



Signature climatique et anthropique dans les sédiments holocènes des lacs du Bourget et d'Anterne (NO des Alpes) – paléohydrologie et contamination au plomb

Fabien Arnaud

► To cite this version:

Fabien Arnaud. Signature climatique et anthropique dans les sédiments holocènes des lacs du Bourget et d'Anterne (NO des Alpes) – paléohydrologie et contamination au plomb. Géochimie. Université des Sciences et Technologie de Lille - Lille I, 2003. Français. NNT : . tel-00007606

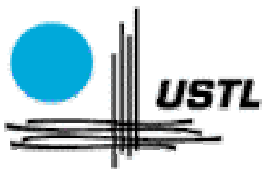
HAL Id: tel-00007606

<https://theses.hal.science/tel-00007606>

Submitted on 2 Dec 2004

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

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



**Thèse
Présentée à
L'université des Sciences et Techniques de Lille 1**

Ecole doctorale des sciences de la matière du rayonnement et de l'environnement

**Pour obtenir le titre de docteur
Spécialité :
Dynamique & Environnements Sédimentaires**

**par
Fabien Arnaud**

**SIGNATURES CLIMATIQUE ET ANTHROPIQUE DANS LES SEDIMENTS HOLOCENES
DES LACS DU BOURGET ET D'ANTERNE
(NORD-OUEST DES ALPES)
- PALEOHYDROLOGIE ET CONTAMINATION AU PLOMB -**

Soutenue le 19 décembre 2003 devant la commission d'examen composée de :

Rapporteurs :	M. Polvé U. von Grafenstein
Examineurs :	F. Grousset M. Magny F. Monna
Directeurs de thèse :	N. Tribovillard M. Desmet

REMERCIEMENTS

Bon, ça fait un moment que Marc me poursuit avec ça, cette fois il faut y aller, je me jette dans les remerciements. Etape difficile, non qu'il me soit désagréable de remercier ceux qui m'ont permis de tant apprendre ces trois dernières années, bien au contraire, mais c'est le symbole ultime d'une page qui se tourne. Et aussi, et peut-être avant tout, l'occasion de regarder une dernière fois derrière soi avant le grand saut qu'est « l'accouchement » du manuscrit haï-chéri de thèse.

Commençons par le commencement : les officiels. Au commencement était un étudiant de DEA qui obtint une bourse de thèse lilloise, mais qui voulait travailler sur les lacs alpins, donc à Chambéry. Je remercie sincèrement Anne-Marie Lézine, puis Jean-Luc Potdevin, directeurs successifs de la FRE, puis de l'UMR Processus et Bilan en Domaine Sédimentaire, de m'avoir autorisé ce grand écart. Je me suis efforcé du mieux que je pouvais d'afficher mon identité lilloise, obsession qui confina parfois à la schizophrénie lorsqu'il a fallu expliquer le pourquoi du comment de ma double casquette nordico-savoyarde à des non-francophones dans les congrès... Mais ce fut un moindre mal, et je dois dire que tout a toujours été fait à Lille pour que je puisse travailler dans les meilleures conditions, encore une fois merci Anne-Marie et Jean-Luc.

Les conditions de travail ne furent pas moins bonnes à Chambéry, au sein du LGCA, sous les houlettes successives de Marc Tardy et d'Arnaud Pécher. Merci à tous deux de m'avoir accueilli dans leur laboratoire et plus spécialement à Marc Tardy qui dirige encore aujourd'hui la partie chambérienne du laboratoire qui m'a toujours fournies les meilleures conditions matérielles de travail.

Nicolas Tribovillard a supervisé mon travail au cours des ces trois loooooongues années. Nos échanges furent extrêmement constructifs, une certaine connivence s'installant peu à peu. Ce fut un réel plaisir de travailler avec toi Nicolas et si je devais te payer tous les gros gâteaux au chocolat que je te dois pour m'avoir sorti de pétrins administratifs ou pour m'avoir apporté tes lumières et critiques judicieuses sur mes différents écrits... j'ai bien peur que ta légendaire svelte silhouette n'en pâtisse rigoureusement.

Marc Desmet. Ah ! Marc Desmet. Voilà un directeur de thèse comme on en fait peu ! Je ne crois pas que beaucoup de thésards puissent se vanter d'avoir rencontré leur directeur au cours d'une séance de gobbage (Nicolas, y'a deux « b » à gobbage ??) de Flamby... Ce fut notre cas, et nous étions loin alors d'imaginer jusqu'où nous mèneraient ces quelques grammes de gélatine ! Mais au-delà de la déconne il a fallu aussi bosser. Et là je te remercie sincèrement Marc, car, dès le tout début tu as su instauré un rapport d'égal à égal qui m'a permis de m'épanouir pleinement dans mon travail de recherche. Comment oublier les missions que l'on a montées ensemble, la tempête mémorable sur le Lac de Laffrey ou nos premiers pas sur la glace du Lac Robert... Et je ne m'étendrai pas sur le calvaire des 40 cm de poudreuse qu'il fallait descendre à ski tous les matins pour rejoindre notre lieu de travail sur le Lac d'Anterne. Merci Marc pour ces moments de bonheur viril... mais correct. Bien que nos relations, comme toutes relations basées sur la franchise, connurent des hauts et des bas, j'espère avoir gagné un ami.

Mireille Polvé et Ulrich von Grafenstein ont eu la gentillesse d'accepter la tâche de rapporteurs, Francis Grousset, Michel Magny et Fabrice Monna ont également accepté d'examiner mon travail. Je vous remercie de vous être intéressés à ce mémoire.

Merci également à ASTERS, gestionnaire des réserves naturelles de Haute Savoie sans qui les manip dans les lacs d'altitude n'auraient été possibles. Merci en particulier à son directeur Emmanuel Michaud et à Juliette Vodinh pour leur soutien permanent, et aux membres du comité scientifique qui nous a autorisés à effectuer nos recherches dans les réserves et qui a financé la campagne de carottage long à Anterne. Merci également au soutien musclé des gardes qui n'ont jamais hésité à porter notre matériel incongru en ces hauts lieux et qui ont su nous transmettre leur Amour de « leurs » réserves. Je dois également beaucoup à ceux qui sont venus apporter leur contribution physique au carottage à Anterne : Yann, Céline, Cécile, et une mention particulière pour notre flamand rose préféré : Alain Trentesaux, que l'on a entraîné dans les situations les plus inattendues, voire scabreuses, pour un nordiste pur beurre comme lui. Merci Alain de ton éternelle bonne humeur et de ton entrain, acquis probablement (comme ta raie au milieu des cheveux) au cours de longues années de scoutisme ! Que les autres de la « bande d'Anterne » ne se sentent pas offusqués, ils sont amplement cités dans ce qui suit...

Les travaux sur le Lac du Bourget ont bénéficié d'un financement ECLIPSE dans le cadre du projet « *Variabilité climatique sur le versant nord-ouest des Alpes au cours des derniers 10.000 ans* » porté par Marie Revel-Rolland. Merci à ceux qui ont participé aux carottages, notamment Gérard Paolini, « l'Homme du Bourget » de l'Aquarium d'Aix les Bains et observateur privilégié de l'évolution des eaux du lac.

Ce travail a bénéficié de l'aide de nombreux collaborateurs qui ont accepté de mettre à ma disposition savoirs et savoir-faire. Au premier chef je suis heureux de citer le « premier carré » dans notre équipe de vasologues alpins : Marie Revel-Rolland et Manu Chapron.

Encadrante principale de mon DEA, Marie m'a initié à la recherche, offrant sans compter son temps et ses précieux conseils. Nos routes se sont quelque peu séparées lorsqu'elle a quitté la France pour l'Australie au milieu de ma thèse, mais le lien a été maintenu à coup d'e-mails et Marie a toujours répondu présent à mes appels, corrigeant méticuleusement les articles et orientant le volet « géochimie » de mon travail. Mais Marie c'est aussi le porteur du projet ECLIPSE qui a permis de financer les analyses de ma thèse. Sans elle notamment, pas d'âges ^{14}C , pas de dosage des majeurs, et d'ailleurs même pas de carottes du Lac du Bourget ! Merci encore pour tout Marie ! Et j'espère que nous pourrions continuer à cheminer ensemble vers de nouvelles aventures scientifiques.

Et voilà un gros morceau : le Sieur Chapron ! Alors celui-là, lire ma thèse, c'est quasiment lire mes remerciements à Manu : il tient largement la tête du box-office du nombre de citations dans ce manuscrit ! Je ne reviens donc pas sur tout le bien que je pense de ton boulot sur Le Bourget. Merci Manu de ton enthousiasme communicatif et de ta confiance dans mes « méthodes de géochimiste » (SVP les « vrais » géochimistes : ne pouffez pas...). Tu as su me passer élégamment le relais pour travailler sur « ton » lac, qui est maintenant (désolé) le notre. Merci aussi de m'avoir offert la possibilité de vivre une expérience plus qu'enrichissante avec la mission de carottage ENSO Chile sur les lacs chiliens. J'ai pu largement y aguerrir mes capacités de carotteur tout en découvrant un pays et une culture à couper le souffle. Merci.

Je profite d'évoquer le travail de Manu pour remercier également son co-directeur de thèse lillois : Jean-François Deconinck. C'est en partie grâce à lui que la collaboration Lille – Chambéry a pu se concrétiser par la thèse de Manu, puis la mienne aujourd'hui. Merci Jean-François de la confiance que tu m'as accordée à la fin de mon DEA et de tes efforts pour que je puisse continuer dans le thème de recherche que j'avais choisi.

Une mention toute particulière pour un homme que je respecte énormément : Michel Pourchet. Michel m'a initié au monde complexe de la radiochimie et a su perpétuer en cela l'expérience d'une vie de travail dans ce domaine. Grâce à toi, j'ai commis mon premier article et un de mes souhaits les plus chers serait de perpétuer le travail que tu as entrepris en continuant à travailler sur les radioéléments dans les sédiments lacustres avec ton digne successeur, mon ami Olivier Magand (Salut Superman !) à qui tu as maintenant passé le relais. A en juger par le nombre d'articles « in prep » dans lequel on est associés ça devrait pouvoir le faire... Merci encore vieux pirate et heureux jeune retraité ! Et passe le bonjour aux fleurs de Patagonie pour moi !

Christian Beck ne peut être oublié non plus. Il fut le premier géologue chambérien à « voir qu'il y avait un lac à 2 km du labo ». Prise de conscience visionnaire s'il en est, et fondatrice d'une aventure que nous nous efforçons de perpétuer. Pour ce travail de pionnier et pour ta disponibilité quand j'ai eu besoin d'éclairages géologique ou minéralogique : merci Bill !

Au panthéon des apprentis vasologues alpins, Vincent Lignier occupe une place de choix. On lui doit en effet la copaternité de l'aventure fondatrice des campagnes CALAMAR dans les lacs d'altitude des Aiguilles Rouges. Pour ma part, je lui dois en plus la co-découverte de la sédimentation « type Anterne ». Je me souviens encore avec émotion de ces moments où tout s'est éclairé dans nos esprits autour d'une carotte de vase de 87 cm (ANT 9902, le nom me fait encore vibrer...). Merci pour ce grand moment Fripouille !

Merci encore à notre « Ma Dalton » des paléoclimats continentaux : Marie-Antoinette « Ninette » Mélières. Toujours prête à dispenser son intarissable énergie et à promouvoir « ses p'tits gars » aux quatre coins de la planète « paléoclimats ».

Si une certaine reconnaissance de nos travaux commence à poindre, avec quelques papiers déjà publiés ou en passe de l'être, ceux qui ont cru dans notre thématique et nous ont aidé à mettre en place des outils qui « tiennent la route » au niveau international doivent être remerciés.

Sans doute dois-je commencer par l'ami Thierry Winiarski de l'ENTPE de Lyon qui a ouvert dans les temps protohistoriques dits du « Calamar Inférieur » la porte des Réserves Naturelles des Aiguilles Rouges aux pionniers qu'étaient alors Marc et Vincent. Puis il n'a pas hésité à m'offrir de venir passer chez lui de grandes séries d'échantillons à doser en plomb. Ce mémoire ne rend pas totalement compte de l'ampleur de cette collaboration, mais c'est une affaire qui tourne et on n'a pas fini de traquer le « Pic des Romains » ensemble dans les Aiguilles Rouges et ailleurs !

Toujours dans la catégorie « plombiste », Delphine Bosch m'a permis de réaliser les séparations de plomb pour les mesures isotopiques dans sa salle blanche Ultra Clean du Laboratoire de Tectonophysique à Montpellier. Merci Delphine pour ton enthousiasme et ta disponibilité.

Restons dans le sud pour remercier Nicolas Thouveny du CEREGE qui m'a ouvert les portes de son « chalet » dans la pinède d'Aix en Provence où j'ai pu effectuer les mesures d'aimantations rémanentes sur les carottes du Bourget. Mais Nicolas ne s'est pas contenté de mettre à disposition son précieux matériel, ce fut un réel plaisir d'entrouvrir grâce à lui la porte du monde complexe du magnétisme environnemental.

L'acquisition du carottier UWITEC a constitué un déclic majeur pour notre équipe. Herr Ulrich von Grafenstein doit en être remercié car il est un de ceux qui ont permis cet achat. « Uli » nous a également appris à utiliser cet engin démoniaque et a toujours considéré avec bienveillance la mise en place de notre thématique. Ce fut un réel plaisir de profiter de ses connaissances tant sur le plan du terrain que de la problématique « variabilité climatique holocène ».

Même si elle ne transparaît que très peu dans mon mémoire, je voudrais citer la collaboration avec les amis du RCMG de Gent : Marc de Batist, Peter van Rensbergen, Koen de Ricker et François Charlet. On leur doit, avec Manu, une partie de la connaissance des remplissages des lacs dans lesquels nous sommes allés chercher notre vase. J'espère que dans l'avenir nous pourrions continuer à explorer les mémoires lacustres ensemble. Merci également aux liégeois : Nathalie Fagel, Xavier Boes et Sébastien Bertrand que j'ai pu connaître et apprécier au Chili. Nos routes devraient encore souvent se croiser...

Lorsque je suis arrivé avec mes gros sabots de sédimentologue imprégné de culture paléocéanographique dans le monde des lacs alpins, il y avait déjà du monde, et du beau monde... Je remercie ici Michel Magny de son attention pour nos tentatives d'approcher cet insaisissable « variabilité climatique holocène dans les Alpes ». Malgré son expérience du terrain et du sujet, il n'a jamais eu la moindre velléité de nous prendre de haut, j'espère que nous pourrions continuer dignement ce que Michel a commencé voilà plus de 20 ans. Comme je l'aurais dit dans une autre vie : respect.

L'environnement holocène alpin ce sont aussi les hommes qui s'y sont succédés. J'y reviendrai souvent dans ce mémoire et la majorité du peu que je sais à ce sujet, je le dois à André Marguet. Je l'ai connu seulement en juillet de cette année mais si je me retourne sur tout ce que j'ai appris depuis grâce à lui, là encore le mot respect vient tout naturellement. Merci André pour ton enthousiasme à transmettre l'archéologie telle que je l'aime, celle qui touche à ce qu'ont pu vivre et ressentir nos prédécesseurs confrontés à une nature changeante.

Les lacs, les hommes, il ne manque plus que Le Fleuve pour compléter le cocktail détonnant que constitue le Lac du Bourget. Là encore, je dois remercier un « ancien » pour sa passion de transmettre, il s'agit du Professeur Jean-Paul Bravard qui, par quelques judicieux éclairages et conseils de lecture, a su m'aider à approcher (à effleurer devrais-je écrire) la complexité de l'évolution du Rhône et de ses relations avec « mon » Lac du Bourget (désolé Manu...). Merci également à Gérard Nicoud qui m'a appris énormément sur les remplissages quaternaires de Savoie.

Puisqu'on en est aux locaux de l'étape, merci aux membres du LGCA qui m'ont apporté leur soutien que ce soit pour les manip de géochimie, ou en m'apportant leurs commentaires constructifs, notamment sur le papier « plomb », merci donc à Eric Lewin, Catherine Chauvel et Francine Keller.

Merci également à l'équipe technique de Chambéry, Faycal Souffi, Dédé Paillet et Mme Mougin. Avec une mention spéciale pour « Souf' » qui se lance à corps perdu dans l'atelier de lames minces imprégnées : bon courage Souf', je suis sûr que tu vas nous sortir de superbes lames !

Et on en arrive aux inévitables « *Forçats de la Terre* » de la recherche française : mes collègues thésards. Trois ans de vie commune dans un bureau de 10 m², c'est déjà pas rien, mais quand en plus on se retrouve voisins de palier, ça devient un exploit de ne pas s'être tapé dessus. Merci donc à Tonio pour sa bonne humeur bonhomme qui le rend si facile à vivre et pour les quelques « *rides* », aux 7 Laux et ailleurs, qui resteront des moments forts de ma période de thèse. Assez rapidement la quiétude de notre bureau ou régnait une douce atmosphère de labeur et de concentration a été mise à mal par l'arrivée d'un énergumène frissonnant, l'inénarrable Jérôme Nomade ! Jérôme est la dernière recrue des vasologues chambériens et je lui dois notamment d'avoir divisé par deux mon travail sur le Lac du Bourget, pour une obscure raison que je tiendrai secrète (cf. Annexe II). Allez, sans rancune, et je te souhaite le meilleur pour ta dernière année de thèse ! Mais les thésards du labo ce sont aussi des « vrais » géologues qui travaillent sur des cailloux durs, tout ça, tout ça... Salut à vous Oliver, Djer, Jose, Eva et Eduardo. Ce fut un plaisir et une richesse de vous côtoyer tous les jours ! Je n'oublie pas mes camarade lillois, toujours accueillants lors de mes passages dans le Nord. Salut à vous Yvan, Dimitri, Pierre, les Sophies, Nidal, Julien et les autres que j'ai trop peu connus...

Un petit coucou à l'ami Laurent disparu il y a un an quasiment jour pour jour en montagne. On avait tellement de choses à faire ensemble, Laurent, c'est vraiment pas sympa d'être parti comme ça...

Enfin, comme de coutume, mais non sans émotion, je terminerai pas les proches, parents et amis qui m'ont vu disparaître ces derniers mois pour d'obscures raisons... Non, je n'ai pas été enlevé par une secte ! Quoi que ?

Merci Papa et Maman, j'espère que vous avez su faire de moi quelqu'un « de bien », en tout cas j'y travaille. J'ai hérité de mes ascendants une certaine facilité et un goût pour l'écriture qui m'ont toujours servi au cours de ces années, merci à tous.

Et surtout, surtout, mes pensées vont vers celle qui savait tout à fait où j'étais, vu qu'elle supportait tous les jours ma « variabilité climatique »... Cécile, à qui je dois tant et qui porte en elle le meilleur de ce qu'on pouvait donner. Tu vois je vais finalement accoucher un peu avant toi... On en a déjà tellement vécu ensemble que c'en est vertigineux de penser que ce n'est qu'un début.

*A mon arrière grand-père
Gaston Tribillon, Homme d'armes et de lettres,
Amoureux et défenseur des valeurs de la République...*

*A mon enfant à naître,
En espérant te laisser un monde
écologiquement et politiquement acceptable,
et te transmettre mon Amour des choses vraies...*

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS.....	3
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	13
Références bibliographiques (introduction générale)	15
NOTE SUR L'ORGANISATION GENERALE DU MANUSCRIT.....	17
1^{ÈRE} PARTIE : LA VARIABILITE CLIMATIQUE HOLOCENE DANS LES ALPES APPORTS DE L'ETUDE PLURIDISCIPLINAIRE DES APPORTS DÉTRITIQUES DANS UN GRAND LAC DE PLAINE - LE LAC DU BOURGET -	19
INTRODUCTION	21
CHAPITRE 1 : PROBLEMATIQUE : LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE HOLOCENE ET LES POTENTIALITES DE SON ENREGISTREMENT DANS LE LAC DU BOURGET	23
1. La variabilité climatique holocène en Europe et dans les Alpes.....	23
2. Potentialités paléoclimatiques du site étudié	27
2.1. Le Lac du Bourget	27
2.2. La carotte LDB 01- I : Contexte morphologique et sédimentologique	29
Références bibliographiques (Partie 1, Chapitre 1)	31
CHAPITRE 2 : LA CAROTTE LDB 01- I : CONSTITUTION D'UNE SÉRIE SYNTHÉTIQUE, DESCRIPTION LITHOLOGIQUE ET DATATION	33
1. Constitution d'une série composite	33
2. Description lithologique	34
3. Modèle d'âge	35
Conclusion du Chapitre 2	40
Références bibliographiques (Partie 2, Chapitre 2)	41
CHAPITRE 3 : 7200 ANS DE CRUES DU RHÔNE DANS LE LAC DU BOURGET UN ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE À HAUTE RÉOLUTION DES CONDITIONS HYDROLOGIQUES DANS LES ALPES NORD OCCIDENTALES	
	Arnaud et al., 2005, The Holocene
CHAPITRE 4 : ETUDE MULTI-PARAMÈTRES DES APPORTS DÉTRITIQUES AU LAC DU BOURGET AU COURS DES DERNIERS 7200 ANS : IMPLICATIONS PALEOCLIMATIQUES	55
Introduction	55
1. Outils et méthodes	55
1.1. Granulométrie.....	55
1.2. Géochimie des éléments majeurs.....	55
1.3. Paramètres magnétiques.....	55
1.4. Datation et calculs de flux	56
2. Résultats	58
2.1. Sédimentologie	58
2.2. Géochimie.....	60
2.3. Paramètres magnétiques.....	62
2.4. Flux de matières.....	63
3. Interprétations	64
3.1. Sédimentologie	64

3.2. Caractérisation et évolution des sources sédimentaires	65
3.3 Interprétation du signal de susceptibilité magnétique	72
3.4. Interprétation des profils d'ARA et ARI.....	73
3.5. Flux de matière	76
3.6. Synthèse des différents marqueurs	76
4. Discussion : reconstitutions paléoenvironnementale et paléoclimatique.....	79
4.1. Variabilité millénaire à plurimillénaire.....	79
4.2. Variabilité séculaire à pluriséculaire	81
4.3. Le signal sédimentaire détritique dans le Lac du Bourget et les paramètres forçants de la variabilité climatique holocène : essai d'intégration	86
CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE ET PERSPECTIVES DE RECHERCHE.....	88
Références bibliographiques (Partie 1, Chapitre 4 et conclusion)	89
2^{ÈME} PARTIE : EVOLUTION HISTORIQUE DE LA CONTAMINATION AU PLOMB DANS LES ALPES NORD OCCIDENTALES FRANÇAISES ENREGISTREE DANS LES SÉDIMENTS DES LACS D'ANTERNE ET DU BOURGET - CHRONOLOGIE, SOURCES ET POTENTIALITÉS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES.....	93
INTRODUCTION	95
CHAPITRE 1: LE PLOMB DANS L'ENVIRONNEMENT, TOXICITÉ, GEOCHIMIE, EVOLUTION HISTORIQUE	97
1. Le plomb : toxicité et géochimie	97
1.1. Toxicité du plomb	97
1.2. Cycle biogéochimique du plomb	97
1.3. Isotopie du plomb	98
2. L'enregistrement de la contamination au plomb dans les archives naturelles	98
2.1. La contamination au plomb depuis 4500 ans	98
2.2. Archives naturelles de la contamination au plomb	101
3. Potentiel Chronostratigraphique de la contamination métallique.....	102
4. Problématique et objectifs du présent travail	102
Références bibliographiques (Partie 2, Chapitre 1)	103
CHAPITRE 2 : MÉTHODES D'ANALYSES	105
1. Datations.....	105
1.1 Plomb 210	105
1.2. Césium 137	106
1.2. Radiocarbone	107
2. Géochimie	107
2.1. Concentrations	107
2.2. Composition isotopique.....	108
Références bibliographiques (Partie 2, Chapitre 2)	108
CHAPITRE 3 : LE LAC D'ANTERNE ET LES CAROTTES ÉTUDIÉES	111
1. Le Lac d'Anterne.....	111
1.1. Situation géographique et limnologie.....	111
1.2. Situation géologique et morphologie du Lac d'Anterne	111
2. Fonctionnement sédimentaire du lac et datation de la carotte ANT 9902	113

3. La carotte ANT 01-I.....	122
3.1. Comparaison avec la chronologie ^{210}Pb et la sismochronologie	122
3.2. Comparaison avec les données ^{14}C	123
Conclusions du chapitre 3.....	124
Références bibliographiques.....	125
(Partie 2, Chapitre 3 – hors littérature citée dans l'article).....	125
 CHAPITRE 4 UN DOUBLE ENREGISTREMENT DE LA CONTAMINATION AU PLOMB DANS LES ALPES NORD-OCCIDENTALES FRANÇAISE AU COURS DES DERNIERS SIÈCLES : LES SÉRIES DES LACS D'ANTERNE ET DU BOURGET	127
Arnaud et al., 2004, Journal of Environmental Monitoring	
Conclusions du chapitre 4.....	138
Références bibliographiques.....	138
 CHAPITRE 5 : L'ENREGISTREMENT DES CONCENTRATIONS EN PLOMB DANS LA CAROTTE ANT 01- I : IMPLICATIONS ARCHÉOLOGIQUES ?	141
1. Résultats	141
2. Interprétation.....	142
3. Discussion : une contamination locale majeure à proximité du Lac d'Anterne à l'Epoque Romaine ?	142
Conclusions du chapitre 5.....	143
Références bibliographiques (Partie 2, Chapitre 5)	143
 CONCLUSION DE LA PARTIE 2	145
 CONCLUSION GÉNÉRALE	146
 BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE.....	14848
 ANNEXE I : SR AND Nd ISOTOPES AS TRACERS OF SOURCES OF CLASTIC MATERIAL, IN THE BOURGET LAKE SEDIMENT (NW ALPS, FRANCE) DURING THE LITTLE ICE AGE - PALEOHYDROLOGICAL IMPLICATIONS	155
Revel-Rolland et al., accepté, Chemical Geology	
 ANNEXE II : CAROTTAGE LONG DES SÉDIMENTS DU LAC DU BOURGET - ECCHYMOSE 2001 (RAPPORT DE MISSION)	17575
 ANNEXE III : LEAD FALL-OUT ISOTOPIC SIGNAL OVER FRENCH NORTHERN ALPS: TIMING AND SOURCES CONSTRAINTS FROM DISTANT LAKE SEDIMENT RECORDS.....	185
Arnaud et al., 2003, Journal de Physique IV	
 ANNEXE IV : CAROTTAGE EN CONDITIONS HIVERNALES DE LACS D'ALTITUDES - CACHALAUX 2001 (RAPPORT DE MISSION)	19191

INTRODUCTION GENERALE

L'Holocène est la dernière période géologique, celle dans laquelle nous vivons actuellement. Cette période interglaciaire a débuté il y a 10000 ans et apparaît remarquablement stable sur le plan climatique si on la compare à la période glaciaire qui l'a précédée. Pourtant une certaine variabilité climatique a pu y être identifiée (e.g. Denton & Karlen, 1973 ; Magny, 1993 ; O'Brien et al., 1995 ; von Grafenstein et al., 1999), et son étude connaît un regain d'intérêt dans le cadre des interrogations sur la capacité de l'Homme à modifier le climat. L'Homme dont l'impact grandissant sur l'environnement est une des caractéristiques majeures de l'Holocène.

L'Holocène est la période où ont été inventés l'agriculture et l'élevage, conduisant à la sédentarisation des populations. Ces pratiques ont profondément affecté les cycles naturels des sédiments, en déstabilisant les sols et en concentrant les apports de nutriments. L'invention de l'industrie des métaux a également provoqué des bouleversements écologiques qui ont connu leur apogée au XX^{ème} siècle avec une contamination généralisée de l'environnement par les métaux lourds, tels que le plomb. Au cours de l'Holocène, l'Homme a su coloniser tous les milieux et n'a eu de cesse de s'adapter aux changements de son environnement et de tenter de l'approprier. Travailler sur l'Holocène en domaine continental implique nécessairement des rencontres plus ou moins fortuites avec l'Homme, en tant que perturbateur des systèmes naturels ou au contraire, en tant qu'indicateur des changements environnementaux auxquels il a du adapter son mode de vie.

La durée extrêmement courte de l'Holocène (10000 ans) à l'échelle des temps géologiques et l'aspect relativement ténu des variations climatiques dont il a été le siège ($\pm 1^\circ\text{C}$ en Europe par exemple) rendent cette période particulièrement difficile à documenter. Les carottes de sédiments prélevées en domaine océanique ouvert ont ainsi montré leurs limites, en raison de taux de sédimentation trop faibles. Afin d'étudier la variabilité climatique holocène, les paléocéanographes ont donc cherché à se rapprocher des continents, dans les zones d'upwelling ou dans des fjords, afin de carotter des environnements offrant une meilleure résolution temporelle.

Nécessitant une logistique relativement réduite, par rapport aux carottages océaniques et présentant généralement des forts taux de sédimentation les bassins lacustres offrent une excellente résolution temporelle qui peut atteindre l'année dans le cas de sédiments varvés¹. En outre, leur sensibilité aux conditions environnementales régnant dans leur bassin versant, confère aux systèmes sédimentaires lacustres un excellent potentiel d'archives naturelles. Mais cette sensibilité génère également des signaux complexes au sein desquels de multiples paramètres forçants (climat, impact de l'homme, néotectonique...) peuvent être enregistrés.

Isoler chacun de ces paramètres nécessite une approche sédimentologique approfondie afin d'identifier les processus de dépôt et interpréter correctement les signaux. Dans cette optique, le travail présenté dans ce mémoire de thèse a pour objet la reconnaissance et si possible la quantification, de paramètres environnementaux passés, enregistrés dans les sédiments lacustres holocènes de deux lacs alpins : les lacs du Bourget et d'Anterne. L'aspect paléosismicité est évoqué (Arnaud et al., 2002) principalement en tant que potentiel marqueur chronostratigraphique, mais le cœur du mémoire porte essentiellement sur l'enregistrement des conditions climatiques (Partie 1) et de la contamination au plomb (Partie 2).

Pour les deux lacs étudiés ici, un travail préliminaire de compréhension du système sédimentaire a été réalisé grâce à des campagnes de carottages courts et d'imagerie sismique. Dans le cas du Lac du Bourget, ce travail a fait l'objet de la thèse d'Emmanuel Chapron, soutenue à Lille en 1999 et de deux publications (Chapron et al., 1999 ; Chapron et al., 2002). Dans le cas du Lac d'Anterne ce travail a été initié par une campagne de carottages courts à l'occasion de la thèse de Vincent Lignier, soutenue à Chambéry en 2001 et de mon DEA, soutenu à Lille en 2000. Une campagne de sismique réflexion a également été menée en collaboration avec le RCMG de Gent. Les résultats ont fait l'objet d'un mémoire de DEA, mais ne sont pas encore publiés.

Cette connaissance préalable des systèmes sédimentaires m'a permis d'affiner l'analyse de la fraction détritique en appliquant des méthodes utilisées en routine en paléocéanographie, telles que la géochimie (élémentaire et isotopique) et les propriétés magnétiques des minéraux mesurées à haute résolution (de 5 mm à 2 cm). De plus, l'acquisition conjointe par le LGCA et le LSCE d'un système de carottage léger autorisant l'obtention de carottes de plus 10 mètres, a ouvert de nouvelles perspectives de recherche en permettant d'étendre la fenêtre temporelle couverte par l'étude des sédiments lacustres alpins. Depuis son arrivée à Chambéry en 2000, ce système a pu être mis en œuvre sur cinq lacs alpins (Annecy, Laffrey, Robert, Anterne et Bourget), dont deux lacs d'altitude carottés en hiver depuis la glace. Ce travail de terrain n'apparaît pas dans le corps du mémoire mais a occupé une place importante de mon travail de thèse. Les rapports de mission que j'ai rédigés à l'occasion des carottages sur les lacs du Bourget et d'Anterne sont reportés en annexes II et IV.

¹ **Varvé** : le terme varvé désigne un dépôt laminé présentant une rythmicité annuelle.

La première partie du manuscrit est consacrée à l'étude de la variabilité climatique holocène grâce à la reconnaissance de l'influence des crues du Rhône dans le Lac du Bourget.

La variabilité climatique holocène s'est traduite dans les Alpes par des variations minimales de température (Davis et al., 2003). En revanche de récentes études ont pointé l'intérêt de l'étude des variations hydrologiques au front des Alpes (Magny et al., 2003 ; cf. **Chapitre 1**). A partir de l'étude de carottes courtes couvrant les 600 dernières années, Chapron et al., (2002) puis Revel-Rolland et al. (accepté ; annexe I) ont montré que les sédiments de la plaine nord du Lac du Bourget sont sensibles aux variations climatiques, en relation avec l'évolution des crues du Rhône dans le lac, elles-mêmes soumises à l'évolution des précipitations sur les Alpes.

Cette approche a été poursuivie sur une carotte de 9 m couvrant les derniers 7200 ans. Le site de carottage est décrit et son intérêt paléoclimatique discuté dans le **chapitre 1**. La carotte est décrite et mise en âge dans le **chapitre 2**. Le signal sédimentaire détritique a fait l'objet d'une étude multiparamètres à diverses résolutions incluant la granulométrie (~ 20 cm), la géochimie (~ 10 cm) et les propriétés magnétiques: aimantations rémanentes (2 cm) et susceptibilité magnétique (5 mm) du sédiment. Cette approche a pour objectif d'améliorer la compréhension de la signification des signaux à haute résolution. La susceptibilité magnétique offre la meilleure résolution temporelle (3 à 8 ans), sa qualité en tant que marqueur des apports détritiques du Rhône dans le Lac du Bourget est discutée par comparaison avec le signal géochimique à moyenne résolution (60 à 160 ans) au **chapitre 3** (Arnaud et al., 2005). Le croisement de l'ensemble des marqueurs sédimentologiques pourrait en outre permettre de rentrer dans la complexité des processus de sédimentation. Cette étude multiparamètre fait l'objet du **chapitre 4**. Toutes ces données sont finalement intégrées au contexte paléohydrologique et paléoclimatique régional.

Un des résultats majeurs de la campagne de carottage systématique des lacs des Réserves Naturelles des Aiguilles Rouges (campagnes CALAMAR I, II et III, Desmet & Lignier, 1998 ; 1999 ; 2000) est la mise en évidence de dépôts rythmés dans le Lac d'Anterne (Lignier, 2001 ; Arnaud, 2000). Le Lac d'Anterne est ainsi probablement le seul lac varvé carotté dans les Alpes françaises à ce jour. Cette propriété ouvre la possibilité de reconstructions climatiques avec une résolution annuelle, l'évolution de l'épaisseur des varves pouvant être utilisée comme marqueur climatique. C'est cette perspective d'un enregistrement à résolution annuelle qui a motivé la mise en œuvre d'un carottage long en février 2001 qui a permis de récupérer deux carottes de 12,5 et 8 m. Il s'est rapidement avéré que l'étude détaillée de la lamination millimétrique à submillimétrique du Lac d'Anterne ne pouvait être réalisée seulement « à l'œil nu » et nécessitait l'imprégnation du sédiment et la fabrication de lames minces. L'Université de Savoie a donc lancé la mise en place d'un atelier de lames minces imprégnées qui est opérationnel seulement depuis octobre 2003. L'aspect « climat » de l'étude de la grande carotte d'Anterne n'a donc pu être traité dans le cadre de cette thèse. Toutefois une datation préliminaire par comptage de varve à l'œil nu a pu être réalisée et une série de concentration en plomb a été obtenue.

La contamination au plomb enregistrée dans les sédiments lacustres alpins constitue le sujet de la **deuxième partie** du manuscrit. Cette contamination date des débuts de la séparation du minerai de plomb par coupellation au tout début de l'Age du bronze (Leblanc et al., 2001) et a eu un impact global dès la période romaine avec des traces retrouvées jusque dans les glaces du Groenland (Hong et al., 1994). Cette histoire de la contamination au plomb, ainsi que les modalités de son enregistrement dans les archives naturelles sont présentées au **chapitre 1**. Ce chapitre présente également un aspect novateur de l'enregistrement de la contamination au plomb, introduit par Alfonso et al. (2001) et Renberg et al. (2001) : son potentiel chronostratigraphique.

J'avais montré dans mon DEA (Arnaud, 2000) que les sédiments des lacs du Bourget et d'Anterne étaient porteurs de signaux de contamination par le plomb différents en raison de leurs positions géographiques respectives. Situé à 2100 m d'altitude, le Lac d'Anterne est soumis essentiellement à une contamination globale alors que le Lac du Bourget, situé en plaine et à proximité d'agglomérations importantes, reçoit une contamination supplémentaire, probablement d'origine locale ou régionale. Après la présentation des méthodes d'analyse (**chapitre 2**) et des carottes étudiées (**chapitre 3** ; Arnaud et al., 2002) cette approche est affinée dans le **chapitre 4** (Arnaud et al., 2004). De nouvelles mesures isotopiques sur les sédiments du Lac d'Anterne et l'obtention d'échantillons préanthropiques à la base des grandes carottes ont en effet permis le calcul des flux de contamination et de la composition isotopique du contaminant. Ce chapitre pose notamment la question de la validité des enregistrements sédimentaires lacustres de la contamination au plomb et propose une approche basée sur l'établissement de la signature de la contribution « naturelle » du sédiment aux concentrations et rapports isotopiques du plomb à partir d'échantillons de sédiment ancien.

Dans un deuxième temps, la série varvée d'Anterne devait servir de référence de la contamination globale dans les Alpes, avec pour objectif final l'utilisation des concentrations et rapports isotopiques du plomb comme

marqueur chronostatigraphique dans d'autres lacs alpins. En raison des problèmes de fiabilité du comptage de varves à l'œil nu évoqués précédemment et d'un problème technique ayant affecté l'intégrité de la carotte (la carotte a gelé entièrement à la suite d'une panne du thermostat de la chambre froide en juillet 2001), cette piste n'a pu être totalement approfondie. Le **chapitre 5** de la deuxième partie présente cependant une courbe de concentrations en plomb et discute de ses implications d'une part pour la validité du modèle d'âge par comptage de lamène et d'autre part pour la connaissance de l'activité minière en Haute Savoie à l'époque romaine.

Références bibliographiques (introduction générale)

Alfonso S., Grousset F., Massé L. and Tastet J.-P., 2001, A European lead isotope signal from 6000 to 3000 years BP in coastal marshes (SW France). *Atmos. Environn.* **35**, 3595-3605.

Arnaud F., 2000, Evolution historique du plomb d'origine anthropique dans les sédiments lacustres alpins : Apports d'une étude couplée géochimie / sédimentologie à haute résolution. Mémoire de DEA Géologie, Géochimie, Géophysique Sédimentaires, *Université Orsay – Paris XI*.

Arnaud F., Lignier V., Revel M., Desmet M., Beck C., Pourchet M., Charlet A., Trentesaux A. and Tribouvillard 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., Chapron E., Desmet M., Tribouvillard 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**.

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

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*, mémoire H.S. n° 30.

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.

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.

Desmet M. & Lignier V., 1998, Mission CALAMAR 1998, carottages dans les lacs du Massif des Aiguilles Rouges. Rapport de mission, Université de Savoie, 13 pp.

Desmet M. & Lignier V., 1999, Mission CALAMAR 1999, carottages dans les lacs du Massif des Aiguilles Rouges. Rapport de mission, Université de Savoie, 15 pp.

Desmet M. & Lignier V., 2000, Mission CALAMAR 2000, carottages dans les lacs du Massif des Aiguilles Rouges. Rapport de mission, Université de Savoie, 12 pp.

Denton G. H. & Karlen W., 1973, Holocene climatic variations: their pattern and possible cause. *Quaternary Research* **3**, 155 – 205.

Hong S., Candelone J.-P., Patterson C. C. and Boutron C. F., 1994, Greenland ice evidence of hemispheric lead pollution two millennia ago by Greek and Roman civilizations. *Science* **265**, 1841-1843.

Leblanc M., Morales J.A., Borrego J. and Elbaz-Poulichet F., 2000, 4,500 years-old mining pollution in Southwestern Spain: long-term implications for modern mining pollution. *Econ. Geol.* **95**, 655-661.

Lignier V., 2001, Mécanismes et conditions de l'enregistrement de la sismicité dans des sédiments lacustres. Thèse de Doctorat, Université de Savoie.

Magny M., 1993, Solar influences on Holocene climatic changes illustrated by correlations between past lake-level fluctuations and the atmospheric ^{14}C record. *Quaternary Research* **40**, 1-9.

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.

O'Brien S.R., Mayewski P. A., Meeker L. D., Meese D.A., Twickler M.S., Whitlow S.I., 1995, Complexity of Holocene climate reconstructed from a Greenland ice core. *Science* **270**, 1962-1964.

Renberg I., Bindler R., Brännvall M.-L., 2001, Using the historical atmospheric lead-deposition record as a chronological marker in sediment deposits in Europe, *The Holocene* **11**, 511-516.

von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Brauer A., Jouzel J., Jonhson S. J., 1999, A Mid-European decadal isotope-climate record from 15500 to 5000 years BP. *Science* **284**, 1654-1657.

NOTE SUR L'ORGANISATION GENERALE DU MANUSCRIT

Les principaux résultats présentés dans ce manuscrit ont fait l'objet d'articles qui sont intégrés dans le corps du texte (Arnaud et al., 2002 ; 2004 et 2005) ou reportés en annexe (Arnaud et al., 2003 et Revel-Rolland et al., accepté). Ce choix a imposé des règles particulières de mise en page, notamment les références bibliographiques sont reportées par soucis de cohérence à la fin de chaque chapitre. Les références des articles sont reportées ci-dessous.

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

Arnaud F., Revel M., Winiarski T., Bosch D., Chapron E., Desmet M., Tribovillard N., 2003, Lead fall-out isotopic signal over French northern Alps: Timing and sources constraints from distant lake sediment records. *Journal de Physique IV* **107**, 61-64.

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

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**.

Revel-Rolland M., Arnaud F., Chapron E., Desmet M., Givelet N., Alibert C., McCulloch M., accepté, Sr and Nd isotope as a tracer of sources of clastic material, in the Bourget lake sediment (NW Alps, France) during the Little Ice Age. Accepté pour publication par : *Chemical Geology*.

1^{ERE} PARTIE

LA VARIABILITE CLIMATIQUE HOLOCENE DANS LES ALPES

APPORTS DE L'ETUDE PLURIDISCIPLINAIRE DES APPORTS DETRITIQUES DANS UN GRAND LAC DE PLAINE - LE LAC DU BOURGET -

INTRODUCTION

Depuis plus de 2 millions d'années, le climat est dominé par l'oscillation entre deux états extrêmes : les périodes glaciaires et interglaciaires. L'Holocène est la période interglaciaire la plus récente. Elle débute conventionnellement à 10000 ^{14}C BP, soit environ à 11000 ans avant aujourd'hui et nous y vivons encore actuellement. L'étude des variations naturelles du climat au cours de cette période a connu un regain d'intérêt ces dernières années avec la mise en évidence d'un réchauffement global d'origine anthropique. En effet, il est nécessaire de mieux connaître les variations climatiques naturelles de notre interglaciaire afin d'en isoler tous les paramètres forçants et pouvoir à terme injecter ces paramètres dans des modèles prédictifs de l'impact anthropique sur le climat.

Le chapitre 1 présente les grandes lignes ce que fut la variabilité climatique holocène et comment l'étude du détritisme rhodanien dans le Lac du Bourget pourrait permettre de la retracer. Le caractère ténu des variations de températures aux moyennes latitudes de l'Europe de l'ouest incite à s'intéresser à des enregistrements paléohydrologiques. En effet, la variabilité du régime des précipitations, en relation avec la trajectoire des masses d'air humides en provenance de l'Atlantique, semble avoir eu un impact important sur le climat de l'Holocène. A travers les crues du Rhône, c'est cette variabilité que l'on cherche à documenter par l'étude d'une carotte de 9 m (LDB 01- I) prélevée dans le Lac du Bourget. La localisation de ce site de carottage et sa sensibilité aux apports rhodaniens sont également décrits dans ce chapitre.

Le chapitre 2 est consacré à la description et à la datation de la carotte LDB 01- I. On y présente également la manière dont les différents tronçons de 3 m qui constituent le carottage sont disposés et utilisés pour constituer une série synthétique.

Le chapitre 3 est constitué d'un article sous presse dans *The Holocene* (Arnaud et al., 2005). Il montre comment l'évolution du détritisme dans le Lac du Bourget, tracée par la susceptibilité magnétique, peut être mise en relation avec celle de l'activité hydrographique du Rhône, au moins pour les 3000 dernières années, période pour laquelle une abondante littérature décrit l'évolution du cours du Rhône à partir de l'étude géomorphologique de sites archéologiques.

Le chapitre 4 présente une étude sédimentologique et géochimique détaillée de la carotte LDB 01 – I, permettant de mieux cerner l'origine des variations du flux détritique. Les résultats de cette étude sont enfin intégrés aux connaissances actuelles sur la variabilité climatique holocène à l'échelle des Alpes.

NB : Le raisonnement développé dans les chapitres 3 et 4 s'appuie pour partie sur un article consacré à la caractérisation des sources détritiques, basée sur l'étude géochimique du sédiment des rivières alimentant le Lac du Bourget et d'une carotte courte prélevée au centre du bassin (Revel-Rolland et al., accepté). Ayant participé à sa réalisation mais n'étant pas premier auteur, j'ai placé cet article en annexe I.

