterne (2070m), the reduction of trees is sensible around 3600 cal BP but the present treeless pasture seems to have appeared later. At Ecuelles (1835m) a first reduction of trees have favored *Alnus viridis* bushes during the Mid-Bronze Age. The present pasture land below 2000 m appeared at ca. 2 ka cal. BP.

Our results highlight the differences in the vegetation cover over short distances and the need of macroremains studies in such heterogenous territories. Such a study is currently led and will bring further detail on past human-climate-environment relationships. The main striking feature is the low presence of *Picea*, when few kilometers away large *Picea* stands have developed at the same altitude. We interpret this as a pervasive multi-millennial pressure on tree population in a particular area, without being able to give an explanation to this fact. A detailed archaeological

study is currently led which will probably bring complementary information to solve this question.

Acknowledgments

Analytical results were acquired in the framework of the scientific programs Aphrodyte and Pygmalion, founded by the CNRS program Eclipse and the French National Research Agency (ANR), respectively. Radiocarbon dating was performed thanks to the national facility LM14C in the framework of the INSU ARTEMIS call-for-proposal. We thank Guillaume Buchet (CEREGE) for laboratory assistance in chemical treatment of pollen samples.

Bibliography

- Arnaud, F., Revel-Rolland, M., Chapron, E., Desmet, M., and Tribovillard, N. 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity recorded in Lake Le Bourget: 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. Pollution au plomb dans la Savoie antique (II–III^e s. apr. J.-C.) en relation avec une installation métallurgique de la cité de Vienne. *Comptes Rendus Geosciences*, Volume 338, Issue 4, 244-252
- Beaulieu, J.-L. de, Kostenzer, J., and Reich, K., 1993. Dynamique forestière holocène dans la haute vallée de l'Arve (Haute-Savoie) et migrations de *Abies* et *Picea* dans les Alpes occidentales. *Dissertationes Botanicae*, 387-398
- Birks, H. H. and Birks, H. J. B. 2000. Future uses of pollen analysis must include plant macrofossils. *Journal of Biogeography* 27, 31–35
- Carozza, L., and Mille, B. 2007. Chalcolithique et complexification sociale: quelle place pour le métal dans la définition du processus de mutation des sociétés de la fin du Néolithique en France?.

<http://mc.manuscriptcentral.com/holocene>

- In Guilaine, J., editor. *Chalcolithique et complexification sociale, séminaires du Collège de France (Paris)*. 195-232
- Clerc, J. 1988. *Recherches pollenanalytiques sur la paléoécologie tardiglaciaire et holocène du Bas Dauphiné*. Thèse d'Etat. Université Aix-Marseille.
- David, F. 1993a. Altitudinal variation in the response of the vegetation to Late-glacial climatic events in the northern French Alps. *New phytologist*, 125, 203-220
- David, F. 1993b. Extension tardiglaciaire des pins dans les Alpes françaises du Nord. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 317, Série II, 123-129
- David, F. 1995. Vegetation dynamics in the northern French Alps. *Historical Biology*, 9, 269-295
- David, F. 1997. Holocene tree limit in the northern French Alps stomata and pollen evidence. *Review of Paleobotany and Palynology*, 97, 227-237.
- David, F. 2001. Etablissement des étages de végétation holocène vers la modélisation complète d'un massif. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, Série III, 324, 273-278
- David, F., and Barbero, M. 2001. Les érables dans l'étage subalpin: une longue histoire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, Série III, 324, 159-164
- David, F., Damblon, F., Farjanel, G., Juvigné, E., Streel, M., and Berthier, F. (2006). Variabilité des enregistrements polliniques en montagne et reconstitutions paléoécologiques. *Belgeo*, 3, 265-278
- Fægri, K., and Iversen, J. 1989. *Textbook of Pollen Analysis*. (4th ed.). John Wiley & Sons.
- Gobet, E., Tinner, W., Bigler, C., Hochuli, P. A., and Ammann B. 2005. Early-Holocene afforestation processes in the lower subalpine belt of the Central Swiss Alps as inferred from macrofossil and pollen records. *The Holocene* 15, 672-686

- Goeury, C., 1988. Acquisition, management and representation of pollen analytical data with a micro-computer. *Travaux de la section scientifique et technique. Institut français de Pondichéry* 25, 405-416
- Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F. S., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P. and Mélières, M.A. 2007. High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews*, 23, 283-294
- Jacob, J., Disnar, J.R., Arnaud, F., Chapron, E., Debret, M., Lallier-Vergès, E., Desmet, M., Revel-Rolland, M. 2007. Millet cultivation history in the French Alps as evidenced by a sedimentary molecule. *Journal of Archaeological Science*, 35, 814-820
- Lang, G., and Tobolski, K. 1985. Hobschensee - Late-glacial and holocene environments of a lake at the timberline in the Central Swiss Alps. *Dissertationes Botanicae* 87, 209–228
- Magny, M., 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*, 113, 65-79
- Marguet, A., Bintz, P., Nicod, P.Y., Picavet, R., Rey, P.-J., Thirault, E. 2008. Elements for a settlement history of North French Alps between 10000 and 2700 years BP. *Collections EDYTEM-Cahiers de Paléoenvironnement*, 6, 225-252
- Mocci, F., Walsh, K., Talon, B., Tzortzis, S., Court Picon, M., avec la collaboration de Bressy, C., Dumas, V., Gassend, J.-M., and Py, V., 2008. Structures pastorales d'altitude et paléoenvironnement. Alpes méridionales françaises du Néolithique final à l'âge du Bronze, Premiers bergers des Alpes, de la Préhistoire à l'Antiquité. Catalogue de l'exposition, Musée Dauphinois, Grenoble, 92-101

- Ozenda, P. 1985. *La végétation de la chaîne alpine dans l'espace montagnard européen*. Masson, Paris.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C., Blackwell, P. G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C. E. 2004. *Radiocarbon* 46, 1029-1058
- Richard, L. 1984. Comparaisons biogéographiques de vallées entourant le massif du Mont-Blanc (Alpes Nord-Occidentales). *Documents d'Ecologie Pyrénéenne*, III-IV, 335-342
- Richard, L. and Tonnel, A. 1987. Contribution à l'étude des vallées internes des Alpes Occidentales. *Documents de cartographie écologique*, Grenoble, XXX, 113-136
- Stuiver, M., and Reimer, P.J. 1993. Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C Age calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230
- Visset, L., Aubert, S., Belet, J.M., David, F., Fontugne, M., Galop, D., Jalut, G., Janssen, C.R., Voeltzel, D., Huault, M. F. 1996. France. In *Palaeocological Events during the Last 15 000 years*, Berglund, 575-645
- Vital, J. 2008. La séquence Néolithique final-Bronze ancien dans l'axe rhodanien: enseignements chronométriques et perspectives culturelles. *Bulletin de la Société préhistorique française*, 105, 3, 539-554

Figure and Table captions

Figure 1: A) Location and ecological zonation of the French Alps (after Ozenda [1])

The pass limit A-A', separates the southern Alps from the northern Alps. To the North of the limit pass, a transition zone has been defined. B-B' marks the limit between the transition zone and the unambiguous northern Alps. Eastward Increasing continentality led to distinguish the Outer Alps (to the west of C-C'), the intermediate Alps (between C-C' and D-D') and the inner Alps (east of D-D'). Fig. 1: B) sketch map of northern French showing the location of the study area. Fig. 1: C) Sketch map of the study area showing the location of the studied peat record (white circles) as well as of lake Anterne and the peat records previously studied by Beaulieu *et al.* [4] (white squares).

Figure 2: Simplified relative pollen diagram Survilly 2235m

Figure 3: Simplified relative pollen diagram Anterne 2070m

Figure 4: Simplified relative pollen diagram Ecuelles 1835m

Table1: C14 AMS dates

Table 2: Correspondence table of pollen zones. The vertical dash line marks the limit between the upper mountain belt and the lower subalpine belt

Picture 1: F. David stands at the bottom of an eroded peat bog. This shows the volume of peat washed away.

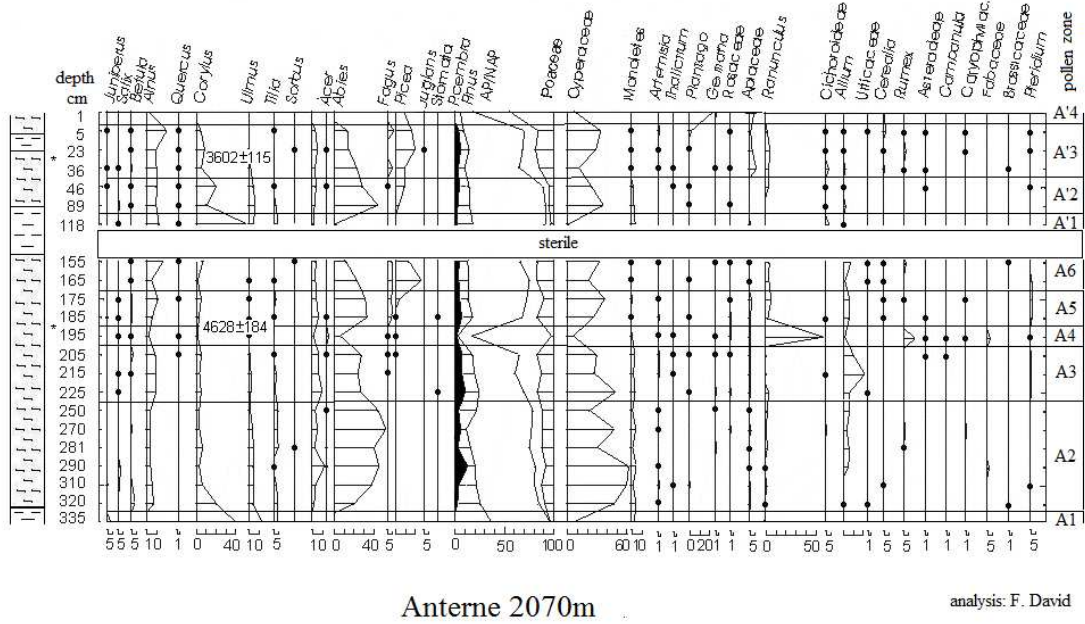


Figure 3: Simplified relative pollen diagram Anterne 2070m

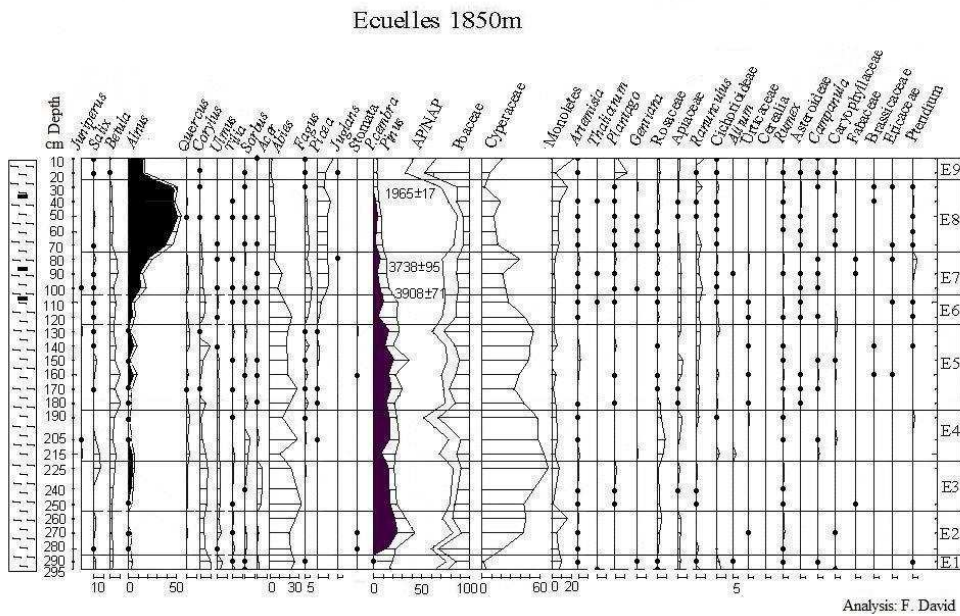


Figure 4: Simplified relative pollen diagram Ecuelles 1835m
259x197mm (96 x 96 DPI)