CHAPITRE 1

PROBLEMATIQUE : LA VARIABILITE CLIMATIQUE HOLOCENE ET LES POTENTIALITES DE SON ENREGISTREMENT DANS LE LAC DU BOURGET

1. La variabilité climatique holocène en Europe et dans les Alpes

L'Holocène a longtemps été considéré comme une période climatiquement stable. Cette vision est fortement influencée par les enregistrements isotopiques des oscillations glaciaire / interglaciaire caractéristiques du Quaternaire (e.g. Muller & Mc Donald, 2000). Dans ce type d'enregistrement les interglaciaires en général, et l'Holocène en particulier (Fronval & Jansen, 1997), présentent une variabilité minimale par rapport aux périodes glaciaires, comme l'illustre l'enregistrement des températures sur la calotte groenlandaise issu de la carotte de glace de GISP 2 (Fig. 1). Pourtant une certaine variabilité climatique a été observée à différentes échelles de temps au cours de l'Holocène.

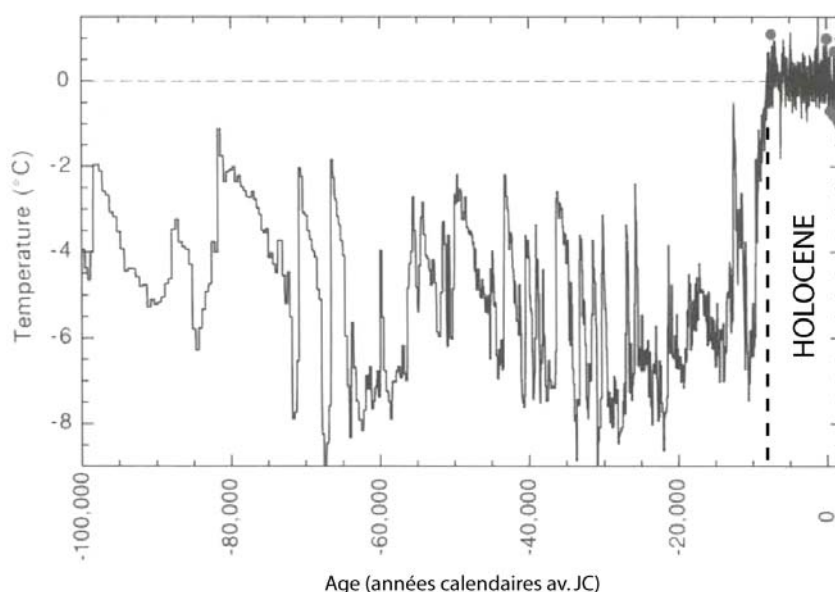


Figure 1. Evolution de la température mesurée à partir du $\delta^{18}\text{O}$ de la glace dans la carotte de GISP2 au cours des 100 000 dernières années (Grootes et al., 1993), le zéro correspond à la température de 1950. Les variations de température de au cours l'Holocène sont inférieures d'un ordre de grandeur par rapport à celles des périodes glaciaires.

A l'échelle de plusieurs milliers d'années le climat de l'Holocène est influencé principalement par les paramètres orbitaux de la Terre (Bradley, 2003). Ainsi, dans l'hémisphère Nord, la période s'étendant de 8000 à 4500 cal. BP, appelée « Maximum Thermique de l'Holocène » (MTH), est la période la plus chaude de l'Holocène au Groenland (Jonhson et al., 2001) et en Scandinavie (Heikkilä & Seppa, 2003), et elle correspond à un maximum d'insolation estivale à 60°N. A partir de 4500 cal. BP, on observe une diminution progressive des températures estivales accompagnant la baisse de l'insolation estivale, cette période est parfois appelée « Néoglaciation ». Cette détérioration climatique s'accompagne également de changements dans le régime des précipitations, observés notamment en bordure de l'Océan Atlantique par des enregistrements d'humidité dans des tourbières (Barber et al., 2003). Cette charnière climatique a été qualifiée de « Big Wet Shift » par Hughes et al. (2000) qui ont observé à cette période un changement climatique majeur et généralisé en Europe du nord vers des conditions plus humides. La date de 4700 cal. BP marque également la mise en place d'épisodes d'extension de la glace de mer arctique jusqu'au Sud du Groenland, zone jamais atteinte par ces glaces durant le MTH (Jennings et al., 2002).

Ce schéma, basé essentiellement sur des enregistrements situés au-delà de 50°N, ne peut toutefois s'appliquer directement à l'ensemble de l'Europe. Une synthèse récente de données palynologiques a permis de reconstituer la température moyenne annuelle ainsi que celles du mois le plus chaud et du mois le plus froid sur l'ensemble de l'Europe (Fig. 2 ; Davis et al., 2003).

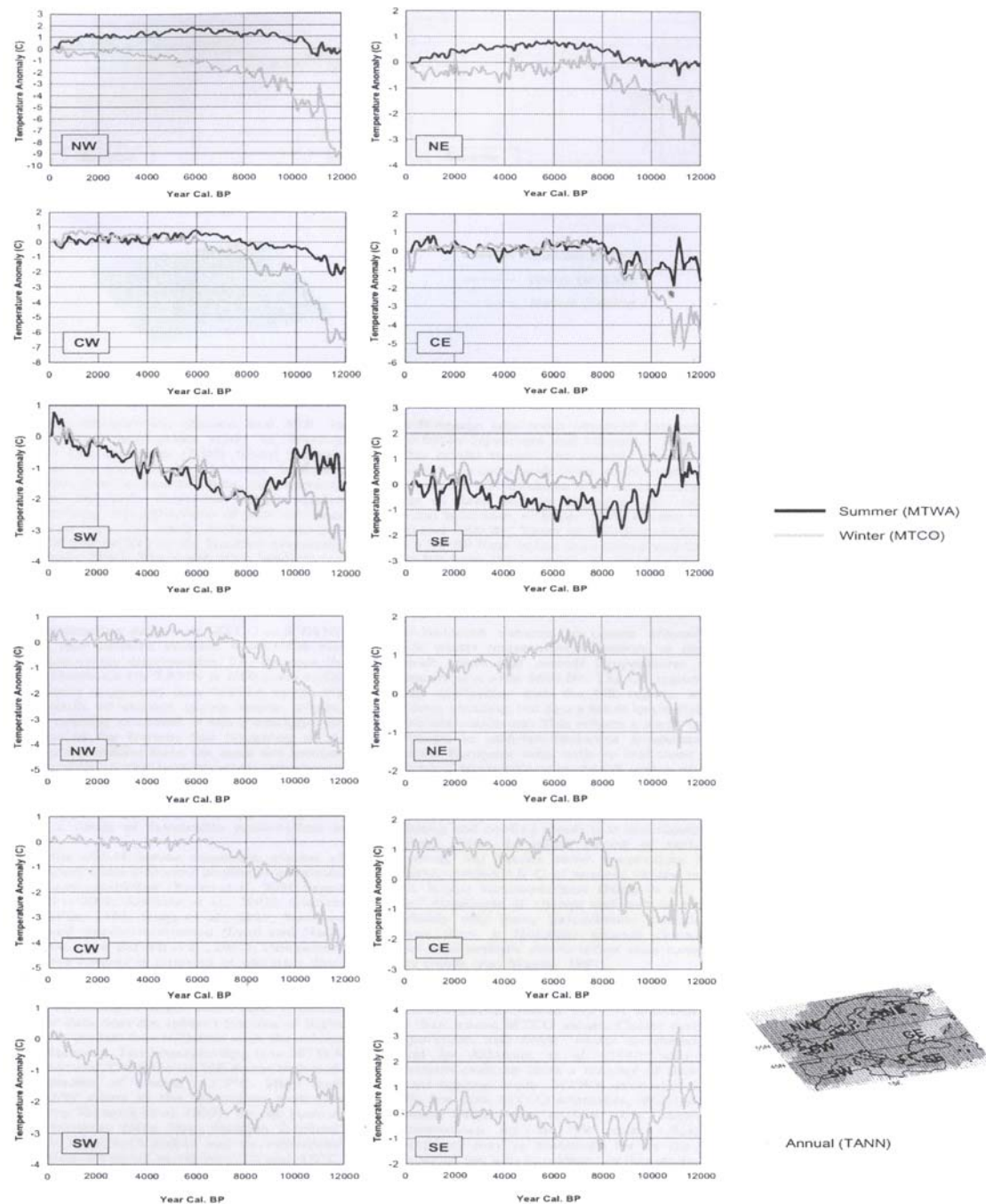


Figure 2. Reconstitution palynologique des températures du mois le plus chaud (MTWA), du mois le froid (MTCO) et de la température moyenne annuelle (TANN) en Europe au cours de l'Holocène (Davis et al., 2003).

Les auteurs ont découpé l'Europe en 6 zones : nord-ouest, centre-ouest, sud-ouest, nord-est, centre-est et sud-est. D'après cette reconstitution, l'Europe centrale ouest (CW), qui comprend la chaîne alpine, semble avoir connu depuis 7000 ans un climat relativement stable, sans tendance à long terme si ce n'est une lente diminution de la température d'été d'environ 0,5°C et une augmentation de la température d'hiver du même ordre de grandeur, conduisant à des températures moyennes annuelles stables depuis 6500 ans.

Cette image est cohérente avec la courbe de $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations reconstruite à partir du $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes dans le Lac Ammersee au pied des Alpes allemandes (Fig. 3 ; von Grafenstein et al., 1999). Le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations présente des valeurs relativement élevées (correspondant à des températures élevées) à partir de 8000 cal. BP puis connaît une baisse continue à partir de ~ 4200 cal. BP.

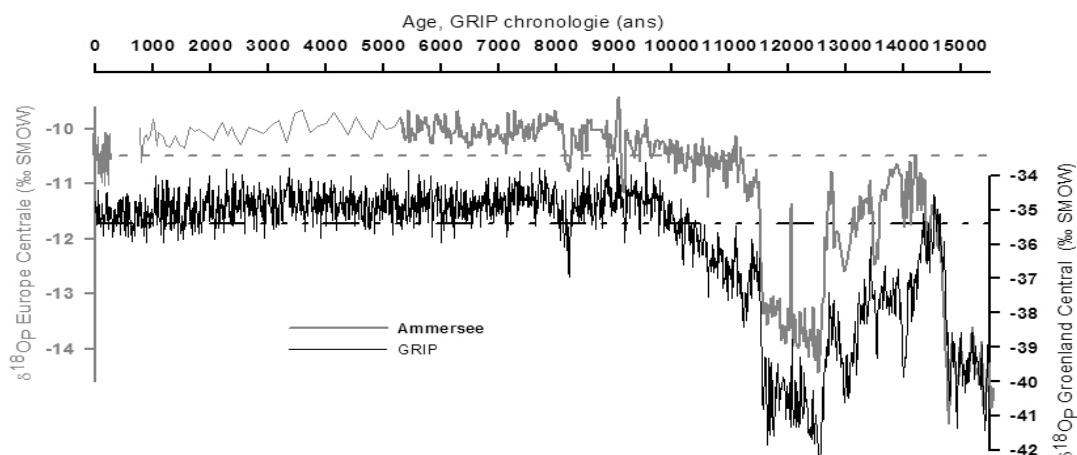


Figure 3. Evolution $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations reconstruit à partir du $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes dans le Lac Ammersee depuis 15000 ans comparée avec la courbe isotopique de GRIP au Groenland (d'après Von Grafenstein et al., 1999).

Dans le même temps, les températures en Europe du nord ouest (NW) ont évolué dans le même sens, mais avec une amplitude trois fois plus importante ($\sim 2^\circ\text{C}$ d'augmentation de température en hiver et $\sim 1,5^\circ\text{C}$ de diminution en été), et ont connu une baisse nette et durable de la température moyenne de l'ordre de $0,5^\circ\text{C}$ vers 4200 cal. BP (Davis et al., 2003). Il apparaît donc que les changements climatiques à long terme repérés en Europe du nord ce sont traduits par des changements de moindre amplitude en Europe continentale, au moins sur le plan des températures. Cependant il est intéressant de noter que l'amplitude des variations séculaires à pluriséculaires est identique dans les deux régions ($\sim \pm 1^\circ\text{C}$).

Dans les Alpes, l'étude des archives climatiques naturelles confirme la faible amplitude des fluctuations à long terme en Europe CW. La position des glaciers et l'altitude de la limite supérieure de la forêt (ou *timberline*) semblent en effet acquises précocement, probablement dès 8000 cal. BP (Magny, 1995) et ont peu varié autour d'un niveau d'équilibre jusqu'à aujourd'hui. Comme en Scandinavie, une période d'optimum climatique caractérisée par un maximum d'altitude de la forêt intervient vers 6000 cal. BP dans les Alpes du Nord, mais la rupture vers un climat plus frais et humide vers 4500 cal. BP, caractéristique du climat de l'Europe du Nord, n'a pas été mis en évidence dans les Alpes. En revanche le climat alpin a connu des oscillations rapides, séculaires à pluriséculaires, qui se sont traduites notamment par des fluctuations de la *timberline* (Haas et al., 1998), des langues glaciaires (Patzelt, 1977 ; Hormes et al., 2001) et du niveau des lacs jurassiens et subalpins (Magny, 1993 ; Magny, 2003).

L'idée d'une variabilité climatique rapide (à l'échelle de quelques centaines d'années) et globale au cours de l'Holocène a été avancée dès 1973 par Denton & Karlen qui ont constaté la concordance d'épisodes de poussées glaciaires en Amérique du Nord et en Scandinavie avec des périodes de faible activité solaire, tracées par des fortes valeurs du ^{14}C résiduel². Dans les Alpes, un schéma synthétique de ces oscillations climatiques a été proposé par Magny (1993 ; 1995) en corrélant les fluctuations du niveau des lacs jurassiens et subalpins avec les fluctuations glaciaires dans les Alpes et les variations du ^{14}C résiduel. Enfin, Bond et al. (1997) ont relancé l'intérêt pour l'étude de la variabilité climatique holocène en montrant la récurrence d'épisodes de débâcle d'iceberg en Atlantique (« *IRD events* ») et en postulant que ces derniers devaient avoir une relation avec le climat de l'hémisphère nord.

Bond et al. (2001) ayant par la suite montré que les *IRD events* en Atlantique Nord étaient contemporains de minima d'activité solaire, et Nesje et al. (2000) qu'ils se traduisaient également par une baisse des précipitations en Norvège, Magny et al. (2003) ont récemment proposé un modèle intégrant l'ensemble de ces données paléoclimatiques. Ce modèle, basé en particulier sur l'étude de la structure géographique de l'événement froid enregistré au Groenland et en Europe vers 8200 cal. BP (« *8.2 event* » ; Alley et al., 1997), propose que les événements « froids » de l'Holocène marqués par les *IRD events* en Atlantique Nord, correspondent à des

² **^{14}C résiduel** : Les variations de la teneur en ^{14}C de l'atmosphère introduisent un biais dans les datations ^{14}C . La datation simultanée d'un échantillon par la méthode du ^{14}C et par une méthode indépendante (généralement par dendrochronologie ou U/Th) permet d'estimer ce biais et donc la teneur en ^{14}C (exprimée conventionnellement en écart (pour mille) par rapport à la teneur de 1950 : $\Delta^{14}\text{C}$) de l'atmosphère au moment de la mort de l'échantillon. Il a ainsi été possible de retracer l'évolution du $\Delta^{14}\text{C}$ au cours du temps (Stuiver & Braziunas, 1993). Cette évolution dépend en premier lieu de l'intensité du champ magnétique dipolaire terrestre et en deuxième lieu de l'activité solaire qui tend à dévier les rayonnement cosmiques à l'origine de la création du ^{14}C atmosphérique. En retranchant la composante sinusoïdale due aux fluctuations du champ magnétique terrestre de la courbe de $\Delta^{14}\text{C}$, il a été possible de retracer les variations du ^{14}C résiduel, couramment utilisé comme traceur de l'activité solaire : une valeur de ^{14}C résiduel forte correspondant à une activité solaire faible et vice versa.

périodes relativement sèches en Europe du nord (latitude $> 50^{\circ}\text{N}$) et du sud (latitude $< 43^{\circ}\text{N}$) et d'une accentuation des précipitations, associée à une baisse des températures estivales, dans les Alpes et en Europe centrale en général (Fig. 4). Cette situation correspondrait à une accentuation de l'intensité des vents d'ouest, amenant préférentiellement l'humidité de l'Atlantique Nord en Europe centrale au détriment de l'Europe du nord et du sud (Fig. 5).

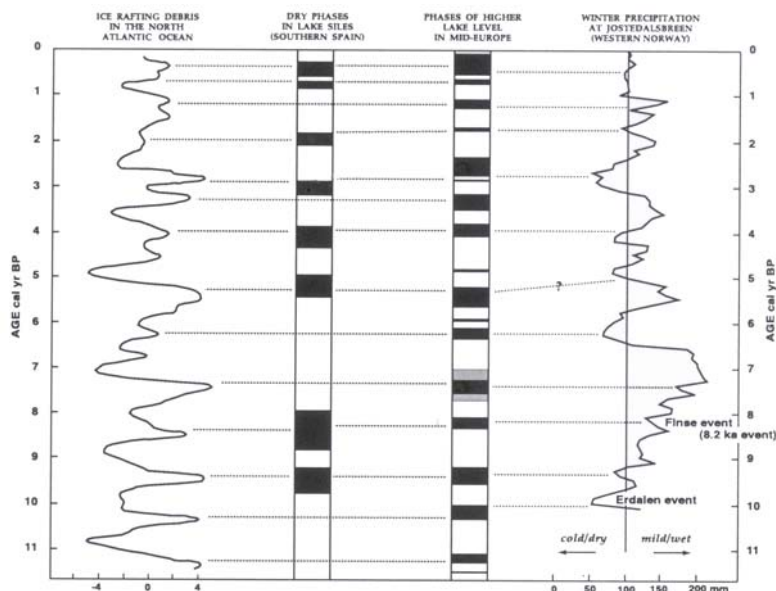


Figure 4. Comparaison de l'enregistrement des IRD events en Atlantique Nord (Bond et al., 2001) avec les enregistrements hydrologiques des lacs Siles, Espagne du Sud (Carrion, 2002), du Jura, des Préalpes françaises et du Plateau Suisse (Magny, 2003) et du nord ouest de la Norvège (Nesje et al., 2000), d'après Magny et al. (2003).

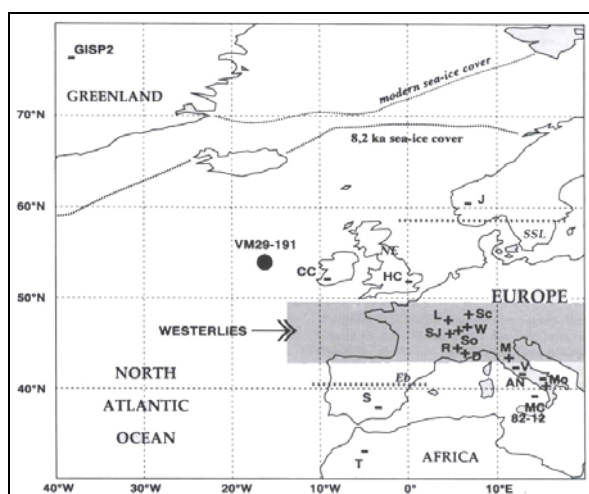


Figure 5. Comparaison de la signature hydrologique de « l'événement 8200 » en Europe. Cet événement s'est caractérisé par une accentuation des précipitations en Europe centrale (signes (+)) et une diminution des précipitations en Europe du nord et du sud (signes (-)), tandis que la glace de mer progresse vers le sud de l'Atlantique Nord. Les auteurs interprètent ce schéma comme une intensification des vents d'ouest sur l'Europe centrale (d'après Magny et al., 2003).

Les variations de précipitation sur la face ouest des Alpes, soumises essentiellement aux entrées des masses d'air en provenance de l'Atlantique, pourraient alors tracer les variations du régime des vents d'ouest qui semblent être une des clés de la variabilité climatique holocène. Dans ce cadre, le projet ECLIPSE « Variabilité climatique sur le versant nord-ouest des Alpes au cours des derniers 10000 ans », dans lequel s'intègre cette thèse, a pour objet d'établir une série continue à haute résolution des apports détritiques du Rhône dans le Lac du Bourget. Le paragraphe suivant présente la relation entre le fleuve et le lac et expose les potentialités de l'utilisation de la carotte LDB 01- I, prélevée dans le Lac du Bourget, pour documenter la paléohydrologie holocène au front des Alpes.

2. Potentialités paléoclimatiques du site étudié

2.1. Le Lac du Bourget

2.1.1. Localisation géographique

Le Lac du Bourget est un grand lac de plaine, situé au front des Alpes nord-occidentales françaises au sein du bassin molassique, entre les chaînes subalpines et jurassiennes (Fig. 6). Orienté Nord-Sud sa longueur est de 18 km pour une largeur maximale de 2,8 km. Il présente deux bassins principaux, les bassins nord (profondeur maximale : 147m) et sud (profondeur maximale : 112 m) séparés par un replat formé par le delta du Sierroz. Le Sierroz et la Leysse, drainant respectivement des bassins versant de 136 km² et 320 km² sont les principaux affluents du Lac du Bourget dont le bassin versant couvre une surface d'environ 600 km² (lac compris) et présente une altitude maximale de 1845 m. Situé à l'extrémité nord du lac, le Canal de Savières constitue son exutoire naturel vers le Rhône. Cependant au cours des crues du Rhône, le courant s'inverse dans le Canal de Savière et les eaux du Rhône peuvent se déverser dans le lac. Le Lac du Bourget se voit alors temporairement connecté au bassin versant du Rhône. A l'aval du Lac Léman, le Rhône est alimenté principalement, par l'Arve (1984 km²) et le Fier (1330 km²). La charge sédimentaire du Rhône étant quasiment nulle à la sortie du Lac Léman (Bravard, 1987), ces deux rivières constituent la principale source de matériel détritique charrié par le fleuve lorsqu'il pénètre dans le Lac du Bourget (Revel-Rolland et al., accepté, Annexe I).

Le bassin versant de l'Arve culmine au sommet du Mont Blanc à 4810 m d'altitude (moyenne : 1360 m) et est partiellement occupé par des glaciers (6 % de sa surface). Son régime à la confluence avec le Rhône est nivo-glacio-pluvial, marqué par des crues importantes en été, à l'occasion d'orages qui ont pour effet de faire fondre la neige des glaciers, mais aussi en automne lors de fortes pluie cycloniques (Bravard, 1987). Au niveau du Lac du Bourget, le Rhône a acquis un caractère moins montagnard par les apports des ses affluents subalpins (le Fier et dans une moindre Les Usses et la Valserine) et les crues les plus importantes ont lieu entre début octobre et début novembre et entre le 15 décembre et fin janvier, sous l'effet des flux océaniques d'ouest.

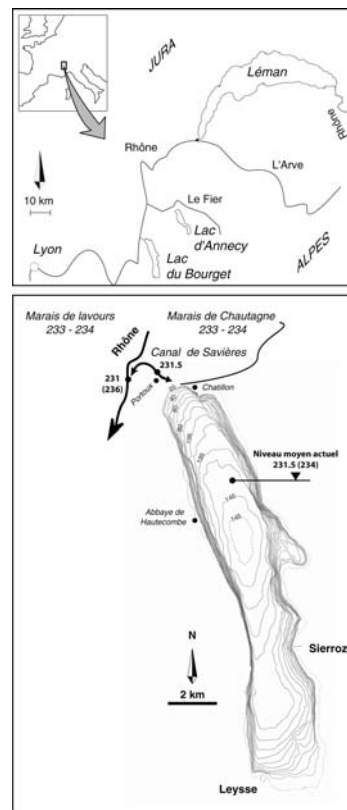


Figure 6. Localisation géographique et carte bathymétrique du Lac du Bourget.

2.1.2. Le système sédimentaire Rhône – Lac du Bourget

Le Lac du Bourget actuel est la relique d'un lac plus vaste qui occupait l'espace laissé libre par le retrait du Glacier du Rhône en amont du Défilé de Pierre Châtel (Bravard, 1987) et du Glacier de l'Isère au niveau du lac actuel et de la Cluse de Chambéry (Chapron, 1999). Le seuil rocheux de Pierre Châtel (cf. Fig. 7A) constituait le niveau de base, vers 223 m, de ce « *Grand Lac du Bourget* » qui recouvrait le lac actuel, les marais de Chautagne et de Lavours et l'actuel val du Rhône jusqu'à Pierre-Chatel (Bravard, 1987). Le nord du Grand Lac du Bourget a été comblé par l'arrivée du cône de déjection caillouteux du Rhône dès le Tardiglaciaire (15000 – 11000 cal. BP) (Bravard, 1987). La progression de ce cône a ensuite isolé les cuvettes de Chautagne et de Lavours où se sont développés des arrières-marais tourbeux. Encore mal établi, l'âge de mise en place de la tourbe serait préboréal (11000 à 10000 cal. BP) selon Bravard (1987). Cette hypothèse a été récemment confirmée par un âge ¹⁴C obtenu à la base de la tourbe dans le Marais de Lavours : 8725 +/- 90 BP, soit 9850 +/- 350 cal. BP (donnée non publiée, F. Darinos com. pers.). Dans le même temps, le Lac du Bourget se trouve également isolé des apports sédimentaires directs du Rhône et connaît une chute drastique de son taux de sédimentation avec l'initiation du « *Drapé Holocène* » dont Chapron (1999) a estimé la puissance à 15 m (dans la plaine nord), soit un taux de sédimentation moyen de 1,5 mm/a au cours des dix derniers milliers d'années, contre 5 mm/a au Tardiglaciaire.

Depuis environ 10000 ans, seules les crues majeures du fleuve pénètrent dans la plaine nord du lac du Bourget, empruntant le Canal de Savières. Au début du XX^{ème} siècle, le Rhône se déversait en moyenne 30 jours par an dans le Lac du Bourget (Bravard, 1987), mais il est probable que la fréquence des ces épisodes ait été plus élevée, autour de 60 jours par an, avant son endiguement à partir du XIX^{ème} siècle (Magny & Richard, 1985).

L'évolution holocène du niveau du Lac du Bourget est contrôlée au premier ordre par l'élévation du lit du Rhône au niveau des marais de Chautagne et de Lavours qui constituent le premier champ d'inondation du Rhône en aval du Léman (Bravard, 1987 ; Fig. 7). Cette évolution est attestée notamment par la succession des sites archéologiques qui présentent des âges d'autant plus anciens qu'ils sont localisés à une plus grande profondeur sous le niveau actuel du lac (Bravard, 1987 ; Marguet, 2000). Magny & Richard (1985) ont montré que l'élévation holocène du plan d'eau du Lac du Bourget a connu des phases d'accélération, vraisemblablement en réponse à un contrôle climatique. Les périodes de péjoration climatique semblent ainsi avoir favorisé l'exhaussement du lit du Rhône par un apport accru de sédiments en provenance des Alpes, c'est à dire des crues plus fréquentes et / ou plus intenses.

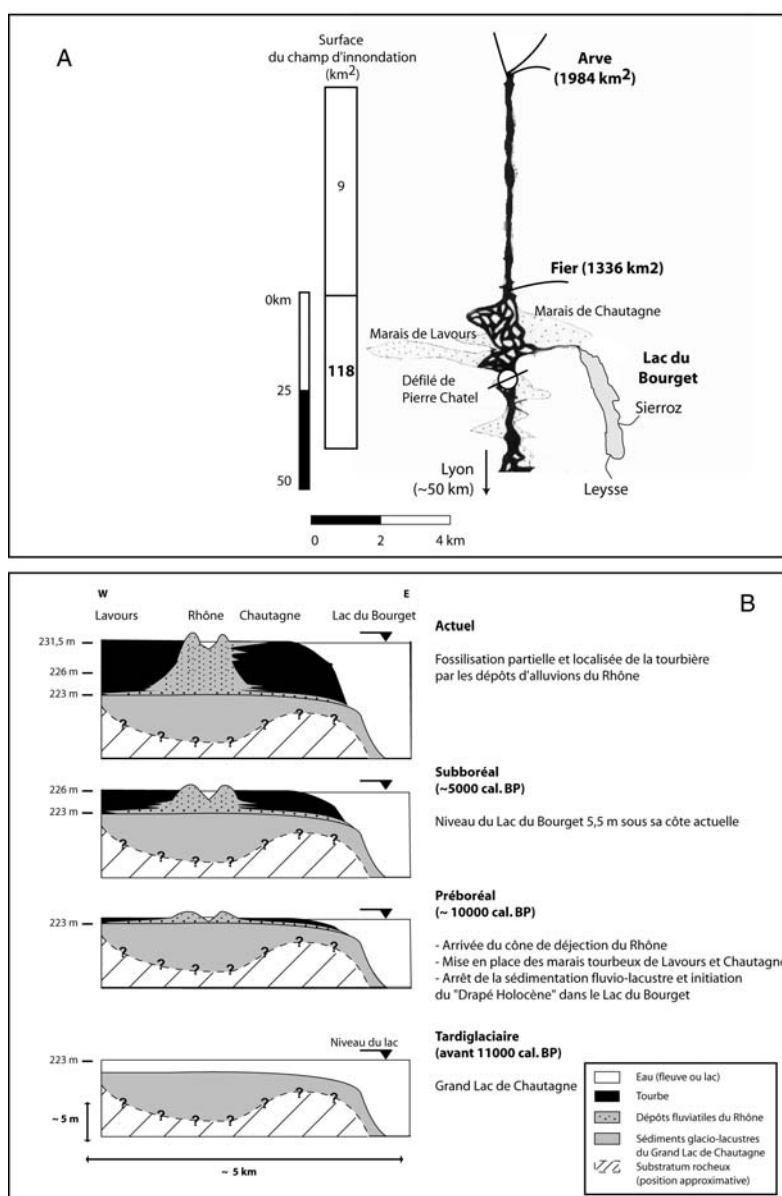


Figure 7. Le système Rhône – Lac du Bourget : contexte géomorphologique et évolution holocène

A) Le champ d'inondation du Rhône au niveau du Lac du Bourget au XIX^{ème} siècle (d'après Bravard, 1987). Le Lac du Bourget est bordé au nord par les marais de Lavours et de Chautagne, qui constituent le premier champ d'inondation du Rhône en aval de la confluence de l'Arve. La dépression occupée par les marais et le Lac du Bourget est délimitée en aval par le seuil rocheux du Défilé de Pierre Chatel qui, au Tardiglaciaire, constituait le niveau de base de l'ancien « Grand Lac de Chautagne » à 223 m. B) Relation géométrique entre le lit du Rhône et le niveau du Lac du Bourget (Synthèse d'après Bravard, 1987). Au cours de l'Holocène, l'exhaussement du lit du Rhône a isolé les marais et le lac des apports directs de la rivière, et entraîné une hausse continue du niveau du lac.

Chapron (1999) et Revel-Roland et al. (accepté ; annexe I) ont montré que les crues du Rhône apportent une charge sédimentaire détritique provenant pour partie des massifs alpins internes, via l'Arve. Lorsque leur densité est supérieure à celle de l'hypolimnion³, les eaux du Rhône forment des courants turbides hyperpycnaux ou « *underflows* » (Sturm & Matter, 1978), qui suivent la ligne de plus grande pente et se déposent principalement dans l'axe du bassin lacustre nord. En revanche, si les eaux du Rhône sont moins denses que celles de l'hypolimnion et plus dense que celles de l'épilimnion, elles forment un panache turbide, nommé « *interflow* » (Sturm & Matter, 1978), qui se propage au niveau de la thermocline. Déviés par la force de Coriolis, les interflows du Rhône se déposent le long des rives occidentales du lac (Chapron, 1999).

A partir de l'observation directe des crues de la Leysse et du Sierroz, Chapron (1999) estime par ailleurs que la genèse de l'un ou l'autre des deux types de crue (under- ou interflow) connaît un contrôle saisonnier, les interflows caractérisant les crues de printemps et les underflows les crues d'automne. Dans le cas des crues du Rhône cette relation n'a toutefois pu être vérifiée par l'observation à cause notamment des modifications hydrologiques liées aux aménagements récents.

Chapron et al. (2002) et Revel-Roland et al. (accepté ; annexe I) ont utilisé la signature « interne » (minéralogique et géochimique) des crues du Rhône comme un marqueur climatique à l'échelle des derniers 600 ans. Ils ont ainsi notamment mis en évidence une période de recrudescence des épisodes de crue durant le Petit Age Glaciaire. L'objet du présent travail est de prolonger dans le temps cet enregistrement climatique par l'étude d'une carotte de 9 m prélevée sur un site proche du site BB10 étudié par Chapron et al. (2002).

2.2. La carotte LDB 01- I : Contexte morphologique et sédimentologique

Le site LDB 01- I (N 45°44,848' ; E 5°50,891' ; Fig. 8) a fait l'objet d'un carottage de 9 m en septembre 2001 (cf. rapport de mission ; Annexe II). Il est voisin du site de la carotte BB10 prélevé au cours de la campagne de carottages courts CORMORAN 97 (Chapron, 1999).

Le site est localisé à proximité de la rive occidentale du lac, au pied du flanc très redressé de l'anticlinal du Chat. La rive présente une beine carbonatée⁴ caractéristique des lacs subalpins (cf. Magny, 1993 ; 1995) recouverte par endroit de plages de sables issues de l'érosion des bancs de molasse qui affleurent dans cette zone en bordure du lac (Fig. 8B). La découverte du site archéologique de St Pierre de Curtille – Hautecombe (Fig. 8B) a montré que ces plages ont connu une occupation humaine depuis au moins 6000 cal. BP (Marguet, 2000).

La carotte LDB 01- I a été prélevée par 128 m de fond, sur une banquette surplombant de 15 mètres le fond de la plaine lacustre nord. Une récente campagne de sismique haute résolution de type CHIRP (Chapron et al., accepté ; Fig. 8C) a montré que le carottage s'est arrêté à quelques mètres seulement du toit de « *l'Unité déstructurée de Hautecombe* » (HDU) sur laquelle repose le Drapé Holocène qui présente ici un faciès sismique de type « *interflow* » (Chapron et al., soumis).

Ce site a été choisi afin de documenter principalement les dépôts par interflow en provenance du Rhône qui dominent l'environnement de dépôt de la carotte BB10 précédemment étudiée par Chapron et al. (2002). Comme le montre la carte d'extension des crues du Rhône durant le Petit Age Glaciaire établie par Chapron (1999 ; Fig. 8A), le site de carottage est situé dans la zone la plus distale des dépôts par interflows. Un deuxième site, soumis aux underflows, était initialement prévu, mais un problème technique au moment du carottage a empêché d'obtenir la série de recouvrement (Rapport de mission, Annexe II).

Le faciès interflow, décrit par Chapron (1999), est caractérisé par une lamination floue due aux entrées sporadiques de matériel en provenance du Rhône qui viennent diluer la contribution autochtone. Les crues ne s'y présentent pas sous forme de lamines bien individualisées, mais elles sont diluées dans la matrice carbonatée autochtone. Ainsi cette carotte devrait pouvoir fournir un signal continu de l'activité des débordements du Rhône par interflow dans le Lac du Bourget en utilisant le rapport entre les apports autochtones et rhodaniens.

Exceptionnellement, des crues catastrophiques peuvent générer des underflows suffisamment importants pour atteindre le site, perché pourtant 15 m au-dessus de la plaine lacustre. Chapron et al., (2002) ont montré que ces événements exceptionnels ont connu une fréquence accrue au cours du Petit Age Glaciaire (PAG), ils pourraient ainsi être utilisés comme des indicateurs sporadiques de périodes de détérioration climatique comparables au PAG.

³ **Hypolimnion** : les lacs sont des milieux physiques stratifiés, de la surface vers le fond, on distingue l'épilimnion et l'hypolimnion séparés par une thermocline. L'hypolimnion conserve une température constante toute l'année, en revanche la température de l'épilimnion varie au fil des saisons et peut même être plus froide que celle de l'hypolimnion en hiver, on parle alors de stratification inverse.

⁴ **Beine carbonatée** : plate-forme littorale développée sous faible tranche d'eau (généralement < 5 m) en bordure des lacs. Elle est constituée de calcite bioprécipitée fine ou « *craie lacustre* » (cf. Magny, 1995, p. 41).

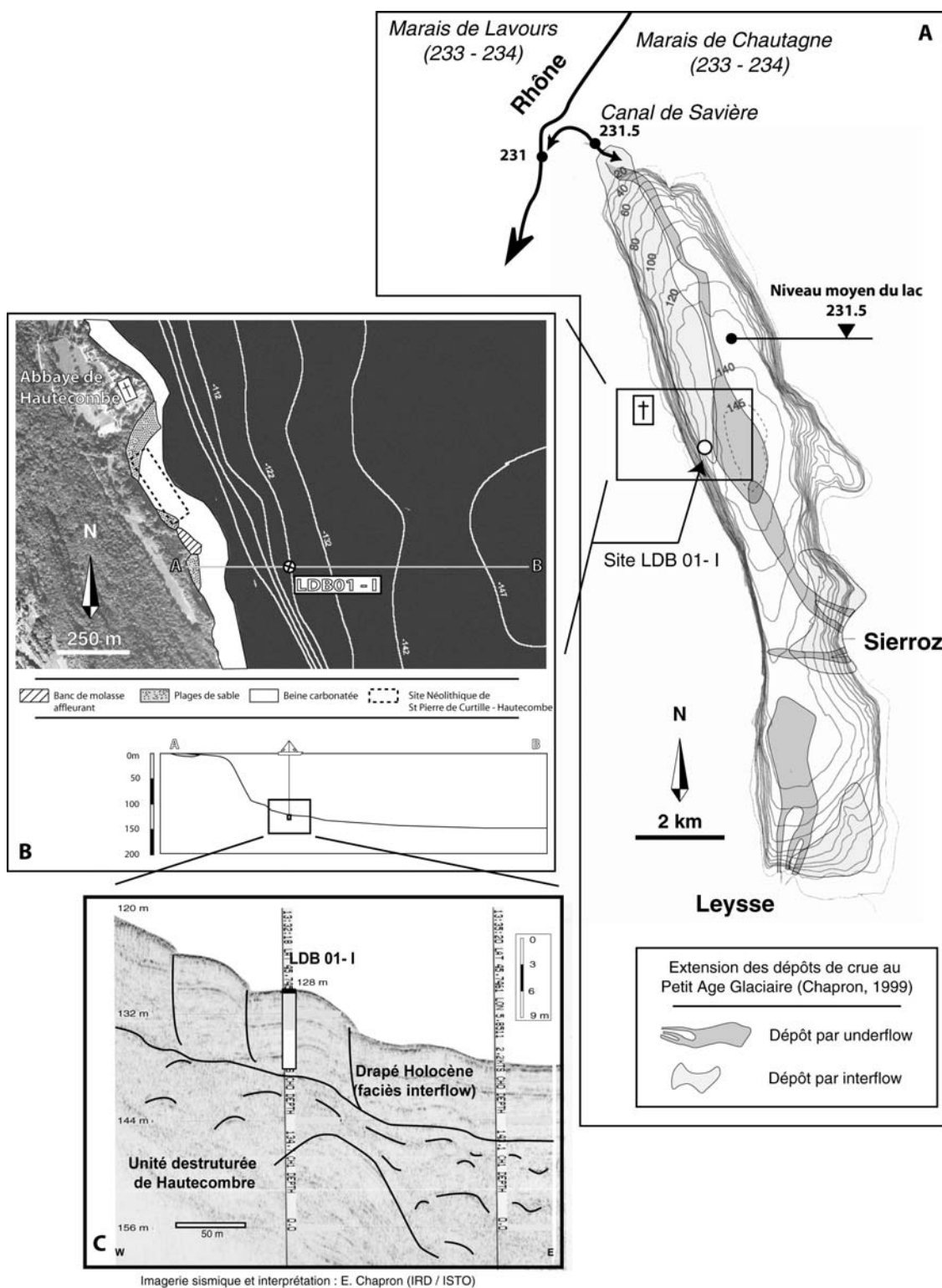


Figure 8. Localisation, environnement de dépôt et contexte géomorphologique de la carotte LDB 01-I

(A) Carte bathymétrique du lac du Bourget et extension des dépôts de crue de ses principaux affluents au cours du Petit Age Glaciaire (d'après Chapron, 1999). En régime normal, le niveau du lac est légèrement surélevé par rapport à celui du Rhône qui en constitue l'exutoire naturel. En période de crue du Rhône, le courant s'inverse dans le Canal de Savière et les eaux chargées du Rhône pénètrent le lac formant des dépôts d'inter- ou d'underflow en fonction de leur densité relative par rapport à l'eau du lac. Le site de carottage LDB 01- I est situé en position distale des apports rhodaniens par interflow. (B) Vue aérienne du site de carottage et la rive du lac et coupe bathymétrique suivant le transect A-B. Le site LDB 01- I est situé pied d'une pente surmontée d'une beine carbonatée et d'une plage de sable, il surplombe de 15 m le fond de la plaine lacustre nord. (C) Profil sismique haute résolution (CHIRP) au niveau du site LDB 01- I (d'après Chapron et al., soumis). Le carottage a traversé la majeure partie du Drapé Holocène caractérisé ici par un faciès sismique de type interflow, et a été arrêté à quelques mètres seulement du toit de « l'Unité Déstructurée d'Hautecombe » (HDU) sur laquelle repose le drapé holocène.

Références bibliographiques (Partie 1, Chapitre 1)

- Alley R. B., Mayewski P. A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K. C., Clark P. U., 1997**, Holocene climatic instability: a prominent widespread event 8200 yr ago. *Geology* **25**, 483 – 486.
- 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**.
- Barber K.E., Chambers F. M., Maddy D., 2003**, Holocene palaeoclimates from peat stratigraphy: macrofossil proxy climate records from three oceanic raised bogs in England and Ireland, *Quaternary Science Reviews* **22**, 521-539
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. 1997**, A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* **278**, 1257-1266.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M. N., Showers W., Hoffman S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G., 2001**, Persistent solar influence on North Atlantic Climate during the Holocene. *Science* **294**, 2130-2136.
- Bradley, 2003**, Climate forcing during the Holocene. *PAGES News* **11**, 18–19.
- Bravard J.-P. 1987**, *Le Rhône, Du Léman à Lyon*. Editions La Manufacture. Lyon.
- Carrión J.S., 2002**, Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe, *Quaternary Science Reviews* **21**, 2047-2066.
- 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*, mémoire H.S. n° 30.
- 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.
- Chapron E, Van Rensbergen P., De Batist M., Beck C., Henriët J.-P., soumis**, Fluid escape features as a precursor of large sub lacustrine sediment slides. *Terra Nova*.
- 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.
- Denton G. H. & Karlen W, 1973**, Holocene climatic variations: their pattern and possible cause. *Quaternary Research* **3**, 155 – 205.
- Fronval T. & Jansen E., 1997**, Eemian and early Weichselian (140 – 60 ka) paleoceanography and paleoclimate in the Nordic seas with comparisons to Holocene conditions. *Paleoceanography* **12**, 443-462.
- Grootes P.M., Stuiver M., White J. W. C., Johnsen S., Jouzel J., 1993**, Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* **366**, 552-554.
- Haas J. N., Richoz I., Tinner W., Wick T., 1998**, Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and timberline in the Alps. *The Holocene* **8**, 301-309.
- Heikkilä M. & Seppä H., 2003**, A 11,000 yr palaeotemperature reconstruction from the southern boreal zone in Finland. *Quaternary Science Reviews* **22**, 41-554.

- Hormes A., Müller B. U. Schlüchter 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.
- Hughes P.D.M., Mauquoy D., Barber K.E., Langdon P.G., 2000**, Mire-development pathways and palaeoclimatic records from a full Holocene peat archive at Walton Moss, Cumbria, England. *The Holocene*, **10**, 465-479.
- Jennings A.E., Knudsen K.L., Hald M., Hansen C.V., Andrews J.T., 2002**, A mid-Holocene shift in Arctic sea-ice variability on the East Greenland Shelf. *The Holocene* **12**, 49-58
- Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen J.P., Clausen H.B., Miller H., Masson-Delmotte V., Sveinbjörnsdottir A.E., White J., 2001**, Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP, *Journal of Quaternary Science*, **16**, 299-307
- Magny M., 1993**, Solar influences on Holocene climatic changes illustrated by correlations between past lake-level fluctuations and the atmospheric ^{14}C record. *Quaternary Research* **40**, 1-9.
- Magny M., 1995**, Une histoire du climat. Des derniers mammoths au siècle de l'automobile. Edition Errance, Lyon. 176 pp.
- Magny M., 2003**, Holocene climatic variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations, and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* **in press**.
- Magny M. and Richard H., 1985**, Contribution à l'histoire holocène du Lac du Bourget : recherches sédimentologiques et palynologiques sur le site de Conjux-La Chatière (Savoie, France). *Revue de Paléobiologie* **4**, 253-277.
- 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.
- Muller M. A. & Mc Donald G. J., 2000**, Ice ages and astronomical causes. Data, spectral analysis and mechanisms. Springer, New York. 318 pp.
- Nesje A, Lie O., Dahl S.A., 2000**, Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records ? *Journal of Quaternary Science* **15**, 587-601.
- Patzelt G. 1977**, Der zeitliche Ablauf und das Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. In Frenzel B., editor *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*, Weisbaden, 248-259.
- Revel-Rolland M., Arnaud F., Chapron E., Desmet M., Givélet N., accepté**, Sr and Nd isotope as a tracer of sources of clastic material, in the Bourget lake sediment (NW Alps, France) during the Little Ice Age. *Chemical Geology*.
- Stuiver M. & Reimer P.J., 1993**, Extended C data base and revised CALIB 3.0 C age calibration program. *Radiocarbon* **35**, 215-230.
- Sturm M. & Matter A., 1978**, Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland) : deposition of clastic detritus by density currents. *Special publication of the International Association of Sedimentologists* **2**, 147 – 168.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Brauer A., Jouzel J., Johnsen S. J., 1999**, A Mid-European decadal isotope-climate record from 15500 to 5000 years BP. *Science* **284**, 1654–1657.