N° cible	Sample reference	nature	mg C	$\delta^{13}\text{C}$	pMC corrigé du fractionnement			C14 Age BP			calibrated age BP		
					±	0.29	±	±	±	±	±	±	
SacA 7656	Svy 18-20	tourbe	0.53	-29.80	82.62	±	0.29	1535	±	30	1436	±	81
SacA 7657	Svy 28-30	tourbe	0.28	-26.70	60.19	±	0.32	4080	±	40	4624	±	86
SacA 7658	Svy 60-62	tourbe	0.87	-25.10	54.33	±	0.32	4900	±	45	5658	±	71
SacA 7659	Svy 108-110	tourbe	0.81	-24.30	49.02	±	0.19	5725	±	30	6536	±	97
SacA 7660	Svy 136-138	tourbe	0.95	-27.40	40.60	±	0.18	7240	±	35	8070	±	90
SacA 7661	Svy 142-144	tourbe	1.56	-24.10	40.77	±	0.18	7205	±	35	8054	±	100
SacA 7662	Svy 170	tourbe	1.37	-26.90	36.84	±	0.17	8020	±	35	8890	±	122
SacA 8737	Svy 125	tourbe	1.21	-23.20	41.78	±	0.20	7010	±	40	7840	±	97
SacA 8738	Svy 214	tourbe	1.19	-28.40	32.97	±	0.19	8915	±	45	10050	±	150
SacA 8734	ECU-35	tourbe	1.13	-25.60	77.79	±	0.28	2015	±	30	1965	±	34
SacA 8735	ECU-85	tourbe	1.52	-23.60	64.90	±	0.24	3470	±	30	3738	±	95
SacA 8736	ECU-105	tourbe	1.42	-21.60	63.89	±	0.24	3600	±	30	3908	±	71
SacA 8739	ANT2-25	tourbe	0.96	-25.50	65.60	±	0.28	3385	±	35	3602	±	115
SacA 8740	ANT3-50	tourbe	1.08	-24.70	60.09	±	0.25	4090	±	35	4628	±	184
SacA-11730	ANTCE	wood (<i>Pinus</i>)						5185	±	30	5950	±	80
SacA-11731	AVECU	seed (<i>Pinus</i>)						4480	±	30	5095	±	110

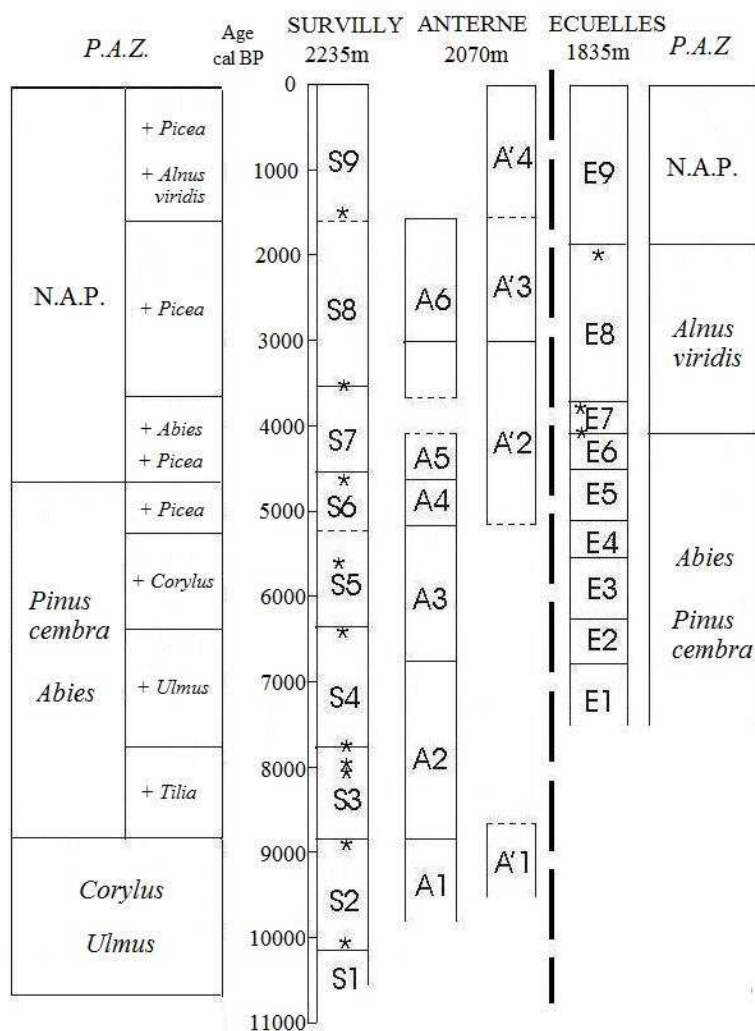


Table 2: Correspondence table of pollen zones. The vertical dash line marks the limit between the upper mountain belt and the lower subalpine belt
193x235mm (96 x 96 DPI)



Picture 1: F. David stands at the bottom of an eroded peat bog. This shows the volume of peat washed away.
211x159mm (96 x 96 DPI)



EDYLac - 2007-

Mission CAMPING

Carottage long des sédiments du lac d'Anterne Pour une Etude paléoenvironnementale et paléoclimatique !!

Description courte de la mission

Lieu : Lac d'Anterne

Date : 4 au 15 septembre

Participants (nom, prénom, fonction, organisme) :

Dirk Enters (Post-Doc, EDYTEM)

Charline Giguet-Covex (Doctorante, EDYTEM)

Fabien Arnaud (CR, EDYTEM)

Michael Henn (aide mécanicien et cuisinier !)