CHAPITRE 2

LA CAROTTE LDB 01- I :

CONSTITUTION D'UNE SERIE SYNTHETIQUE, DESCRIPTION LITHOLOGIQUE ET DATATION

Le site LDB 01- I a fait l'objet d'une mission de carottage en septembre 2001 (cf. rapport de mission ; Annexe II). Le carottier utilisé était un carottier à piston de type UWITEC qui a permis de récupérer 9 mètres de sédiments répartis en tronçons de 3 m. Afin d'assurer la continuité de la série entre les tronçons, deux séries de trois carottes ont été réalisées, décalées de quelques mètres latéralement et de 1 mètre en profondeur. Le rapport de mission (annexe II) détaille le protocole de carottage ainsi que les positions des différents tronçons. Le paragraphe suivant détaille la manière dans les différents tronçons ont été « raboutés » pour constituer une série synthétique unique.

1. Constitution d'une série composite

La constitution d'une série composite à partir des six carottes issues des deux carottages (LDB 0101 et LDB 0102, appelés « carottes » 0101 et 0102 par commodité) a été réalisée à partir des informations livrées par 1) la corrélation visuelle des carottes 2) la mesure en continu (5 mm) de la susceptibilité magnétique et 3) la mesure en continu (20mm) des paramètres d'aimantation rémanente (ARA et ARI) (NB : ces paramètres magnétiques sont ici utilisés uniquement pour corréliser les carottes, leur signification est détaillée aux chapitres 3 et 4). Aucun « étirement » n'a été appliqué, le meilleur ajustement ayant été obtenu en faisant varier uniquement la profondeur absolue du sommet des carottes. La disposition présentant le meilleur ajustement de l'ensemble des paramètres magnétiques est détaillée dans le tableau 1 et représentée graphiquement dans la figure 1.

Une fois le meilleur ajustement des tronçons obtenu, les portions de carotte constituant la série synthétique, c'est-à-dire l'ensemble des tronçons de carotte qui, mis bout à bout, sont supposés représenter une pile sédimentaire continue, ont été choisis. Ce choix a été effectué de manière à assurer la meilleure continuité possible tout en évitant au maximum les trous (dus au carottage) et les niveaux perturbés ou susceptibles de l'être, et en s'efforçant de minimiser le nombre de sauts entre les deux carottes.

Les sauts entre les carottes sont placés exclusivement au niveau de repères stratigraphiques parfaitement corrélés entre les 2 carottes (lamine particulière, changement abrupt de couleur, niveau de sable etc.). Ainsi, même si les épaisseurs entre deux niveaux remarquables peuvent varier d'une carotte à l'autre (différences de compaction naturelles ou dues au carottage, variation latérale de faciès, événement instantané local etc.) la continuité de la série synthétique est assurée.

Le Tableau 1 présente les paramètres de constitution de la série synthétique c'est-à-dire la position du sommet des carottes. Les portions appelées « maître » sont les portions de chaque carotte qui ont servi à établir la série synthétique.

Carotte	Prof. Modèle du sommet (cm)	Portion "maître"	
		Sommet (cm)	Base (cm)
0101 A1	9	103	138.5
0101 A2	151		
0101 B1	266	55	123.5
0101 B2	391	0	127
0101 C1	594	17	FIN
0101 C2	736	0	FIN
0102 A	0	0	112
0102 B1	143	4.5	FIN
0102 B2	272	0	49
0102 C1	431	87	FIN
0102 C2	575	0	36

Tableau 1. Positionnement du sommet des carottes et définition des zones « maître » utilisées pour constituer la série synthétique

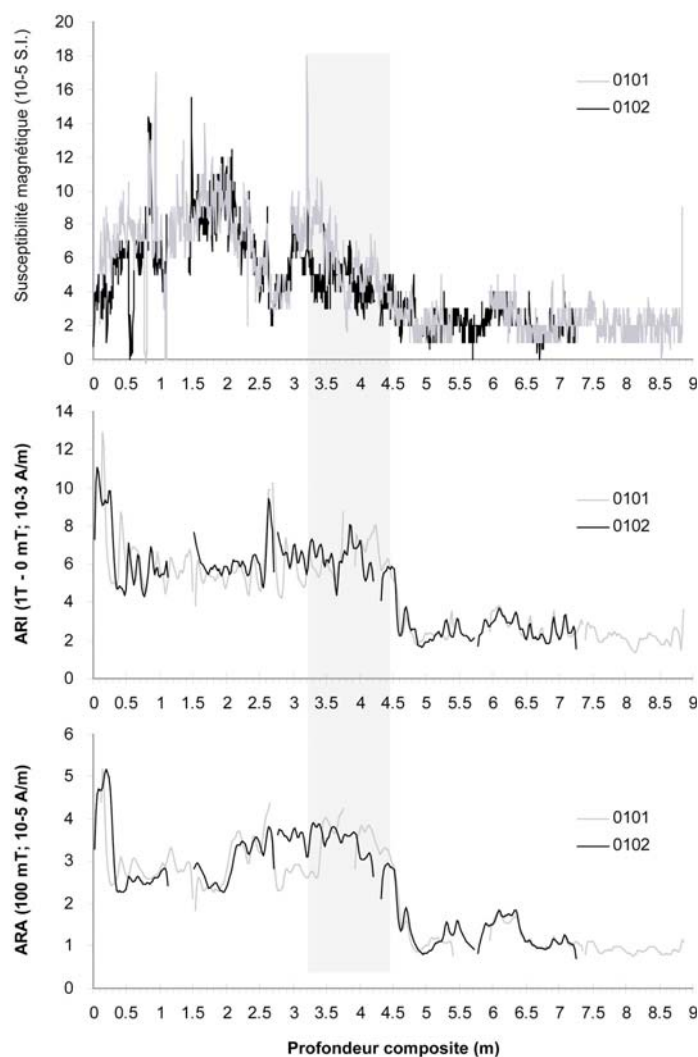


Figure 1. Corrélation des carottes jumelles LDB 0101 et LDB 0102 basée sur les profils de SM, ARA et ARI

NB : Ce travail réalisé, le texte référera à présent exclusivement à la série synthétique (appelée « carotte LDB 01- I »), supposée représenter une succession sédimentaire continue de 8,87 m à l'aplomb du site de carottage.

2. Description lithologique

La carotte LDB 01- I peut être décomposée en trois unités (Fig. 2) :

- L'unité eutrophisée (UE) présente une lamination fine constituée de l'alternance de lamines gris clair et noires. Ce faciès appelé « faciès à rythmites » par Chapron (1999) a été observé sur l'ensemble du lac et est associé à son eutrophisation à la fin du XX^{ème} siècle ;
- L'unité 1 (U1) est constituée de silts argileux gris foncé, elle présente une lamination généralement floue et correspond au faciès « interflow » décrit par Chapron (1999) sur le site BB10. On y trouve des lamines sombres attribuées, par corrélation avec les crues historiques du XVIII^{ème} siècle, à des débordements d'underflows catastrophiques du Rhône (Chapron, 1999 ; Chapron et al., 1999 ; 2002). Ces dépôts de crues sont généralement associés à un renforcement de la lamination ;
- L'unité 2 (U2) est constituée d'argiles silteuses beiges. Elle diffère de l'U1 notamment par sa couleur nettement plus claire, l'absence d'underflows et la présence de nombreux niveaux de débris végétaux (feuilles). La lamination y est très peu marquée voire imperceptible dans les niveaux les plus clairs.

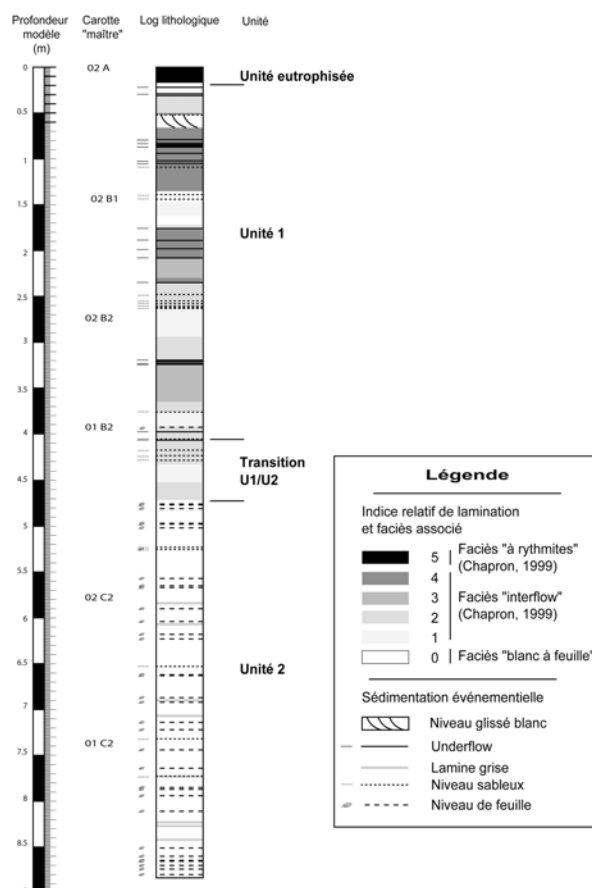


Figure 2. Log synthétique de la carotte LDB 01- I. L'indice relatif de lamination est utilisé pour rendre compte de la netteté de la lamination : un indice élevé signifie que les lamines sont mieux marquées.

Il est difficile de fixer la transition de l'unité 2 vers l'unité 1, je propose de définir le sommet de l'unité 2 par le sommet du dernier niveau blanc à feuille à 4,70 m. Vient ensuite un faciès de transition avant le premier niveau d'underflow à 4,06 m.

3. Modèle d'âge

La datation des premiers mètres de la carotte LDB 01- I a été réalisée à partir des marqueurs chronostratigraphiques historiques mis en évidence par Chapron et al. (1999) et repérés sur la carotte LDB 01- I, soit : l'eutrophisation du lac (1940), le niveau glissé associé au séisme de Chautagne de 1822 et la crue historique de 1734, marquée par un dépôt d'underflow. Les niveaux plus anciens ont été datés par l'obtention de six âges ^{14}C mesurés en AMS au Radiocarbon Laboratory de Poznan (Czernik & Goslar, 2001) sur des macrorestes de végétaux terrestres. Les âges radiocarbone ont été calibrés (cf. encadré) en utilisant le logiciel Calib 4.3 (Stuiver & Reimer, 1993; courbe de calibration : Stuiver *et al.*, 1998). Les âges radiocarbone ainsi que les résultats de calibration sont reportés dans le tableau 2.

L'établissement d'un modèle d'âge fiable est une nécessité absolue si l'on veut étudier l'évolution à haute fréquence de processus sédimentaires. Après un rappel sur les incertitudes inhérentes à la méthode de datation par le radiocarbone (encadré), ce paragraphe détaille la manière dont le modèle d'âge de la carotte LDB 01- I a été établi et en discute la validité.

Code Laboratoire	Prof.composite (cm)	Age ^{14}C	Age Médian Calib cal. BP (+/- 2 σ)
POZ 710	271	1200 +/- 30	1010 - 1130 - 1230
POZ 718	407	1800 +/- 45	1570 - 1710 - 1860
POZ 716	440.5	2250 +/- 30	2150 - 2260 - 2340
POZ 717	619	3820 +/- 30	4090 - 4200 - 4350
POZ 715	667.5	4280 +/- 40	4740 - 4840 - 4870
POZ 721	791	5310 +/- 40	5950 - 6080 - 6270

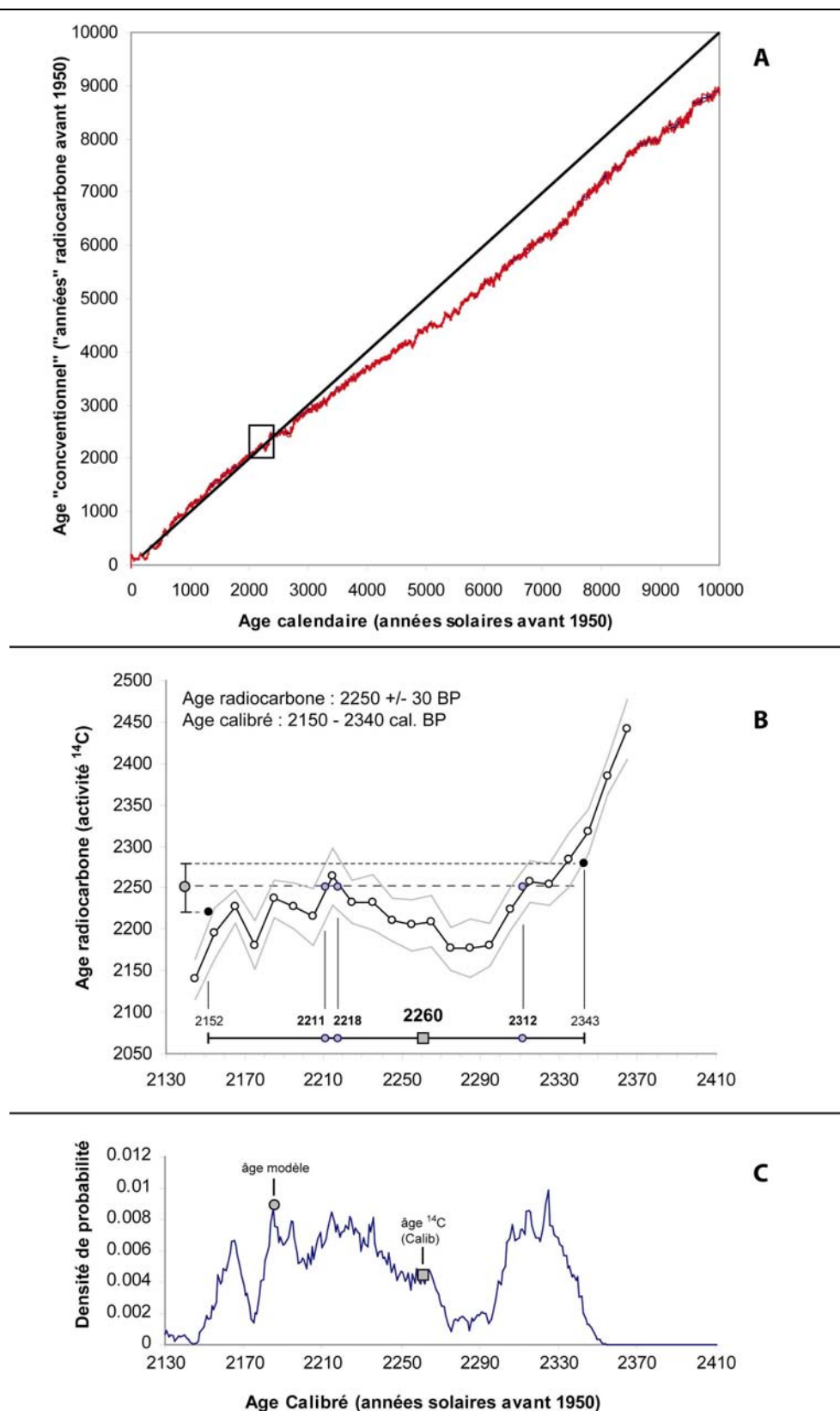
Tableau 2. Positions stratigraphique, âges conventionnels et calibrés, des niveaux datés par le ^{14}C utilisés pour établir le modèle d'âge

La calibration des âges radiocarbone

La méthode de datation par le radiocarbone repose sur l'hypothèse forte que l'activité du ^{14}C de l'atmosphère est restée constante au cours du temps et égale par convention à celle de 1950 (c'est à dire avant la dispersion de ^{14}C « anthropique » par les essais nucléaires aériens des années 1960). Or on sait aujourd'hui que cette concentration a varié en raison notamment de variations de l'intensité du champ dipolaire terrestre et de l'activité solaire. Il en résulte que l'échelle de temps radiocarbone est non seulement faussée (les âges radiocarbone ne sont pas les mêmes que les âges « vrais »), mais de plus elle n'est ni linéaire (toutes les « années radiocarbone » n'ont pas la même durée) ni monotone (plusieurs échantillons d'âges différents peuvent avoir le même âge radiocarbone). La « calibration » des âges ^{14}C est donc indispensable pour exprimer l'âge des niveaux datés en années calendaires et ainsi pouvoir estimer des durées ou comparer des enregistrements datés par des méthodes différentes (dendrochronologie, comptage de varves etc.). Si les méthodes actuelles permettent de mesurer les âges radiocarbone avec une incertitude de l'ordre de 50 ans pour l'Holocène, le processus de calibration, basé sur une courbe internationale de calibration (Stuiver et al., 1998 ; Fig. 3A) assortie d'incertitudes, introduit des incertitudes supplémentaires sur l'âge.

Calib (<http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/calib/>) est un des logiciels le plus couramment utilisés pour la calibration des âges radiocarbone. La version utilisée dans ce travail (Calib 4.3) applique la méthode de calibration la plus couramment utilisée dite des « intercepts ». A titre d'exemple, la figure 3 présente la calibration d'un échantillon prélevé à 4,405 m dans la carotte LDB 01- I. La méthode consiste à chercher les intersections entre l'âge radiocarbone mesuré (2250 +/- 30 BP) et la courbe de calibration. On définit ainsi une suite de dates « possibles » (2211, 2218 et 2312 cal. BP), le champ d'incertitude est borné par les intersections des valeurs d'incertitude extrêmes de la mesure avec l'incertitude correspondante de la droite de calibration (toutes deux considérées à +/- 2 σ sur la figure 3). Classiquement, la date finalement retenue est la moyenne des 2 âges probables les plus éloignés arrondie à la dizaine (ici 2620), l'incertitude étant donnée par les valeurs possibles extrêmes également arrondies (2150 et 2340).

Une méthode pour estimer la probabilité d'un âge calibré d'être l'âge vrai consiste à projeter l'âge ^{14}C mesuré, assorti de son incertitude (gaussienne centrée sur l'âge radiocarbone), sur la courbe de calibration, elle-même assortie d'une incertitude. Cette méthode dite « bayésienne » donne la probabilité de chaque âge calendaire d'être celui de l'échantillon (densité de probabilité). Ainsi on voit nettement sur la figure 3B que l'âge retenu (2260 cal. BP) correspond à l'un des âges les moins probablement juste, puisqu'il correspondrait à une erreur maximum sur l'âge mesuré et sur la droite de calibration. On note que l'âge de ce niveau issu du modèle d'âge présenté au paragraphe suivant (2185 cal. BP) a une forte probabilité d'être l'âge « vrai ».

Figure 3. Exemple de calibration d'un âge ^{14}C

A) Courbe de calibration INTCAL 98 (Stuiver et al., 1998) assortie de son incertitude à 2 sigmas. **B)** Zoom sur la zone 2050 – 2500 BP et exemple de calibration par la méthode des intercepts d'un âge radiocarbone (2250 $\pm$ 30 BP). Les points blancs sont les points de la courbe de calibration, les lignes grises représentent son enveloppe d'incertitude à 2 sigmas. **C)** Résultat d'une calibration de type « bayésien » du même âge radiocarbone. Ce type de calibration intègre les incertitudes sur la mesure et sur la courbe de calibration et donne la probabilité de chaque âge calibré d'être l'âge vrai de l'échantillon.

3.1. Etablissement du modèle d'âge

Le logiciel psimpol (<http://www.kv.geo.uu.se/psimpoll.html>) permet d'établir des modèles d'âge basés sur l'établissement d'une fonction polynomiale ou cubic-spline représentant l'évolution de l'âge en fonction de la profondeur. Ces deux approches sont totalement différentes. Sans entrer dans les détails on peut dire que les fonctions polynomiales sont obtenues par régression, c'est-à-dire que les paramètres de la fonction (coefficients) sont ajustés pour simuler au mieux les données. Les fonctions cubic-spline sont en revanche des interpolations, c'est-à-dire qu'on considère les données comme absolument justes et que l'on cherche une fonction « lissée » qui passe par les points datés.

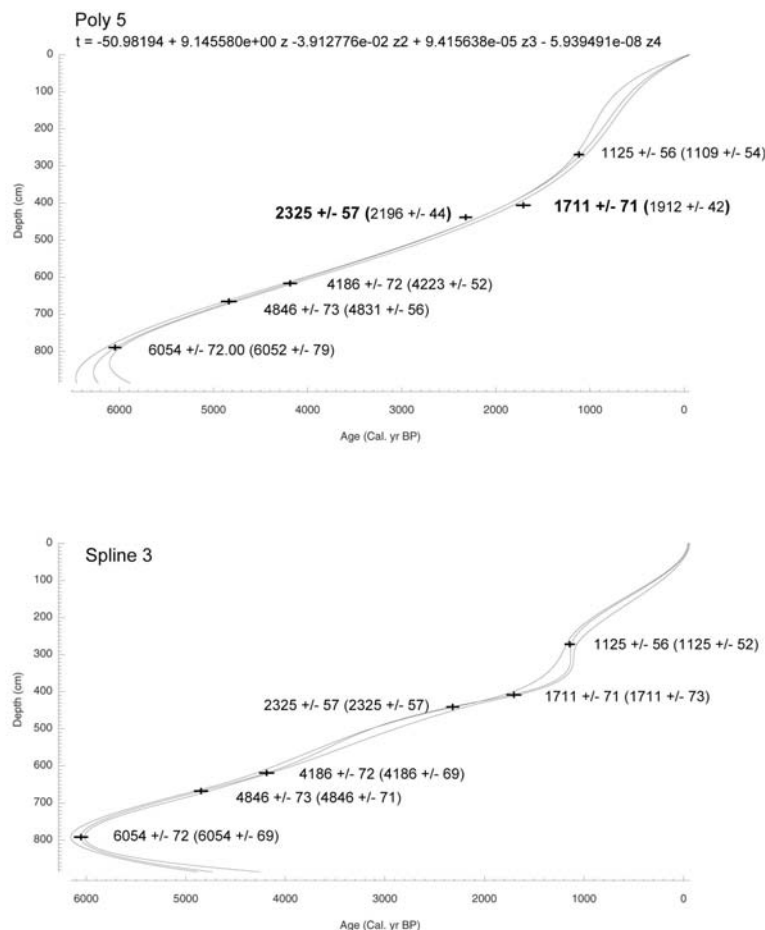


Figure 4. Modèles d'âge continus établis par le logiciel psimpol en utilisant une fonction polynomiale du 5^{ème} degré et une fonction « spline cubique » du 3^{ème} degré. Les nombres représentent les âges issus du modèle des niveaux datés par le ^{14}C , les nombres entre parenthèse représentent le résultat de la calibration des âges ^{14}C . Dans le cas de la carotte LDB 01- I, aucun modèle d'âge continu n'a pu simuler correctement la distribution des âges ^{14}C en fonction de la profondeur.

Des modèles d'âge ont été établis en utilisant psimpol 4.10 avec des fonctions polynômes et cubic-spline d'ordre 1 à 7. Les résultats de deux de ces modèles sont reportés sur la figure 4. Il apparaît que les modèles éprouvent des difficultés à simuler correctement la relation âge-profondeur aux alentours de 4 m.

Le modèle polynomial est une régression, on peut donc juger de sa pertinence en vérifiant qu'il simule correctement la distribution des âges ^{14}C en fonction de la profondeur. Ce « fit » est très bon pour la plupart des âges, mais, même avec un grand nombre de paramètres (jusqu'à 7), le modèle ne parvient pas à simuler les dates obtenues à 4,07 m et 4,405 m.

Le modèle « cubic-spline » donne une fausse impression de justesse car, par définition, il « fitte » parfaitement les données, en revanche on peut juger de sa pertinence en considérant les taux de sédimentation qu'il produit. La portion extrêmement redressée de la courbe âge-profondeur entre les points 1711 et 1125 correspond à un taux de sédimentation très fort, voire infini lorsque la courbe est verticale. Ceci suggère la présence d'un événement instantané de l'ordre de 1 m de puissance dont aucun indice n'a été observé sur les carottes.

Les modèles continus testés ne parvenant pas à simuler la distribution des âges en fonction de la profondeur autour de 4 m (Fig. 4), un modèle discontinu a été testé. Ce modèle suppose l'existence d'un changement abrupt de taux de sédimentation aux alentours de la transition U1/U2. Cette hypothèse est suggérée par 1) le parfait alignement des 5 dates ^{14}C les plus profondes (dont celle à 4,07 m) et 2) l'alignement de la date à 4,07 m avec les trois repères chronostratigraphiques sus-jacents (un âge ^{14}C et deux marqueurs historiques) ce qui en fait une « charnière » possible entre deux domaines à taux de sédimentation constants. Enfin, il n'est probablement pas

anodin que ce changement du taux de sédimentation intervienne à la transition U1/U2, période particulièrement perturbée marquant un changement majeur de faciès sédimentaire.

Pour établir le modèle d'âge présenté dans la figure 5, les taux de sédimentation ont été supposés constants dans trois domaines définis par les données chronologiques et sédimentologiques disponibles :

- Domaine 1 : du sommet de la carotte au sommet du glissement de 1822
- Domaine 2 : de la base du glissement à la date ^{14}C de 4,07 m (~ transition U1 / U2)
- Domaine 3 : de la date ^{14}C de 4,07 m à la base de la carotte.

Les taux de sédimentation ont été calculés par régression linéaire de la position âge-profondeur des marqueurs chronologiques dans chacun des domaines. Ces régressions ont livré des coefficients de détermination satisfaisants (> 0.99) suggérant des taux de sédimentation relativement constants dans chacun des domaines, notamment dans le domaine 3 où le nombre de datations est relativement important.

Finalement la relation profondeur-âge peut être modélisée par la fonction discontinue suivante :

$$\begin{array}{llll} z < 530 & : t = 0,33 z - 51 & (\text{TSM} = 3,0 \text{ mm/a}) \\ 530 < z < 670 & : t = 128 & (\text{sédimentation instantanée}) \\ 670 < z < 3970 & : t = 0,47 z - 173 & (\text{TSM} = 2,1 \text{ mm/a}) \\ 3970 < z & : t = 1,13 z - 2793 & (\text{TSM} = 0,9 \text{ mm/a}) \end{array}$$

Où z est la profondeur synthétique en millimètres, t l'âge en années calendaires avant 1950 (cal. BP) et TSM le taux de sédimentation moyen en mm/a.

Le changement de taux de sédimentation vers 4 m est particulièrement important (de 0,9 à 2,1 mm/a). Sa position stratigraphique peut être déterminée mathématiquement comme l'intersection des droites de régression. Le modèle d'âge retenu le place ainsi à la profondeur de 3,97 m correspondant à un âge de 1680 cal. BP.

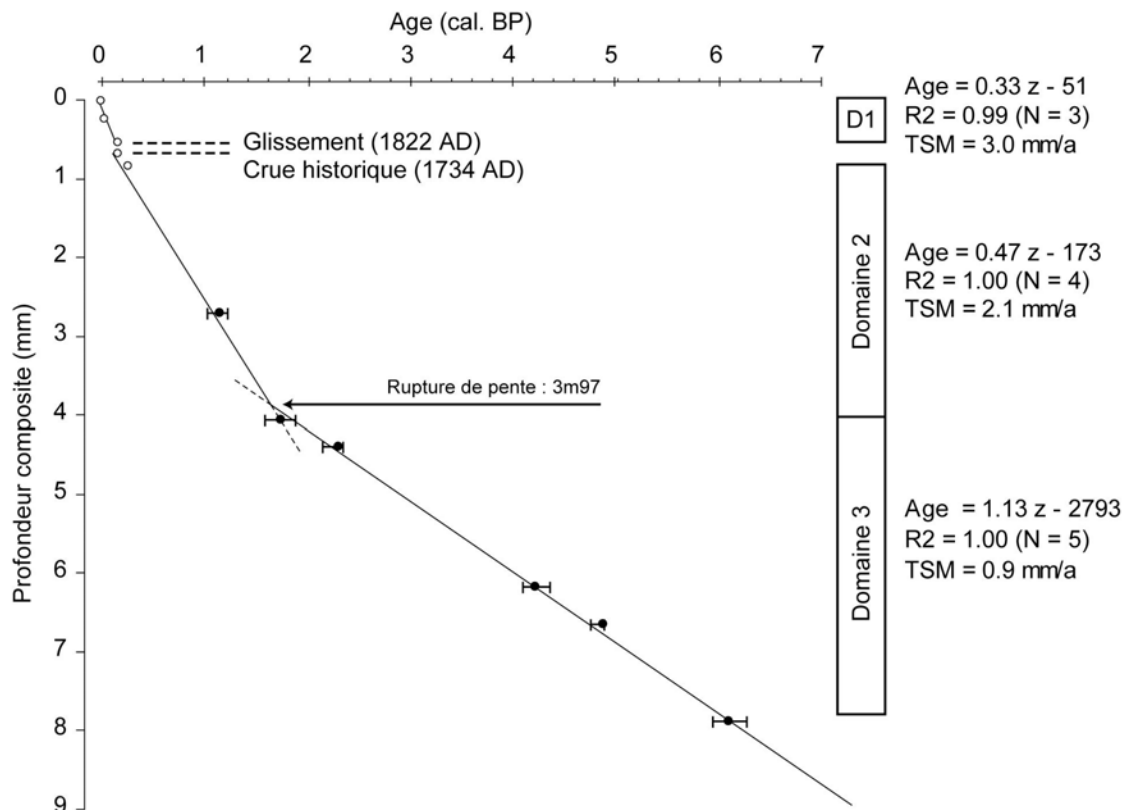


Figure 5. Modèle d'âge de la carotte LDB 01- I basé sur la reconnaissance de niveaux historiques et sur 6 âges ^{14}C et postulant un taux de sédimentation constant au sein de trois domaines. Sont également donnés pour chaque domaine : la fonction âge – profondeur ; le coefficient de détermination de la régression utilisée pour calculer le taux de sédimentation et le nombre de points utilisés ; le taux de sédimentation moyen à l'intérieur du domaine.

3.2. Compatibilité du modèle d'âge avec les données radiocarbone

Les principales incertitudes sur les datations carbone 14 dans les sédiments lacustres sont liées :

- à l'existence d'un effet réservoir si le matériel daté est constitué en partie du carbone de l'eau (ions carbonates dans les coquilles ou CO₂ dissous dans la matière organique lacustre) et non exclusivement du carbone de l'air (photosynthèse aérienne) ;
- à l'inadéquation de l'âge du matériel daté avec celui de la couche dans laquelle il a été prélevé (stockage dans le bassin versant avant dépôt) ;
- à la calibration de l'âge radiocarbone pour tenir compte des variations de l'activité ¹⁴C de l'atmosphère au cours du temps (cf. encadré « la calibration des âges radiocarbone »).

La première source d'erreur a été minimisée en échantillonnant exclusivement des macrorestes végétaux d'origine terrestre. L'incertitude sur le délai entre la mort du végétal et sa fossilisation dans le sédiment est difficile à estimer. Toutefois, la cohérence des dates ¹⁴C avec les repères chronostratigraphiques historiques indique que ce retard est probablement minime.

La calibration introduit une incertitude supplémentaire à celle liée à la mesure de l'activité ¹⁴C. Dans le cas de la date obtenue à 4,405 m (Fig. 3) l'âge radiocarbone de 2250 ¹⁴C BP est donné par le laboratoire avec une incertitude de +/- 30 ans. L'incertitude sur l'âge de la matière organique datée dépend de cette incertitude de mesure à laquelle s'ajoute l'incertitude liée à la calibration. Ainsi, le logiciel Calib donne pour cet échantillon un âge calibré compris entre 2340 et 2150 cal. BP, ce qui correspond à un champ d'incertitude de 190 ans, soit trois fois plus large que celui lié à la mesure.

Pour établir le modèle d'âge, les âges radiocarbone ont été d'abord calibrés avec la méthode des intercepts (cf. encadré) afin d'obtenir un âge « moyen » et pouvoir calculer des taux de sédimentation. Le fait de relier les points datés par une droite de régression « éloigne » l'âge issu du modèle (« *âge modèle* ») de l'âge de l'échantillon établi par Calib. Comme pour les modèles continus polynomiaux, la capacité du modèle à simuler les données radiocarbone a été testée. Pour cela, les âges radiocarbone ont été calibrés en suivant la méthode bayésienne (logiciel Bcal ; <http://bcal.shf.ac.uk/>) et l'âge modèle reporté sur les diagrammes de densité de probabilité (Fig. 4) de chacune des datations. Dans tous les cas l'âge modèle se situe dans une zone de maximum de probabilité. Ceci ne signifie pas nécessairement que le modèle d'âge établi soit juste, mais il s'agit du modèle le plus simple compatible avec l'ensemble des données – radiométriques et sédimentologiques – disponibles.

Conclusion du Chapitre 2

Ce chapitre présente une étape fondamentale de l'étude des sédiments de la carotte LDB 01- I : la constitution d'une série synthétique à partir des 11 « morceaux » récoltés sur le « terrain » (§ 2.2.) et sa datation.

L'évolution de la sédimentation est caractérisée par l'existence d'un changement progressif de faciès entre 4,70 m et 4,00 m (§ 2.3.). Ce changement de dynamique sédimentaire s'accompagne en outre de niveaux de sable.

La fin de la zone de transition est marquée par une augmentation du taux de sédimentation moyen qui passe de 0,9 à 2,1 mm/a (§ 2.4.1). Cette rupture de pente est fixée dans le modèle d'âge à une profondeur de 3,97 m, correspondant à un âge de 1680 cal. BP. L'âge donné par le modèle d'âge pour la base de la carotte (8,87 m) est de 7200 cal. BP.

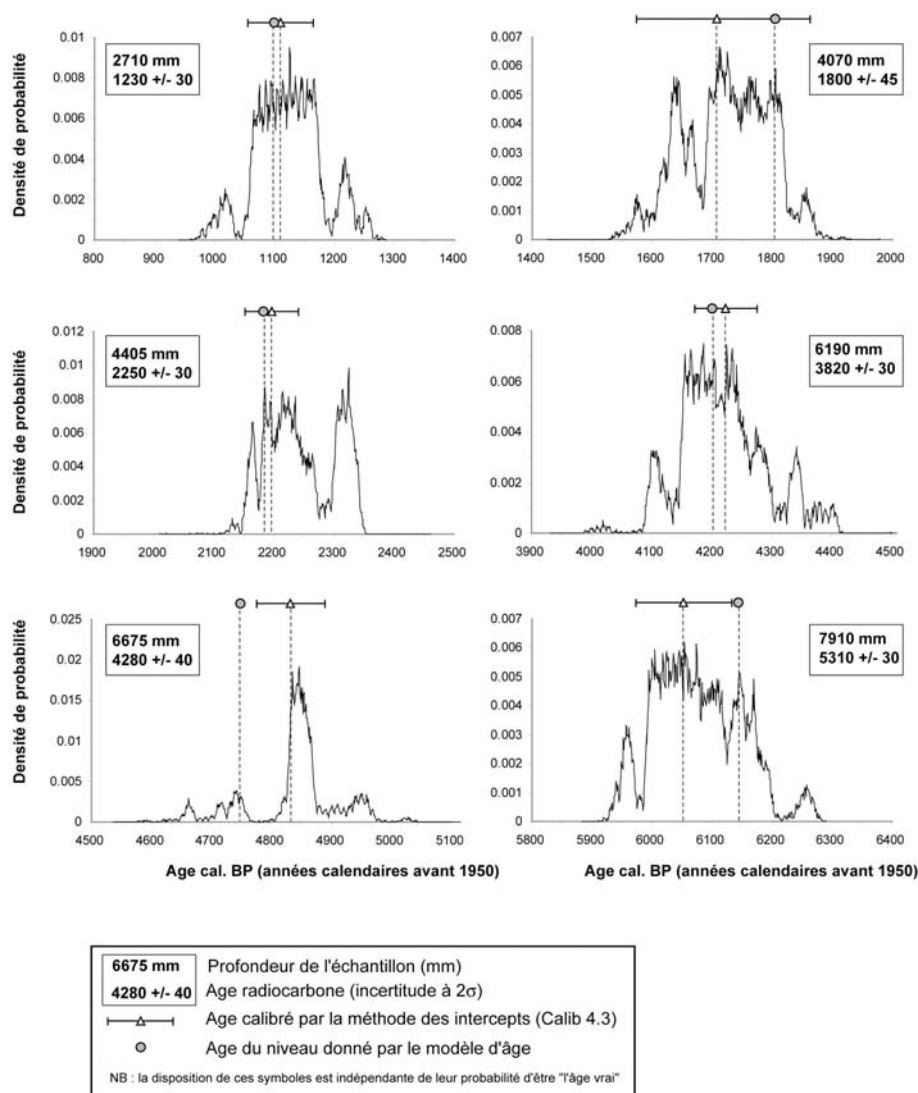


Figure 4. Vérification de la compatibilité du modèle d'âge présenté dans la figure 8 avec les données radiocarbone.

Le calcul, par régression linéaire, du taux de sédimentation moyen pour chaque domaine et son injection dans le modèle d'âge introduit un biais entre les âges radiocarbone calibrés et les âges issus du modèle d'âge. Sur cette figure sont reportés, pour chaque âge ^{14}C , le résultat de sa calibration bayésienne (ligne continu) et de sa calibration par la méthode des intercepts ainsi que son âge donné par le modèle d'âge. A l'exception de l'échantillon à 6675 mm, la probabilité que le modèle donne « l'âge vrai » est au moins équivalente à celle que l'âge donné par Calib soit vrai.

Références bibliographiques (Partie 2, Chapitre 2)

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*, mémoire H.S. n° 30.

Chapron E, Van Rensbergen P., De Batist M., Beck C., Henriot J.-P., soumis, Fluid escape features as a precursor of large sub lacustrine sediment slides. *Terra Nova*.

Czernik J. & Goslar T., 2001, Preparation of graphite targets in the Gliwice Radiocarbon Laboratory for AMS ^{14}C dating. *Radiocarbon* 43, 283-291.

Stuiver M. & Reimer P.J., 1993, Extended C data base and revised CALIB 3.0 C age calibration program. *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., Spurk, M., 1998, INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041-1083.

CHAPITRE 3

7200 ANS DE CRUES DU RHONE DANS LE LAC DU BOURGET : UN ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE A HAUTE RESOLUTION DES CONDITIONS HYDROLOGIQUES DANS LES ALPES NORD OCCIDENTALES

Ce chapitre est constitué d'un article publié dans *The Holocene*. Il présente une série de susceptibilité magnétique (SM) mesurée à haute résolution (5 mm) sur l'ensemble de la carotte LDB 01– I. Dans cet article la SM est interprétée comme un marqueur de l'importance relative des fractions détritiques (silicatée) et biogénique (carbonatée). Cette interprétation est étayée par la mesure des éléments majeurs dans 98 échantillons qui a montré 1) une excellente corrélation des éléments associés aux silicates (Si, Al, Fe, Mg, K, Na...), tous étant anti-corrélés avec le calcium et 2) une bonne corrélation entre les éléments représentatifs des silicates et la SM.

Dans un deuxième temps, l'interprétation de ce signal comme marqueur de l'influence du Rhône est corroborée par la comparaison avec l'histoire connue de l'évolution du Haut Rhône au cours des 3 derniers millénaires (Bravard et al., 1992, Bravard, 1996). Elle s'appuie également sur une étude géochimique des sources potentielles de sédiment détritiques dans le Lac du Bourget menée sur l'ensemble du bassin versant et sur la carotte B16 (campagne CORMORAN 97, cf. Chapron, 1999 et Chapron et al., 2002) qui couvre les derniers 600 ans. Cette étude a fait l'objet d'un article accepté à *Chemical Geology* (Revel-Rolland et al., accepté) et reporté en annexe I.

7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget: A High-resolution sediment record of NW Alps hydrology

F. Arnaud^{1,4*}, M. Revel-Rolland², E. Chapron^{3*}, M. Desmet⁴, N. Tribovillard¹

¹ UMR 8110 Processus et Bilan en Domaine Sédimentaire, UST Lille 1 Bât. SN5 59655 Villeneuve d'Ascq, France

² UMR 5025 Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble, Université J. Fourier, 38400 St Martin d'Hères, France

³ UMR 6113 Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, Université d'Orléans, 45071 Orléans, France Present address: Geological Institute, ETH Zürich, Switzerland

⁴ UMR 5025 Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université de Savoie, 73373 Le Bourget du Lac, France

*Corresponding author : fabien.arnaud@univ-savoie.fr

Abstract

Magnetic Susceptibility (MS) was measured with high-resolution (5 mm) on a 9 m-long, ¹⁴C dated core from Lake Le Bourget (Savoie, France), spanning the last 7000 years. The strong correlation ($R > 0.85$) of the MS with the silicate-borne suite of elements (Si, Al, Fe, Mg, K) and anti-correlation with the carbonate content ($R = -0.87$) allows to use it as a proxy for the fluctuations of the abundance of river-borne clastic fraction versus authigenic carbonates in sediment. As the Rhône River is the only one bringing a significant amount of silicate minerals to the coring site, the MS downstream is interpreted as a proxy of the Rhône suspended load discharge in Lake Le Bourget. This is confirmed over the last 3000 years by the good match with the evolution of hydrographical activity of the Rhône river as it is known through geomorphological studies of well-dated archaeological sites (Bravard et al., 1992; Bravard, 1996). Over the last 7200 years, the record is consistent with the regional evolution of lake water-level fluctuations (Magny, 2004). Hence, while the intensity of the MS signal seems to be widely affected by the human impact on soil stability, the timing of the period of enhanced hydrological activity appears to be mostly climate related and should thus constitute a first step toward a high resolution (< 8 yrs) continuous history of hydrological conditions in NW Alps.

Keywords

River discharge, climate, human impact, magnetic susceptibility, major elements

Introduction

Although it appeared to be a climatically-stable period when compared to older glacial times, recent studies showed the Holocene experienced many climatic oscillations (Meese et al., 1994; O'Brien et al., 1995; Stuiver et al., 1995). According to different authors, these oscillations should have been paced by solar activity (Magny, 1993; Bond et al., 2001; Blauuw et al. in press), volcano emissions (Zielinski, 1995; Lamoureux et al., 2001) and/or ocean/atmosphere interactions (Bianchi & McCave, 1999; Broecker, 2001). In order to understand these natural oscillations and then to compare them to modern human-induced "global warming", it is of prime importance to establish their spatial influence and possible phasing in different areas.

Recent publications highlighted the phase opposition between Scandinavian and Alpine glaciers growth as a response to the North Atlantic Oscillation (NAO) over the last few decades (Six et al., 2001). Over the Holocene, Nesje et al. (2000; 2001) showed the phasing of Scandinavian glacier retreats and ice rafted debris (IRD) events in the North Atlantic Ocean (Bond et al., 1997; 2001) and Magny (1999) proposed a relation between French subalpine lake-level fluctuations and Bond's IRD events (Bond et al.,

1997). Recently, Magny et al. (2003) proposed to integrate all these records in a common scheme of West European climatic oscillations where Northern and Southern Europe precipitations vary in opposition to the Mid-Europe ones. North Western Alps paleo-hydrology appears to be one of the key features in understanding the present and past climate dynamics over Western Europe (Magny et al., 2003). However, unlike the Scandinavian and North Atlantic regions, only a few continuous, high-resolution climatic records spanning the Holocene have yet been established in the Alps (Leeman & Niessen, 1994; Ariztegui et al., 1996; Lanci et al., 1999; 2001).

This paper presents preliminary results from an ongoing multi-proxy study performed on sediment cores from Lake Le Bourget (NW Alps, France) aimed at reconstructing the Holocene NW Alps hydrological history through the hydrological activity of the largest river draining the NW Alps: the Rhône River. In normal regime, Lake Le Bourget is a tributary of the Rhône river through its natural outlet the Savières Canal. However during major Rhône floods the current in the outlet is inverted and the river bypasses into the lake. Chapron et al. (2002) showed that in the northern part of the lake, the balance between allochthonous and autochthonous sediments, can be used as a direct proxy of episodic Rhône river-borne sediment input to the

lake. In this paper, we present a 7000 years long, high resolution (< 8 years) continuous record of this balance reconstructed from magnetic susceptibility measurements. Mid-resolution (~ 100 years) measurements of major elements are also used in order to check the significance of the MS signal. Finally the significance of the MS signal as a climate proxy is discussed in the framework of the increasing human impact on soil erosion during the Holocene.

Study site

Lake Le Bourget is a fjord-type foreland lake located in front of the French NW Alps, within the Molasse Basin between Subalpine and Jurasian ranges. It is connected to the Lavours and Chautagne swamps which represent the first important flood plain reached by the Upper Rhône downstream of its alpine torrential part (Fig. 1). For about 10,000 years, only major floods from the Rhône river enter the northern part of the lake through the lake outlet: the Savières Canal (Chapron, 1999; Fig. 1). This sporadic input brings a suspended load with a specific mineralogical signature, delivered mainly by the two main Rhône river tributaries upstream of Lake Le Bourget: the Arve and Fier rivers (Revel et al., submitted; Fig. 1), typifying the hydrographical activity of the Rhône river (Chapron et al., 2002). The core presented here (LDB 01-I) was taken on the western flank of the northern deep sub-basin of Lake Le Bourget at 129 m water-depth (Fig. 1). The sedimentary environment is under the influence of the Rhône river interflows and, while the site is 15 meters above the deep-lake floor, it was reached by catastrophic underflow deposits from the Rhône river during the Little Ice Age (cf. core B10 description in

Chapron et al., 2002). The present-day alumino-silicate fraction represents about 40 percent of the total sediment, the remaining 60 percent being composed of carbonate (Chapron, 1999).