Bernard Fanget (IR, EDYTEM)

Jérôme Poulenard (MC, CARRTEL-INRA)

Emmanuel Malet (Assistant ingénieur – CNRS, EDYTEM)

Fabrice (Garde de la Réserve Naturelle)

Contexte scientifique (programme de recherche, thèse etc.) et objectifs principaux

L'opération de carottage long des sédiments du Lac d'Anterne s'est déroulée du 4 au 15 septembre 2007. L'objectif scientifique était d'obtenir un enregistrement continu des variations des apports détritiques dans le lac depuis 6 000 à 7 000 ans afin de reconstituer les fluctuations du climat dans les Alpes et d'étudier l'occupation humaine sur le site d'Anterne. L'objectif technique était de pénétrer jusqu'à 20 m les sédiments afin d'obtenir la période de temps voulue.

Résultats et connaissances préliminaires sur le Lac d'Anterne

L'été 2006, une mission de carottages courts avait été réalisée afin d'étudier la dynamique spatiale de sédimentation dans le lac et de mieux comprendre les processus à l'origine du dépôt de sédiments laminés. Une trappe à sédiment et des sondes de température ont également été installées à cette occasion dans le lac afin d'observer les processus actuels de sédimentation. Ces études ont permis de montrer qu'une année de dépôt peut être constituée de plusieurs lamines. Certaines années, seulement deux lamines se déposent. Elles se différencient par la taille des particules qui les composent: au printemps/été, la stratification du lac fait que seules les particules les plus grosses apportées par la fonte des neiges et les pluies se déposent. En hiver, le lac est gelé et les particules les plus fines (argiles et silts fins)

Rapport de mission – Groupe Paléolimnologie

Mission CAMPING- du 4 au 15 septembre

décantent. Les années marquées par des événements de fortes précipitations en été se traduiront dans les sédiments par le dépôt de plusieurs lamines. Ceci est dû à la rupture de la stratification thermique du lac causée par les fortes précipitations et permettant ainsi le dépôt de particules fines par entraînement par les particules plus grosses et par décantation. Cette dynamique de sédimentation rend donc difficile la détermination des ensembles de lamines correspondant à une année de dépôt ainsi que la datation par comptage des lamines. Cependant, nous espérons trouver un paramètre permettant de mettre en évidence la lamine d'hiver qui est formée exclusivement d'argiles et silts fins. La difficulté sera de différencier cette lamine avec celle de décantation en été.

Choix du site de carottage

Les carottages courts, la bathymétrie ainsi que les profils sismiques réalisés en 1999 et 2006 ont permis de déterminer le site le plus approprié pour le carottage long. Les trois carottages ont été réalisés dans la partie du bassin la plus proche de l'exutoire (13 m de profondeur) car d'une part les sédiments n'y sont pas bioturbés et d'autre part (Figure 1), les événements instantanés tels que les turbidites ou les remaniements gravitaires y sont moins épais.

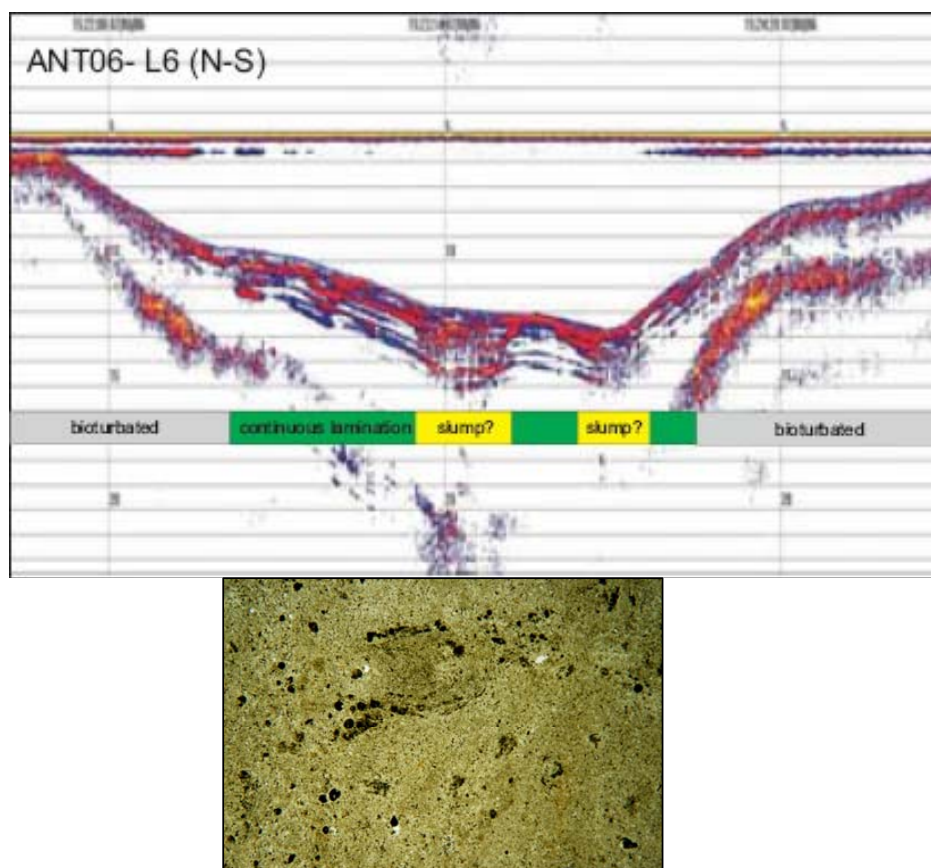


Figure 1 : coupe nord-sud du fond du lac et photo de lame mince mettant en évidence de la bioturbation en sites peu profonds.



Détails de la mission

Logistique mise en œuvre (moyens de transport, aide extérieure etc.)