Analytical proceedings

Two twin-cores (LDB 0101 and LDB 0102) were taken using the Uwitec® coring device on site I (N 45°44,848'; E 5°50,891') of the *ECCHYMOSE 2001* coring survey, corresponding to the B10 short-core (~ 1m) site of the *CORMORAN 1997* survey (Chapron et al., 2002). Each synthetic core is composed of a succession of three cores. The second core succession was shifted by two meters in sediment-depth and about five meters in position, in order to ensure the continuity of the record. Cores were cut into < 2 m sections, split, described and stored at 4°C. During core description, terrestrial vegetal remains were sampled for ¹⁴C dating. Cores were then video-captured and measured for magnetic susceptibility (MS) using Bartington® MS2E1 surface scanning sensor following a continuous sampling step of 5 millimetres. One centimetre thick samples were taken every 10cm for geochemical analyses. Major elements were analysed using X-Ray fluorescence at the University Claude Bernard of Lyon (1.4% accuracy).

Radiocarbon dating was performed on individual terrestrial vegetal remains in the Poznan Radiocarbon Laboratory (Czernik & Goslar, 2001). All ¹⁴C ages were calibrated using Calib 4.3 (Stuiver & Reimer, 1993; dataset from Stuiver et al., 1998).

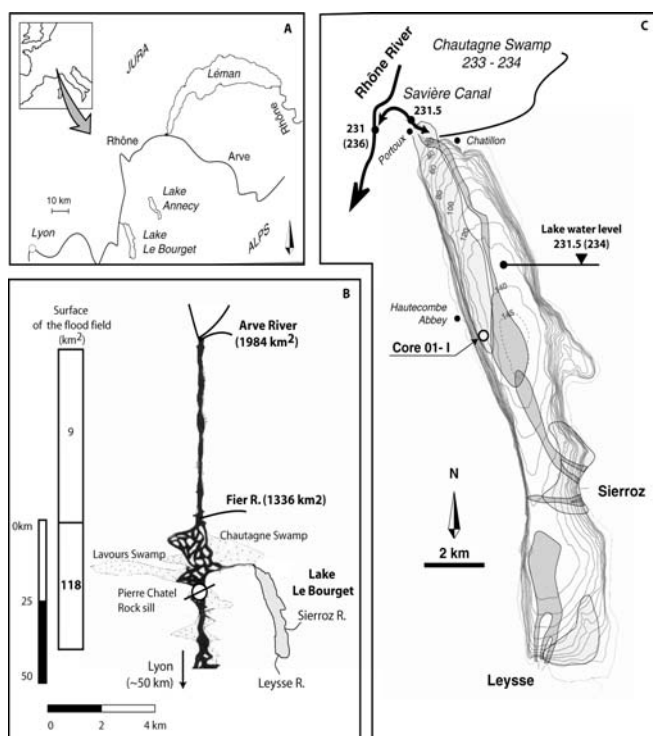


Figure 1: Location map of Lake Le Bourget and its relation with Rhône river through the “Canal de Savières”. A) Location of Lake Le Bourget in front of NW Alps. Also reported is the location of Lake Annecy, referred in the text. B) The flooding zone of Rhône River in the vicinity of Lake Le Bourget in 1882, prior to major river management (modified after Bravard, 1987): the Arve and Fier rivers are the main tributaries of the Rhône river upstream the Chautagne and Lavours swamp which constitute together the first great flooding area of the Upper Rhône river. This flooding area is limited downstream by the Pierre-Chatel rock sill, inducing a Holocene-long sediment accumulation responsible of the Lake Le Bourget water-level continuous rise (Bravard, 1987; cf. explanation in text) C) Bathymetric map of Lake Le Bourget, together with the location of main places referred in the text. Numbers refer to the altitudes in meters, numbers into brackets refer to water-levels in the Savières Canal and the lake itself during the 1905 AD Rhône river flood. Also reported are the extension of the Little Ice Age flood deposits from the main tributaries: the Leysse, Sierroz and Rhône rivers (underflow in dark grey and interflow in light grey), modified after Chapron (1999). The Core 01-I was taken on the north western flank of Lake Le Bourget where sedimentation is dominated by Rhône river interflow deposits.

Results

Lithological description

Based on lithological description the core LDB 01-I has been divided into three distinct lithological units (Fig. 2), namely the *Eutrophicated Unit (EU)*, *Unit 1 (U1)* and *Unit 2 (U2)* (Fig. 2). The EU (0 – 18 cm depth) is made of strongly laminated dark silty sediment. It is enriched in organic matter and has been related by Chapron (1999) to the eutrophication of the lake ca. AD 1940. The U1 (18 – 440cm) is made of dark grey clayey-silt with some interbedded dark underflow deposits. The U2 (440 – 886cm) differs from the U1 by a gradual lightening and fining of the sediment. Below 470cm, the sediment is a light grey clay in which no interbedded dark level has been described. The U2 / U1 transition (400 - 470 cm) is gradual and many sandy levels are interbedded within the clayey sediment.

A slump deposit has been described between 57 and 63cm depth. It consists of shallow water carbonate muds interbedded with the darker sediments of U1. This slump is assumed to be related to the AD 1822 earthquake whose effects on the Lake Le Bourget sediments is extensively described in Chapron (1999) and Chapron et al. (1999).

Magnetic susceptibility and Al₂O₃ contents

Figure 2 presents a synthetic stratigraphic log of core LDB 01-I, magnetic susceptibility (MS) and aluminium content as a function of depth. The unit 2 / unit 1 transition is marked by an increase of MS and Al₂O₃ concentrations. Superimposed on this general trend, the MS and Al₂O₃ contents display fluctuating of high and low values. Even within unit 2, where they are of weaker amplitude, the significance of MS fluctuations is supported by both the correlation of the twin-cores signals ($r > 0.80$) and the correlation between MS and the aluminium content ($r = 0.92$ in unit 2).

Age-depth relationship

Age-depth relationship of the first meter was established using the chronostratigraphic marks highlighted by Chapron et al. (1999), namely the lake eutrophication (AD 1940), the AD 1822 earthquake-triggered deposit and the oldest known historical flood deposit of the Rhône river (AD 1732). The deepest eight meters were dated using six ¹⁴C AMS measurements (Tab. 1).

Laboratory code	Depth (cm)	¹⁴ C age (+/- 2 σ)	Median Calibrated age BP (+/- 2 σ)
POZ 710	271	1200 +/- 30	1010 - 1130 - 1230
POZ 718	407	1800 +/- 45	1570 - 1710 - 1860
POZ 716	440.5	2250 +/- 30	2150 - 2260 - 2340
POZ 717	619	3820 +/- 30	4090 - 4200 - 4350
POZ 715	667.5	4280 +/- 40	4740 - 4840 - 4870
POZ 721	791	5310 +/- 40	5950 - 6080 - 6270

Table 1: Accelerator mass spectrometry ¹⁴C dates and calibrated ages (Stuiver & Reimer, 1993) for core LDB 01-I

Following the method previously used by Chapron et al. (1999) and Arnaud et al. (2002), the age-depth model (Fig. 2) takes into account the identified instantaneous deposit (namely, the 1822 AD slump deposit). No continuous age-depth model (polynomial and cubic-spline models with up to 7 parameters were tested) was able to reproduce the ¹⁴C ages distribution, so we used a discontinuous model assuming constant sedimentation rates in 3 domains determined by the available chronological marks: 1) from the top of the core to the top of the 1822 AD slump, 2) from the bottom of the slump to the 407cm ¹⁴C age, and 3) from the 407cm ¹⁴C age to the bottom of the core. The age-depth model was established by fitting three linear regression curves between the chronological tie-points (Fig. 2). The good fit of the 407cm ¹⁴C date with both regression curves argues for the onset of a brutal change in sedimentation rate. This breakpoint was determined as the cross-point of the regression curves and located at 397 cm depth corresponding to an age of 1680 cal. BP.

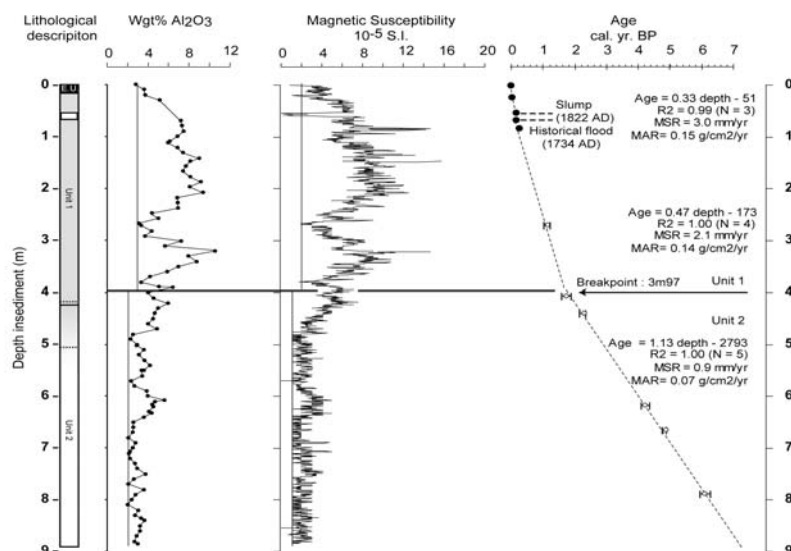


Figure 2: Synthetic lithological description together with the Al₂O₃ weight % and Magnetic susceptibility (MS) series and the age-depth relationship. The depth-age model is based on historical features recognition (black dots) and six AMS ¹⁴C dating (white dots with 2σ error bars, see also Tab. 1). It takes account of the occurrence of an instantaneous deposit (1822 AD slump). For each domain of assumed constant sedimentation rates, are also reported the Age (cal. years BP) = f(Depth) (mm) function, the determination coefficient of the regression curve (number of points used for the regression are into brackets), the mean sedimentation (MSR) and mass accumulation (MAR) rates. The age-depth model infers an abrupt change in sedimentation rates located at 3.97 m, corresponding to an age of ~1700 cal. BP (250 AD).

Interpretation

Magnetic susceptibility (MS) is carried together by diamagnetic (*e.g.* calcite and quartz; MS negative), paramagnetic (mostly clay minerals; MS weak and positive) and ferro- and ferri-magnetic (magnetite, titanomagnetite; MS high and positive) minerals. In order to check the relation between the sediment composition and the MS signal, we use the aluminium content as a marker of the detrital fraction. This is proved by its excellent correlation with silicon ($r=0.94$), but moreover with the other silicate-borne cations, namely iron ($r=0.99$), magnesium ($r=0.98$) potassium ($r=0.97$) and sodium ($r=0.85$). All these elements are strongly anti-correlated with the calcium content ($r < -0.90$) arguing for a two end-members system composed of a mixture of silicates and carbonates as it was previously shown over the last 600 years (Revel-Rolland et al., submitted). The question of the origin of the end-members has to be addressed.

Based on river sediment geochemical measurements, Revel-Rolland et al. (submitted) showed that only two Lake Le Bourget emissaries bring a significant load of silicate minerals: the Rhône and at a lesser degree the Sierroz. The extensive short core and seismic survey led in 1997 (Chapron, 1999) showed that even during the Little Ice Age, which is the historically-known period of higher hydrological activity, only Rhône interflow deposits reached the coring site 1 (Fig. 1) whereas the Sierroz deposits are restricted to the Eastern shore (interflows) and the deeper basin (underflows). Hence, one may consider that the silicate input recorded at site 1 comes exclusively from the Rhône river. Some information about the origin of the carbonate fraction is brought by the very strong anti-correlation ($r=-0.95$) between calcium and magnesium, excluding a major detrital carbonate fraction which should bring some magnesium. We thus suppose that the carbonates are mainly composed of bio-induced calcite which is the most common sediment source in the lakes located in temperate climate zones and carbonaceous geological settings.

Both the correlation between MS and the aluminosilicate suite of elements and the anti-correlation between MS and calcium content (Fig. 3) support the hypothesis that the MS signal reflects

directly the relative importance of the detrital Rhône river-borne silicate fraction vs. the autochthonous carbonate one. Thus, the MS signal may be considered as an indicator of the Rhône river solid discharge to Lake Le Bourget.

Discussion

A 3000 years Lake Le Bourget and Upper Rhône coupled history

In this section we compare the MS record with the Rhône river hydrological activity as it has been reconstructed from the geomorphological and sedimentological study of well-dated archeological sites, over the last 3000 years (Bravard, et al., 1992; Bravard, 1996).

Lake Le Bourget is the relict of a former post-glacial great lake partly due to the retreat of the Würmian Rhodanian Glacier from which the present-day Rhône river derives (Nicoud et al., 1987; Van Rensbergen et al., 1999). During the Early Holocene, the post-glacial rise of the Rhône river bed increased the sedimentation in the Lavours and Chautagne swamps, isolating the lake from direct input of Rhône river since the Boreal period (Bravard, 1987). Consequently, the Rhône river has become an emissary of the lake, through its natural outlet: the Savières Canal (Fig. 1). During major Rhône floods, the current in the outlet is inverted and the river bypasses into the lake. At the beginning of the XXth century, this phenomenon was occurring on average 30 days per year (Bravard, 1987) and is supposed to have occurred around 60 days per year prior to any management of the river (Magny and Richard, 1985). According to Bravard (1987) the Rhône bed elevation controls the Lake Le Bourget water-level. During the Holocene, the Rhône river experienced a global rise of its water-bed due to the infilling of the glacial depression upstream the Pierre-Châtel bedrock sill (Fig. 1). In Lake Le Bourget this Holocene-long rising trend is reflected in the succession of underwater archaeological remains which are deeper the older they are (Bravard, 1987; Marguet, 2000).

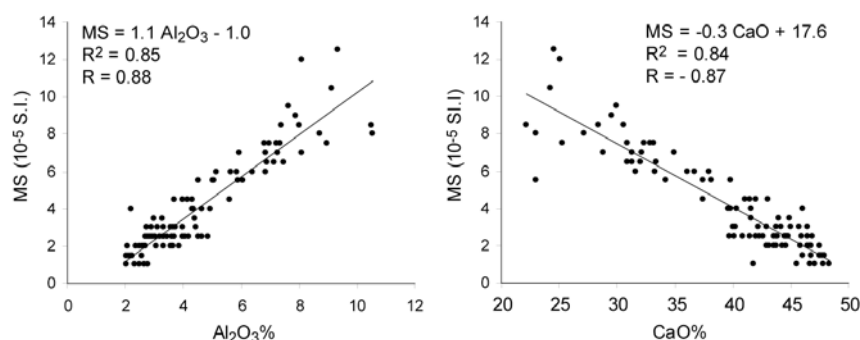


Figure 3: Magnetic Susceptibility (MS) plotted vs. aluminium and vs. calcium contents in sediment.

Using shallow-water sediment cores Magny & Richard (1985) reconstructed Lake Le Bourget water-levels over the last 4500 years. They documented the general rising trend but also highlighted oscillations within. Figure 3 displays the MS signal compared with the Magny and Richard (1985) lake Le Bourget water-level data. Both curves are in general agreement suggesting a control of Rhône-river bed elevation not only on the water budget but also on the sediment flux from the Rhône to the lake. This relationship is in accordance with historical chronicles with one witness reporting in 1832 that during the Rhône river overflow to the lake, the water was turbid “until the vicinity of the Hautecombe Abbey” (Ruffieu, 1832, cited in Bravard, 1987), i.e. nearby our coring site (Fig. 1).

To check the significance of the MS signal as a proxy of the Rhône river activity we reported on figure 3 the results of a synthesis of the Rhodanian activity over the last 3000 years as evidenced by the study of fluvial deposits in archaeological sites in the vicinity of Lyon (cf. location on Fig. 1) (Bravard et al., 1992; Bravard, 1996). To facilitate the comparison we establish a relative hydrological index based on the data from Bravard et al. (1992) and Bravard (1996). The relation between the original literal description and our semi-quantitative index is reported in Table 2.

The onset of the 1st Iron Age culture is accompanied by a climatic deterioration ca. 2700 cal. BP which, possibly coupled with changes in land-use, resulted in the accumulation of a huge amount of sediment in the river-bed which was thus drastically raised (Bravard et al., 1992). According to Magny and Richard (1985) this hydrological crisis resulted in a > 1.5m rise of the Lake Le Bourget water-level. This event is not well-marked in the MS signal but, after an abrupt peak centred ca. 2650 cal. BP, it seems to have initiated a rising trend of the river discharge until the next hydrological crisis. Afterward, the MS matches closely the evolution of the hydrological activity of the Upper Rhone: the Roman (2000 – 1850 cal. BP) and High Middle Age (1450-1150 cal. BP) periods of high hydrological activity are well marked in the signal. The High Middle Age was an important period of sediment delivery to the Rhone river-bed, inducing >2 m rise in Lake Le Bourget water-level (Magny and Richard, 1985). The so-called Medieval Warm Period (MWP) is marked by very low MS values between 1200 and 1000 cal. BP corresponding to dry conditions in the Rhone valley which Bravard (1996) documents as a period of “deficient hydrology” between 1150 and 950 cal. BP. One exception is an intra-MWP peak in MS dated 890 AD. This might be correlated with the fossilization of the Northwestern Chautagne peat by Rhone sediments, dated 1170 +/- 40 BP (Evin et al., 1983) corresponding to 880 +/- 200 cal. AD and might thus track a local change in geomorphology or human land-use (Bravard, 1987).

The following increase in MS values appears to slightly precede the Little Ice Age (LIA) s.s., beginning around 1350 AD, but matches well the historical record of the first known post-MWP village destruction by

Rhone river floods as early as 1095 AD (Bravard, 1987). Moreover, historical chronicles evidence the oldest known period of Rhône river freezing close to its delta, in Arles, at the end of the XIth century (Jorda and Roditis, 1994). In the Alps the first LIA glacial crisis is reported in France between 1150 and 1300 AD (Leroy-Ladurie, 1983) whereas Holzhauser (1992) note a period of glacier flooding in Switzerland. The LIA is well marked in the MS record by a long-lasting period of high values and by peaks in MS tracing the occurrence of historically known major floods deposits (Chapron et al., 2002). Thus we confirm that the LIA was a period of enhanced sediment flux to Lake Le Bourget (Chapron et al., 2002; Revel-Rolland et al., submitted) related to the hugest sedimentation crisis recorded in the Upper Rhône over the Holocene (Bravard, 1996).

Cal. BP	Hydrological index	Literal description (Bravard et al., 1992; Bravard, 1996)
5450 - 2750	0	“Low hydrological activity”
2700 - 2400	5	“High hydrological activity”
2400 - 2050	1	“Quiet hydrology”
2050 - 1850	4	“Repeated heavy rain episodes”
1850 - 1700	1	“Rare flood events”
1700 - 1450	0	“Relatively dry”
1450 - 1150	3	“Moderate torrential activity”
1150 - 950	0	“Deficient hydrology”
950 - 850	1	“Rare erosive events”
900 - 700	2	“Flood events”
600 - 150	5	“Major torrential crisis”

Table 2: Establishment of a relative Upper Rhône hydrological index based on the literal descriptions in Bravard et al. (1992) and Bravard (1996).

Extending the Rhône paleohydrological record to the last 7200 years

Low MS values in unit 2 are in agreement with the observations of Bravard et al. (1992) of a period of low hydrological activity in the Upper Rhone extending from 5500 to 2700 cal. BP. Nevertheless fluctuations in MS signal exist and their significance is supported by the covariation of the concentrations in silicate-borne elements (Fig 2).

There are only few sparse data concerning the Rhône-river hydrographical activity patterns before 2800 cal. BP (Arnaud-Fassetta, 2000) and they concern essentially the Lower Rhône sub-catchments. Long-distance correlations along the course of a river as complex as the Rhône, with sub-catchments area spanning radically different climatic regions, from NW Alps to the Mediterranean area, must be made very carefully. Nevertheless data from the delta might provide a general framework as it integrates all phenomenon occurring in the river sub-catchments (Arnaud-Fassetta, 2000).

The most outstanding feature in the Lower Rhône records is a very long crisis of erosion between 4900 and 3700 cal. BP (Arnaud-Fassetta, 2000; Jorda & Provansal, 1996).

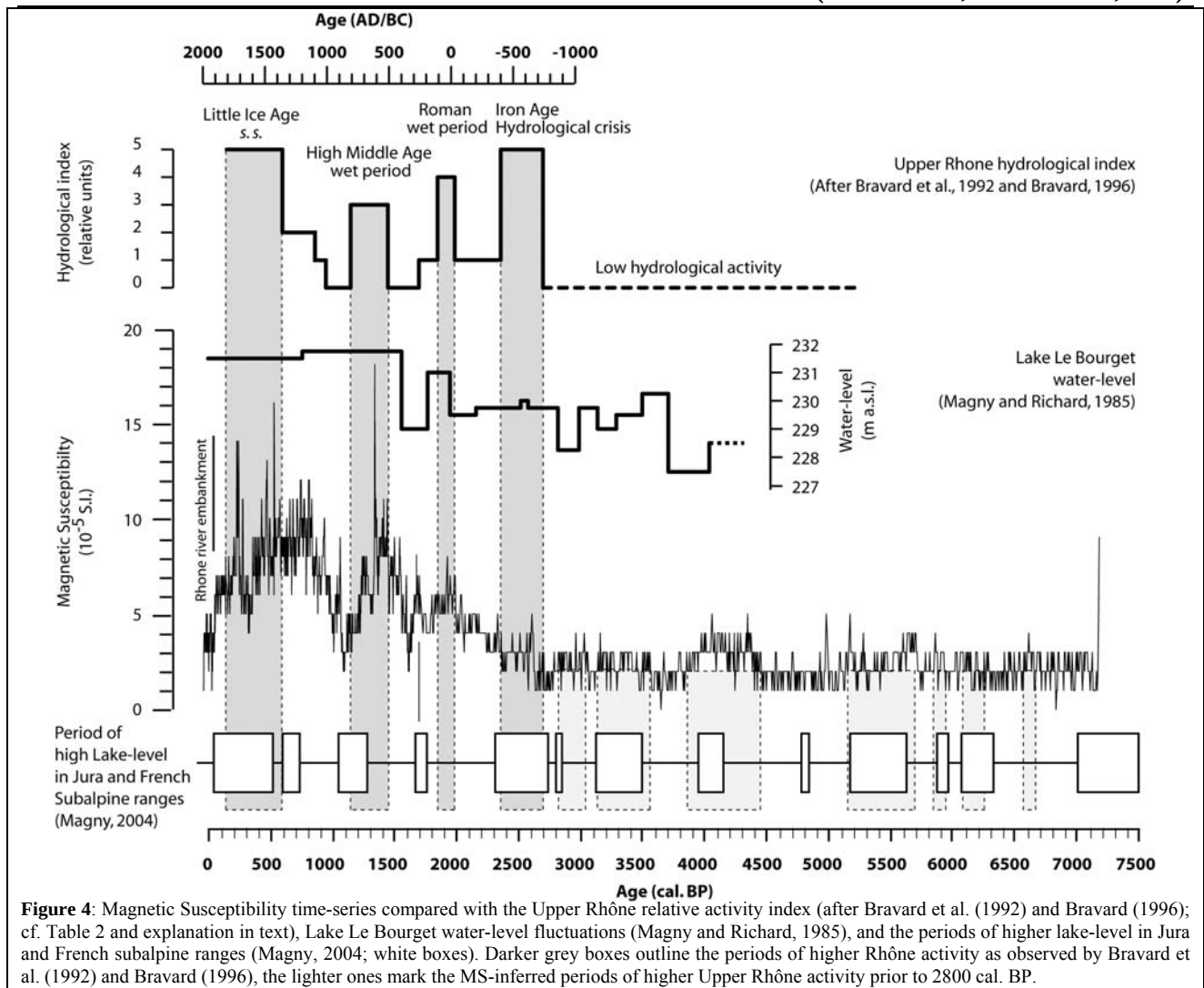


Figure 4: Magnetic Susceptibility time-series compared with the Upper Rhône relative activity index (after Bravard et al. (1992) and Bravard (1996); cf. Table 2 and explanation in text), Lake Le Bourget water-level fluctuations (Magny and Richard, 1985), and the periods of higher lake-level in Jura and French subalpine ranges (Magny, 2004; white boxes). Darker grey boxes outline the periods of higher Rhône activity as observed by Bravard et al. (1992) and Bravard (1996), the lighter ones mark the MS-inferred periods of higher Upper Rhône activity prior to 2800 cal. BP.

While this crisis was reported only in the lower Rhone sub-catchments: Provence and Southern Alps (Jorda & Provansal, 1996), it is tempting to relate the most outstanding period of relatively high MS values (4500 – 3850 cal. BP) to this crisis. Moreover, around Lake Le Bourget (Marguet, 2000) as around most of the subalpine lakes (Magny, 2004), this period corresponds to the desertion of the littoral habitats by Neolithic populations, possibly in response to a major lake-level rise.

The following quiet period in the Rhône delta (3700 – 3500 cal. BP) should be compared to the period of depleted MS in Lake Le Bourget between 3800 and 3500 cal. BP. Afterwards, data are particularly sparse in the delta between 3500 and 2500 cal. BP. It seems the sedimentation was reactivated around 3500 cal. BP (Arnaud-Fassetta, 2000) and experienced a drastic rise both in Southern sub-catchments (Jorda & Provansal, 1996) and in the delta itself (Arnaud Fassetta, 2000) during the Iron Age hydrological crisis as described above in the Upper Rhône. The corresponding MS signal shows also a transition to slightly higher detrital input around 3500 cal. BP and exhibits many oscillations until the 2650 cal. BP rising trend.

Human impact or climatic oscillations ?

The complex interaction of climate and human impact on sediment delivery to lake basins is frequently discussed (e.g. Stockhausen and Zolitschka, 1999; Noël et al., 2001; Berglund, 2003; Dearing and Jones, 2003). However the fact that only major floods may enter the lake and bring the detrital fraction should have buffered the Lake Le Bourget sedimentary system relative to human impact, as it requires not only sediment availability but also an important water flux. Hence, the excellent match with known hydrological activity in the Upper Rhône river (Fig. 4) might be paced exclusively by human activity only if it had a strong effect on water fluxes. Now, even in the case of very strong human-triggered deforestation, this effect is far less important than the one affecting the geomorphologic behaviour of the rivers. For instance, Brooks and Brierley (1997) showed that the deforestation of 100% of the lower Bega River catchment within a few decades led to drastic changes in river geomorphology, mainly due to increasing flood competence, but only a moderate increase of 20 % of effective runoff and had virtually no impact on major flood frequency and intensity.

Nevertheless, the human impact must not be neglected as an enhancing factor of sediment yield since at least the Iron Age, when the MS signal experiences a 700-years long rising trend apparently unrelated with the regional record of lake-level changes (Magny, 2004). This rising was indeed initiated by a major crisis of sedimentation affecting the Upper Rhône (Bravard et al., 1992) which was triggered by the climatic deterioration around 800 BC (van Geel et al., 1998) and probably enhanced by a change in land-use following the onset of the Iron Age culture (Bravard et al., 1992).

The next evidence for human impact on flooding should be the drastic change in sedimentation rate around 250 AD. By that time archeologists report a period when trees (absolute dendrochronological ages of cut down: 148 to 168 AD) were cut down to construct large shallow-water structures related to fishing and/or navigation nearby the village of Portoux (Marguet, 2000) in the vicinity of the Savières Canal (Fig. 1). Moreover the existence of a military port has been suggested to explain the presence of Roman time underwater structures (dated 250 AD) nearby the village of Chatillon (Marguet, pers. com.). It is then possible that the Romans deepened the Savières Canal in order to facilitate an increasing navigation between Lake Le Bourget and the Rhône, as it is shown by the presence of Mediterranean pottery in the Roman site of Portoux (Marguet, pers. com.). This should have facilitated the overflowing of the Rhône river to the lake, increasing thus the sensitivity of the lake to the Rhône flooding activity. It is also possible that the growing agricultural activity associated with the Roman colonisation led people to clear the vegetation between the Rhône and the Chautagne Swamp, thus facilitating the input of Rhône material (J.-P. Bravard, pers. com.).

Such a forest clearance is also supposed to have occurred around the IXth century AD and led to the fossilization of the NW Chautagne peat bog by Rhône sediments (Bravard, 1987). In the MS signal this is marked by a peak (~ 890 AD) within the MWP low-MS period, but as it corresponds to a regional wide period of lake level rise (Magny, 2004), the human cause of this peak is difficult to confirm.

Finally, the high values in MS since the very beginning of the LIA are probably due to a great amount of sediment made available to erosion by the forest clearances that occurred in the whole Alpine area during the MWP and reworked by the increasing fluvial activity of the later XIth century. All through the LIA, the decreasing trend in MS should reflect the gradual decrease of this sediment stock of easily transportable material. A similar scheme occurred in the neighbouring Lake Annecy, marked by increasing magnetic minerals (Dearing et al., 2001) and terrestrial organic matter (Noël et al., 2001) fluxes related to the destabilization of surrounding soils in response to intensive deforestation.

In order to check the regional climatic meaning of the MS record, we report in figure 4 the periods of high water-level in French Jura and subalpine lakes evidenced by Magny (2004). Taking account of a +/-

100 years age uncertainty due to the age-depth model approximations, the oscillations in MS lie in general agreement with periods of higher lake level. This suggests that the Lake Le Bourget record of Rhône river activity should be used as a regional record of hydrological conditions. The main differences concern three periods of enhanced hydrology evidenced in the MS record and not in the regional lake levels data: the Roman wet period, the beginning of the 4500 – 3800 cal. BP peak and a short and small oscillation around 6600 cal. BP. At least one of them, the Roman wet period (2000 – 1850 cal. BP) is attested to have been a period of enhanced hydrological fluxes in the whole Rhône Valley (Bravard, 1996; Bruneton et al., 2001; Arnaud-Fassetta et al., 2002) and was characterised by a ~ 1.5 m water-level rise in Lake Le Bourget (Magny and Richard, 1985) so that the accuracy of the MS record is validated for this event. Further studies will allow testing the relevance of the other two periods of high MS values.

Conclusion & perspectives

The strong correlation of high resolution MS signal with geochemical tracers of silicate input argues for its accuracy as a proxy of detrital input to Lake Le Bourget. This is mostly due to the recording system which may be simplified as a two end-member mixing model. Because it has been shown that the detrital material settling at coring site 1 comes essentially from the Rhône (Chapron, 1999; Chapron et al., 2002; Revel-Rolland et al., submitted), we may provide the first continuous high resolution record mirroring the Rhône river activity throughout the last 7 ka. Over the last 3000 years, the intensity of the MS signal is probably widely affected by the colonisation of the alpine massif by human settlements. Nevertheless the timing of the evidenced oscillations in detrital sediment delivery is mainly related to climate as it is shown by the good match with archaeological evidences of flood frequency enhancement in the Upper-Rhône (Bravard et al., 1992; Bravard, 1996) and with regional-wide lake level transgressions (Magny, 1993; Magny, 2004). Ongoing studies, including remnant magnetisation parameters, organic matter and stable isotopes analysis, should allow more detailed interpretation of this unique record as a climate proxy through a better understanding of the complex behaviour of the climate – erosion – sedimentation system and in particular how is it affected by the human impact on soil stability.

Acknowledgments

This work was supported by an “ECLIPSE” grant from CNRS. Grateful thanks to Dr. Michel Magny whose remarks helped to improve this paper. Authors are indebted against Prof. Jean-Paul Bravard whose remarks were helpful to establish the Rhône hydrological index. André Marguet has been of great help in helping us going into the deep of the archaeological knowledge of the surrounding Lake Le Bourget area. Thanks to Paul Capiez who performed

the major element analyses. Comments from Prof. Mireille Provansal and an anonymous reviewer helped to improve the initial manuscript.

The authors want to dedicate this publication to their friend and colleague Laurent Serrurier who died in the mountains during the writing of the present paper.

References

- Ariztegui D., Farrimond P., McKenzie J.A.** 1996: Compositional variations in sedimentary lacustrine organic matter and their implications for high Alpine Holocene environmental changes: Lake St. Moritz, Switzerland. *Organic Geochemistry* 24, 453-461.
- Arnaud F. Lignier V., Revel M., Desmet M., Pourchet M., Charlet A., Trentesaux A., Tribouillard N.** 2002, Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova* 14, 225-232.
- Arnaud-Fassetta G.** 2002: Geomorphological records of a 'flood-dominated regime' in the Rhône Delta (France) between the 1st century BC and the 2nd century AD. What correlations with catchment paleohydrology? *Geodinamica Acta* 15, 79-92.
- Arnaud-Fassetta G.**, 2000: 4000 ans d'histoire hydrologique dans le delta du Rhône. *Grafitgeo* 11, 229 pp.
- Berglund B.E.** 2003: Human impact and climate changes - synchronous events and a causal link? *Quaternary International* 105, 7-12.
- Bianchi G.G. & McCave I.N.** 1999: Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature* 397, 515-517.
- Blaauw M., van Geel B., van der Plicht J.** in press: Solar forcing of climate change during the mid-Holocene: indications from raised bogs in the Netherlands. *The Holocene*.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G.** 1997: A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257-1266.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M. N., Showers W., Hoffman S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G.** 2001: Persistent solar influence on North Atlantic Climate during the Holocene. *Science* 294, 2130-2136.
- Bravard J.-P.** 1987: *Le Rhône, Du Léman à Lyon*. Editions La Manufacture. Lyon.
- Bravard J.-P.** 1996: Des versants aux cours d'eau, les implications des fluctuations paléohydrologiques à l'époque médiévale. In : L'Homme et la Nature au Moyen-Âge, Actes du V^{ème} Congrès International d'archéologie médiévale, Grenoble, éd. Errance, Paris. pp. 171-179.
- Bravard J.-P., Verot-Bourrely A., Salvador P.-G.** 1992: Le climat d'après les informations fournies par les enregistrements sédimentaires étudiés sur des sites archéologiques. In : Le climat à la fin de l'Âge du Fer et dans l'Antiquité (500BC-500AD). Méthodes d'approche et résultats. *Les Nouvelles de l'Archéologie* 50, 7-13.
- Broecker W.S.** 2001: Was the Medieval Warm Period global? *Science* 291, 1497-1499.
- Brooks A.P. & Brierley G.J.** 1997: Geomorphic responses of lower Bega River to catchment disturbance, 1851-1926. *Geomorphology* 18, 291-304.
- Bruneton H., Arnaud-Fassetta G., Provansal M., Sistach D.** 2001: Geomorphological evidence for fluvial change during the Roman period in the lower Rhône valley (southern France). *Catena* 45, 287-312.
- 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*, mémoire H.S. n° 30.
- 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.
- Czernik J. & Goslar T.** 2001: Preparation of graphite targets in the Gliwice Radiocarbon Laboratory for AMS ^{14}C dating. *Radiocarbon* 43, 283-291.
- Dearing J.A., Hu Y., Doody James P.A., Rauer A.** 2001: Preliminary reconstruction of sediment-source linkages for the past 6000 years at the Petit Lac d'Annecy, France based on mineral magnetic data. *Journal of paleolimnology* 25, 245 – 258.
- Dearing J. A. & Jones R. T.** 2003: Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records, *Global and Planetary Change* 39, 147-168.
- Evin J., Maréchal J., Marien G.** 1983: Lyon natural radiocarbon measurements IX. *Radiocarbon*, 25, 59-128.
- Holzauser H.** 1992 : Mouvement des glaciers dans les Alpes suisses depuis 2700 BP. *Les nouvelles de l'archéologie* 50, 37.
- Jorda M. & Provansal M.** 1996: Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme en France du Sud-Est (Alpes de Sud et Provence). *Bull. Soc. Géol. de France* 167, 159-168.
- Jorda M. & Roditis J.-C.** 1994 : Les épisodes de gel du Rhône depuis l'an mil. Périodisation, fréquence, interprétation paléoclimatique. *Méditerranée* 3-4, 19-30.
- Lamoureux S.F., England J.H., Sharp J.S., Bush A.B.G.** 2001: A varve record of increased 'Little Ice Age' rainfall associated with volcanic activity, Arctic Archipelago, Canada. *The Holocene* 11, 243-249.
- Lanci L., Hirt A.M., Lowrie W., Lotter A.F., Lemcke G., Sturm M.** 1999: Mineral-magnetic record of Late Quaternary climatic changes in a high Alpine lake. *Earth and Planetary Science Letters* 170, 49-59.
- 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.

Leroy-Ladurie E., 1983: Histoire du climat depuis l'an Mil. Ed. Flammarion, Paris. 2 vol.

Magny M. 1993: Solar influences on Holocene climatic changes illustrated by correlations between past lake-level fluctuations and the atmospheric ^{14}C record. *Quaternary Research* 40, 1-9.

Magny M. 1999: Lake-level fluctuations in the Jura and French subalpine ranges associated with ice-rafting debris events in the North Atlantic and variations in the polar atmospheric circulation. *Quaternaire* 10, 61-64.

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

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. and Richard H. 1985: Contribution à l'histoire holocène du Lac du Bourget : recherches sédimentologiques et palynologiques sur le site de Conjux-La Chatière (Savoie, France). *Revue de Paléobiologie* 4, 253-277.

Marguet A. 2000 : Elaboration de la carte archéologique des gisements du Lac du Bourget in Direction de l'architecture et du patrimoine in Sous-direction des recherches archéologiques subaquatiques et sous-marines: Bilan Scientifique 2000. Ministère de la culture et de la communication. Paris. pp. 117 – 137.

Meese D.A., Gow A.J., Grootes P., Mayewski P.A., Ram M., Stuiver M., Taylor K.C., Waddington E.D., Zielinski G.A. 1994: The accumulation record from the GISP2 core as an indicator of climate change throughout the Holocene. *Science* 266, 1680-1682.

Nesje A, Lie O., Dahl S.A. 2000: Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records ? *Journal of Quaternary Science* 15, 587-601.

Nesje A., Matthews J. A., Dahl S. O., Berrisford M. S., Andersson C. 2001: Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene* 11, 267-280.

Nicoud G., Monjuvent G., Maillet-Guy G. 1987: Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du Nord par la dynamique lacustre. *Géologie Alpine*, Mém. HS 113, 457-468.

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.

O'Brien S.R., Mayewski P.A., Meeker L.D., Meese D.A., Twickler M.S., Whitlow S.I. 1995: Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science* 270, 1962-1964.

Revel-Rolland M., Arnaud F., Chapron E., Desmet M., Givélet N. submitted: Sr and Nd isotope as a tracer of sources of clastic material, in the Bourget lake sediment (NW Alps, France) during the Little Ice Age. *Chemical Geology*.

Six D., Reynaud L., Letréguilly A. 2001 : Bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves, leurs relations avec l'oscillation du climat de l'Atlantique nord: Alpine and Scandinavian glaciers mass balances, their relations with the North Atlantic Oscillation, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 333, 693-698.

Stockhausen H. and Zolitschka B. 1999: Environmental changes since 13,000 cal. BP reflected in magnetic and sedimentological properties of sediments from Lake Holzmaar (Germany), *Quaternary Science Reviews* 18, 913-925.

Stuiver M. & Reimer P.J. 1993: Extended C data base and revised CALIB 3.0 C age calibration program. *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: INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041-1083.

Stuiver M., Grootes P.M., Braziunas, T.F. 1995: The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ Climate Record of the Past 16,500 Years and the Role of the Sun, Ocean, and Volcanoes. *Quaternary Research* 44, 341-354.

van Geel B., van der Plicht J., Kilian M.R., Klaver E.R., Kouwenberg J.H.M., Renssen H., Reynaud-Farrera I., Waterbolk H.T. 1998: The sharp rise of ^{14}C 800 cal. BC: possible causes, related climate teleconnections and the impact on human environment. *Radiocarbon* 40, 535 – 550.

van Rensbergen P., De Batist M., Beck C., Chapron E. 1999: High-resolution seismic stratigraphy of glacial to interglacial fill of a deep glacial lake: Lake Le Bourget, North Western Alps, France. *Sedimentary Geology* 128, 99-129.

Zielinski G.A. 1995: Stratospheric loading and optical depth estimates of explosive volcanism over the last 2100 years derived from the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core. *Journal of Geophysical Research* 100, 20937-20955.

CHAPITRE 4

ETUDE MULTI-PARAMETRES DES APPORTS DETRITIQUES AU LAC DU BOURGET AU COURS DES DERNIERS 7200 ANS : IMPLICATIONS PALEOCLIMATIQUES

Introduction

Le chapitre 3 a permis de montrer que la susceptibilité magnétique constitue un bon marqueur des apports détritiques du Rhône dans le Lac du Bourget. Son utilisation présente toutefois un certain nombre de limites :

1) dans l'unité 2, les variations de SM (+/- 2 unités) sont proches de la précision de la mesure (1 unité) ce qui en rend l'interprétation difficile ;

2) la SM n'apporte aucune information sur les processus d'érosion et de transport des sédiments et ne permet donc pas de distinguer les forçages anthropique et climatique ;

3) la compréhension du fonctionnement sédimentologique du lac est basée sur l'étude d'un grand nombre de prélèvements de surface et de carottes courtes couvrant au maximum les derniers 600 ans (Chapron, 1999 ; Chapron et al., 1999 ; 2002 ; Revel-Rolland et al., accepté). La SM seule, n'apporte aucune information sur un éventuel changement de ce mode de fonctionnement qui pourrait conduire à des interprétations erronées.

Pour compléter l'étude de la SM et en tester la validité en tant que signal climatique, une étude multi-paramètres basée sur la sédimentologie, la géochimie (éléments majeurs) et les propriétés magnétiques du sédiment a donc été menée sur la carotte LDB 01– I. L'objectif de ce chapitre est de tenter une reconstitution des conditions paléoenvironnementales régnant dans les Alpes françaises du nord au cours des derniers 7200 ans telles qu'elles ont pu être enregistrées dans les sédiments du Lac du Bourget.

1. Outils et méthodes

1.1. Granulométrie

La granulométrie du sédiment a été mesurée suivant un pas moyen de 20 cm sur un microgranulomètre Malvern Mastersizer® à l'Université de Savoie. Suivant la méthode détaillée dans Trentesaux et al. (2001) la granulométrie de chaque échantillon a également été mesurée après décarbonatation. Les carbonates ont été dissous par ajout d'une quantité variable de HCl dilué (0,5 N) directement dans la cuve du granulomètre. Le HCl a été ajouté par paliers de 5 ml jusqu'à l'obtention d'un plateau de la mesure d'obscurité⁵ afin de s'assurer de la complète dissolution de la phase carbonatée.

1.2. Géochimie des éléments majeurs

Les éléments majeurs ont été dosés suivant un pas de 10 cm environ. Chaque échantillon intègre une épaisseur de sédiment de 1 cm. Le prélèvement a été effectué sur U-channel afin d'échantillonner un volume constant, ainsi la mesure des poids sec et humide permet d'estimer la perte en eau et la densité sèche de chaque échantillon. Le dosage a été réalisé par fluorescence X à l'Université Claude Bernard de Lyon. La justesse de l'appareil, donnée par le laboratoire, est de 1,4%.

1.3. Paramètres magnétiques

La susceptibilité magnétique a été mesurée en continu avec un capteur de type Bartington MS2E placé directement au contact du sédiment suivant un pas de 5 mm. Les propriétés d'aimantations rémanentes (naturelles et artificielles) ont été mesurées en continu selon un pas de 2 cm sur un magnétomètre cryogénique 2G 760R au CEREGE à Aix-en-Provence en collaboration avec Nicolas Thouveny.

⁵ **L'obscurité** désigne l'énergie du faisceau laser du microgranulomètre qui est absorbée par l'échantillon en suspension. En première approximation et pour une granulométrie comparable, elle est proportionnelle au volume de sédiment présent dans la cuve (Trentesaux et al., 2001).

Susceptibilité magnétique – SM

La SM, capacité d'un corps à acquérir une aimantation dans un champ, est influencée dans des sens différents et à des degrés divers par les minéraux diamagnétiques, principalement calcite et quartz purs ($SM < 0$ et faible) ; paramagnétiques : silicates ferromagnésiens en général et argiles en particulier ($SM > 0$ et faible) ; et ferromagnétiques, essentiellement les oxydes de fer, en particulier la magnétite ($SM > 0$ et forte).

Aimantation Rémanente Anhystérésique – ARA

Cette aimantation artificielle est imposée par application d'un champ alternatif intense (100 mT) et d'un champ continu faible (100 μ T). Elle est particulièrement forte pour les grains monodomaines ou pseudo-monodomaines. Elle représente un bon marqueur de la quantité de minéraux ferrimagnétiques de petite taille.

Aimantation Rémanente Isotherme – ARI

Cette aimantation est créée par application d'un champ continu intense pendant quelques fractions de secondes. Si le champ dépasse une certaine valeur, il peut saturer les minéraux magnétiques, c'est à dire orienter les vecteurs aimantation rémanente de tous les domaines magnétiques dans la même direction. Dans cette étude un champ de 1T a été appliqué afin de saturer les magnétites (champ de saturation des magnétites : 300 mT). L'ARI à 1T, peut ainsi être considérée comme un marqueur de la quantité totale de minéraux ferromagnétiques, à l'exception des hématites dont la saturation n'est atteinte qu'au-delà de 2 T.

Indice granulométrique : ARA/ARI

Selon ce qui précède, le rapport ARA/ARI constitue un indicateur de la proportion de minéraux magnétiques mono-domaines par rapport à la quantité totale de minéraux magnétiques (mono- et multi-domaines), ce qui en première approximation reflète la granulométrie de la fraction ferromagnétique (Banerjee et al., 1981 ; Oldfield, 1994 ; Peck et al., 1994 ; Stockhausen & Zolitschka, 1999). Par conséquent, si les magnétites sont d'origine détritiques, ce rapport apporte des informations sur l'évolution de la granulométrie de la fraction détritique. Dans le présent travail, la validité de ce marqueur potentiel de granulométrie a été évaluée par comparaison avec les mesures de granulométrie réalisées sur la fraction non-carbonatée du sédiment.

1.4. Datation et calculs de flux

La mise en âge de la carotte LDB 01– I suit le modèle d'âge exposé au chapitre 2 et déjà utilisé dans le chapitre 3 (Arnaud et al., 2005). Pour les derniers 400 ans, le modèle d'âge est basé sur la reconnaissance de trois événements historiques (1940, 1822 et 1732 AD). Les périodes antérieures sont datées par six âges ^{14}C . Toutes les dates utilisées dans le présent chapitre sont données en années calendaires avant 1950 (cal. BP) ou en années calendaires avant / après Jésus-Christ (BC/AD).

Le flux sédimentaire peut être calculé entre les points datés en divisant la somme des apports par le temps écoulé. La somme des apports sédimentaires par unité de surface à une profondeur donnée dans le sédiment (« *profondeur massique* » : PM) dépend de la densité sèche en chaque point de la colonne sédimentaire. La densité ayant été mesurée pour les 98 échantillons dosés en éléments majeurs, elle n'est connue que de manière discrète. Une série continue a donc été établie avec un pas de 1 cm par interpolation linéaire entre les points de mesure (Fig. 1).

Le flux de sédiment pour chaque domaine compris entre deux repères chronologiques est calculé en divisant l'accumulation massique par le temps écoulé (équation 1). Le temps utilisé est le temps issu du modèle d'âge (« *âge modèle* » : AM) détaillé dans le chapitre 2, l'incertitude utilisée est celle à 2σ des âges calibrés.

$$(1) \quad F_{1-2} = (PM_2 - PM_1) / (AM_2 - AM_1)$$

Où F_{1-2} est le flux moyen de sédiment entre les points 1 et 2, PM_1 et PM_2 ($\text{g.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$), la profondeur massique aux points 1 et 2 (g.cm^{-2}), AM_1 et AM_2 l'âge « modèle » des points 1 et 2 (a).

Finalement, pour chaque phase sédimentaire dont la contribution (exprimée en pourcentage de matière sèche) peut être estimée, le flux peut être calculé en multipliant la contribution par le flux total (équation 2).

$$(2) \quad F_{1-2(X)} = F_{1-2} * X$$

Où $F_{1-2(X)}$ est le flux moyen de la fraction X entre les points 1 et 2 ($\text{g.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$), F_{1-2} est le flux moyen de sédiment entre les points 1 et 2 ($\text{g.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$) et X la contribution de la fraction X au sédiment total (%).

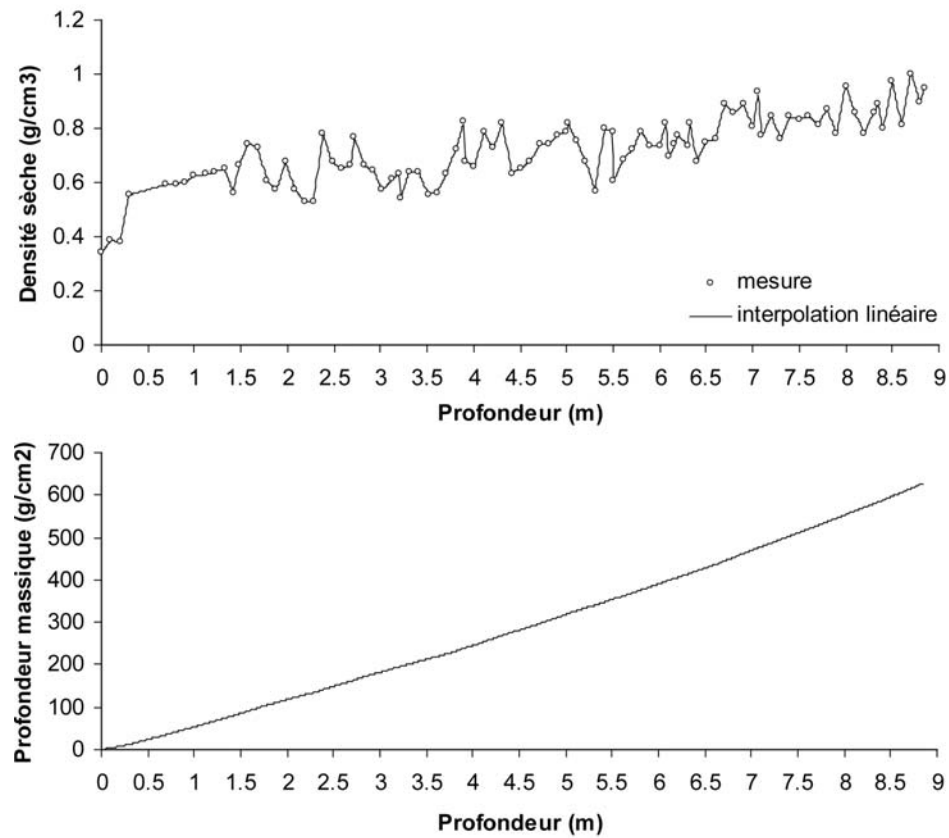


Figure 1. Densité sèche et profondeur massique en fonction de la profondeur dans la carotte LDB 01- I

2. Résultats

2.1. Sédimentologie

2.1.1. Description lithologique

Suivant la description présentée précédemment, la carotte LDB 01– I se décompose en trois unités plus une unité de transition (cf. Chap. 2, Fig. 1) :

- Unité eutrophisée (UE) : 0 – 20 cm ;
- Unité 1 (U1) : 20 cm – 4 m ;
- Transition unité 1 / unité 2 (U1/U2) : 4 m – 4,7 m ;
- Unité 2 (U2) : 4,7 m – 8,85 m.

2.1.2. Granulométrie

Le mode granulométrique du sédiment total et les spectres granulométriques des fractions « totale », « carbonatée » et « non-carbonatée » sont reportés en fonction de la profondeur, en regard du log synthétique, sur la figure 2.

La granulométrie du sédiment total est dominée par les argiles et les silts qui en constituent plus de 90% du volume dans tous les échantillons, sauf le plus superficiel, et plus de 95% pour la plupart d'entre eux (43 sur les 49 mesurés). La distribution granulométrique est particulièrement monotone de la base de la carotte jusqu'à 2 m où la taille des grains augmente sensiblement.

L'unité eutrophisée se caractérise par une granulométrie grossière présentant des modes $> 20 \mu\text{m}$ et les pourcentages de sables les plus élevés de la série (30% de sables pour l'échantillon le plus superficiel). De précédentes études (Chapron, 1999 ; Revel-Rolland et al., accepté) ont montré que cette fraction grossière était constituée de calcite automorphe induite par des processus biochimiques en relation avec l'augmentation du niveau trophique du lac au cours des dernières décennies. Ce type de réponse à l'eutrophisation a par ailleurs été montré dans d'autres lacs péri-alpins (e.g. Lotter et al., 1997).

L'étude des spectres granulométriques des fractions carbonatée et non-carbonatée apporte un éclairage intéressant sur l'évolution de la granulométrie du sédiment total. Ces séries apparaissent extrêmement monotones et présentent chacune deux modes de taille constante sur la quasi-totalité de la carotte.

- Les carbonates présentent la granulométrie la plus stable avec un mode entre 2 et 5 μm et un mode secondaire de particules $< 1 \mu\text{m}$, tous deux présentant une distribution granulométrique constante sur l'ensemble de la carotte, à l'exception de l'unité eutrophisée et de l'échantillon à 70 cm dont le mode est à 12 μm .
- Les sédiments « non-carbonatés » présentent également une distribution homogène, dominée par un mode autour de 6 – 9 μm auquel est associé un mode secondaire grossier entre 100 et 200 μm . Ce mode secondaire n'est pas présent dans tous les échantillons de l'unité 1, il l'est en revanche dans tous les échantillons de l'unité 2.

Il est intéressant de noter que l'augmentation de mode du sédiment total vers 2 m n'a pas d'équivalent dans les spectres spécifiques. Elle est donc due à plus grande importance relative de la fraction silteuse non-carbonatée dont la granulométrie demeure constante.

Finalement, la distribution granulométrique des sédiments de la carotte LDB 01– I peut être schématisée par le mélange de quatre pôles de granulométrie sub-constante sur l'ensemble de la série (à l'exception du faciès eutrophisé), deux pôles carbonatés : $< 1 \mu\text{m}$ et 2 - 5 μm et deux pôles « non-carbonatés » vers 6 – 9 et 100 – 200 μm .

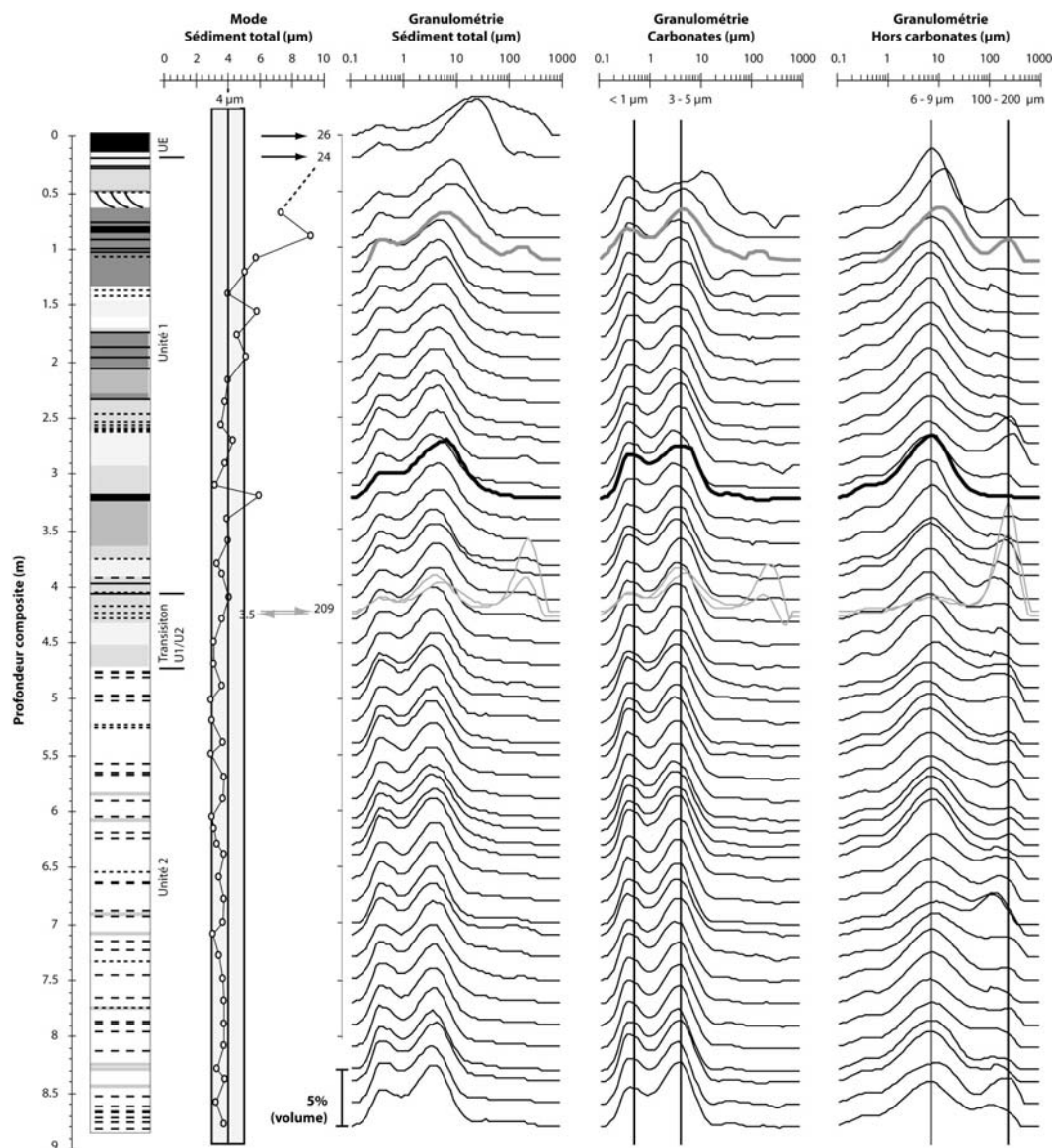


Figure 2. Log synthétique de la carotte LDB 01- I et évolution des spectres granulométriques des fractions totale, carbonatée et non carbonatée en fonction de la profondeur. Les spectres en gras correspondent à un échantillon d'underflow, les spectres gris à des échantillons prélevés dans deux niveaux sableux.

2.2. Géochimie

L'étude de la carotte courte B16, couvrant les 600 dernières années, a montré que les sédiments de la plaine nord du lac du Bourget étaient constitués d'un mélange de deux pôles : un pôle carbonaté et un pôle silicaté (Revel-Rolland et al., accepté, Annexe I). La même approche a été appliquée à l'ensemble de la carotte LDB 01– I. Pour définir la composition du sédiment apporté par les crues, trois dépôts d'underflow supposés représenter le pôle « crue » ont été échantillonnés. Enfin, les éléments majeurs ont été dosés dans un niveau sableux prélevé dans l'unité 1 à 1,10 m.

La figure 3 présente l'évolution des concentrations en éléments majeurs en fonction de la profondeur. L'allure de toutes les courbes est similaire, à l'exception des courbes de calcium (Ca) et de perte au feu (« LOI » pour « Loss On Ignition ») qui varient en opposition avec toutes les autres. La figure 4 présente les concentrations, exprimées en pourcentage d'oxydes, en aluminium (Al), fer (Fe), titane (Ti), magnésium (Mg), manganèse (Mn), calcium (Ca), potassium (K) et phosphore (P) en fonction de la concentration en silicium (Si), représentant en première approximation la concentration en minéraux silicatés.

Toutes les concentrations sont étroitement liées aux teneurs en Si suivant une relation linéaire. Cette relation, positive pour tous les éléments mesurés à l'exception du calcium, n'est pas affectée par les changements d'unité. Les plus fortes teneurs en Si sont mesurées dans les niveaux de crue qui constituent pour tous les éléments le pôle silicaté de la droite de mélange. Seul le manganèse déroge à cette règle, les niveaux de crue n'étant pas les plus riches en manganèse.

La faible dispersion des échantillons autour de droites de mélange entre un pôle silicaté (représenté par les niveaux de crue) et un pôle carbonaté, indique une relative constance de la composition chimique de cette source au cours du temps. Ainsi, à l'instar de ce qui a été montré sur le dernier millénaire (Revel-Rolland et al., accepté), depuis au moins 7200 ans, les sédiments du Lac du Bourget sont constitués de carbonates plus ou moins dilués par des minéraux silicatés de composition chimique relativement constante.

Exception notable à ce système géochimique binaire, les teneurs en phosphate de l'unité eutrophisée (UE) sont découplées de la fraction silicatée. Ceci confirme l'hypothèse d'une eutrophisation liée à des apports accrus de phosphore qui se surimpose aux apports naturels par les crues.

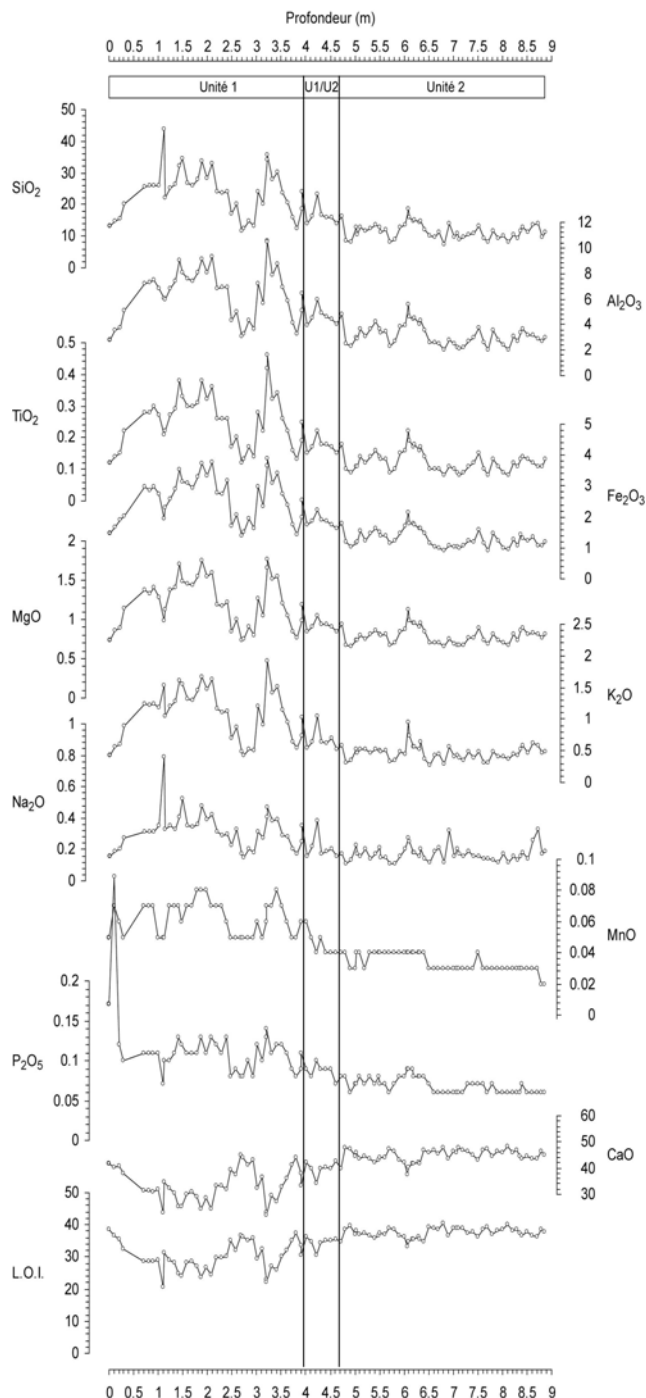


Figure 3. Concentrations en % d'oxydes des éléments majeurs en fonction de la profondeur

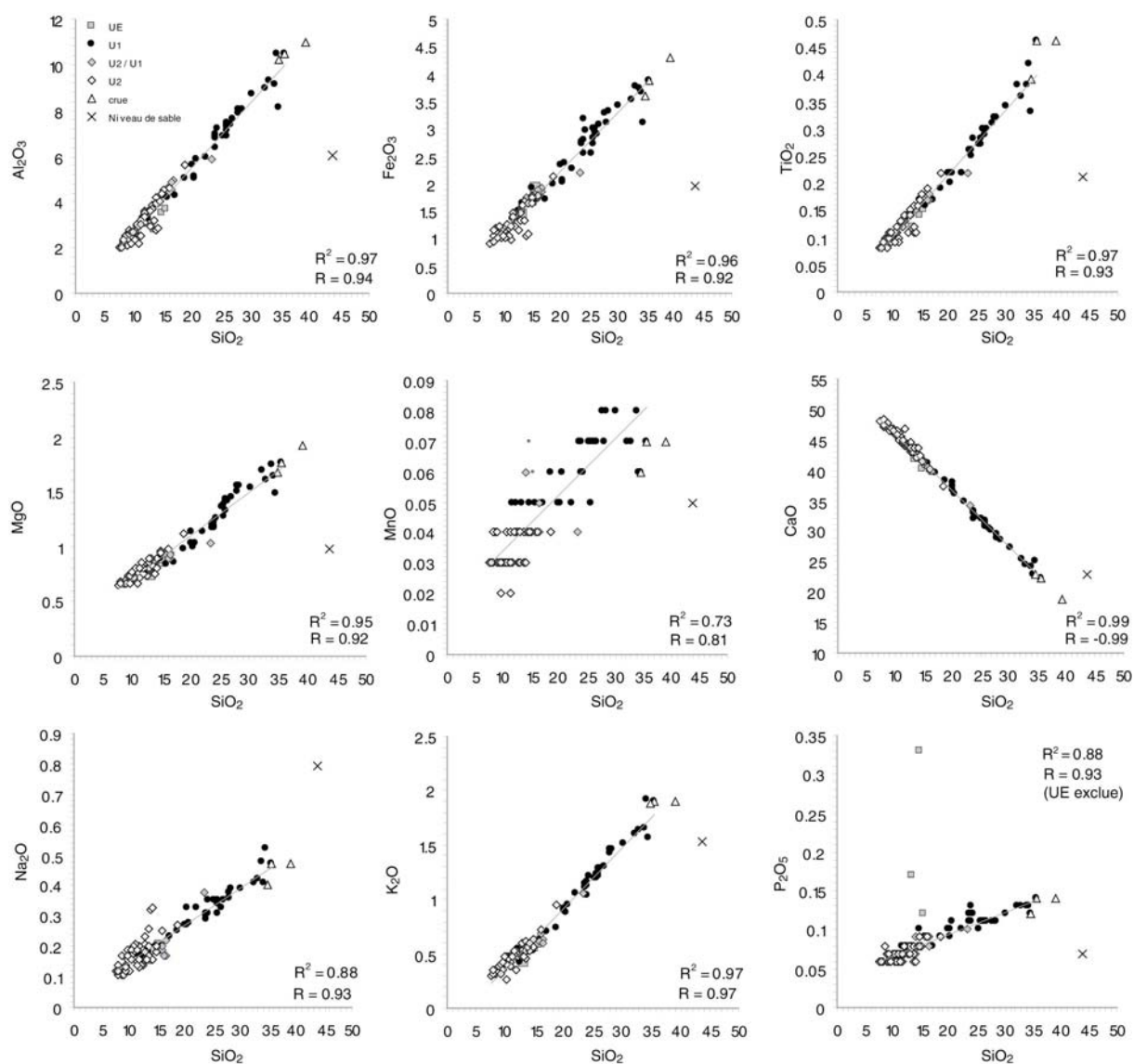


Figure 4. Relations des % d'oxydes en éléments majeurs avec la concentration en silice du sédiment au sein de l'unité eutrophisée (UE) des unités 1 (U1) et 2 (U2) et de la transition U1/U2. La croix représente un échantillon atypique prélevé dans un niveaux sableux à 1,1 m.

2.3. Paramètres magnétiques

Les données de SM et d'aimantations rémanentes (ARA et ARI) sont reportées en fonction de la profondeur dans la figure 5. Est reportée également sur cette figure l'évolution des coefficients de corrélation entre SM et ARA et entre SM et ARI, calculés sur un intervalle de 15 valeurs (30 cm). L'ARA et l'ARI varient de manière similaire et présentent une augmentation brutale au sommet de l'unité 2. Le comportement relatif de la SM comparée à ARA et ARI n'est pas constant tout au long de la carotte. Ces différences de comportement suivent le découpage en unités établi par l'étude du log composite (cf. Chap 2, Fig. 1).

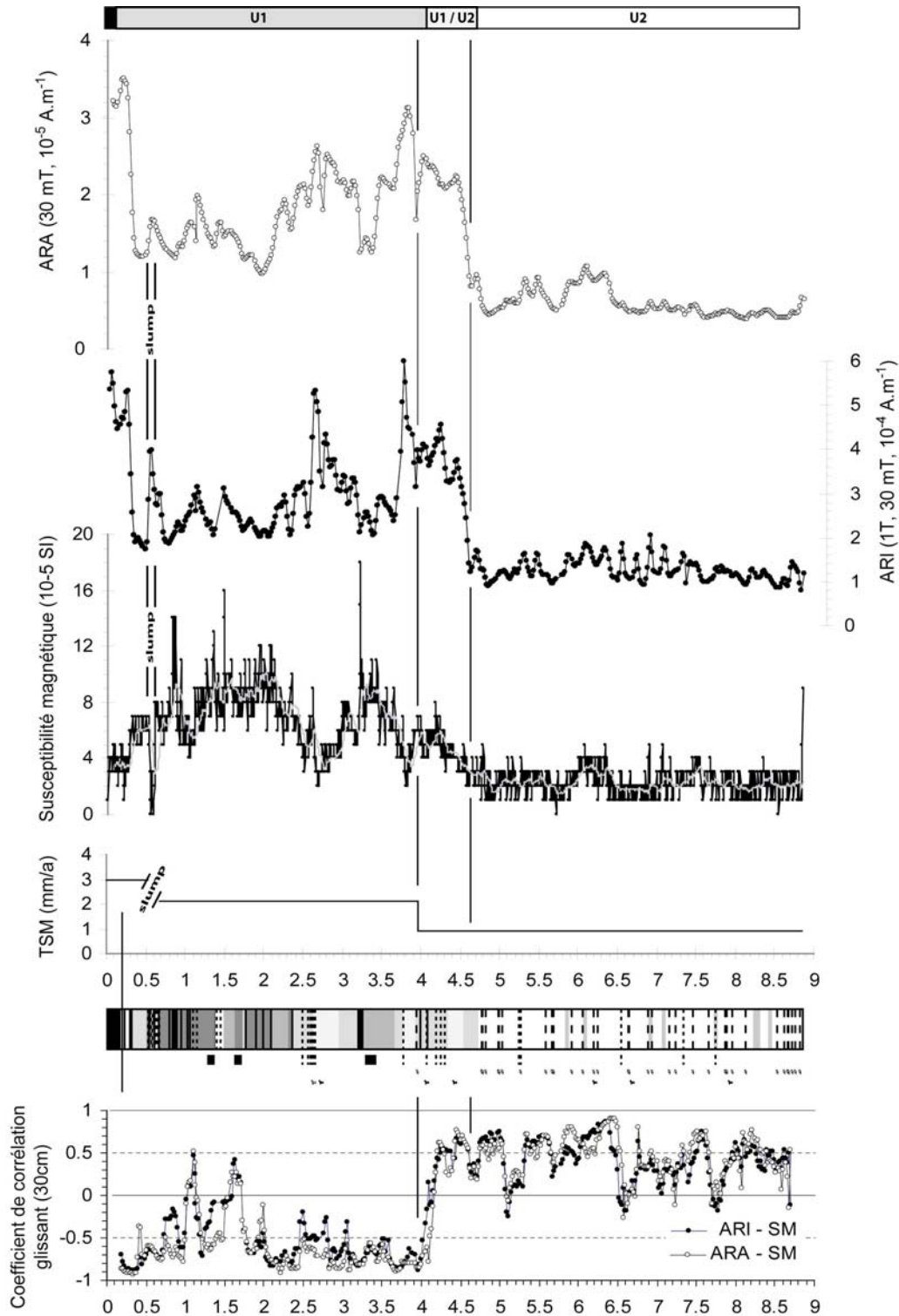


Figure 5. Evolution des paramètres magnétiques, SM, ARA et ARI et des corrélations SM – ARA et SM – ARI en fonction de la profondeur

Unité 2

La SM est globalement corrélée à l'ARA et l'ARI sur l'ensemble de l'unité 2. La SM étant représentative à la fois des minéraux paramagnétiques et ferromagnétiques au sens large, la corrélation de la SM avec ARA et ARI implique soit que la SM est portée par les minéraux ferromagnétiques, soit que les minéraux ferromagnétiques et paramagnétiques ont la même source.

Transition U1/U2

La zone de transition U1/U2 correspond à une augmentation rapide d'ARA et ARI qui est la caractéristique majeure de ces profils. La SM covarie avec ARA et ARI, mais son augmentation est de moindre amplitude.

Unité 1

Le passage à l'unité 1 est marqué par une inversion brutale et durable de la corrélation entre SM et ARA et entre SM et ARI. A de rares exceptions près, les coefficients de corrélation glissants, calculés sur 15 valeurs (30 cm), entre SM et ARA et entre SM et ARI restent inférieurs à $-0,5$ sur l'ensemble de l'unité, suggérant un mode d'apport différent des fractions paramagnétique (tracée par la SM) et ferromagnétique (tracée par ARA et ARI).

Unité eutrophisée

Vers 34cm la chute des valeurs de SM s'accompagne d'une augmentation brutale d'ARA et ARI.

2.4. Flux de matières

Pour calculer les flux de la fraction silicatée les carbonates ont été considérés comme étant la seule source de calcium. La quantité de carbone organique total étant faible ($< 0,8\%$ hors unité eutrophisée et $< 2\%$ dans l'UE, J.-R. Disnar & E. Vergès, données non publiées) par rapport à la quantité de carbonates ($> 40\%$), la perte au feu (LOI) peut en première approximation être assimilée au CO_2 des carbonates, la fraction carbonatée ($\text{Fr}_{\text{carbonates}}$) peut alors être calculée suivant l'équation (3) :

$$(3) \quad \text{Fr}_{\text{carbonates}} = \text{CaO} + \text{LOI}$$

la fraction silicatée ($\text{Fr}_{\text{silicates}}$) est alors égale à 100% moins la somme de CaO et de la perte au feu (LOI).

$$(4) \quad \text{Fr}_{\text{silicates}} = 100 - (\text{CaO} + \text{LOI})$$

Les résultats des calculs des flux total, carbonaté, et détritique non carbonatée sont reportés sur la figure 6. Le flux détritique est faible et constant ($12 \text{ mg/cm}^2/\text{a}$) dans l'unité 2. Dans le même temps le flux de carbonates semble décroître (de 62 à $51 \text{ mg/cm}^2/\text{a}$), mais cette tendance se distingue difficilement de l'incertitude liée au modèle d'âge. Une augmentation marquée du flux silicaté est initiée dès la transition U1/U2 ($19 \text{ g/cm}^2/\text{a}$), mais atteint des proportions remarquables dans l'unité 1. Le flux détritique silicaté est maximum entre $0,84$ et $2,71 \text{ m}$ ($55 \text{ mg/cm}^2/\text{a}$) soit un facteur de plus de 4 par rapport à l'unité 2. Dans une moindre mesure, les carbonates voient également leur flux augmenter, passant de ~ 50 à $85 \text{ mg/cm}^2/\text{a}$.

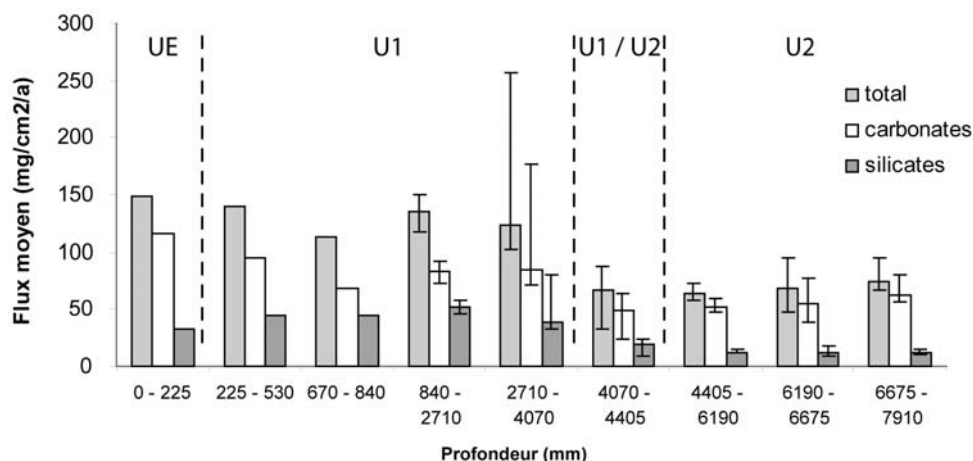


Figure 6. Flux de sédiment total, carbonates et silicates entre les différents marqueurs chronologiques. Les barres d'incertitude reflètent l'incertitude sur les âges radiocarbone calibrés.

3. Interprétations

3.1. Sédimentologie

3.1.1. Signification sédimentologique des différentes unités

L'unité eutrophisée et le « faciès interflow » de l'unité 1 ont déjà été décrits et interprétés par Chapron (1999). L'évolution de l'unité 2 vers l'unité 1 est discutée dans le chapitre 3 (Arnaud et al., 2005) sur la base de mesures de susceptibilité magnétique et d'éléments majeurs et dans la suite du présent chapitre. Sur un plan purement sédimentologique, il est intéressant de noter que le passage de l'unité 2 vers l'unité 1 se traduit par une augmentation des apports détritiques, marquée notamment par le développement d'underflows catastrophiques et un renforcement de la lamination dont l'origine détritique est suggérée par l'environnement de dépôt lui-même.

3.1.2. Transition U2 / U1

La transition de l'unité 2 à l'unité 1 est marquée par la présence de niveaux de sables emballés dans une matrice argileuse claire. Les distributions granulométriques des différentes fractions d'un de ces niveaux sont reportées sur la figure 7A. La fraction totale présente une distribution bimodale (5 et 220 μm). Le mode de plus petite taille s'avère être constitué essentiellement de carbonates, la fraction grossière est constituée seulement à 40 % de carbonates. Il s'agit ainsi de niveaux de sables, majoritairement silicatés, emballés dans une matrice argileuse carbonatée.

Compte tenu de la géométrie du site de carottage et de sa disposition au sein du bassin lacustre, il est peu probable que ces sables puissent avoir été apportés par un des affluents du lac, situés bien trop loin pour générer un courant susceptible de transporter de telles particules. En revanche la nature non-carbonatée des sables serait compatible avec l'hypothèse d'une déstabilisation des plages situées au sud de l'Abbaye de Hautecombe (cf. Chap. 1, Fig. 8). En effet ces plages sont constituées de matériel silicoclastique issu de l'érosion des bancs de molasse qui à cet endroit affleurent le long des rives du lac. En outre, la position de ces plages, surplombant le site de carottage situé 130 mètres en contre-bas, permet d'envisager que leur érosion conduirait au dépôt des-dits sables par glissement le long de la pente abrupte qui borde la beine carbonatée. Cette beine fournirait alors le matériel carbonaté fin qui emballe les sables.

Le sable constituant la plage de Hautecombe a été échantillonné, son spectre granulométrique est comparé à ceux des fractions décarbonatées de deux niveaux de sable (S1 et S2) de la transition U2 / U1 dans la figure 7B. Bien que son mode soit légèrement plus fin, la granulométrie du sable de Hautecombe est comparable à celle des niveaux S1 et S2.

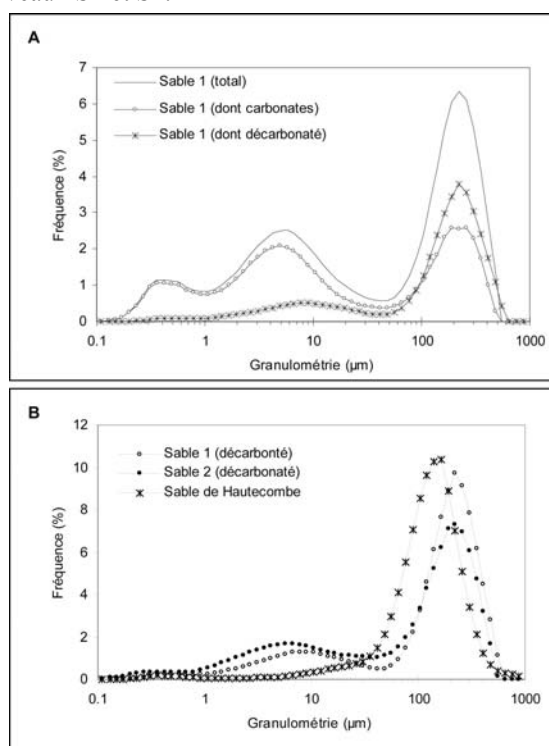


Figure 7. Spectres granulométriques (A) des fractions totale, carbonates et silicates d'un niveau de sable au sein de la transition U1/U2 et (B) de la fraction décarbonatée de deux de ces niveaux comparés avec un échantillon de sable prélevé sur la plage de Hautecombe qui surplombe le site de carottage

3.2. Caractérisation et évolution des sources sédimentaires

3.2.1. Fraction carbonatée

Dans un lac tempéré dont le bassin versant est carbonaté, tel que le Lac du Bourget, l'eau est sursaturée en carbonates mais leur précipitation est catalysée par l'activité photosynthétique qui réduit le pH en consommant le CO_2 dissous (Kelts et Hsü, 1978). Les deux modes de la fraction carbonatée pourraient alors représenter la saisonnalité de la production de calcite, les plus grosses (2 – 5 μm) précipitant au printemps au moment du bloom de diatomées et les plus fines (< 1 μm) à la fin de l'été au moment du maximum de productivité primaire (Kelts et Hsü, 1978).

L'échantillon le plus carbonaté ($\text{CaCO}_3 = 97\%$), c'est à dire celui avec la plus faible contribution détritique, est également un de ceux qui contiennent le moins de magnésium ($\text{MgO} = 0,7\%$). La fraction carbonatée biogénique semble donc constituée de calcite très peu magnésienne, ce qui est en accord avec les observations de carbonates biogéniques dans le Lac de Zürich (Kelts & Hsü, 1978).

Les niveaux de crue contiennent en moyenne 40 % de carbonates (de 37 à 45 %), ce qui implique une contribution de carbonates détritiques. Cette contribution n'est pas surprenante étant donné la nature carbonatée des terrains traversés par les trois affluents subalpins du Rhône en amont du Lac du Bourget. Les bassins versants de ces rivières, Le Fier (1336 km^2), Les Usses (307 km^2), et la Valserine (374 km^2) représentent environ la moitié du bassin versant du Haut Rhône en aval du Léman, l'autre moitié étant constituée de l'Arve (1984 km^2) qui draine principalement des terrains cristallins (cf. Annexe 1 : Revel-Rolland et al., accepté).

Il est difficile de distinguer la fraction détritique de la fraction biogénique au sein des carbonates. Le niveau d'underflow à 3,21 m, supposé être purement détritique, comporte les deux modes présents dans tous les échantillons (Fig. 8) suggérant l'incorporation de carbonates authigènes. Dans le lac de Neuchâtel, Filippi et al. (1998) ont montré que les dépôts de crues contenaient une quantité non négligeable de carbonates autochtones remaniés du fond. Il est donc probable qu'une partie des carbonates « détritiques » proviennent d'un tel processus de remise en suspension sur le fond. On note également dans l'échantillon d'underflow un épaulement vers les grandes valeurs suggérant l'existence d'une source de carbonates présentant une granulométrie plus forte que la fraction biogène (5 – 10 μm) qui pourrait être d'origine détritique. Les spectres granulométriques des deux fractions sont toutefois trop proches pour permettre de quantifier leurs contributions respectives à la fraction carbonatée.

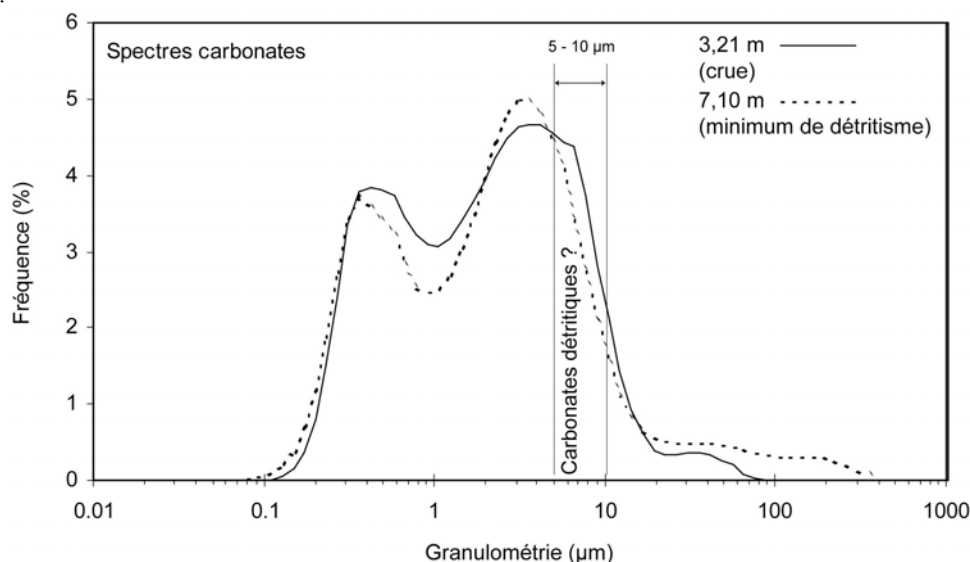


Figure 8. Spectres granulométriques de la fraction carbonatée d'un niveau de crue (3,21 m) et d'un niveau de l'unité 2 riche en carbonates

Par analogie avec des lacs du même type, tels que les lacs de Zürich (Kelts et Hsü, 1978) ou de Neuchâtel (Filippi, 1998), les carbonates du Lac du Bourget sont probablement majoritairement d'origine autochtone. Il s'agit de calcite faiblement magnésienne fine dont la précipitation est catalysée par l'activité photosynthétique (Kelts et Hsü, 1978).

Si les mesures granulométriques suggèrent la présence d'une fraction carbonatée d'origine détritique, il apparaît toutefois impossible de la quantifier sur la seule base de la granulométrie et des mesures d'éléments majeurs. En première approximation, et par analogie avec la composition des niveaux de crue, on peut estimer cette contribution à 40 % de la fraction détritique totale.

3.2.2. Fraction silicatée

Granulométrie

La quasi-totalité des échantillons décarbonatés (95 %) présente un mode compris entre 5 et 11 μm , plus de la moitié étant compris entre 6 et 7 μm (51 %) (Fig. 9). Le spectre du niveau d'underflow enveloppe les autres spectres pour les tailles inférieures à 16 μm (Fig. 9), ce qui suggère une influence prépondérante de la source « crues du Rhône » pour cette taille de grains. Ceci est confirmé par la corrélation de la part de la fraction < 16 μm dans le sédiment décarbonaté avec la proportion d'aluminium dans le sédiment total, utilisé ici comme marqueur du flux détritique total (Fig. 10A). Cette analyse peut être affinée en cherchant la taille de grain la mieux corrélée à l'aluminium. La fraction 5,7 – 10,5 μm s'avère correspondre à ce critère (Fig. 10B) et est donc représentative de la fraction détritique apportée par les crues.

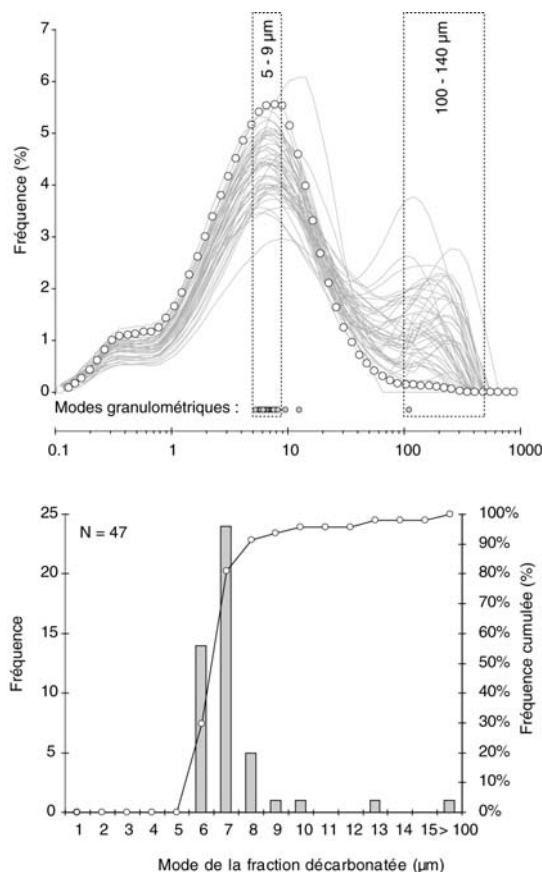


Figure 9. Spectres granulométriques et distribution du mode dans les échantillons décarbonatés des sédiments du Lac du Bourget. Dans la figure du haut, les ronds blancs représentent le spectre de l'échantillon d'underflow à 3,21 m.

Les tailles supérieures à 30 μm sont peu représentées (< 5 % en volume) dans le spectre « underflow » et représentent une proportion variable des spectres granulométriques dans les autres niveaux. Cette fraction étant d'autant plus abondante que le flux détritique total est faible, elle est probablement liée à une source détritique secondaire. Son mode supérieur à 100 μm ne permet pas d'envisager une source distante. Comme pour les niveaux individualisés de sables à la transition U2 / U1 (cf. § 3.1.2.), il pourrait s'agir de particules issues du remaniement des plages surplombant le site de carottage.

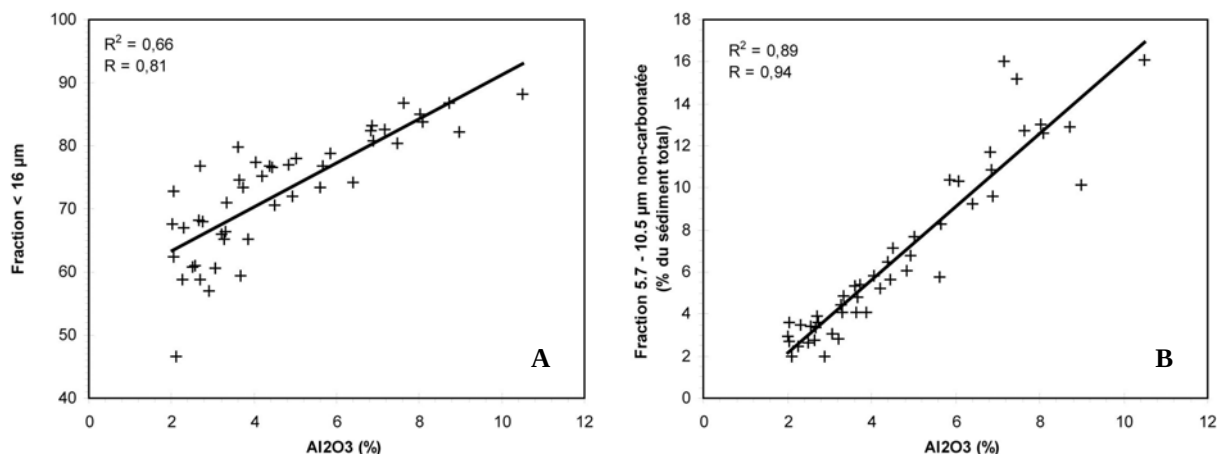


Figure 10. Concentration des fractions silicatées < 16 µm et 5,7 – 10,5 µm au sein du sédiment total en fonction de la concentration en aluminium utilisée comme traceur du détritisme rhodanien

La figure 11 présente les spectres granulométriques décarbonatés de deux niveaux « indifférenciés », c'est à dire des niveaux de sédimentation continue, représentatifs des unités 1 et 2. Ces spectres apparaissent comme la somme en proportion variable de la fraction granulométrique caractéristique des crues du Rhône (5 – 10 µm, mode vers 7 µm), représentée par le spectre du niveau d'underflow, et de celle issue de l'érosion des plages de molasse (> 30 µm, mode vers 160 µm), représentée par celui du sable de Hautecombe.