Organisation de la mission (les mois précédant la mission)

1. demande d'autorisation des réserves naturelles.
2. Préparation du matériel nécessaire au carottage : vérification du matériel, commande de matériel consommable (tubes, bouchons), emprunt d'un groupe électrogène.
3. Préparation du nouveau système de trappe à sédiment.
4. Préparation du matériel nécessaire pour la station météo dans le BV.
5. organisation de l'hélicoptage : contact avec la compagnie d'hélicoptère (CMBH), répartition des charges et donc détermination du poids de chaque matériel. L'hélicoptage se fera boudin serrés et l'araignée sera fixée sur les traverses.
6. préparation du matériel nécessaire à la vie de tous les jours : organisation des repas, courses au supermarché.
7. organisation des équipes de travail : au minimum 3 personnes pour travailler sur la barge, mais 4 c'est mieux.

(Voir liste du matériel avec les poids et menus journalier en annexe)

Déroulement de la mission

Mardi 4

Préparation des charges (remplissage des « big bags » et montage de la barge boudins serrés) pour l'hélicoptage du lendemain.

Mercredi 5

Hélicoptage: trois rotations (1 pour la barge ~850 Kg, et deux pour les bags ~1100-1200 Kg)
Montage de la barge et installation au point de carottage (ancrage à terre), montage du camp.

Samedi 15

- Rangement du camp et hélicoptage l'après midi (4 rotations : une en plus pour les carottes.) Les carottes de 2 m de long et 9 cm de diamètre pesaient ~20 à 25 Kg. La caisse avec les carottes pesait ~750 Kg.
- Remplissage des « big bags ».
- Chargement dans le camion et la voiture.
- Rangement des carottes en chambre froides.

Actions réalisées

Lac d'Anterne

Carottes

Jeudi 6, Vendredi 7 : Carottage A (X=329 466, Y=5095392, profondeur= 13m)

- Réalisation de la **carotte pilote** au petit carottier gravitaire.

Rapport de mission – Groupe Paléolimnologie

Mission CAMPING- du 4 au 15 septembre



- Montage du **système de guidage du carottier** (casing) afin de retomber à chaque fois dans le même trou. Il s'agit de tube PVC de 3 m de long (X cm de diamètre), généralement utilisé pour les canalisations, emboîtés les uns dans les autres et fixés à l'aide de plats métalliques et de vis papillons. La profondeur du lac étant de ~13 m, ~14 m de tube ont été emboîtés afin de pouvoir enfoncer le casing dans le sédiment. Le casing a été enfoncé de façon à ce qu'il se trouve ~20 cm sous la surface de l'eau. Une corde a été fixée le long des tubes (trois points de fixations : en bas, au milieu et en haut), pour pouvoir bouger le casing relativement facilement.
- **Première grande carotte (ANT-07-A1) de 0 à 2 m** au carottier livingston avec tube plastique et sans core catcher: 0-2m. les sédiments ne sont pas restés dans la carotte. Le core catcher (peau d'orange) aurait été nécessaire. Il y a peut-être également eu un effet de succion lors de la remontée dans le casing car celui n'avait pas été enfoncé de façon à être totalement sous la surface de l'eau.
- **Deuxième grande carotte (ANT-07-A2) de 2 à 4 m**: carottier livingston avec tube plastique. Nous avons trouvé de la matière organique dans le core catcher.
- **ANT-07-A3 de 4 à 6 m**: carottier livingston avec tube plastique. Le piston s'est probablement déclenché trop tôt. Le premier mètre de sédiment voire plus doit être un mélange de sédiments. Seule la partie de 5 à 6 m doit être exploitable.
- **ANT-07-A4 de 6 à 8 m** : carottier livingston avec tube plastique. Carotte réussie mais nous avons abîmé le câble du piston avec le marteau. Avant de déclencher le piston, il devait y avoir trop de mou sur le câble.
- **ANT-07-A5 de 8 à 10 m** : carottier livingston avec tube plastique. Le piston s'est à nouveau déclenché trop tôt. Seul 1,30 m de carotte doit être bon (8,70 à 10 m).
- **ANT-07-A6 de 10 à 12 m** : carottier livingston avec tube plastique. Le piston s'est à nouveau déclenché trop tôt. Seul 1,20 m de carotte doit être bon (10,80 à 12 m).
- **ANT-07-A7 de 12 à 14 m** : carottier Niederrieter 90.

Bilan du carottage A

- 4 carottes à refaire : 0-2 m, 4-6 m, 8-10 m, 10-12 m.
- Câble du piston abîmé au début. On a donc déroulé le câble et ré enroulé celui-ci en démarrant par le côté abîmé.
- Le casing est efficace il permet de bien retomber dans le trou et limite le rebouchage. A chaque nouvelle section le carottier redescend facilement presque au niveau du blocage du piston.

Dimanche 9

- Opération carottages courts : 16 carottes courtes ont été réalisées à l'aide de la barge et du carottier gravitaire. Nous avons suivi un maillage afin de couvrir la surface où les profondeurs sont comprises entre 12 et 13 m.

Position des différentes carottes :

ANT-07-N°1 : X= 0329 510, Y= 5095 407, 13 m de profondeur, la carotte fait 86 cm.

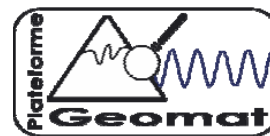
ANT-07-N°2 : X= 0329 517, Y= 5095 455, 13 m de profondeur, la carotte fait 80 cm.

ANT-07-N°3 : X= 0329 483, Y= 5095 443, 12 m de profondeur, la carotte fait 75 cm.

ANT-07-N°4 : X= 0329 451, Y= 5095 439, 12 m de profondeur, la carotte fait 77 cm.

ANT-07-N°5 : X= 0329 435, Y= 5095 413, 12,5 m de profondeur.

ANT-07-N°6 : X= 0329 453, Y= 5095 399, 13,2 m de profondeur.



ANT-07-N°7 : X= 0329 439, Y= 5095 375, 13 m de profondeur, la carotte fait 82 cm.
 ANT-07-N°8 : X= 0329 470, Y= 5095 375, 13 m de profondeur, la carotte fait 86 cm.
 ANT-07-N°9 : X= 0329 505, Y= 5095 370, 13 m de profondeur, la carotte fait 83 cm.
 ANT-07-N°10 : X= 0329 554, Y= 5095 365, 13 m de profondeur, la carotte fait 77 cm.
 ANT-07-N°11 : X= 0329 554, Y= 5095 408, 12,5 m de profondeur, la carotte fait 46 cm.
 ANT-07-N°12 : X= 0329 547, Y= 5095 445, 13 m de profondeur, la carotte fait 77 cm.
 ANT-07-N°13 : X= 0329 542, Y= 5095 344, 12,5 m de profondeur, la carotte fait 82 cm.
 ANT-07-N°14 : X= 0329 513, Y= 5095 337, 13 m de profondeur, la carotte fait 83 cm.
 ANT-07-N°15 : X= 0329 441, Y= 5095 345, 13 m de profondeur, la carotte fait 89 cm.
 ANT-07-N°16 : X= 0329 590, Y= 5095 350, 12 m de profondeur.

Lundi 10, mardi 11: Carottage B (~1 m au sud-est du carottage A)

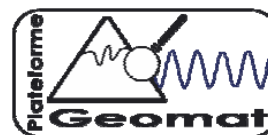
- Installation de la barge au nouveau site de carottage B: Nous avons décidé de refaire les mêmes sections que dans le carottage A en raison du grand nombre de carottes non exploitables.
- **ANT-07-B1 de 0 à 2 m** : carottier livingston avec tube plastique. On a arrêté de carotter trop tôt. Seulement 0-1,80 m de carotte.
- Installation du moteur électrique sur le cable du marteau
- **ANT-07-B2 de 2 à 4 m** : carottier livingston avec tube plastique. Carotte réussie.
- **ANT-07-B3 de 4 à 6 m** : carottier livingston avec tube plastique. Carotte réussie.
- **ANT-07-B4 de 6 à 8 m** : carottier livingston avec tube plastique. Peut-être piston déclenché trop tôt.
- **ANT-07-B5 de 8 à 10 m** : carottier Niederrieter 90. Carotte réussie.
- **ANT-07-B6 de 10 à 12 m** : carottier Niederrieter 90. Carotte réussie.
- **ANT-07-B7 de 12 à 14 m** : carottier Niederrieter 90. Carotte réussie.
- **ANT-07-B8 de 14 à 16 m** : carottier Niederrieter 90. Carotte réussie.
- **ANT-07-B9 de 16 à 19 m** : carottier Niederrieter 63. Carotte réussie.
- **ANT-07-B10 de 19 à 19,5 m** : carottier Niederrieter 63. Carotte réussie.

Mercredi 12 à Vendredi 14 : Carottage C (~1 m au nord-est du carottage A)

- **ANT-07-C1 de 1 à 3 m** : carottier livingston avec tube plastique. Carotte réussie.
- **ANT-07-C2 de 3 à 5 m** : carottier livingston avec tube plastique. Carotte réussie.
- **ANT-07-C3 de 5 à 7 m** : carottier livingston avec tube plastique. Carotte réussie.
- **ANT-07-C4 de 7 à 9 m** : carottier livingston avec tube plastique. Carotte réussie.
- **ANT-07-C5 de 9 à 11 m** : carottier Niederrieter 90. Carotte réussie.
- **ANT-07-C6 de 11 à 13 m** : carottier Niederrieter 90. Carotte réussie.
- **ANT-07-C7 de 13 à 15 m** : carottier Niederrieter 90. Carotte réussie.
- **ANT-07-C8 de 15 à 17 m** : carottier Niederrieter 90. Carotte réussie.
- **ANT-07-C9 de 17 à 20 m** : carottier Niederrieter 63. Carotte réussie.
- Rangement de la barge.

Bilan des trois carottages A,B,C

L'utilisation du carottier livingston avec les tubes aciers n'a pas été nécessaire. Nous n'avons donc pas testé l'extrusion. Les tubes plastique ont pu pénétrer jusqu'à 10 m.



Le temps de montage du carottier livingston est très long. A l'avenir, il faudrait avoir plusieurs carottiers montés d'avance d'où la nécessité d'acheter un autre piston + core catcher.

Pose d'équipement et récupération de données (monitoring)

Samedi 8

- Installation de la station météo et récupération des données du pluviomètre installé début juillet ;
- Recherche de la bouée de la trappe à sédiment ;
- Ajout de données bathymétriques manquantes ;
- Installation du nouveau système de trappe à sédiment et récupération des trappes installées début juin. Récupération également des données des sondes de température installées dans le lac (sur la même ligne que les trappes à sédiment et au bord du lac).

Premiers résultats issus de cette mission

Lac d'Anterne

Bilan scientifique

Trappes à sédiment, sonde de température et pluviomètre

Nous avons récolté ~3 cm de sédiments dans les trappes du fond (12 m). Les sédiments sont laminés, ce qui prouve que plusieurs lamines peuvent se déposer au cours d'une année. Sur les données des sondes de température on observe des chutes brutales de la température qui pourraient correspondre à des événements de précipitation. A suivre...en comparant avec les données enregistrées par le pluviomètre.

Rq : L'été 2007 a été un été assez exceptionnel en ce qui concerne les précipitations. Le berger rencontré sur le terrain nous a parlé d'un important orage le 19 juillet. Depuis qu'il est dans les alpages d'Anterne, il n'a pas souvenir d'avoir vu un orage aussi important. Il a notamment observé que le lac était resté turbide depuis cette date.

Bathymétrie

Il reste encore une partie du lac avec peu de données. Les tracés refaits n'ont pas suivi la bonne trajectoire.

Carottes

Nous avons réalisé 2 carottes complètes de ~20 m (B et C) (voir figure 2). Afin d'avoir le recouvrement entre deux sections successives, la première section du carottage C a été réalisée à partir de 1m sous l'interface eau/sédiment. Ces 20 m de sédiment doivent représenter ~6 000 à 7 000 ans d'apports détritiques dans le lac.

Nous avons trouvé un dépôt de sable grossier formé de schiste et cristaux de calcite qui suggère une période d'érosion intense. D'après la composition du dépôt, il s'agirait de l'érosion de la partie W/S-W du bassin versant du lac. De la matière organique à également été retrouvée à plusieurs reprises dans les core catchers et observée dans une carotte.