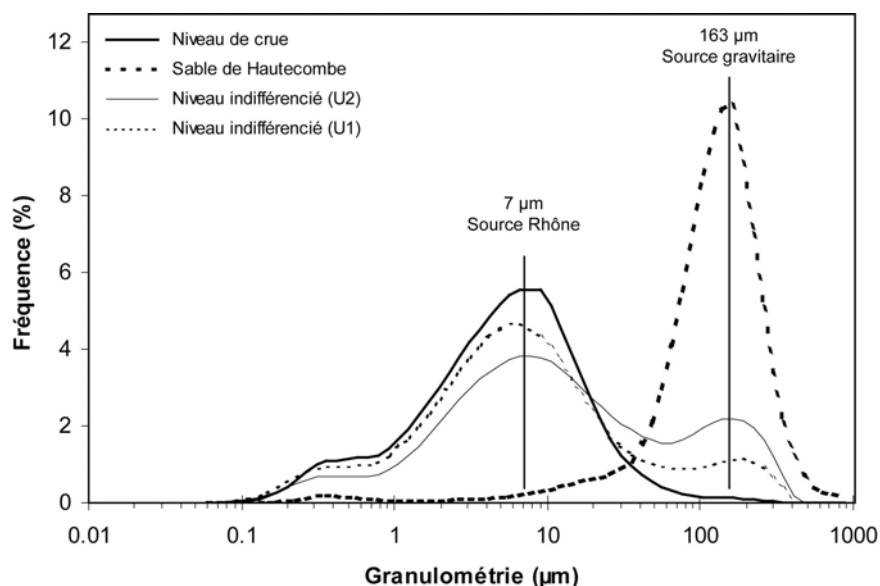


Figure 11. Spectres granulométriques de deux niveaux typiques des unités 1 et 2 comparés à ceux d'un niveau de crue et d'un échantillon de sable de Hautecombe

Composition en éléments majeurs

Les diagrammes présentés dans la figure 4 indiquent que le sédiment est constitué du mélange de deux pôles, tous les cations, à l'exception du calcium - et d'une fraction mineure du magnésium (cf. § 3.2.1.) - étant liés à la fraction détritique silicatée. De tels diagrammes sont influencés en premier lieu par la dilution, c'est à dire par la part relative dans le sédiment des pôles carbonaté et silicaté. Afin d'étudier la composition de la phase silicatée, il convient de s'affranchir des effets de dilution.

Une première approche consiste à considérer que le calcium est entièrement lié aux carbonates (cf. § précédent) et à calculer les concentrations des différents oxydes au sein la fraction silicatée en soustrayant le calcium et la perte au feu et en ramenant toutes les concentrations à 100% (équation 5).

$$(5) \quad X_{\text{silicates}} = X / [100 - (\text{CaO} + \text{LOI})] \cdot 100$$

où $X_{\text{silicates}}$ est la proportion de l'élément X dans la fraction silicatée et X , CaO et LOI les concentrations de l'élément X et du calcium et la perte au feu mesurés dans le sédiment total.

Les proportions en nombre d'atome (Mol. / 100 g de matière sèche non carbonatée) ont été calculées pour tenir compte des proportions stœchiométriques. Cette « décarbonatation mathématique » présente l'inconvénient de surestimer la quantité de magnésium de la fraction silicatée puisque l'on est incapable de discerner le Mg associé aux carbonates de celui associé aux silicates. Les données concernant le Mg doivent ainsi être interprétées avec circonspection.

Pour approcher les variations minéralogiques à l'origine des variations de composition chimique de la fraction on peut utiliser l'indice d'altération chimique (CIA), défini par la relation suivante (Nesbitt & Young, 1982) :

$$(6) \quad CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + K_2O + Na_2O) \cdot 100$$

Où CaO^* est la concentration en CaO de la fraction silicatée.

Les feldspaths non altérés ont un CIA de l'ordre de 50, les ferromagnésiens des CIA compris entre 0 (pyroxènes) et 55 (biotites). Les roches granitiques présentent ainsi des CIA de l'ordre de 45 à 55. Les minéraux argileux présentent des CIA plus forts, de 70 pour l'illite à 85 pour les smectites et 100 pour la kaolinite. Les sédiments argilo-silteux, riches en minéraux argileux, présentent généralement des CIA de l'ordre de 70 à 75. L'indice CIA donne ainsi une indication sur le rapport entre les minéraux primaires et secondaires traduisant, si la source sédimentaire demeure constante, le degré d'altération de la fraction détritique.

NB : Le CIA a été calculé sans tenir compte du CaO^* qui ne peut être estimé à partir des données de XRF. Les valeurs de l'indice seront donc surévaluées par rapport aux normes exposées ci-dessus.

La figure 12 présente les spectres d'éléments majeurs de tous les échantillons ainsi que l'évolution en fonction de la profondeur de la concentration de chaque élément (Si, Al, Ti, Fe, Mg, Na, K, Mn et P) au sein de la fraction non carbonatée. La somme des concentrations de ces éléments au sein du sédiment total est également reportée comme marqueur de la contribution détritique au sédiment total.

Tous les échantillons présentent une composition similaire en éléments majeurs, dominée par le silicium et l'aluminium. Les trois échantillons issus de niveaux d'underflow présentent des spectres identiques. Ils représentent les échantillons les plus concentrés en Si, Al, K, Ti et les moins concentrés en Mn, Mg, Na et P, éléments qui présentent en outre la plus grande variabilité (Fig. 12).

Les échantillons prélevés dans l'unité eutrophisée se distinguent essentiellement par leur concentration plus élevée en phosphore.

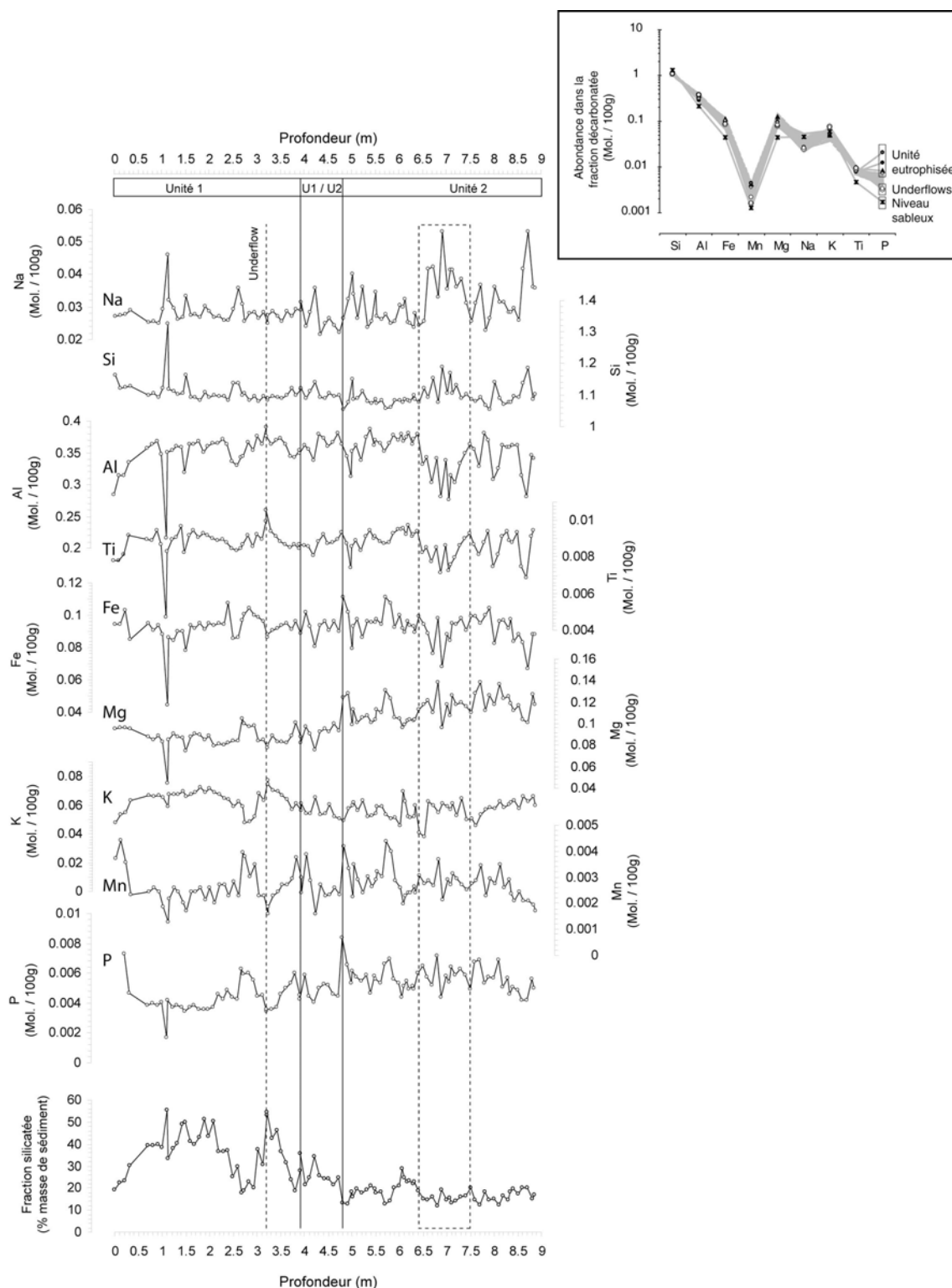


Figure 12. spectres d'éléments majeurs des échantillons de la carottes LDB 01-I et l'évolution de la composition en éléments majeurs (Si, Al, Ti, Fe, Mg, Na, K, Mn et P) de la fraction non carbonatée en fonction de la profondeur

Les courbes ne présentent que de faibles variations sur l'ensemble de la série suggérant une source principale de composition constante. La portion 6,5 – 7,5 m fait exception : elle présente une composition enrichie en Si et Na et relativement appauvrie en Al, Ti et Fe. L'opposition entre ces deux associations d'éléments est confirmée par la matrice des coefficients de corrélation (Tab. 1) qui fait apparaître trois associations d'éléments covariants : [Si – Na], [Al – Ti – Fe] et dans une moindre mesure, [Mn – P – Fe – Mg].

Si	1								
Al	-0.8587	1							
Fe	-0.8825	0.685	1						
Mn	-0.4202	0.1092	0.6179	1					
Mg	-0.4519	0.0008	0.4146	0.5551	1				
Na	0.6494	-0.8361	-0.6425	-0.1917	0.1242	1			
K	0.111	0.0013	-0.306	-0.493	-0.4736	0.1363	1		
Ti	-0.8175	0.8999	0.6193	0.0283	0.0639	-0.7179	0.0952	1	
P	-0.4478	0.05	0.5613	0.7661	0.8297	-0.0097	-0.6406	0.0274	1
	Si	Al	Fe	Mn	Mg	Na	K	Ti	P

Tableau 1. Coefficients de corrélation des éléments de la fraction non carbonatée. Trois associations d'éléments covariants apparaissent : [Si – Na], [Al – Ti – Fe] et dans une moindre mesure [Mn – P – Fe – Mg], les deux premières étant anti-corrélées.

Les deux premières associations ([Si – Na] et [Al – Ti – Fe]) sont anti-corrélées ce qui suppose l'existence de deux pôles-sources, illustrée par l'anti-corrélation marquée entre Al et Si (coefficient de corrélation : - 0,85).

L'association Mn, P, Fe est probablement liée aux variations des conditions redox à l'interface eau – sédiment. En effet le fer et le manganèse sont connus pour former des oxydes dont le degré de préservation dépend des conditions redox (Davison, 1993). De même, sous sa forme organique, le phosphore est oxydé et remis en solution en conditions oxydantes. Une étude approfondie de la spéciation de ces trois éléments permettrait d'en tirer des informations sur l'évolution de l'oxygénation du fond et du niveau trophique du lac (Loizeau et al., 2001).

La figure 13A présente l'évolution en fonction de la profondeur du CIA, comparé à la proportion de la fraction silicatée grossière (> 100 µm), au rapport Na/Al, marqueur du rapport entre les associations [Si – Na] et [Al – Ti – Fe] (bien que sa mesure par XRF soit moins précise, le sodium a été préféré au silicium pour établir ce rapport afin de se préserver des effets liés à la présence possible de silice biogène) et le pourcentage de silicates au sein du sédiment total, marqueur du rapport détritique / authigène. Pour chaque indice, les valeurs des trois échantillons prélevés dans des underflows sont mise en relief à titre de référence de la source rhodanienne récente. Cette source semble avoir été constante sur l'ensemble de l'unité 1, l'underflow à 3,21 m ayant la même signature que les deux plus superficiels attribués au Petit Age Glaciaire (Chapron et al., 2002 ; Revel-Rolland et al., accepté).

Au sein de l'unité 2 on note trois pics majeurs de la fraction détritique grossière (> 100 µm) associés à des pics du rapport Na/Al et à des chutes du CIA sous les valeurs typiques des underflows. Ce schéma est illustré par la corrélation entre le rapport Na/Al et la proportion de la fraction détritique grossière (Fig. 13B). Les faibles valeurs de CIA associés aux sables traduisent probablement un effet granulométrique, les sables étant par nature enrichis en minéraux primaires et appauvris en argiles.

La fraction silicatée grossière est donc caractérisée par un enrichissement relatif en sodium (et en silicium) et en minéraux primaires par rapports aux apports rhodaniens. Ceci traduit une minéralogie relativement enrichie en plagioclases ((Na,Ca)Al (Si₂Al) Si₂O₈)⁶ par rapport aux micas dont les plus courants (biotite : (K (Mg,Fe)₃ (Al,Fe)Si₃O₁₀ (OH)₂) et muscovite : (KAl₂ (AlSi₃)O₁₀ (OH)₂), sont dépourvus de sodium et en argiles, notamment en illite qui ne contient pas non plus de sodium. Cette description est compatible avec les formations de la molasse, issues du démantèlement rapide des premiers reliefs alpins au Miocène. L'observation microscopique en frottis de la fraction décarbonatée supérieure à 120 µm d'un échantillon de la plage de Hautecombe et d'un échantillon de l'unité 2 confirme l'hypothèse d'une source commune. Dans les deux cas la minéralogie est dominée par les quartz, des phyllosilicates altérés et des feldspaths plagioclases, en revanche les micas sont extrêmement rares. Par opposition, l'association [Al – Ti – Fe], associée à la fraction silteuse 5,5 – 10,5 µm est moins riche en plagioclase et enrichie en micas et en argiles et caractérise les apports rhodaniens.

Si on considère la valeur des underflows (CIA = 82) comme référence, l'indice CIA est soumis à deux influences opposées. Les arrivées de sables le font chuter sous la valeur de référence, ce qui est systématiquement marqué à la fois par l'augmentation de la fraction silicatée grossière et l'augmentation du rapport Na/Al. Le CIA connaît également des oscillations positives qui ne s'accompagnent pas de changement notable dans les deux autres indices.

⁶ Les formules minéralogiques sont issues du glossaire de géologie de Bates & Jackson (1997)

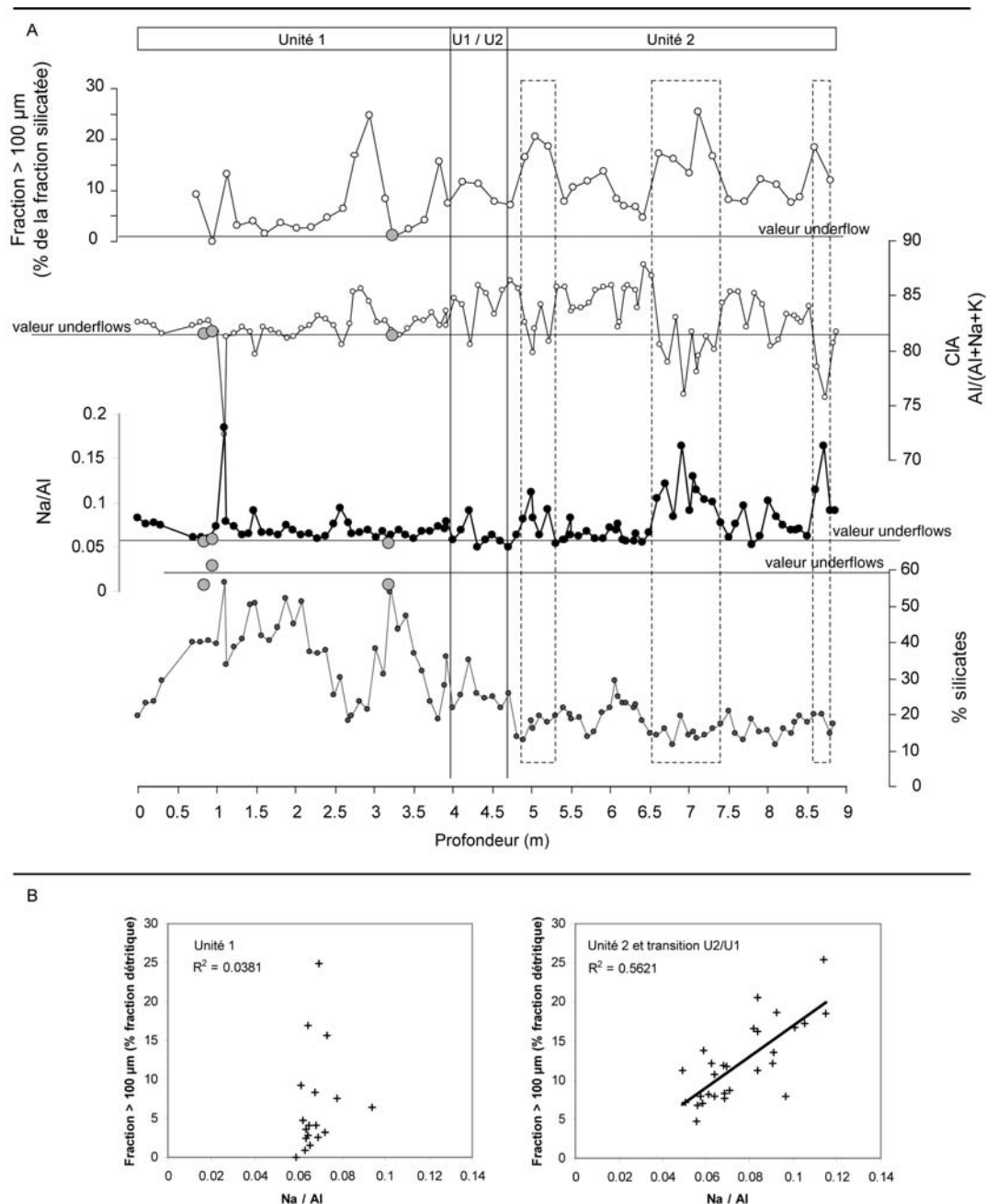


Figure 13. Evolution de la fraction silicatée des sédiments du Lac du Bourget. A) Evolution de la fraction > 100 µm, de l'indice CIA, du rapport Na/Al et la quantité de silicates dans le sédiment total en fonction de la profondeur. Le points gris et les lignes horizontales marquent les valeurs des échantillons d'underflow, les lignes verticales pleines marquent les transitions d'unité et les rectangles pointillés soulignent les zones d'apports renforcés de sables. B) Relation entre le rapport Na/Al et la présence de matériel grossier au sein de la fraction silicatée.

Ainsi, dans l'unité 2, hormis les décrochements dues à la présence de sables remaniés, l'indice CIA présente des valeurs relativement élevées. L'indice décroît au sein de la transition U1 / U2 et présente des valeurs proches de celles des underflows dans toute l'unité 1, à l'exception de la zone à faible flux détritique entre 3 m et 2,5 m et du niveau sableux prélevé à 1,1 m. Dans le même temps le rapport Na/Al reste globalement constant, ce qui signifie que le changement de CIA est dû à un changement de nature de la source rhodanienne et non à l'influence de la source secondaire sableuse.

Chapron et al. (2002) ont montré que le Petit Age Glaciaire se caractérisait dans le Lac du Bourget par une augmentation du rapport illite / smectite, notamment à l'occasion des crues catastrophiques par underflows. Les auteurs expliquent cette évolution par une augmentation de la part du Rhône dans les apports détritiques silicatés, or Revel-Rolland et al. (accepté) ont montré que le Rhône demeurerait la source principale de silicates, même en dehors du PAG. Une explication alternative consisterait à considérer le rapport illite / smectite (smectites, qui sont en réalité des interstratifiés illite / smectites ; Chapron, 1999, p. 135) comme un marqueur du degré d'hydrolyse, au même titre que l'indice CIA. L'augmentation de la fréquence des crues durant le PAG pourrait

ainsi être associée à une érosion mécanique accrue dans le haut bassin versant de l'Arve, produisant d'avantage de minéraux peu hydrolysés tels que les illites.

Cette tendance à court terme semble également être imprimée à plus long terme dans la minéralogie des sédiments apportés par le Rhône dans le Lac du Bourget. La transition vers l'unité 1, associée à une augmentation de la décharge solide du Rhône et une baisse de l'indice CIA, transcrirait une augmentation du flux hydrique et de l'érosion mécanique dans le haut bassin versant, c'est à dire un climat plus humide et plus froid.

La fraction détritique apparaît comme le mélange d'un pôle alumino-silicaté silteux, relativement enrichi en micas, correspondant aux apports distaux des crues du Rhône et d'un pôle sableux, relativement enrichi en quartz et feldspaths, issu de l'érosion des bancs de molasses et des plages du littoral surplombant le site de carottage (Cf. Chap. 1, Fig. 8). Dans l'unité 2, la part respective de ces deux sources détritiques peut être tracée par le rapport Na/Al.

En dehors de l'influence des sables remaniés des pentes, le CIA tend à diminuer à partir de la transition U1 / U2. Cette tendance traduit une diminution du degré d'altération des minéraux apportés par le Rhône dans le Lac du Bourget.

3.3 Interprétation du signal de susceptibilité magnétique

Le chapitre 3 (Arnaud et al., 2005), a permis de montrer, dans le cas particulier du Lac du Bourget, que la susceptibilité magnétique reflétait principalement le rapport entre la fraction silicatée et la fraction carbonatée du sédiment. Cette relation peut être quantifiée en calculant la régression linéaire entre les valeurs de SM et la concentration de la fraction détritique non carbonatée ($100\% - (\text{CaO} + \text{LOI})$). Les valeurs de SM ont été moyennées sur 1 cm (deux valeurs) pour tenir compte du pas d'échantillonnage des mesures d'éléments majeurs. La figure 14 présente cette relation ainsi que l'évolution en fonction de la profondeur et l'histogramme de fréquence des résidus (différence entre le % silicates déduit de la SM celui mesuré dans l'échantillon). Il apparaît qu'il existe une forte relation linéaire entre la SM et la concentration de la phase détritique silicatée. Les résidus présentent des variations comprises entre -13 et +10 (% silicates), 97% sont compris entre -7 et +7 et 65 % sont compris entre -3 et +3. La SM peut ainsi être utilisée pour estimer la concentration de la fraction détritique silicatée avec une incertitude de $\pm 7\%$ à 2σ et $\pm 3\%$ à 1σ .

La principale limitation de ce modèle réside dans la mauvaise précision des mesures de SM (1.10^{-5} pour des valeurs comprises entre 0 et 18.10^{-5} sur l'ensemble de la carotte et entre 0 et 5.10^{-5} dans l'unité 2). Une meilleure résolution serait ainsi un avantage certain pour l'utilisation de la SM comme marqueur du détritisme rhodanien dans le cas particulier des sédiments du Lac du Bourget. L'outil utilisé (Bartington MS2E) permet d'obtenir des mesures avec une précision de $0,1.10^{-5}$, mais ceci multiplie par dix le temps de mesure et n'a pu être réalisé dans le cadre de cette thèse.

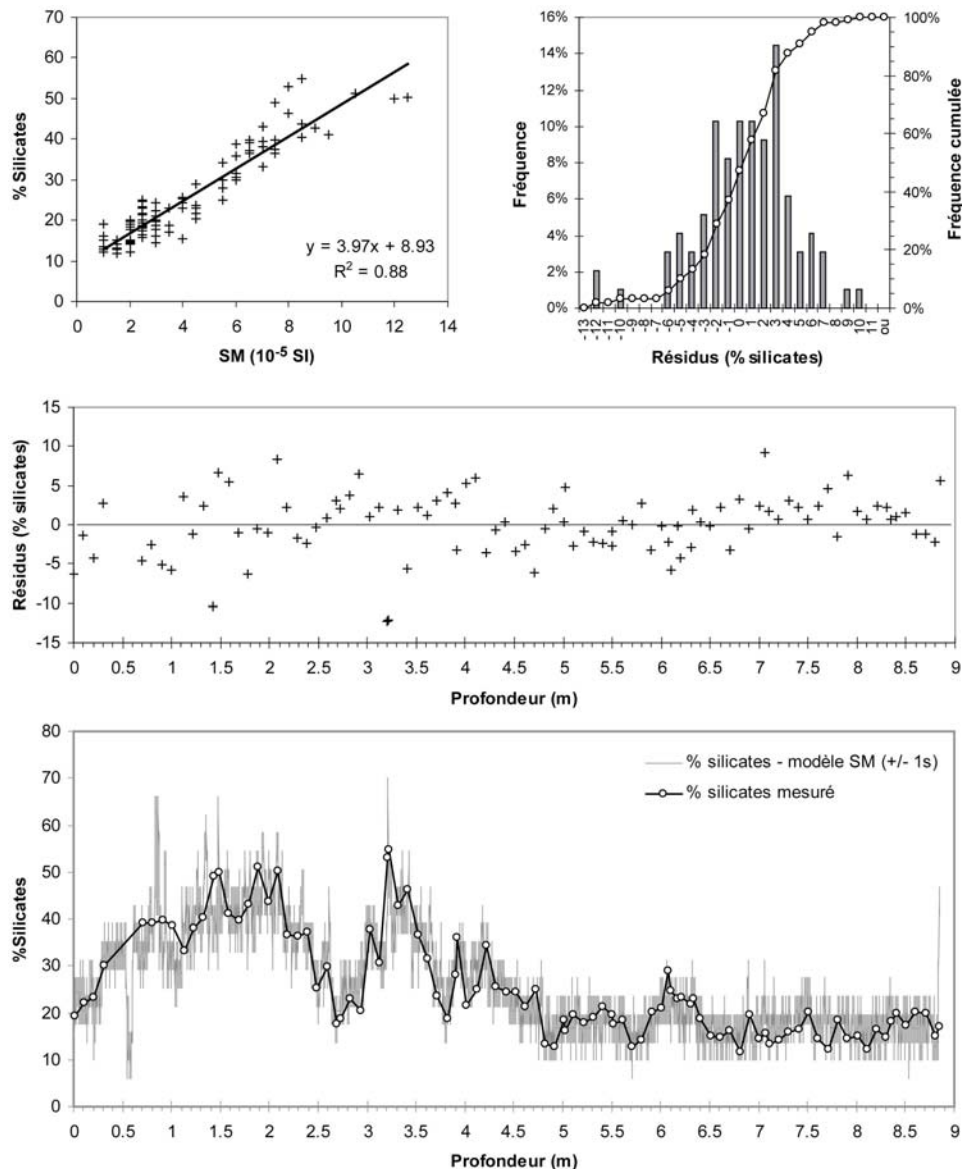


Figure 14. Relation entre la SM et la quantité de silicates dans la carotte LDB 01- I

3.4. Interprétation des profils d'ARA et ARI

3.4.1. Concentrations

L'unité 2

Au sein de l'unité 2, la covariation de ARA et ARI avec à la fois la SM et la fraction silicatée (Fig. 5) suggère une origine détritique de la fraction ferromagnétique du sédiment en relation avec les variations de la part relative des fractions carbonatée et alumino-silicatée. Ceci permet de confirmer l'existence des périodes à flux détritique accru (pics de SM) définies au chapitre 3 et d'en préciser les limites.

L'augmentation de la fraction ferromagnétique à 4,70 m et son évolution au sein de l'unité 1

La principale caractéristique des profils d'aimantations rémanentes est l'augmentation brutale d'ARA et ARI au sommet de l'unité 2 (Fig. 5). Cette augmentation s'accompagne d'une évolution similaire de la SM au sein de l'unité de transition U1/ U2. Après avoir atteint un plateau vers 4 m, les paramètres d'aimantations rémanentes fluctuent en opposition avec la SM, donc avec la composante détritique silicatée (cf. § précédent), sur l'ensemble de l'unité 1.

La figure 15 présente les données de SM reportées en fonction de ARA et de ARI. La transition U2 / U1 apparaît comme une rupture majeure entre deux groupes cohérents. Cette rupture s'initie par un triplement de la

concentration en minéraux ferro-magnétiques (ARA et ARI) sans changement notable de la SM qui conserve des valeurs relativement faibles ($< 5 \cdot 10^{-5}$ SI).

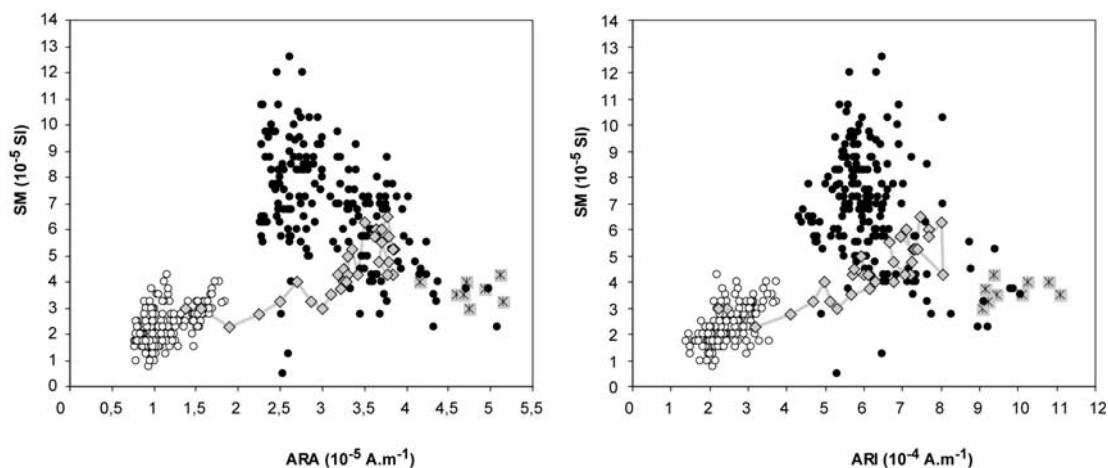


Figure 15. Relation entre ARA et SM et entre ARI et SM au sein de l'unité eutrophisée (croix noires dans un carré gris), des unités 1 (ronds noirs) et 2 (ronds blancs) et de la transition U1/U2 (losanges gris)

La transition U2/U1 est donc marquée par l'apparition d'une nouvelle source de minéraux ferromagnétiques. L'opposition entre cette nouvelle source et la SM, traceur de l'influence du Rhône, suggère une origine authigène ou locale diluée lors des périodes où les apports du Rhône sont plus importants. Deux sources peuvent alors être envisagées : soit une source locale en provenance directe du bassin versant, liée à l'érosion des sols et apportée au lac par ruissellement, soit une source authigène biogénique.

La première hypothèse pourrait traduire l'impact d'un accroissement de l'occupation humaine sur les flancs de la Montagne du Chat. En effet la déforestation est une source classique de minéraux magnétiques des sols (e.g. Dearing et al., 2001).

La seconde hypothèse pourrait traduire une augmentation de la productivité primaire, mais les faibles flux de carbonates authigènes, associés à l'augmentation de la contribution détritique dans cette portion de la carotte ne supportent pas cette hypothèse. On peut en revanche imaginer qu'une augmentation de la fréquence des crues du Rhône aurait pour effet de favoriser l'oxygénation du fond du lac, conduisant à une meilleure préservation des magnétites biogéniques dont le degré de préservation est sensible aux conditions redox.

Une étude approfondie de la minéralogie magnétique n'ayant pas pu être menée (mesures de coercivité, courbes d'hystérésis etc.), il est impossible de trancher cette question dans l'état actuel du projet. L'analyse en cours de la qualité de la matière organique devrait permettre de confirmer ou infirmer l'hypothèse « sols » qui devrait se marquer par une recrudescence de matière organique terrestre. L'hypothèse « oxygénation » pourrait quant à elle être testée par un comptage d'organismes benthiques de part et d'autre de la transition, une meilleure oxygénation devant s'accompagner d'une plus grande abondance de ces organismes.

L'unité eutrophisée

L'unité eutrophisée est caractérisée par une chute de la SM associée à une augmentation drastique d'ARA et ARI. Ce type d'évolution est typique de la présence de sulfures de fer (greigite) qui présentent des valeurs d'ARI très élevées et des valeurs de SM faibles (Roberts, 1995). Cette présence de sulfures doit être associée à l'augmentation du niveau trophique du lac conduisant à renforcer l'anoxie du fond du lac. Ceci confirme l'interprétation de Chapron (1999) basée sur l'augmentation du COT, et de l'indice d'hydrogène (IH), marqueur, en première approximation, de la matière organique planctonique.

3.4.2. Indice de granulométrie

Dans les sédiments de la carotte LDB 01- I, la granulométrie de la fraction non-carbonatée ne traduit pas l'hydrodynamisme du dépôt, mais la part relative dans le sédiment de deux fractions granulométriques : 6 – 9 et 100 – 200 μm (§ 3.2.2., Fig. 11). Si ces deux fractions contiennent des magnétites de tailles différentes, le rapport ARI/ARA pourrait être utilisé comme un marqueur à haute résolution de leur part relative dans le sédiment.

La figure 16 présente la comparaison du rapport ARI/ARA avec l'abondance de la fraction grossière ($> 100 \mu\text{m}$) dans le sédiment décarbonaté. Sur l'ensemble de la carotte, les deux paramètres ne présentent pas de corrélation

franche. Ce constat est logique pour la partie supérieure de la carotte (U1) puisque la composante ferromagnétique n'y est pas corrélée avec la fraction détritique.

Une correspondance apparaît entre 4,30 et 7,10 m, caractérisée par une relation linéaire présentant un coefficient de détermination de 0,65. Dans cette zone le rapport ARA/ARI pourrait donc être utilisé comme un marqueur de la taille de la fraction détritique. Ainsi la zone présentant de fortes oscillations d'ARI/ARA entre 6,50 et 7,50 m correspondrait à une période d'apports sporadiques de matériel grossier.

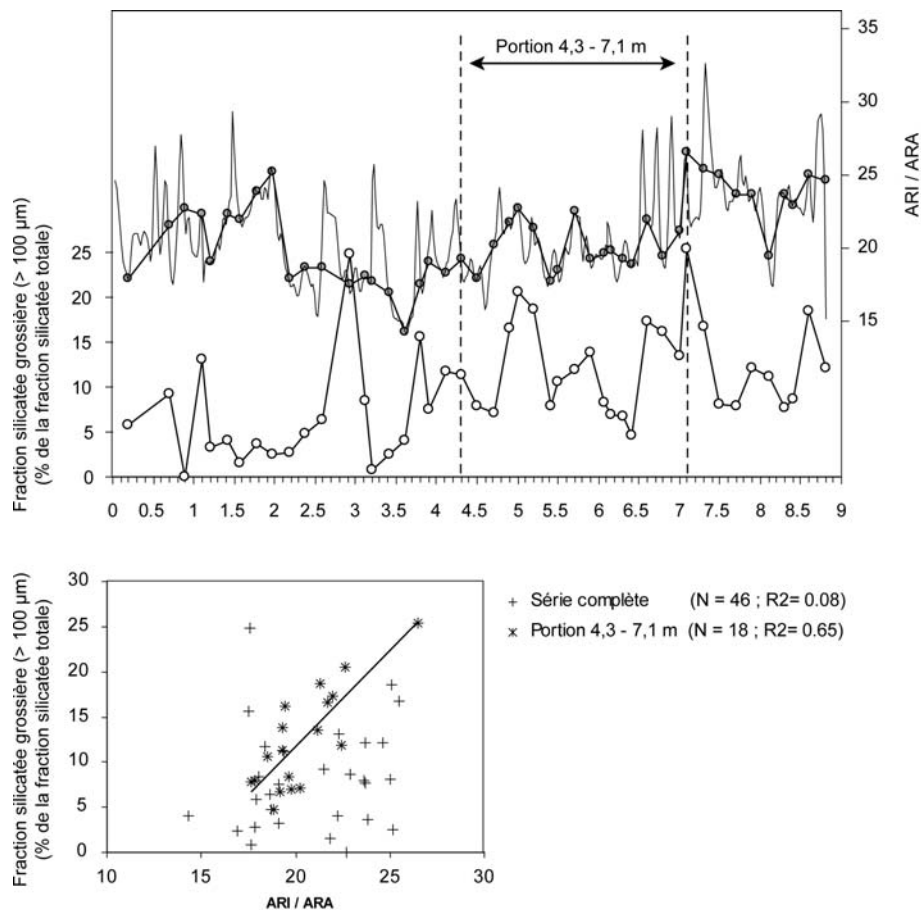


Figure 16. Relation entre le rapport ARI/ARA et la présence de matériel grossier au sein de la fraction silicatée. Sur la courbe d'ARI/ARA en fonction de la profondeur, le trait fin représente la série complète et les points sombres représentent la série rééchantillonnée pour être comparée aux données granulométriques sur la figure du bas.

L'augmentation rapide des paramètres d'aimantation rémanente au sommet de l'unité 2 traduit l'apparition d'une nouvelle source magnétique que l'on peut attribuer soit à des apports de particules du sol par ruissellement, soit à une meilleure préservation des magnétites due à une meilleure oxygénation du fond du lac en réponse à des arrivées plus importantes en provenance du Rhône. Quoiqu'il en soit son anti-corrélation avec le SM exclut l'hypothèse d'un apport par les crues en relation avec une érosion accrue des sols (enrichis en minéraux ferromagnétiques par rapport à leur roche mère) dans le bassin versant du Rhône.

Cette fraction ferromagnétique nouvelle qui apparaît vers 4,70 m masque en partie, dans l'unité 1, le signal détritique dans les profils d'ARA et ARI qui évoluent alors en opposition avec la SM et la concentration en alumino-silicates (cf. chapitre 3). Cette situation diffère de celle prévalant au sein de l'unité 2 où la bonne corrélation entre ARI et SM permet de combler en partie le manque de résolution de la SM dans cette unité très largement carbonatée ($\text{CaCO}_3 > 80\%$).

L'origine détritique des magnétites dans l'unité 2 permet d'utiliser le rapport ARI/ARA pour tracer l'influence de la fraction détritique sableuse. L'apparition d'une nouvelle source non proportionnelle aux apports détritiques, ne permet pas de poursuivre cette interprétation au sein de l'unité 1.

3.5. Flux de matière

On peut estimer le flux de carbonate détritique dans la carotte LDB 01- I, et par soustraction le flux de carbonate authigène, en considérant les niveaux de crue comme représentatifs de la composition de la fraction détritique (cf. § 3.2.1.). Dans les trois niveaux d'underflow la fraction carbonatée représente environ 40% du sédiment, en appliquant ce ratio on peut calculer le flux de carbonate détritique à partir du flux de silicates. Toutefois, si ce rapport semble constant au sein des niveaux d'underflow de l'unité 1, il faut noter que nous n'avons aucun contrôle sur sa validité, d'une part au sein de la fraction détritique « hors underflow » et d'autre part au sein de l'unité 2. Les résultats présentés dans la figure 17 doivent ainsi être interprétés avec précaution.

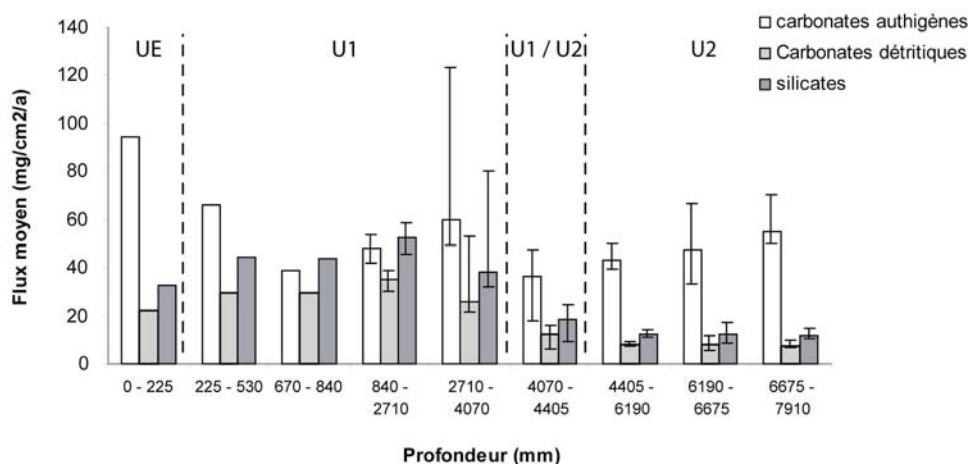


Figure 17. Flux de carbonates authigènes, carbonates détritiques et silicates

Au sein de l'unité 2, la diminution de la fraction carbonatée est amplifiée si on ne considère que la fraction authigène qui chute de 55 à 36 mg/cm²/a. Le passage à l'unité 1 se traduit par une hausse du flux de carbonates authigènes qui présente un maximum entre 2,71 et 4,07 m (60 mg/cm²/a) avant de retrouver des valeurs proches de celle de l'unité 2. Cette hausse du flux authigène pourrait être due à un artefact du modèle, lié à un changement du rapport carbonates / silicates de la fraction détritique au changement d'unité. Toutefois, le retour à des valeurs comparables à celles de l'unité 2 dans la partie supérieure de l'unité 1 n'abonde pas en ce sens. Il est ainsi possible que l'apport renforcé de matériel détritique ait ensemencé le lac par des apports accrus de nutriment, la concentration en phosphore, étant corrélée à la fraction silicatée (Fig. 3 et 4). Un tel impact positif des crues sur la productivité biologique du lac a par ailleurs été observé lors de crues de la Leyse (Chapron, 1999).

L'unité eutrophisée présente le flux de carbonates authigènes le plus fort de l'ensemble de la série. Toutefois, il est intéressant de noter que dès 53 cm, le flux de carbonates authigènes augmente, alors que le flux détritique reste similaire à la période précédente (67 – 84 cm). Ceci pourrait marquer les prémices de l'eutrophisation d'origine anthropique du lac. La chute du flux détritique au sein de l'unité eutrophisée est probablement à relier à l'aménagement du cours du Rhône.

3.6. Synthèse des différents marqueurs

La figure 18 présente l'évolution au cours du temps de l'ensemble des marqueurs sédimentologiques décrits précédemment. L'étude simultanée de l'ensemble des marqueurs permet de renforcer l'interprétation basée uniquement sur la proportion de minéraux silicatés (SM et majeurs) en apportant notamment un éclairage sur la source détritique secondaire due aux arrivées de sables issus de l'érosion des plages de molasse de Hautecombe. Cette discrimination des sources est particulièrement importante dans l'unité 2 où, les flux détritiques étant faibles, le système est particulièrement sensible aux apports de la fraction silicatée grossière en provenance des plages. D'un point de vue sédimentologique, la série sédimentaire du Lac du Bourget peut être subdivisée en 6 zones.

Zone 5 : de 7200 à 5400 cal. BP (5250 – 3450 BC)

Les apports détritiques silicatés sont globalement faibles (en moyenne ~12 mg/cm²/a) le rapport Na/Al présente de fortes oscillations marquant des apports plus ou moins dilués de sables ce qui est confirmé par des valeurs d'ARI/ARA relativement élevées. On note trois oscillations vers une légère accentuation du détritisme fin : après

7150 (deux derniers points de la série), de 6650 à 6450 et de 5700 à 5550 cal. BP. Ces oscillations sont marquées par de légères fluctuations de la SM, une augmentation d'ARI et dans une moindre mesure d'ARA, et surtout la chute du rapport Na/Al et la hausse de CIA, traduisant la prépondérance des apports du Rhône dans la fraction silicatée. Quatre périodes d'augmentation de la fraction détritique grossière ont lieu vers 7150 – 6900, 6250 – 6150, 5900 et 5550 – 5300 cal. BP, elles sont marquées par une hausse du rapport Na/Al et une chute de CIA et sont à mettre en relation avec des apports de pente renforcés.

Zone 4 : de 5400 à 4500 cal. BP (3450 – 2550 BC)

Cette période présente également des flux détritiques globalement faibles. Sa principale caractéristique consiste en des valeurs élevées du rapport Na/Al et de la fraction silicatée grossière et une chute de l'indice CIA, marquant une forte influence des apports de pentes sur le flux détritique. On note quatre oscillations marquées et conjointes de ARI, SM, Na/Al, et du rapport ARI/ARA qui marquent probablement des événements de remaniement des plages vers 5200, 5000, 4800 et 4600 cal. BP. La présence de sables silicatés dans tous les échantillons atteste en outre d'une activité d'érosion des plages de molasse persistante sur l'ensemble de la période.