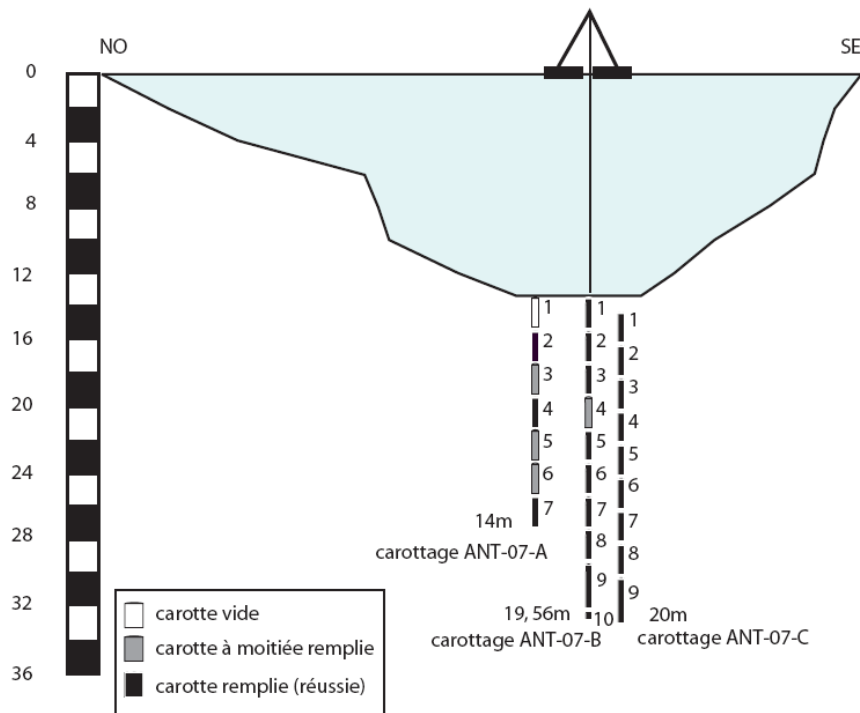
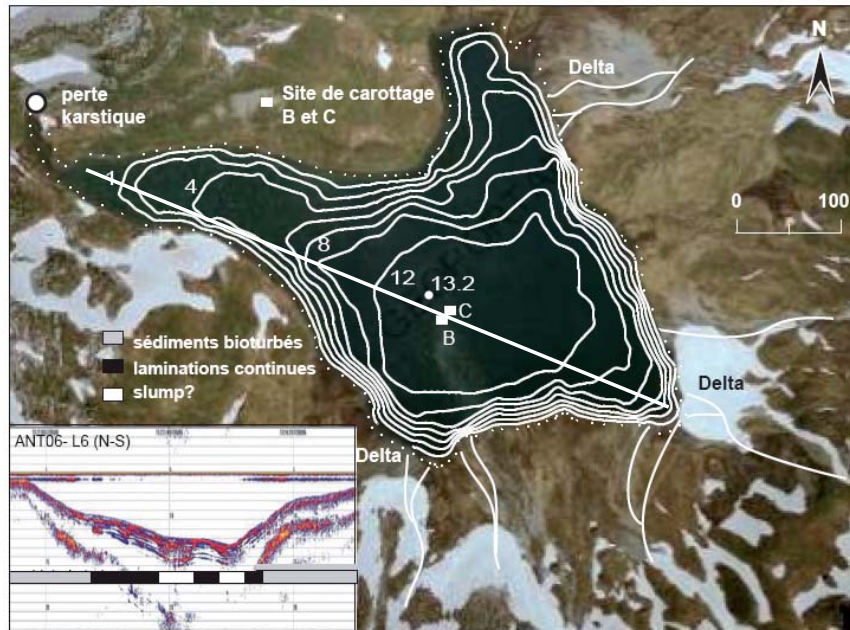


Figure 2 : Représentation des sites de carottage sur la carte bathymétrique et sur la vue en coupe (profil vertical réalisé selon le trait de coupe transversal).



Compte rendu technique

L'héliportage

Eviter de porter la barge par les vis situées dans les coins : à l'aller nous avons cassé l'insert d'une des 4 vis.

Le carottage (barge et carottier)

A l'avenir, lorsque l'on voudra utiliser les deux marteaux, il faudra penser à les solidariser pour que ceux-ci restent bien verticaux et éviter les frottements contre la tige.

Il faut réparer ou refaire :

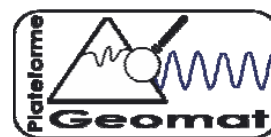
- Les listons de la barge
- Le câble principal (couper ~4 m) et celui du piston
- La tige du marteau
- Le zodiac : trou au niveau de la couture à l'arrière du bateau et sur le boudin de droite, fuite aussi au niveau de la valve. Mettre également un bouchon à l'arrière pour éviter que l'eau entre dans le bateau.

Il faut acheter ou racheter :

- La bague du Y du Niderrrieter 90
- Un autre piston pour le N90.
- Un piston + core catcher pour le livingston
- Un câble de piston
- Du tube bleu.
- Un groupe électrogène silencieux, 2 Kw
- La clavette du tripode
- Un ressort pour le marteau
- Des rondelles en téflon
- Un touret pour le marteau électrique et peut être un pour la quatrième ancre.
- Un bidon de 10 l transparent et de l'huile de mélange de couleur. Attention, ne pas remplir les bidons d'essence complètement car ils gonflent avec l'altitude.
- Deux poulies pour mettre au sommet du tripode (penser à mettre l'entretoise)
- Une lampe LED pour mettre au sommet du tripode (pour voir la nuit et être visible par les autres bateaux).

A réfléchir ! :

- trouver un système pour installer le tire-fort plus facilement
- Trouver un système pour sortir les tiges plus facilement (car c'est très lourd !)
- Penser au concept d'une annexe pour les futurs carottages (rubber boat dans les surplus militaire, catamaran à pédale gonflable.)