Zone 3 : de 4500 à 2400 cal. BP (2550 – 450 BC)

Par rapport aux périodes précédentes, la date de 4500 cal. BP marque le début d'une période à flux détritique plus important qui s'étale sur quelques 650 ans (4500 – 3800 cal. BP), marquée par une augmentation durable de la fraction détritique silicatée, de la SM, d'ARI et d'ARA. L'origine rhodanienne du détritisme est suggérée par la chute des marqueurs de la fraction détritique grossière (Na/Al, ARI/ARA, % fraction décarbonatée grossière) et des valeurs de CIA supérieures à celle des underflows de l'unité 1 (cf. § 3.2.2.).

La période 3800 – 3550 marque une pause dans les apports détritiques rhodaniens avec des valeurs de la fraction détritique silicatée, de SM, ARI et ARA parmi les plus faibles de la série.

La période 3550 – 2800 cal. BP, est marquée par des apports détritiques globalement plus importants. Toutefois, seule la période 3550 – 3150 semble pouvoir être attribuée à des apports en provenance du Rhône. La seconde partie de la période (3050 – 2800 cal. BP) est en effet caractérisée par une recrudescence des apports de pente, marquée par la hausse de la fraction silicatée grossière, des valeurs élevées des rapports Na/Al et ARI/ARA et une chute de l'indice CIA. Vient ensuite une période à flux détritique réduit de 2800 à 2650 cal. BP, puis un pic de détritisme entre 2650 et 2400 cal. BP qui marque la fin de l'unité 2.

Zone 2 : de 2400 à 1650 cal. BP (450 BC – 300 AD)

Cette zone correspond à la transition unité 2 / unité 1, elle est marquée par un triplement rapide des valeurs d'ARA et ARI qui marque l'apparition d'une nouvelle source de minéraux magnétiques. Sans atteindre des valeurs exceptionnelles (19 mg/cm²/a), le flux détritique silicaté est durablement plus élevé que dans les zones plus anciennes comme le souligne l'augmentation constante de SM et de la fraction silicatée.

Un pic de détritisme intervient entre 2000 et 1800 cal. BP. Il est initié par pic d'apports de pente puis la source rhodanienne devient rapidement prépondérante.

Une légère baisse du flux de carbonates authigènes pourrait expliquer pourquoi cette période caractérisée par une fraction détritique importante ne présente pas d'augmentation notable de taux de sédimentation.

Zone 1 : de 1700 à 100 cal. BP (250 – 1850 AD)

La zone 1 représente seulement le quart du temps enregistré dans la carotte LDB 01- I, mais quasiment la moitié de l'accumulation (4 mètres). Elle présente en effet une augmentation marquée du taux de sédimentation qui passe de 0,9 à 2,1 mm/a, expliquée en grande partie par l'augmentation des flux détritiques en provenance du Rhône marquée par une recrudescence de la fraction détritique fine et des rapports Na/Al faibles. L'indice CIA atteint alors des valeurs proches de celles mesurées dans les niveaux d'underflows du Rhône, traduisant un changement dans le mode d'érosion des terrains du bassin versant du Rhône. Le flux moyen de silicates passe de 19 mg/cm²/a sur la période 2200 – 1800 cal. BP à 39 mg/cm²/a sur la période 1800 – 1100 cal. BP puis 53 mg/cm²/a entre 1100 et 200 cal. BP. On note 3 périodes où le détritisme rhodanien est particulièrement marqué : 1700 – 1650, 1500 – 1200 et 950 – 100 cal. BP. Si elle s'initie dès 950 cal. BP, il est notable que cette dernière phase connaît un renforcement de la décharge détritique du Rhône vers 800 cal. BP.

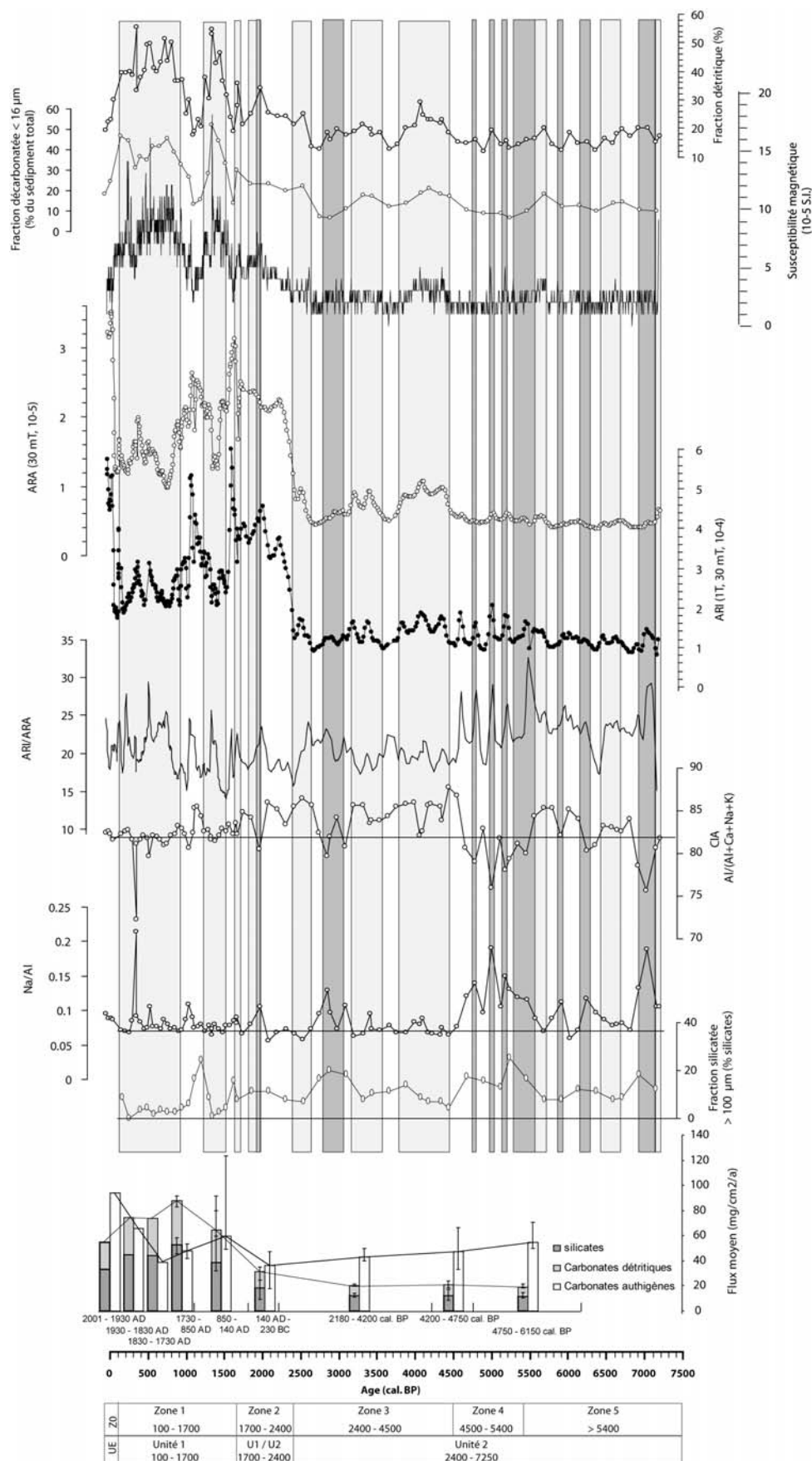


Figure 18. Synthèse des différents marqueurs sédimentologiques reportés en fonction du temps suivant le modèle d'âge exposé au chapitre 2. Les rectangles gris clairs soulignent les périodes où les apports détritiques sont plus importants et attribuables aux crues du Rhône ; les rectangles gris foncés soulignent les périodes où les apports détritiques sont plus importants en partie à cause d'apports de sédiment sableux en provenance des pentes (explications dans le texte).

Zone 0 : de 100 à -51 cal. BP (1850 – 2001 AD)

Cette zone est marquée par la chute des indicateurs du détritisme et une augmentation des flux carbonatés authigènes. Cette augmentation de la productivité primaire du lac est initiée dès 1850 AD et aboutit vers 1940 AD à l'eutrophisation du lac qui se caractérise dans les sédiments par l'apparition de varve biochimiques (Chapron, 1999 ; Revel-Rolland et al, accepté), une augmentation marquée de la biomasse planctonique (Chapron, 1999) et le découplage de la concentration en phosphore avec les apports détritiques du Rhône (cette étude).

Au cours des 7200 dernières années 10 phases de détritisme accentué sont attribuables aux crues du Rhône vers 7150 ; 6650-6450 ; 5700-5550 ; 4450-3800 ; 3550-3150 ; 2650-2400 ; 2000-1800 ; 1700-1650 ; 1500-1200 et 950-100 cal. BP. Les trois plus anciennes sont toutefois très mal marquées, ce qui rend leur interprétation peu sûre. Neuf autres sont associées à un renforcement de l'érosion des bancs et/ou des plages de molasse surplombant le site de carottage vers 7150-6900 ; 6250-6150 ; 5900 ; 5550-5300 ; 5200 ; 5000 ; 4800 ; 4600 et 3050-2800 cal. BP.

4. Discussion : reconstitutions paléoenvironnementale et paléoclimatique

Dans le chapitre 3 (Arnaud et al., 2005), le rapport entre les fractions carbonatée et silicatée, tracé par la concentration en aluminium et par la susceptibilité magnétique, a été interprété de manière univoque comme un marqueur de l'activité hydrologique du Rhône. Le présent chapitre montre que ce modèle simple doit être nuancé pour les périodes où les apports rhodaniens sont faibles. Au sein de l'unité 2, le système est en effet particulièrement sensible aux apports de sédiment grossier par les pentes. En revanche, l'augmentation notable des flux détritiques au cours des derniers 4500 ans et plus particulièrement depuis 2650 cal. BP est attribuable principalement à des apports renforcés de sédiments rhodaniens qui constituent alors le facteur forçant principal du signal détritique. Cette interprétation, déduite de données sédimentologiques (augmentation de la proportion de matériel silicaté < 16 µm et rapport Na/Al faible), est appuyée par l'excellente concordance avec les données de Bravard et al. (1992) et Bravard (1996) concernant l'activité hydrologique du Haut Rhône (cf. Chap. 3, Arnaud et al., 2005).

Ces précautions prises en compte, les données issues de la carotte LDB 01- I peuvent être comparées, à différentes échelles de temps, au cadre paléohydrographique et paléoclimatique régional afin d'être validées et discutées.

4.1. Variabilité millénaire à plurimillénaire

L'enregistrement sédimentaire du Lac du Bourget peut être schématisé en 4 phases :

- De 7000 à 4500 cal. BP, les flux détritiques en provenance du Rhône sont faibles, marquant la rareté des épisodes de crue, le signal détritique est fortement influencé par les apports de pente ;
- De 4500 à 2650 cal. BP, le flux détritique rhodanien reste globalement faible mais s'affirme comme la source majeure du signal détritique ;
- A partir de 2650 cal. BP, le Rhône devient la source majeure de sédiment avec un flux détritique supérieur à celui des carbonates authigènes ;
- Après 1700 cal. BP et jusqu'à la fin du Petit Age Glaciaire (~1850), les flux détritiques rhodaniens sont triplés par rapport à la période précédente traduisant une augmentation notable de la charge solide transportée par le Rhône. Dans le même temps, la baisse de l'indice d'altération chimique (CIA) semble marquer une transition vers des conditions plus froides favorisant l'érosion mécanique du haut bassin versant de l'Arve.

Le but de ce paragraphe est de chercher à savoir si ce découpage est lié à l'évolution du système sédimentaire propre au Lac du Bourget, c'est à dire l'exhaussement continu du lit du Rhône au cours de l'Holocène (Bravard, 1987), ou si il a une signification climatique plus générale. Pour cela une démarche empirique a été adoptée, visant à comparer l'enregistrement des flux détritiques dans le Lac du Bourget avec des enregistrements climatiques plus ou moins distants (Fig. 19) afin de l'insérer dans un cadre régional (à l'échelle de la face occidentale des Alpes).

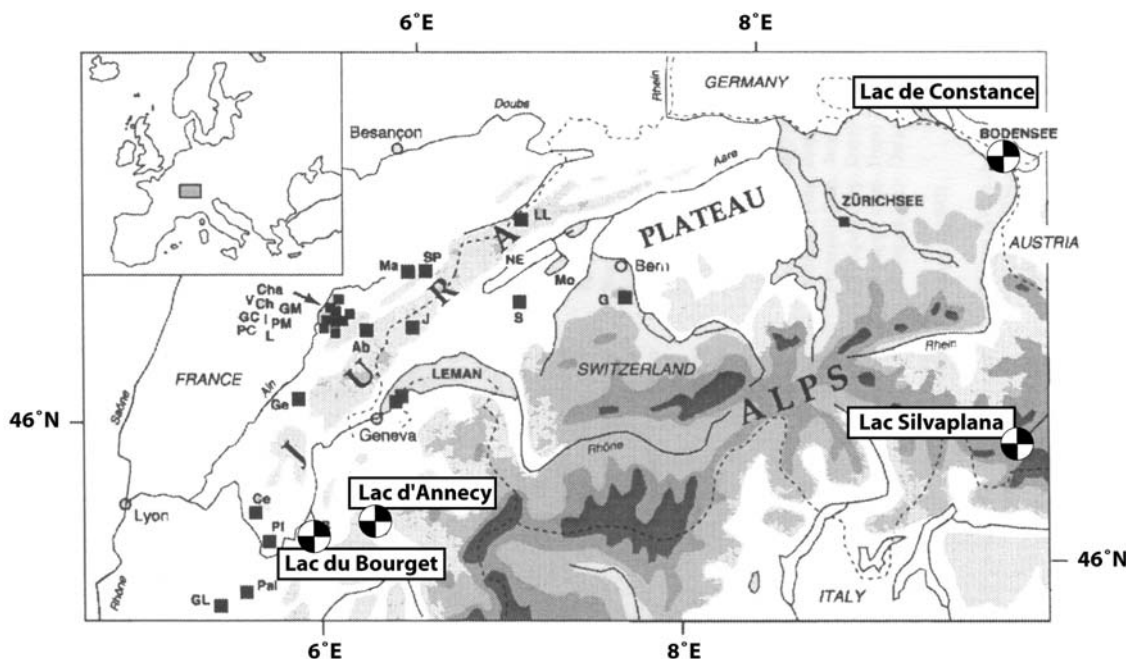


Figure 19. Carte de localisation du lac du Bourget et des lacs dont les enregistrements sédimentaires sont discutés dans le texte. Les ronds représentent la localisation des lacs utilisés dans la discussion ; les carrés noirs représentent la localisation des lacs utilisés par Magny (2003) pour établir la synthèse régionale de variation des niveaux lacustres.

Un Holocène Moyen globalement « sec » dans les Alpes ?

Sur un plan général, le découpage de la carotte en deux unités distinctes avec des flux détritiques globalement faibles avant 2650 cal. BP suggère une faible activité hydrologique du Haut Rhône au cours de l'Holocène Moyen. Cette observation est en accord avec le cadre géomorphologique et paléohydrographique du Haut-Rhône. Les nombreux travaux de géomorphologie réalisés sur des sites archéologiques bien datés dans la plaine alluviale du Rhône, montrent en effet que la période s'étendant de la fin du Néolithique (~ 5000 cal. BP) au 1^{er} Age du Fer (~ 2700 cal. BP) est caractérisée par une activité hydrologique faible dans la vallée du Rhône (Salvador, 1993 ; Bravard, 1996). Cette période hydrologiquement calme se termine par une crise hydrologique et sédimentaire au début de l'Age du Fer, vers 2700 cal. BP, qui marque un changement dans le fonctionnement hydrologique et la géomorphologie du Haut Rhône avec des crues plus fréquentes et un exhaussement rapide du lit du Rhône.

La période 5000 – 2700 cal. BP est caractérisée par la rareté des dépôts de crue dans la plaine alluviale (Salvador et al., 1993) et des débordements du Rhône dans le Lac du Bourget. Ce double constat écarte l'hypothèse d'un piégeage sédimentaire au sein de la plaine alluviale au dépens du Lac du Bourget. Cette période apparaît donc caractérisée par une fréquence et une intensité réduites des crues du Haut Rhône.

La grande période globalement régressive, ponctuée d'épisodes transgressifs courts et/ou de faible intensité, des lacs subalpins entre 7000 et 2750 cal. BP (Magny, 2003) pourrait refléter cette relative « sécheresse ». Toutefois Michel Magny (com. pers.) souligne la possibilité d'un biais dû au mode de représentation des données. En effet, les données plus nombreuses et plus précises sur la deuxième moitié de l'Holocène auraient pu conduire à surestimer le nombre de dates « régressives » par rapport aux époques plus anciennes.

Les sédiments du Lac Silvanplana (Suisse), connaissent un long intervalle non varvé entre 9000 et 3300 cal. BP interprété comme une période d'absence ou tout au moins de net recul, des glaciers dans le bassin versant (Leemann & Niessen, 1994), suggérant des températures plus élevées et/ou des précipitations moins importantes sur les Alpes. Le bassin versant du Lac Silvanplana connaît une « Néoglaciation » dès 3300 cal. BP, mais l'activité glaciaire connaît une accentuation, marquée par l'accroissement de la taille des varves, à partir de 2700 cal. BP, suggérant une péjoration climatique.

La période à faibles flux détritiques rhodaniens dans le Lac du Bourget entre 7000 et 2650 cal. BP pourrait ainsi marquer une période climatique globalement sèche, ou tout au moins plus sèche que la période actuelle, sur l'avant-pays alpin. Ce découpage de l'Holocène en une phase « sèche », avant 2650 cal. BP et une phase « humide » après 2650 cal. BP correspond dans les Alpes au découpage pollinique en une phase chaude, parfois appelée « Optimum Thermique Holocène » (à l'Atlantique et au Subboréal) et une phase plus fraîche (au

Subatlantique) parfois qualifiée de « Néoglaciation ». L'enregistrement sédimentaire du Lac du Bourget suggère que ces phases « chaude » et « froide » correspondent respectivement à des phases « sèche » et « humide ».

La « Néoglaciation » de 2650 cal. BP

Si les prémices d'une activité rhodanienne plus importante apparaissent dès 4450 cal. BP dans la série du Lac du Bourget, elle devient vraiment prépondérante dans le signal sédimentaire à partir de 2650 cal. BP. Cette date correspond au début de la zone pollinique dite du Subatlantique connue pour être fraîche et humide dans les Alpes. Cette période commence par une crise sédimentologique majeure dans le Haut Rhône (Bravard, 1996), qui est également marquée dans le Lac du Bourget (Chap. 3, Arnaud et al., 2005). Mais la transition apparaît plus progressive dans le Lac du Bourget, où elle s'exprime de manière exacerbée à partir de 1700 cal. BP. A cette date en effet, le taux de sédimentation est triplé, les premiers underflows, marqueurs de crues catastrophiques du Rhône, apparaissent et l'indice CIA chute à une valeur semblable à celle des underflows du Petit Age Glaciaire (Chapron et al., 2002). Le CIA conserve cette valeur faible jusqu'à la fin du PAG, à l'exception d'une courte période durant l'Optimum Médiéval (de 1200 à 1000 cal. BP ; cf. § 4.2.).

Quelle sont les rôles respectifs des changements climatiques et des activités humaines dans l'augmentation généralisée des flux détritiques en Europe à cette période ? Cette question fait l'objet d'un débat dans la communauté scientifique qui s'intéresse à l'environnement holocène (e.g. Jorda & Provansal, 1996 ; Stockhausen & Zolitschka, 1999 ; Dearing & Jones, 2003).

Dans le cas du Lac du Bourget un faisceau d'arguments plaide en faveur de l'hypothèse climatique. Il faut tout d'abord noter qu'une partie du bassin versant de l'Arve, qui constitue la principale source de matériel détritique rhodanien dans le nord du Lac du Bourget (Revel-Rolland et al., accepté), se situe en haute altitude (6 % est recouverte de glaciers) où l'impact anthropique est moindre.

Ensuite, si elle était due uniquement à l'impact de l'Homme sur la stabilité des sols de montagne, l'augmentation de la décharge détritique du Rhône dans le Lac du Bourget, devrait être caractérisée par une augmentation de la contribution de minéraux secondaires des sols tels que les smectites et/ou des minéraux magnétiques secondaires (de type maghémites). Or c'est l'inverse qui est observé avec la chute de l'indice d'altération chimique (CIA) et l'anti-corrélation entre la SM et l'ARI et l'ARA. Cette anti-corrélation montre en effet que la charge sédimentaire rhodanienne est dominée par la fraction paramagnétique (ferromagnésiens et argiles) et non par des minéraux secondaires des sols qui présentent une forte susceptibilité magnétique et de fortes valeurs de ARI et ARA. Il semble donc que l'augmentation du détritisme dans le Lac du Bourget soit due à une érosion et un transport accru de sédiment issu de roches « fraîches », traduisant une augmentation de l'érosion mécanique dans le bassin versant de l'Arve.

En outre, depuis 2650 cal. BP, l'évolution du détritisme dans le Lac du Bourget suit parfaitement l'évolution connue de l'activité hydrologique du Haut Rhône (Chap. 3, Arnaud et al., 2005). Autrement dit l'augmentation du détritisme traduit non seulement une augmentation de la charge sédimentaire transportée, mais aussi une augmentation de la fréquence et de l'intensité des crues du Rhône dont l'origine ne peut être que climatique. Ceci signifie a minima que les phases de détritisme accru suivent le rythme des fluctuations climatiques et plus ou moins accentuées par l'impact de l'Homme sur les stabilité des sols (cf. discussion du chapitre 3, Arnaud et al., 2005).

Dans l'état actuel de l'étude des sédiment du Lac du Bourget, il est difficile d'estimer la part due à l'Homme dans l'augmentation drastique des flux détritiques rhodaniens au PAG. Toutefois les arguments minéralogiques précédemment exposés indiquent une importante contribution de roches « fraîches » qui semble incompatible avec une érosion accrue de sols forestiers. Cette observation suggère au contraire une érosion mécanique accrue dans le haut bassin versant de l'Arve, et pousse à considérer une origine climatique à l'augmentation du flux détritique dans le Lac du Bourget depuis 2650 cal. BP.

4.2. Variabilité séculaire à pluriséculaire

Un signal séculaire à pluriséculaire apparaît dans l'enregistrement sédimentaire du détritisme dans le Lac du Bourget (Fig. 18). Ces oscillations, marqueurs de flux détritiques accentués, sont liées à des périodes d'activité renforcée du Haut Rhône essentiellement pour la période postérieure à 4500 cal. BP, la période antérieure étant caractérisée par des apports importants en provenance des berges. La figure 20 a pour but d'évaluer la représentativité régionale de ces périodes en tant que marqueur de flux hydriques accentués en comparant la courbe de SM du Lac du Bourget avec la courbe synthétique de variation des niveaux de lacs publiée récemment par Magny (2003) ainsi qu'avec les enregistrements continus du détritisme dans les lacs d'Annecy (Noël, 2001)

et de Constance (Wessels, 1998) (cf. localisation sur la figure 19). Comme le Lac du Bourget, il s'agit de deux lacs de plaine. Le Lac d'Annecy est voisin du Lac du Bourget et a fait l'objet d'une étude détaillée des flux de matière organique (Noël, 2001). Le flux de matière organique terrestre est utilisé ici comme marqueur des apports détritiques. Le Lac de Constance est alimenté par le Rhin qui, comme le Rhône, est un des fleuves majeurs drainant le nord des Alpes. La série utilisée ici est comparable à celle établie dans le Lac du Bourget, il s'agit du pourcentage de calcite, interprété par Wessel (1998) comme le rapport entre la fraction authigène et la fraction détritique silicatée (NB : l'échelle est inversée pour faciliter la lecture). Cet enregistrement, comme celui du Bourget, est issu d'une carotte prélevée en contexte d'interflow.

Pour la période la plus ancienne (7000 – 5500 cal. BP), l'enregistrement du Bourget a également pu être comparé avec l'interprétation climatique des variations de niveau lacustre et de changements de végétation à St Jorioz (Lac d'Annecy) récemment publiée par Magny et al. (2003).

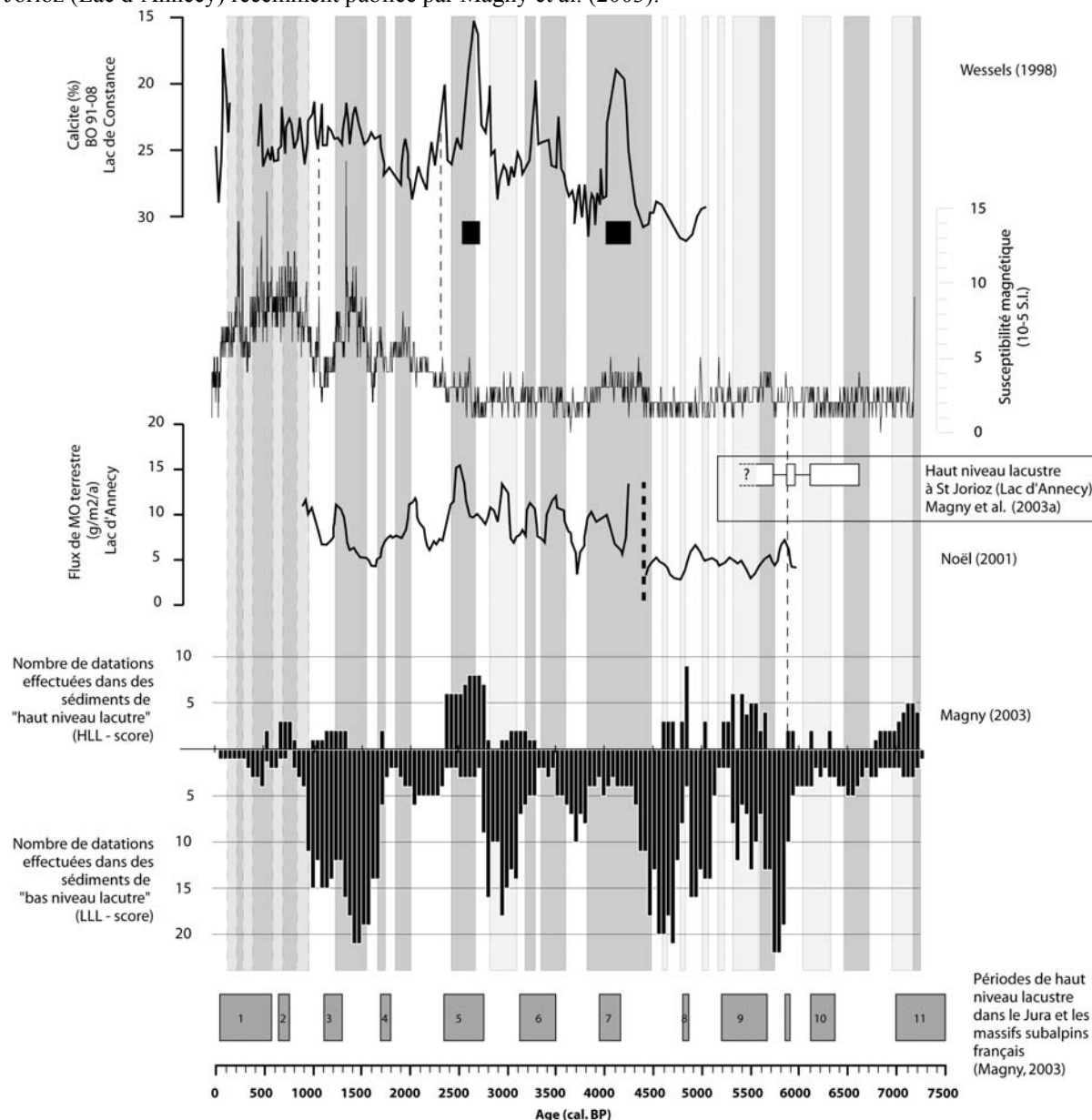


Figure 20. Comparaison du signal détritique du Lac du Bourget avec celui des lacs de Constance (% calcite, échelle inversée ; Wessels, 1998) et d'Annecy (Flux de matière organique terrestre ; Noël, 2001), et avec les variations de niveau du Lac d'Annecy entre 5000 et 7000 cal. BP (Magny et al., 2003) et avec la synthèse régionale de variation des niveaux de lac dans le Jura, le Plateau suisse et les préalpes françaises établie par Magny (2003). Les carrés noirs sur l'enregistrement de Constance marquent des épisodes de crues exceptionnelles, les pointillés gras sur l'enregistrement d'Annecy marquent l'occurrence d'une turbidite attribuée également à un épisode de crue exceptionnel.

Avant 4500 cal. BP

La période précédant 4500 cal. BP est caractérisée par des apports rhodaniens faibles, le signal détritique est alors en partie constitué par les apports des berges. Ces arrivées grossières présentent une bonne concordance

avec les données de Magny (2003) et pourraient ainsi avoir une origine climatique, en réponse à des élévations du plan d'eau du Lac du Bourget favorisant l'érosion des plages de sables. En effet, la plus importante d'entre elle débute par un épisode détritique attribuable au Rhône vers 5700 cal. BP et se poursuit jusque vers 5300 cal. BP par des apports importants de sable. Or Magny (1991), note à cette période une augmentation du niveau du Lac du Bourget caractérisée par le scellement du niveau archéologique de St Pierre de Curtille – Hautecombe. Cette occupation humaine, établie sur une plage de sable à proximité du site de carottage (cf. Chap. 1, Fig. 8), est en effet caractérisée par un niveau organique (daté à 5055 +/- 60 ¹⁴C BP, soit 5800 +/- 150 cal. BP) scellé par de la craie lacustre.

L'ennoisement progressif des plages et leur érosion, à l'occasion de tempêtes par exemple, pourrait expliquer les apports de sable responsables de l'anomalie géochimique et granulométrique de la période 5500 – 5300 cal. BP. Sur un plan régional, cette période correspond à la phase transgressive 9 (5650 – 5200 cal. BP) dans les lacs jurassiens et subalpins (Magny, 2003).

Les pics de détritisme suivants (5200, 5000, 4800, et 4600 cal. BP), clairement mis en évidence par le signal d'ARI et le rapport ARI/ARA, pourraient correspondre à des pulsations du niveau du lac ou à une recrudescence des tempêtes. Ils présentent une bonne corrélation avec l'occurrence de hauts niveaux lacustres dans les lacs Chalain (5450, 5250, 4800 cal. BP), Clairvaux (5450, 5000, 4800, 4600 cal. BP) et de Neuchâtel (5450, 5300, 4800 cal. BP) qui présentent durant cette période des oscillations rapides de leur plan d'eau (Magny, 2003).

Les oscillations détritiques plus anciennes sont relativement discrètes. On note une légère oscillation de SM à 5850 cal. BP qui semble être commun avec un pic de matière organique terrestre dans le Lac d'Annecy (Noël, 2001) et un indice de haut niveau lacustre dans le Lac Morat (Magny, 2003). Sur le site de St Jorioz (Lac d'Annecy) cette date correspond à la phase de transgression 3 (Magny et al., 2003).

La période 6300 – 6000 cal. BP pourrait correspondre à la phase transgressive 10 de Magny (2003), elle aussi relativement discrète avec seulement deux dates correspondant à de hauts niveaux lacustres vers 6350 et 6100 cal. BP dans les lacs Morat et Grand Maclu, respectivement. Cette période est également marquée à St Jorioz par une hausse du niveau du lac d'Annecy (phase 5 : 6600 – 6100 cal. BP).

L'épisode détritique autour de 6500 cal. BP (6700 – 6450), bien marqué en ARI et caractérisé par une baisse de la fraction détritique grossière, pourrait être attribué à un épisode de crues du Rhône. Il n'a pas d'équivalent dans les données de Magny (2003), mais pourrait correspondre au début de la phase 5 de St Jorioz (Magny et al., 2003).

Enfin, les derniers centimètres de la carotte apportent des indices prometteurs de forts flux détritiques avant 7200 cal. BP avec une augmentation d'ARA et ARI et un pic de SM pour les deux derniers échantillons qui atteignent des valeurs comparables à celles des niveaux les plus détritiques. Artefact de mesure ou réel changement sédimentologique ? Seul l'étude d'une carotte plus longue permettra de trancher.

L'« événement » de 4450 à 3800 cal. BP

La plus ancienne période de détritisme clairement attribuable aux crues du Rhône se situe entre 4450 et 3800 cal. BP. En outre, cette phase semble être caractérisée par un abandon des rives du Lac du Bourget par les populations de l'Age du Bronze. En effet aucune découverte archéologique attribuée à des habitats péri-lacustres n'est datée entre 4400 et 3600 cal. BP sur le pourtour du Lac du Bourget (Marguet, 2000). Pourtant une certaine occupation humaine perdure autour du lac, marquée par de rares vestiges : un gobelet Campagniforme⁷ découvert à Conjux et une pirogue monoxyle dans la Baie de Mémard (Marguet, 2000). Cet abandon de l'habitat côtier pourrait être dû à une montée du plan d'eau du Lac du Bourget en réponse à une phase d'activité hydrologique accrue du Rhône provoquant l'exhaussement de son lit (cf. Chapitre 1 : § 2.1.2. et Fig. 7).

A la même période, Wessels (1998) note dans le Lac de Constance la mise en place d'un faciès détritique laminé associé à un renforcement des dépôts par interflow. Même constat dans le Lac d'Annecy où l'augmentation du flux de matière organique terrestre est associée également à une recrudescence d'événements de crue par interflow (Noël, 2001).

La mise en évidence d'une recrudescence des événements de crues dans trois lacs de plaine (Bourget, Annecy, Constance) entre 4450 et 3800 cal. BP est en contradiction avec les connaissances actuelles sur l'activité glaciaire de cette période. En Autriche, Patzelt, (1977) enregistre un recul des glaciers. Dans les Alpes suisses Hormes et al. (2001) enregistrent à cette période la plus grande concentration de bois sub-fossiles ayant poussé dans des zones proglaciaires aujourd'hui recouvertes par des glaciers. Dans le Lac Silvaplana, Leeman &

⁷ **Le Campagniforme** est, dans les Alpes, la toute dernière période culturelle du Néolithique. Il correspond à l'arrivée de nouveaux groupes humains venant du sud. Dans la région du Lac du Bourget et en Savoie en général, les vestiges archéologiques de cette époque sont extrêmement rares (André Marguet, com. pers.).

Niessen (1994) notent une augmentation de la granulométrie du sédiment qu'ils interprètent comme une réduction de l'activité glaciaire. Ils ne commentent toutefois pas une nette augmentation du nombre de turbidites et du flux sédimentaire total qui pourrait être le signe d'une activité hydrologique renforcée en l'absence d'activité glaciaire.

Magny (2003) ne met en évidence aucune phase transgressive dans le Jura et les massifs subalpins. Il note toutefois une diminution du nombre de lacs « régressifs » durant la période 4150 – 3900 cal. BP (phase de « haut niveau lacustre » n° 7).

La période 4450 – 3800 cal. BP est donc caractérisée dans les Alpes par une augmentation des marqueurs de climat chaud et/ou sec : activité glaciaire réduite et bas niveaux lacustres, alors qu'une recrudescence des épisodes de crues est mise en évidence dans les lacs de Constance (Wessels, 1998), d'Annecy (Noël, 2001) et du Bourget (cette étude). Noël (2001) a proposé qu'il s'agisse d'un épisode humide, mais relativement chaud, conduisant à des bilans glaciaires négatifs dans les Alpes et des bilans hydriques quasiment nuls dans le Jura, l'augmentation des précipitations étant compensée par une plus forte évaporation estivale.

Le fait que dans les trois sites de vallée cette période s'accompagne de crues par interflow pourrait indiquer qu'il s'agit d'une période où les crues de printemps sont prépondérantes. Or à cette période l'insolation à 45°N au mois d'avril connaît ses valeurs les plus élevées (Laskar, 1990) de tout l'Holocène. Les événements de crues repérés dans les trois grands lacs de vallée pourraient ainsi être dus à des épisodes de fonte rapide causés par des printemps particulièrement chauds.

Après 3900 cal. BP

La crise rhodanienne suivante (3550 – 3150 cal. BP) est également bien marquée dans les enregistrements de Constance et d'Annecy (Fig. 20), ce dernier confirmant en outre sa structure bipartite. Elle correspond à la phase 6 de Magny (2003) et à la « Néoglaciation » du bassin versant du Lac Silvaplana (Leemann & Niessen, 1994).

La période 3050 – 2800 cal. BP est caractérisée par une fraction détritique importante, mais également par une chute de la fraction silicatée rhodanienne au profit des apports de pente. Cette période correspondant en outre à « une nouvelle intensification des occupations des rives du lac » (Marguet, 2000 ; p. 135), cet épisode pourrait être attribué à un impact anthropique en relation avec le défrichement des rives occidentales du lac. Vérification indirecte, cette période ne connaît pas d'augmentation du détritisme dans le Lac de Constance et est caractérisée par de bas niveaux lacustres dans le Jura. La situation est quelque peu différente dans le Lac d'Annecy qui connaît alors une recrudescence du flux de matière organique terrestre. On peut imaginer que cette période corresponde à une intensification de la colonisation humaine dans la région des lacs d'Annecy et du Bourget. Cette hypothèse pourra être vérifiée par l'étude en cours de la matière organique sédimentaire.

L'augmentation du détritisme entre 2400 et 2650 cal. BP est attribuable sans conteste au Rhône, tant par sa signature sédimentologique que par la comparaison avec les données géomorphologiques sur le Haut Rhône (Bravard, 1996 ; cf. Chap. 3, Arnaud et al., 2005). Cette période de détritisme accentué est également nettement identifiable dans le Lac d'Annecy (Noël, 2001) et dans le Lac de Constance où elle se matérialise par des dépôts laminés de crue (Wessels, 1998). Elle correspond à la phase de haut niveau lacustre n°5 (Magny, 2003). D'un point de vue archéologique, elle marque « la fin des installations littorales à usage d'habitation » (Marguet, 2000 ; p. 136), qui pourrait s'expliquer par une hausse du niveau du lac, par ailleurs mise en évidence par Magny & Richard (1985).

La période suivante, de 2400 à 1950 cal. BP est marquée par la transition sédimentologique de l'unité 2 vers l'unité 1. La stabilisation des flux détritiques à des valeurs élevées par rapport aux époques antérieures pourrait être liée à des modifications morphologiques du système Rhône – Lac du Bourget en réponse à la crise sédimentaire majeure qu'a subie le lit du Rhône au début de l'Age du Fer (Bravard, 1996). L'exhaussement rapide du lit du Rhône a probablement facilité le débordement du Rhône dans le lac. L'augmentation associée de 1,5 m du niveau du lac vers 2800 cal. BP (Magny & Richard, 1985) peut être invoquée pour expliquer la recrudescence de niveaux de sable issus du démantèlement des plages de molasse. La stabilisation de la fraction détritique rhodanienne jusque vers 1950 cal. BP peut être mise en parallèle avec la stabilisation du plan d'eau à la côte de 230 m au-dessus du niveau de la mer (Magny & Richard, 1985). Dans le même temps les lacs du Jura subissent une phase régressive et les lacs de Constance et d'Annecy connaissent des apports détritiques faibles, ce qui confirme l'aspect « non climatique » du signal détritique rhodanien à cette période dans le Lac du Bourget. Seule exception, le pic à l'intérieur de la phase d'augmentation constante de la SM, vers 2300 cal. BP, est également bien marqué dans le Lac de Constance et pourrait avoir une origine climatique. Dans le Lac

d'Annecy on ne note pas d'augmentation du détritisme, Noël (2001) relevant toutefois un épisode de chute de productivité primaire vers 2250 cal. BP.

Le début de notre Ere est marqué par un période relativement courte (2000 – 1800 cal. BP) de recrudescence des crues du Rhône dans le Lac du Bourget. Cette recrudescence a été observée dans nombre de sites archéologiques tout au long du cours du Rhône (Salvador et al. 1993 ; Bravard, 1996 ; Provansal et al., 1999 ; Bruneton et al., 2001 ; Arnaud-Fassetta et al., 2002) et également dans le signal détritique du Lac de Constance et probablement dans celui du Lac d'Annecy, malgré un décalage de 100 ans, peut-être du au modèle d'âge (Hervé Noël, com. pers.). Pourtant à cette période Magny (2003) ne relève pas de hausse de niveau de lac, mais une diminution du nombre de dates « régressives », Patzelt (1977) ne note aucune avancée glaciaire et Leeman & Niessen (1994) rapportent une diminution de l'épaisseur des varves du Lac Silvaplana qu'ils interprètent comme une diminution de l'activité glaciaire.

Comme pour la période 4450 – 3800 cal. BP, la période de recrudescence de crues du Rhône de l'Epoque Romaine pourrait être due à une intensification des épisodes de crues par fonte de neige. Cette hypothèse pourrait expliquer pourquoi, à cette période seuls les affluents se jetant dans le Rhône en amont de la Drôme (c'est à dire ceux dont le bassin versant est partiellement occupé par des glaciers) connaissent une recrudescence des crues, la Basse Provence connaissant dans le même temps des conditions de sécheresse (Arnaud-Fassetta, 2002).

Le court épisode de faible détritisme entre 1800 et 1700 cal. BP est clairement marqué dans les flux de matière organique terrestre du Lac d'Annecy qui, comme les flux rhodaniens dans le Lac du Bourget, présentent des valeurs comparables à celles de l'Holocène moyen. Cette période est également marquée par la raréfaction des crues du Rhône sur l'ensemble de son cours (Arnaud-Fassetta, 2002).

Le pic de détritisme de 1700 cal. BP correspond à la phase transgressive 4 (Magny, 2003) et à une hausse du détritisme dans le Lac de Constance. Dans le Lac du Bourget il marque une transition vers des flux détritiques plus importants avec l'augmentation du taux de sédimentation de 0,9 à 2,1 mm/an. L'indice CIA connaît également une transition majeure avec l'installation de valeurs quasi constantes, plus basses que dans l'unité 1. Ce changement de signature minéralogique de la source rhodanienne pourrait être dû à l'installation de conditions d'érosion mécanique plus sévères dans le haut bassin versant de l'Arve.

Si elle semble confirmée par les données du Lac de Constance (Wessels, 1998) et par les données archéologiques et géomorphologiques du Haut Rhône (Bravard et al., 1992), comme de son delta (Arnaud-Fassetta, 2000), la phase détritique du Haut Moyen Age (1500 – 1200 cal. BP) précède de 200 ans la phase 3 de hausse du niveau des lacs jurassiens (1300 – 1100 cal. BP) et un pic de détritisme dans le Lac d'Annecy centré sur 1200 cal. BP. Pourtant Provansal et al. (1999) considèrent cette période comme l'une des « deux crises majeures » ayant affecté l'ensemble des affluents du Rhône, Basse Provence comprise, depuis l'Age du Fer.

Les très faibles valeurs de SM dans le Lac du Bourget durant la période correspondant à l'Optimum Médiéval (1200 – 950 cal. BP, soit 750 – 1000 AD) confirme les observations de Bravard et al. (1992) de « conditions hydrologiques particulièrement sèches » dans le bassin versant du Haut Rhône. Dans le même temps les flux détritiques sont réduits dans le Lac d'Annecy et une régression généralisée affecte les lacs du Jura. Durant cette phase d'apports détritiques réduits, le CIA retrouve des valeurs comparables à celle de l'unité 2, ce qui pourrait traduire le retour vers des conditions de moindre érosion mécanique en altitude.

Les prémices du Petit Age Glaciaire semblent s'exprimer dans le Lac du Bourget dès 950 cal. BP (1000 AD) par une augmentation des apports détritiques rhodaniens. Cette date précède d'environ un demi-siècle la première poussée glaciaire dans les Alpes entre 1050 et 1150 (Leroy-Ladurie, 1983 ; Grove, 2001) et de 100 ans le premier témoignage de destruction d'un village par une crue catastrophique du Rhône en 1095 AD (Bravard, 1987). Il précède également les plus vieux épisodes de gel du Rhône historiquement connus en Provence vers 1060 – 1070 AD (Jorda & Roditis, 1993). Les premiers épisodes transgressifs relevés par Magny (2003) n'ont lieu qu'en 750 cal. BP (1200 AD), toutefois on note une nette diminution du nombre de dates régressives dès 900 cal. BP (1050 AD). Dans le Lac d'Annecy, une augmentation des flux détritiques semble s'amorcer également vers 1000 cal. BP, mais elle est rapidement noyée par une augmentation brutale due aux défrichements intensifs du XII^{ème} siècle (Noël, 2001 ; Noël et al., 2001 ; Dearing et al., 2001).

Pour cette période, le modèle d'âge est calculé en considérant un taux de sédimentation moyen constant entre le niveau de crue de 1734 AD et les deux âges ¹⁴C à 1200 +/- 30 BP (1010 – 1230 cal. BP) et 1800 +/- 45 BP (1570 – 1860 cal. BP). Il est probable que cette hypothèse sous-estime le taux de sédimentation au sein du PAG, où le flux détritique est notablement plus important, et le surestime au sein du l'Optimum Médiéval (OM) ce qui

conduit à surestimer l'âge de la première détérioration climatique du PAG et à sous-estimer la durée de l'Optimum Médiéval.

Dès la fin du PAG (~ 1850 AD), le signal détritique chute traduisant non seulement la fin de la crise sédimentologique généralisée décrite par Bravard (1989), mais également les premiers aménagements visant à réguler les crues du Rhône.