ANNEXE 1

*Demande d'autorisation des réserves naturelles***Objet, motifs et étendue de l'opération****Mise en œuvre de la DCE et étude des paléoenvironnements**

Les sédiments lacustres constituent de bons enregistreurs des conditions paléoenvironnementales. En effet, ils représentent une archive privilégiée (continue dans le temps) des variations climatiques et de l'anthropisation des milieux depuis le Néolithique (~7000 ans BP). Cette période marque l'apparition des activités agropastorales dans les Alpes du Nord et le début de l'impact anthropique sur son environnement notamment par le biais de déforestations. La présence de l'homme se fait d'autant plus sentir à l'âge du bronze, puis à l'âge du fer et durant la période Romaine.

L'objet de notre programme scientifique est d'établir une chronologie des changements climatiques dans les Alpes du nord au cours de l'holocène (période interglaciaire dans laquelle nous vivons) et d'évaluer l'impact des activités humaines au cours du temps sur les territoires de montagnes. Ces connaissances participeront à une meilleure compréhension de certaines évolutions actuelles (réchauffement climatique, érosion des bassins versants). Ce programme répond également à un appel d'offre rédigé par la DIREN (Direction régionale de l'Environnement).

Afin de mener à bien ce projet, un carottage long (15 à 20 m) permettant de recouvrir une grande partie de l'holocène sera réalisé sur le Lac d'Anterne (2061 m d'altitude) (Réserve naturelle de Sixt/Passy).

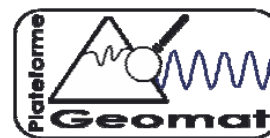
Ce lac a été choisi en raison de ses caractéristiques sédimentaires qui font de ce site, le plus approprié pour répondre au mieux aux objectifs fixés. En effet, d'après les études précédentes réalisées sur le Lac d'Anterne, la dynamique sédimentaire suivrait un rythme saisonnier :

- les lamines de particules grossières se déposeraient en réponse à une forte activité hydrologique due à la fonte des neiges au printemps et/ou aux fortes précipitations en été/automne.
- Tandis que les lamines sont formées par la décantation d'argiles et silts fins sous la glace en hiver.

Cette sédimentation à rythmicité annuelle (varve) présente l'intérêt de pouvoir dater les sédiments avec une haute précision et ce avec une résolution annuelle. De plus, l'épaisseur de ces dépôts peut être utilisée comme indicateur de l'activité hydrologique qui est elle-même contrôlée par le climat et les activités anthropiques. Les lacs varvés sont rares dans les Alpes françaises, c'est pourquoi le Lac d'Anterne a été retenu comme site d'étude.

Des prospections effectuées aux mois d'août et octobre dernier (carottages courts et coupes sismiques) ont permis de définir le site de carottage le plus approprié.

L'interprétation des conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques nécessite au préalable une bonne compréhension des processus de sédimentation dans le lac. C'est pourquoi entre le mois d'août et octobre dernier, deux trappes à sédiment (2 m et 12 m) avaient été installées. Elles ont dû être enlevées en raison d'un problème technique. Nous aimerions donc recommencer l'expérience afin de récolter les sédiments qui se déposent au cours d'une année.



Moyens techniques et évaluations des incidences au regard des objectifs de conservation du site NATURA 2000

Carottage Long sur le Lac d'Anterne

La réalisation d'un carottage long nécessite entre autre l'utilisation d'une plateforme de carottage (barge + tripode) de 300kg et d'un carottier d'~20kg (90 mm de diamètre). Au final, l'ensemble du matériel pèse ~920kg (sans tenir compte de la nourriture). Nous avons donc sollicité la société CMBH (Chamonix Mont-Blanc Hélicoptère) pour le transport du matériel sur le site. Etant donné le poids maxima que l'hélicoptère peut transporter, deux rotations seront nécessaires : l'hélicoptère décolle d'Argentière, vient effectuer un premier chargement à Plaine Joux, puis le dépose à Anterne. La seconde rotation s'effectuera entre Plaine Joux et le lac. Le retour d'une des deux rotations permettra à une autre équipe de scientifiques réalisant une étude sur la faune piscicole (demande de la DIREN et demande d'autorisation à part) de déplacer leur matériel sur le site de Pormenaz. Deux rotations seront également nécessaires pour le retour. Le passage de l'hélicoptère peut occasionner un dérangement des gypaètes. Un couple de Gypaète s'étant récemment installé dans les falaises, nous avons décalé la mission auparavant prévu pour le mois de juillet au mois de septembre afin de ne pas rentrer dans cycle annuel de reproduction qui dure 9 à 10 mois (15 octobre à fin août).

D'autre part la technique de carottage nécessite un marteau piqueur pour permettre au carottier de pénétrer le remplissage sédimentaire. Ceci risque de constituer un gêne sonore pour la faune.

La mission de carottage se déroulera du 5 au 10 septembre 2007 si les conditions météorologiques le permettent. Sinon la mission sera décalée. Cinq jours correspondent au temps nécessaire à la réalisation du carottage. Afin de ne pas perdre de temps, nous avons décidé de camper au bord du lac. Le campement comprendra 3 tentes pour dormir ainsi qu'une tente mess pour les repas. Dans la mesure du possible les 3 tentes pour dormir seront déplantées la journée. Nous apporterons également un WC chimique.

Nous aurons également besoins d'une autorisation de circulation en voiture pour monter jusqu'aux chalets de Moède (Réserve naturelle de Passy) (immatriculation de la voiture : inconnu car ce sera une voiture de location).

Installation de nouvelles trappes à sédiments

Les trappes à sédiment seront installées entre le 14 et le 21 mai 2007. Cette mission n'occasionnera aucune gêne pour la faune.

Images de la mission



Photo de la plateforme de carottage (à gauche) et du camp (à droite).



Les carotteurs en action !!!

Remerciements

Merci à la réserve naturelle de nous avoir permis d'installer un camp permanent pendant 10 jours au bord du lac. Merci à tous les participants pour leur efficacité et leur bonne humeur !