Au cours des 7200 dernières années, les différents jeux de données exposés dans la figure 19 présentent un schéma cohérent, les périodes à fort flux détritique rhodanien dans le Bourget correspondant à des périodes où les observations de haut niveau lacustre sont plus nombreuses et/ou les observations de bas niveau se font rares dans les lacs jurassiens et subalpins et où les flux détritiques sont renforcés dans les lacs d'Annecy et de Constance. Ces conclusions sont moins évidentes pour la période plus ancienne (7200 - 4500 cal. BP), principalement en raison du manque de précision du signal SM et de la faible sensibilité du système sédimentaire du Lac du Bourget aux entrées du Rhône à cette période. Toutefois on note une concordance entre les épisodes de remaniement des plages du littoral occidental du Lac du Bourget et les épisodes de hausse de niveau lacustre mis en évidence dans le Jura et les massifs subalpins par Magny (2003) et plus particulièrement avec l'enregistrement détaillé des fluctuations du Lac d'Annecy (Magny et al., 2003).

4.3. Le signal sédimentaire détritique dans le Lac du Bourget et les paramètres forçants de la variabilité climatique holocène : essai d'intégration

Après l'avoir intégré au cadre paléoclimatique et paléohydrographique régional, l'objectif de ce paragraphe est de tenter d'identifier les paramètres forçants à l'origine du signal sédimentaire détritique du Lac du Bourget. Il s'agit d'un exercice délicat étant donné les incertitudes qui demeurent sur la nature de certaines périodes de détritisme accentué (précipitation accrue ou fonte de neige ?). Un grand schéma semble toutefois se dégager, il est présenté ici à titre d'hypothèse et devra être vérifié par des études ultérieures.

Dans un récent article de synthèse sur les causes de la variabilité climatique holocène, Bradley (2003) estime que la variabilité millénaire à plurimillénaire est dictée par les paramètres astronomiques, la variabilité séculaire, par les variations de l'activité solaire et la variabilité à plus court terme (de l'année à la décade) par des événements volcaniques explosifs et par des processus d'interactions entre l'océan et l'atmosphère, tels que l'oscillation de l'Atlantique Nord (NAO). La variabilité des apports détritiques dans le Lac du Bourget depuis 7200 ans s'inscrit dans ce schéma (Fig. 21), avec une tendance à long terme vers une augmentation des flux détritiques, modulée par des pulses qui semblent synchrones avec les périodes de baisse de l'activité solaire.

Sur la base de l'étude des variations à long terme des températures de surface de l'Océan Atlantique, de la Mer Rouge et de la Méditerranée, Rimbu et al. (2003) ont montré que l'Holocène est caractérisé par une tendance générale de l'affaiblissement du « schéma NAO », c'est à dire une diminution de la différence de pression entre l'anticyclone de Açores et la dépression d'Islande (Hurrell, 1995). Le forçage de cette tendance serait astronomique et serait dû à l'augmentation de l'insolation d'hiver dans les zones tropicales. Une telle tendance aurait pour conséquence la migration des systèmes cycloniques générateurs des vents d'ouest vers l'équateur. Par ailleurs, Haig (1994) a proposé un modèle d'amplification des changements climatiques dus aux variations d'activité solaire selon lequel les baisses de l'activité solaire seraient à l'origine de baisses de l'ozone stratosphérique, induisant la migration des cellules de Hadley et des courants d'ouest vers l'équateur. Depuis 10000 ans, la variation à long terme des paramètres orbitaux de la Terre agirait donc dans le même sens que les baisses de l'activité solaire.

La lente dégradation du climat de l'hémisphère Nord depuis 6000 cal. BP semble avoir connu des accélérations caractérisées par des bascules rapides du climat vers des conditions plus fraîches et/ou plus humides. Ainsi, la littérature ne fournit pas une, mais « des » dates de néoglaciation (transitions vers des conditions plus fraîches et/ou humides ; Fig. 21) qui dépendent de la localisation et de la sensibilité du système étudié. Si elles ne sont pas simultanées, il est notable que toutes ces dégradations climatiques, considérées comme majeures par leurs découvreurs, coïncident systématiquement avec des minima d'activité solaire, marqués par des maxima du $\Delta^{14}\text{C}$ résiduel.

On peut alors imaginer qu'en plus d'imprimer le rythme de la variabilité climatique séculaire à pluriséculaire, les variations de l'activité solaire soient à l'origine de bascules climatiques qui ont tendance à accélérer les fluctuations climatiques à long terme.

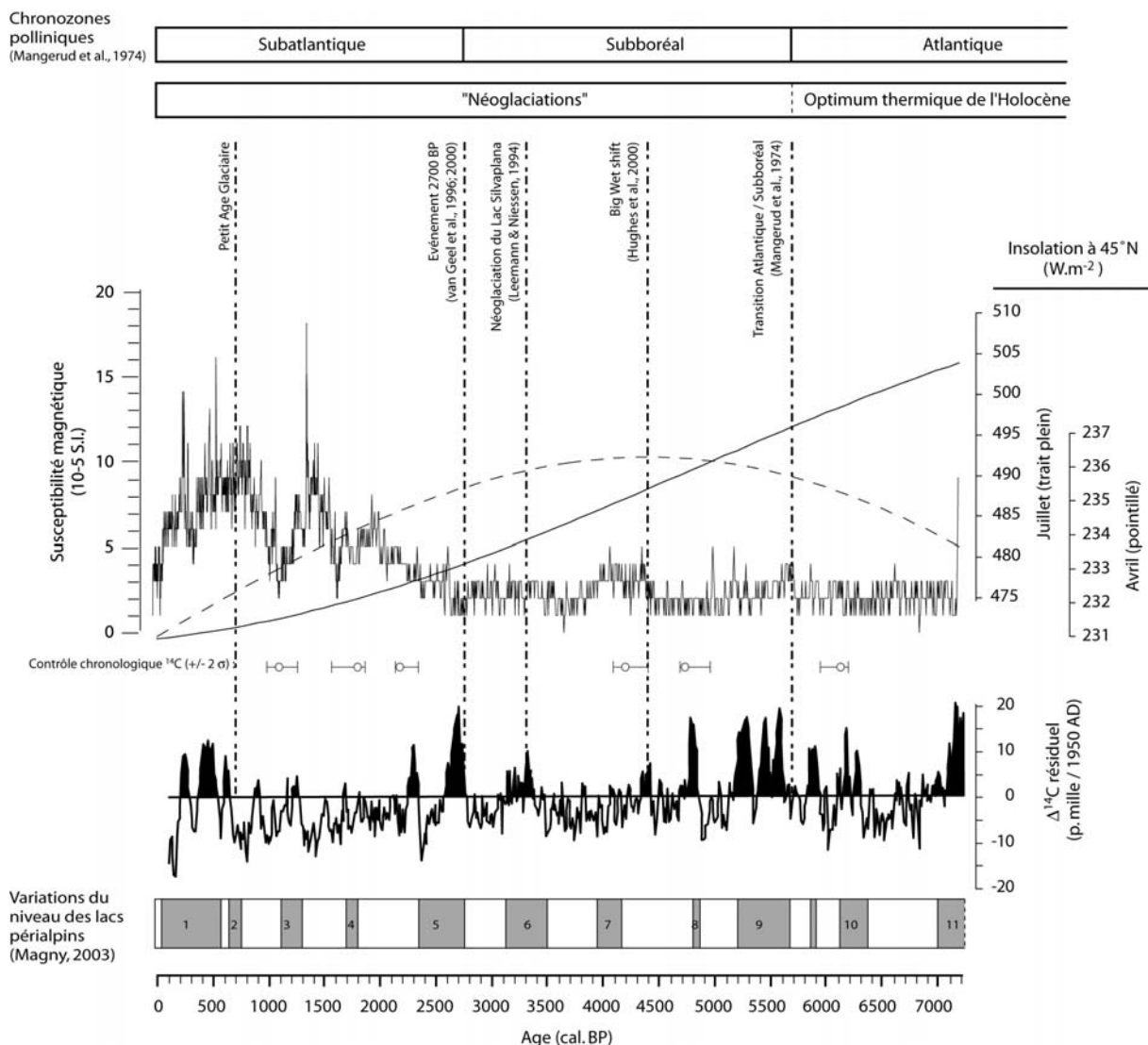


Figure 21. Le signal détritique à haute résolution du Lac du Bourget (SM, résolution < 8 ans) confronté aux principaux paramètres forçant du climat de l'Holocène : Variation de l'insolation (juillet et avril) à 45°N (Laskar, 1990) et activité solaire tracée par les fluctuations du $\Delta^{14}\text{C}$ résiduel (Stuiver et al., 1998). Les chronozones polliniques établies en 1974 par Mangerud et al. semblent rendre compte de la variabilité climatique à long terme, les fluctuations de niveau des lacs du Jura (Magny, 2003) traduisant la variabilité séculaire à pluriséculaire, due aux variations de l'activité solaire. Le signal du Bourget semble influencé par les deux forçages, un seuil étant franchi à l'occasion de la baisse de l'activité solaire vers 2700 cal. BP. Ce schéma d'un système qui bascule à l'occasion d'une baisse de l'activité solaire accentuant la variabilité à long terme pourrait également expliquer les « shifts » vers des conditions plus fraîches et/ou plus humides mis en évidence dans différents environnements (traits verticaux pointillés : Mangerud et al., 1974 ; Hughes et al., 2000 ; Leemann & Niessen, 1994 ; Van Geel et al., 1996 ; 2000) et qui interviennent systématiquement à l'occasion de minima d'activité solaire.

Dans le cas du signal sédimentaire du Lac du Bourget, le schéma exposé par Rimbu et al. (2003) pourrait expliquer la tendance à long terme vers une augmentation de l'activité hydrologique du Rhône. Au sein de cette tendance, un seuil semble franchi vers 2650 cal. BP à l'occasion d'un minimum d'activité solaire qui est à l'origine d'une période de dégradation climatique majeure d'abord décrite en Europe (van Geel et al., 1996), mais reconnue également dans l'hémisphère sud (van Geel et al., 2000). Selon van Geel et al. (1996 ; 2000), cette période se caractérise par un changement brutal de la circulation atmosphérique, caractérisé par la migration vers l'équateur des systèmes de vent d'ouest. Après cette épisode, les flux détritiques augmentent, traduisant une fréquence de débordements accrue des crues du Rhône dans le Lac du Bourget.

Quelle est la nature du seuil franchi vers 2650 cal. BP ? Il est tout à fait possible que ce seuil soit lié au système lui-même et soit dû au comblement du Val du Rhône à l'occasion de la crise sédimentologique de l'Age du Fer. Mais il est également possible que la conjonction de paramètres orbitaux favorables à une migration des systèmes de vent d'ouest vers le sud et d'une baisse de l'activité solaire agissant dans le même sens ait installé des conditions durablement plus humides en Europe centrale de l'ouest.

CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE ET PERSPECTIVES DE RECHERCHE

Que ce soit de manière directe, par l'augmentation de la fraction détritique, ou indirecte par l'identification de périodes de remaniement de sédiment côtier dues à la hausse du niveau du lac, l'enregistrement sédimentaire du détritisme dans le Lac du Bourget permet de retracer de manière continue l'histoire hydrologique du Rhône depuis plus de sept mille ans. Pour les derniers 3000 ans, la justesse de cette reconstitution est attestée par sa cohérence avec l'histoire du Rhône telle qu'elle a pu être reconstituée par des travaux géomorphologiques tout au long de son cours (Salvador et al. 1993 ; Bravard, 1996 ; Provansal et al., 1999 ; Bruneton et al., 2001 ; Arnaud-Fassetta et al., 2002).

Pour la plupart, les périodes de détritisme accentué dans le Lac du Bourget correspondent à des périodes de dégradation climatique dans les Alpes, marquées par la hausse du niveau des lacs péri-alpins et l'avancée des glaciers. Toutefois ce schéma n'est pas toujours vérifié, certaines périodes de fort détritisme dans le Rhône et les grands lacs de plaine (Bourget, Annecy, Constance) correspondant à des phases de niveaux lacustres bas et de recul des glaciers.

Ainsi, bien qu'ayant montré son efficacité en terme de reconstitution paléohydrographique et de résolution temporelle, l'approche développée dans ce mémoire connaît des limites en terme d'interprétations climatiques. Des périodes de crue pourraient en effet intervenir sans augmentation de la pluviosité, mais en relation avec des printemps particulièrement chauds produisant d'importantes crues de fonte de neige. Cette configuration pourrait s'être produite au moins deux fois au cours de l'Holocène, vers 4450 – 3800 cal. BP et durant la période romaine (2000 – 1800 cal. BP). Toutefois, les preuves en sont indirectes et cette hypothèse nécessiterait de plus amples études pour être démontrée. Quoiqu'il en soit, il s'agit là d'une limitation de l'utilisation des débordements de crues comme marqueur paléoclimatique, particulièrement en domaine péri-alpin où ce type de crue peut prendre un caractère dévastateur. Dans ce cadre il apparaît indispensable de pouvoir ajouter des informations à l'enregistrement sédimentaire, afin de replacer l'information « crue » dans un contexte plus général.

L'impact anthropique demeure également une grande inconnue dans ce type de reconstitution. Dans le cas du Lac du Bourget, nous avons pu montrer que la déstabilisation des sols ne constituaient probablement pas la source majeure de l'augmentation du détritisme rhodanien entre 2650 et 1700 cal. BP. En revanche les informations quant à un possible impact sur la forêt bordière du Rhône sont aujourd'hui inexistantes. Une collaboration plus étroite avec les géomorphologues fluviaux, les historiens et les archéologues permettraient peut-être d'éclairer le sujet, notamment en étudiant les dépôts tourbeux de Chautagne et l'histoire de leur fossilisation par les alluvions du Rhône.

La mise en lumière de ces limites incite à mener des études pluridisciplinaires intégrant diverses approches sur des sites communs. Tel est l'objectif du deuxième volet du projet ECLIPSE « Variabilité climatique sur le versant nord-ouest des Alpes au cours des derniers 10.000 ans » actuellement en cours. Il consiste à renforcer l'approche « multiparamètres » sur la carotte LDB 01- I. L'étude de la matière organique (H. Noël, E. Vergès, J.-R. Disnar, IST Orléans) devrait apporter des informations sur l'impact anthropique en identifiant de potentiels apports de particules des sols ; la mesure du $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes devrait permettre de mettre en évidence les entrées d'eau du Rhône (U. von Grafenstein, LSCE Gif/Yvette) ; enfin l'étude des chironomes (L. Millet, M. Magny, Laboratoire de chronoécologie, Besançon) apportera un éclairage sur les variations de température autour du Lac du Bourget.

Bien que mesurée à haute résolution la série de SM n'a pas permis d'étudier la variabilité à court terme (inter-annuelle à décennale) à cause de son manque de résolution en intensité. Dans le cadre du projet européen de mise à disposition de moyens scientifiques « *paleostudies* », la mesure des éléments majeurs en continu avec un pas de 2 mm sera réalisée sur la carotte LDB 01- I en janvier 2004 sur le scanner de carotte par fluorescence X (*XRF core scanner*) de l'université de Bremen (Allemagne). Le travail d'identification géochimique des sources se poursuit, focalisé sur la fraction < 16 μm des sédiments rhodaniens et sur les « sables de Hautecombe ». En associant ces jeux de données géochimiques, il sera alors possible de quantifier plus précisément les apports détritiques rhodaniens dans le Lac du Bourget et d'accéder ainsi à la variabilité infra-séculaire et aux variations du degré d'altération de la source rhodanienne (indice CIA). Le signal issu de cette nouvelle série pourra alors être traité par les méthodes spectrales (fourier, Multi-Taper Method, Maximum d'entropie, ondelettes etc.) afin d'en extraire d'éventuelles cyclicités.

Il faut noter que les apports de pente importants qui caractérisent l'unité 2 de la carotte LDB 01- I ont tendance à masquer le signal rhodanien. Dans l'avenir il serait intéressant d'obtenir de nouvelles carottes en sélectionnant un site dont les berges sont dépourvues de plages de sable et localisé en position plus proximale par rapport aux

crues du Rhône afin d'obtenir une meilleure sensibilité du système, notamment pour l'unité 2. Comme cela était prévu initialement un site « underflow » est également nécessaire pour étudier tous les dépocentres. Bien entendu, ces nouveaux carottages seront l'occasion d'obtenir de plus grandes carottes afin d'étendre l'étude aux derniers 10000 ans.

Enfin, une piste de recherche intéressante consisterait à étudier l'évolution de la fraction minérale des tourbières de Chautagne et Lavours en bordure du Rhône. Les tourbières présentent en effet l'avantage d'autoriser une excellente datation, notamment avec le développement de la méthode dite du « wiggle matching » qui consiste à utiliser les plateaux de la courbe de calibration comme des marqueurs chronostratigraphiques (van Geel & Mook, 1989 ; Kilian et al., 1995).

Ces deux volets (nouvelles carottes lacustres et carottes de tourbes) font l'objet d'un nouveau projet actuellement en préparation qui comprendra également un travail d'amélioration de la chronologie, notamment par la multiplication des âges ^{14}C , la recherche de marqueurs corrélables entre les tourbières et le lac, l'étude des variations séculaires du champ magnétique terrestre et l'utilisation du plomb d'origine anthropique comme marqueur chronostratigraphique (Alfonso et al., 2001 ; Renberg et al., 2001 ; cf. partie 2 du présent travail).

Références bibliographiques (Partie 1, Chapitre 4 et conclusion)

Alfonso S., Grousset F., Massé L., Tastet J. P., 2001, A European lead isotope signal recorded from 6000 to 300 years BP in coastal marshes (SW France). *Atmospheric environment* **35**, 3595-3605.

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**.

Arnaud-Fassetta G., 2000, Quatre mille ans d'histoire hydrologique du Rhône, de l'âge du bronze au siècle du nucléaire. *Grafiégé* **11**, Collection mémoires et documents de l'UMR PRODIG, Paris. 229 pp.

Arnaud-Fassetta G., 2002, Geomorphological records of a 'flood-dominated regime' in the Rhône Delta (France) between the 1st century BC and the 2nd century AD. What correlations with catchment paleohydrology? *Geodinamica Acta* **15**, 79-92.

Banerjee J. K., King J., Marvin J., 1981, A rapid method for magnetic granulometry with application to environmental studies. *Geophysical Research Letters* **8**, 333-336.

Bates R. L. & Jackson J. A., 1997, Glossary of geology. American Geological Institute ed., Alexandria, USA. 788 pp.

Bravard J.-P., 1987, *Le Rhône, Du Léman à Lyon*. Editions La Manufacture. Lyon.

Bravard J.-P., 1989, La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen-Age et à l'Epoque Moderne. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, **25**, 145-157.

Bravard J.-P., 1996, Des versants aux cours d'eau, les implications des fluctuations paléohydrologiques à l'époque médiévale. In : L'Homme et la Nature au Moyen-Âge, Actes du Vème Congrès International d'archéologie médiévale, Grenoble, éd. Errance, Paris. pp. 171-179.

Bravard J.-P., Verot-Bourrely A., Salvador P.-G. 1992, Le climat d'après les informations fournies par les enregistrements sédimentaires étudiés sur des sites archéologiques. In : Le climat à la fin de l'Âge du Fer et dans l'Antiquité (500BC-500AD). Méthodes d'approche et résultats. *Les Nouvelles de l'Archéologie* **50**, 7-13.

Bruneton H., Arnaud-Fassetta G., Provansal M., Sistach D., 2001, Geomorphological evidence for fluvial change during the Roman period in the lower Rhône valley (southern France). *Catena* **45**, 287-312.

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*, mémoire H.S. n° 30.

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.

Bates R. L. et Jackson J. A. 1987, Glossary of geology. Third Edition. American Geological Institute, Alexandria. 788 pp.

Davison W., 1993, Iron and manganese in lakes. *Earth Science Review* **34**, 119-163.

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

Grove J. M., 2001, The initiation of the “Little Ice Age” in regions round the North Atlantic. *Climatic change* **48**, 53-82.

Haig J.D., 1994, The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate. *Nature* **370**, 544-546.

Hurrell J. W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillations: regional temperatures and precipitation. *Science* **269**, 676-679.

Hughes P.D.M., Mauquoy D., Barber K.E., Langdon P.G., 2000, Mire-development pathways and palaeoclimatic records from a full Holocene peat archive at Walton Moss, Cumbria, England. *The Holocene* **10**, 465-479.

Jorda M. & Roditis J.-C., 1993, Les épisodes de gel du Rhône depuis l'An Mil. Périodisation, fréquence, interprétation paléoclimatique. *Méditerranée* **3**, 19-30.

Jorda M. & Provansal M., 1996: Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme en France du Sud-Est (Alpes de Sud et Provence). *Bull. Soc. Géol. de France* 167-1, 159-168.

Kilian M. R., van der Plicht J., van Geel B., 1995, Dating raised bogs: new aspects of AMS ^{14}C wiggle matching, a reservoir effect and climatic change. *Quaternary Science Reviews* **14**, 959-966.

Kelts K. & Hsü K. J., 1978, Freshwater carbonate sedimentation. In Lakes. Chemistry, Geology, Physics. A. Lerman ed., Springer-Verlag, New York, 295–323.

Laskar, J., 1990, The chaotic motion of the solar system: A numerical estimate of the chaotic zones, *Icarus*, **88**, 266-291.

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.

Leroy-Ladurie E., 1983, Histoire du climat depuis l'an Mil. Ed. Flammarion, Paris. 2 vol.

Loizeau J.-L., Span D., Coppee V., Dominik J., 2001, Evolution of the trophic state of Lake Annecy (eastern France) since the last glaciation as indicated by iron, manganese and phosphorous 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 analysis in hypertrophic Baldeggersee (Switzerland). *Aquatic Science* **59**, 304-325.

Magny M., 1991, Une approche paléoclimatique de l'Holocène : les fluctuations des lacs du Jura et des Alpes du nord françaises. Thèse de l'université de Franche-Comté. Besançon. 2 vol. 633 pp.

Magny M., 1993, Solar influences on Holocene climatic changes illustrated by correlations between past lake-level fluctuations and the atmospheric ^{14}C record. *Quaternary Research* **40**, 1-9.

Magny M., 1999, Lake-level fluctuations in the Jura and French subalpine ranges associated with ice-rafting debris events in the North Atlantic and variations in the polar atmospheric circulation. *Quaternaire* **10**, 61-64.

Magny, M. in press, Holocene climatic variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations, and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*.

Magny M. and Richard H., 1985, Contribution à l'histoire holocène du Lac du Bourget : recherches sédimentologiques et palynologiques sur le site de Conjux-La Chatière (Savoie, France). *Revue de Paléobiologie* **4**, 253-277.

Magny M., Bégeot C., Guiot J., Marguet A., Billaud Y., 2003, Reconstruction and paleoclimatic interpretation of mid-Holocene vegetation lake-level changes at Saint-Jorioz, Lake Annecy, French Pre-Alps. *The Holocene* **13**, 265-275.

Mangerud J., Andersen T. Björn E., Berglund B.E., Donner J.J., 1974, Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* **3**, 109-128.

Marguet A., 2000, Elaboration de la carte archéologique des gisements du Lac du Bourget in Direction de l'architecture et du patrimoine - Sous-direction des recherches archéologiques subaquatiques et sous-marines : Bilan Scientifique 2000. Ministère de la culture et de la communication. Paris. pp. 117 – 137.

Nesbitt H. W. & Young G. M., 1982, Early proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* **299**, 715-717.

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.

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. Thèse de doctorat, ISTO, Université d'Orléans.

Oldfield F., 1994, Toward the discrimination of fine-grained ferrimagnets by diamagnetic measurements in lake and near-shore marine sediments. *Journal of Geophysical Research* **99-B5**, 9045-9050.

Peck J. A., King J. W., Colman S. M., Kravchinsky V. A., 1994, A rock-magnetic record from Lake Baikal, Siberia: Evidence for Late Quaternary climate change. *Earth and Planetary Science Letters* **122**, 221-238.

Provansal M., Berger J.-F., Bravard J.-P., Salvador P.-G., Arnaud-Fassetta G., Bruneton H., Vérot-Bourrély A., 1999, Le régime du Rhône dans l'Antiquité et au Haut Moyen Age. *Gallia* **56**, 13-32.

Renberg I., Bindler R., Brännvall M.-L., 2001, Using the historical atmospheric lead-deposition record as a chronological marker in sediment deposits in Europe, *The Holocene* **11**, 511-516.

Revel-Rolland M., Arnaud F., Chapron E., Desmet M., Givélet N., accepté, Sr and Nd isotope as a tracer of sources of clastic material, in the Bourget lake sediment (NW Alps, France) during the Little Ice Age. *Chemical Geology*.

Rimbu N., Lohmann G., Kim J.-H., Arz H. W., Schneider R., 2003, Arctic/North Atlantic Oscillation signature in Holocene sea surface temperature trends as obtained from alkenone data *Geophysical Research Letters* **30**, 1280-1283.

Roberts A. P., 1995, Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄). *Earth and Planetary Science Letters* **134**, 227-236.

Stockhausen H. & Zolitschka B. 1999, Environmental changes since 13,000 cal. BP reflected in magnetic and sedimentological properties of sediments from Lake Holzmaar (Germany), *Quaternary Science Reviews* **18**, 913-925.

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., Spurk, M., 1998, INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* **40**, 1041-1083.

Taylor, S.R. & McLennan, S.M., 1981, The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil Trans. R. Soc.* **A301**, 381-399.

Trentesaux A., Recourt P., Bout-Roumazeilles 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 .

van Geel B. & Mook W. G., 1989, High-resolution ^{14}C dating of organic deposits using natural ^{14}C variations. *Radiocarbon* **31**, 151-155.

Van Geel B., Buurman J., Waterbolk H.T., 1996, Archaeological and palaeoecological indications for an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science* **11**, 451-460.

Van Geel B., Heusser C.J., Renssen H., Schuurmans C.J.E., 2000, Climatic change in Chile at around 2700 BP and global evidence for solar forcing: A hypothesis, *The Holocene* **10**, 659-664

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

2^{EME} PARTIE

EVOLUTION HISTORIQUE DE LA CONTAMINATION AU PLOMB DANS LES ALPES NORD OCCIDENTALES FRANÇAISES ENREGISTREE DANS LES SEDIMENTS DES LACS D'ANTERNE ET DU BOURGET

CHRONOLOGIE, SOURCES ET POTENTIALITES CHRONOSTRATIGRAPHIQUES

INTRODUCTION

La deuxième partie de ce manuscrit porte sur un aspect différent de l'utilisation des archives sédimentaires lacustres : l'étude de la pollution par le plomb au cours de la période historique, c'est-à-dire depuis l'époque romaine. Ce thème de recherche a été mené sur des carottes issues du Lac du Bourget et du Lac d'Anterne, en parallèle avec l'étude paléoclimatique qui constitue la première partie du manuscrit.

Le chapitre 1 présente la problématique et le cadre scientifique de l'étude. Après un exposé rapide de la toxicité du plomb et de son cycle géochimique, on y insiste sur l'intérêt des archives naturelles pour reconstituer l'histoire de la contamination au plomb, intimement liée à l'évolution économique de l'Europe depuis la protovoire la préhistoire.

Outre son intérêt intrinsèque concernant les modalités de la dissémination de polluants métalliques par les activités humaines, ce type d'approche offre des potentialités chronostratigraphiques qui sont présentées dans ce chapitre.

Après la présentation des méthodes d'analyse au chapitre 2, le chapitre 3 est consacré à la présentation du Lac d'Anterne et des carottes qui y ont été prélevées. Le premier paragraphe est constitué d'un article (Arnaud et al., 2002) dédié à la compréhension du système sédimentaire particulier du Lac d'Anterne et à la datation de la carotte courte sur laquelle a été réalisée une première série de mesures de concentrations et rapports isotopiques du plomb. Le second paragraphe présente une carotte de 12,5 m prélevée ultérieurement sur le même site afin de couvrir une période de temps plus longue.

Le chapitre 4 est constitué d'un article (Arnaud et al., 2004) qui présente une étude comparée de la contamination au plomb dans les lacs d'Anterne et du Bourget. Le choix de ces sites distants a été effectué pour tenter d'isoler le signal atmosphérique « global » supposé présent dans les deux lacs d'un éventuel signal local supposé affecter plus particulièrement le Lac du Bourget, soumis à une pression anthropique directe plus importante.

Enfin, le chapitre 5 présente une série de mesure de concentrations en plomb réalisée sur la grande carotte d'Anterne. Les implications archéologiques des résultats de cette longue série, mais également les limites de leur validité sont discutées dans ce chapitre.

NB : cette partie traitant exclusivement d'enregistrements historiques, tous les âges seront exprimés en années calendaires avant (BC), ou après (AD) Jésus Christ.

CHAPITRE 1

LE PLOMB DANS L'ENVIRONNEMENT

TOXICITE, GEOCHIMIE, EVOLUTION HISTORIQUE

1. Le plomb : toxicité et géochimie

1.1. Toxicité du plomb

La toxicité du plomb est connue depuis l'Antiquité. Hippocrate (460-377 Av. J.C.) rapportait il y a 2400 ans que les vaches paissant à proximité des mines de plomb de Laurion, près d'Athènes, encouraient la mort (Lessler, 1988). Chez l'Homme, Hippocrate a également décrit les symptômes d'un empoisonnement par le plomb : diarrhées, fatigue, perte d'appétit et de poids, pâleur et irritabilité.

Nous savons aujourd'hui que le plomb est un neurotoxique associé aux alcalino-terreux dans les organismes vivants. Il est ainsi stocké principalement dans les os. Cette propriété a permis une étude historique des cas de populations contaminées par un excès de plomb dans leur environnement en mesurant les concentrations en plomb de leurs squelettes (Patterson, 1965 ; Lessler, 1988). Dans tous les cas d'empoisonnement sévère de populations, la contamination est liée à une absorption quotidienne de plomb via la chaîne alimentaire. L'ajout de salpêtre pour adoucir le vin, et l'utilisation de canalisations en plomb seraient ainsi les principales causes de contamination des populations romaines (Lessler, 1988).

Patterson (1965) a estimé la concentration « naturelle » de plomb dans les os humains à 0,85 ppm, il notait que la population mondiale des années 1960 présentait des valeurs plus de 200 fois plus élevées. Depuis, la diminution de l'utilisation de plomb dans l'environnement quotidien, notamment dans les peintures et dans les canalisations a fortement réduit le risque d'empoisonnement au plomb. Toutefois les effets d'une exposition à de faibles doses, notamment au cours de la grossesse, sont encore discutés.

1.2. Cycle biogéochimique du plomb

Le plomb est présent dans la plupart des roches et est mis en disponibilité par les processus d'altération chimique. En l'absence de toute action anthropique, il entre naturellement dans la chaîne alimentaire via les plantes qui le puisent dans le sol, sans toutefois atteindre des concentrations nuisibles pour les organismes. Les activités humaines sont à l'origine d'un flux additionnel de plomb vers l'environnement (Figure 1). A la fin des années 1980, Nriagu & Pacyna (1988) estimaient les émissions naturelles de plomb vers l'atmosphère à $12 (+/- 11) \cdot 10^9$ g/an, les émissions anthropiques atteignant $332 (+/- 40) \cdot 10^9$ g/an. Selon Pacyna (1984), 60% des apports anthropiques de plomb à l'atmosphère provenaient alors de la combustion des essences et des fumées d'usine.

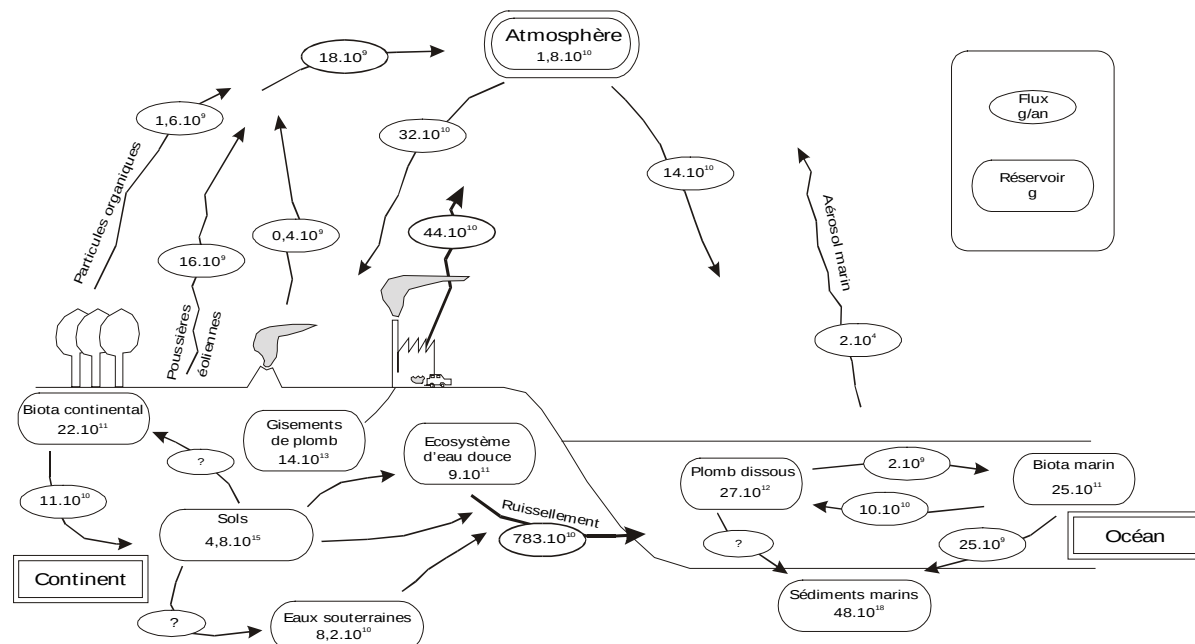


Figure 1. Cycle biogéochimique du plomb dans les années 1970 (d'après Nriagu, 1978). Les flux et réservoirs sont exprimés respectivement en g/a et en g.

Le transport du plomb d'origine anthropique se fait essentiellement par voie aérienne. En fonction de la taille des particules, le plomb a un temps de résidence dans l'atmosphère qui varie entre 4 et 40 jours (Augagneur, 1996). Les plus fines particules peuvent ainsi parcourir plusieurs milliers de kilomètres avant de quitter l'atmosphère sous forme de retombées sèches ou humides.

A l'interface lithosphère – biosphère, le cycle biogéochimique du plomb dépend de sa spéciation et du pH. Les formes organiques (0,1 à 1% du plomb total) sont particulièrement volatiles et pénètrent facilement la chaîne alimentaire. A pH inférieur à 5,2 le plomb minéral est soluble et est aisément absorbé par les tissus végétaux, pénétrant également la chaîne alimentaire. Toutefois, le plomb présente une affinité particulière pour les argiles avec lesquelles il forme des complexes particulièrement stables. Le plomb se retrouve donc concentré dans les sols et les sédiments argileux. Dans le premier cas il peut être remis en disponibilité par l'action de bactéries, dans le second il est généralement stocké jusqu'à la remobilisation du sédiment. Dans le cas de sédiments lacustres, Ariès (2001) a mis en évidence un flux de plomb des eaux interstitielles vers le sédiment, démontant ainsi que le plomb reste majoritairement piégé dans le sédiment.

1.3. Isotopie du plomb

L'un des intérêts du plomb pour l'étude de la dissémination des polluants anthropiques réside dans la variété de sa composition isotopique. L'élément plomb présente dans la nature quatre isotopes stables, de masse 204, 206, 207 et 208. Les trois plus lourds sont partiellement radiogéniques, issus respectivement de la désintégration de ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th . Lors de la minéralisation du plomb, ce dernier est séparé de l'uranium et du thorium dont il est partiellement issu. La composition isotopique du plomb de la phase minéralisée est alors fixée et n'évoluera plus. Elle donne ainsi aux minéralisations des signatures différentes en fonction de leur âge de mise en place et des rapports U/Pb et Th/Pb de la roche dont elles sont issues.

Le plomb issu de l'exploitation minière, qui constitue les émissions anthropiques, présente généralement une signature moins radiogénique que celui des roches plus récentes affleurant à la surface de la Terre. Cette particularité permet de le détecter même en faible quantité au sein d'archives naturelles, telles que les glaces, les sédiments ou les tourbières puisqu'il y est caractérisé par une baisse de la contribution radiogénique, c'est à dire des rapports isotopiques $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ plus bas par rapport à la fraction minérale naturellement présente dans la nature.

Connaissant la composition isotopique du plomb dans un site contaminé, la composition de la contribution naturelle en ce site et les possibles sources de contaminations anthropiques, il est possible de déterminer l'origine de la pollution. Si on est de plus capable d'estimer les concentrations respectives de plomb naturel et contaminant, on peut calculer la composition isotopique du contaminant et en préciser ainsi plus finement l'origine, voire identifier les mélanges de sources dont il est issu. C'est ce type d'approche qui est présenté dans le chapitre 4 (Arnaud et al., 2004).

2. L'enregistrement de la contamination au plomb dans les archives naturelles

2.1. La contamination au plomb depuis 4500 ans

Le plomb : contaminant global et fondateur de la prise de conscience environnementale

A la fin des années 1960, le géochimiste Clair C. Patterson, après avoir démontré l'âge très ancien de la Terre (Patterson, 1956), s'intéresse à un sujet plus « terre à terre » et met en évidence l'existence d'une contamination généralisée de la population mondiale par le plomb (Patterson, 1965). A la même époque Chow et Johnson (1965) démontrent la présence de plomb d'origine anthropique dans les sédiments de lacs américains éloignés de toute activité industrielle et Murozumi, associé à Chow et Patterson, montre que le Groenland est également touché par la contamination au plomb (Murozumi et al., 1969). Ces auteurs rendent alors public le fait que le Groenland subit une contamination au plomb au moins depuis le début de la Révolution Industrielle et que cette contamination s'est accentuée depuis le début du XX^{ème} siècle, lorsque les pétroliers ont commencé à ajouter du plomb dans les essences en tant qu'agent anti-détonnant.

La découverte de traces de pollution en un lieu aussi éloigné de toute activité industrielle que la calotte du Groenland a participé à la prise de conscience de la capacité de l'Homme à modifier son milieu naturel, rompant avec l'idée d'une nature immuable et autorégulatrice. Cette prise de conscience sociétale a poussé les politiques à prendre des mesures contre l'utilisation de l'essence plombée. L'efficacité de ces politiques semble démontrée par les études menées au milieu des années 1990 qui mettent en évidence une chute brutale des concentrations en plomb dans les archives naturelles depuis leur mise en vigueur (Grousset et al., 1994 ; Flament et al., 1996 ; Wu & Boyle, 1997). Mais l'aventure initiée par les pionniers de la géochimie moderne dans les années 1960 a

également ouvert de nouvelles perspectives de recherche et créé un nouveau champ disciplinaire : l'histoire de la contamination de l'environnement par les activités humaines.

Homme et pollution métallique : une histoire ancienne

Le plomb est un des plus anciens contaminants d'origine anthropique dont on retrouve des traces dans l'environnement. C'est au début de l'âge du Bronze que les hommes inventent la technique de purification du minerai de plomb - zinc - argent par coupellation (Patterson, 1971). Cette technique consistant à oxyder le minerai en fusion pour en séparer les différents métaux émet une grande quantité de plomb vers l'atmosphère. C'est ainsi à cette période (~ 2500 BC) que sont attribuées les plus anciennes traces de contamination locale mises en évidence en Espagne dans des sédiments fluviaux (Leblanc et al., 2000). Mais cette technique est également à l'origine d'une pollution généralisée de l'hémisphère nord. Ainsi les plus anciennes traces de plomb anthropique dans les glaces du Groenland sont datées de 600 BC (Hong et al., 1994) et présentent la signature isotopique d'une mine espagnole, la mine de Rio Tinto, exploitée par les Carthaginois, puis les Romains dès la Haute Antiquité (Rosman et al., 1997). Cette mine, la plus importante alors en activité, aurait alimenté en plomb et en argent l'ensemble de l'empire romain et environ 1 à 2 millions de tonnes de plomb en aurait été extraits (Rosman et al., 1997).

En Europe, la période romaine est également marquée par un pic de contamination au plomb enregistré notamment dans des tourbières suisses (Shotyk et al., 1998) et espagnoles (Martinez-Cortizas et al., 1997) et des sédiments de lacs suédois (Renberg et al., 1994). Puis la contamination connaît un net recul jusqu'au Moyen Âge (vers 1000 – 1200 AD) où l'exploitation des mines de plomb argentifère est relancée par l'essor économique de l'Europe. Les monnaies médiévales européennes, frappées principalement en argent, nécessitent la production de grandes quantités de ce métal dont l'extraction par coupellation émet de grandes quantités de plomb dans l'atmosphère. Cette contamination médiévale est pour certains auteurs le « creuset de la pollution atmosphérique moderne à grande échelle de l'Europe du nord » (Brännvall et al., 1999).

A partir de la 1^{ère} Révolution Industrielle, à la fin du XVIII^{ème} siècle, la contamination de l'environnement par le plomb connaît une accélération marquée pour atteindre un premier pic au début du XX^{ème} siècle, particulièrement bien mis en évidence sur le pourtour des Alpes (Shotyk et al., 1998 ; Kober et al., 1999 ; Monna et al., 1999). En Suisse, Kober et al. (1999) ont montré que la source majeure de plomb serait alors la combustion de charbons du Carbonifère particulièrement riches en plomb. L'utilisation d'essence plombée à partir des années 1920 a causé un regain de pollution qui a atteint son maximum au cours des années 1970 avant d'être limitée, d'abord par les crises pétrolières de 1973 et 1974, puis par la généralisation de l'essence sans plomb dans les pays industrialisés à partir des années 1980 – 1990 (e.g. Grousset et al., 1994 ; Wu & Boyle, 1997).

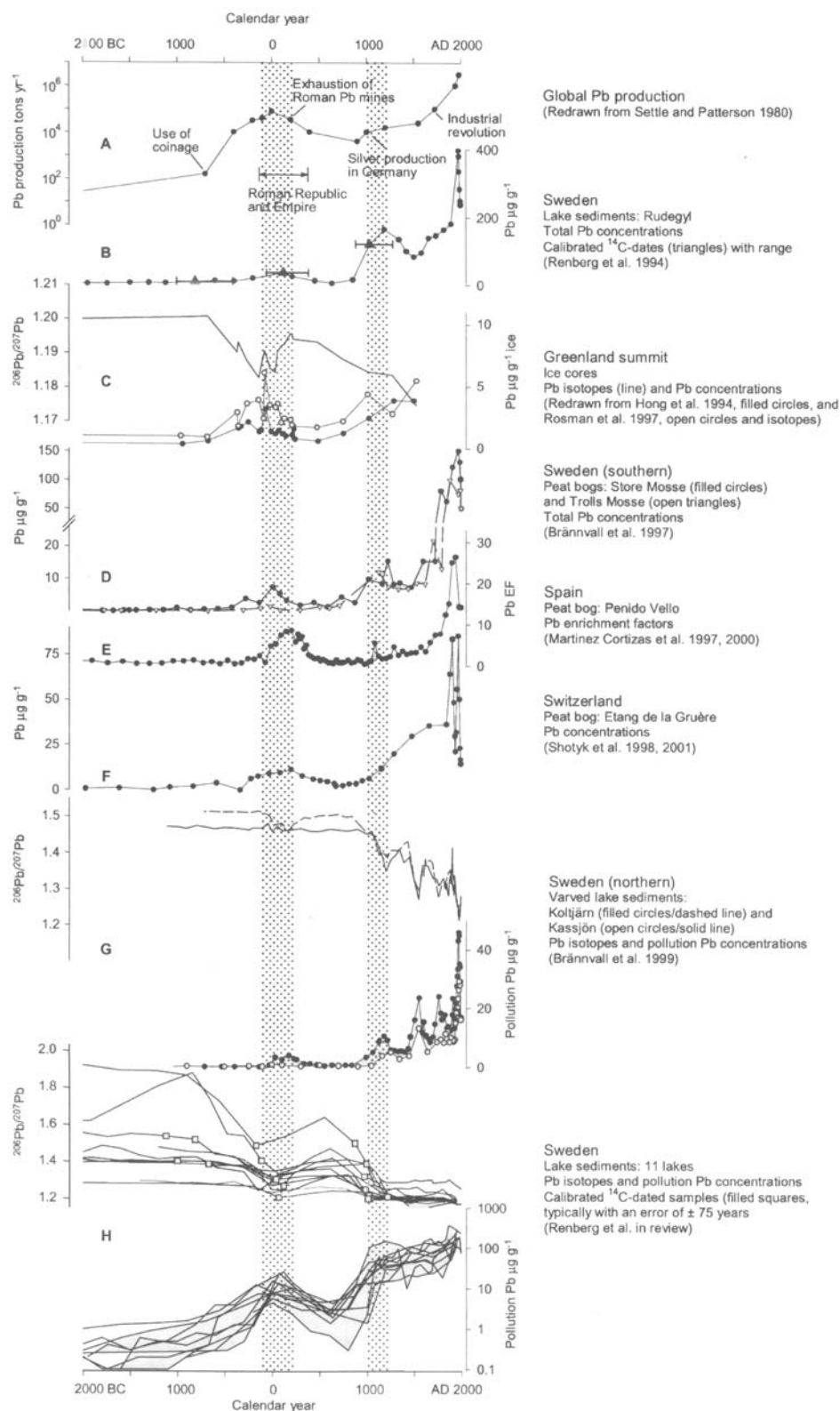


Figure 2. La contamination par le plomb en Europe des derniers 4000 ans enregistrée dans les archives naturelles (glace, tourbières, lacs). Figure synthétique issue de Renberg et al. (2001).

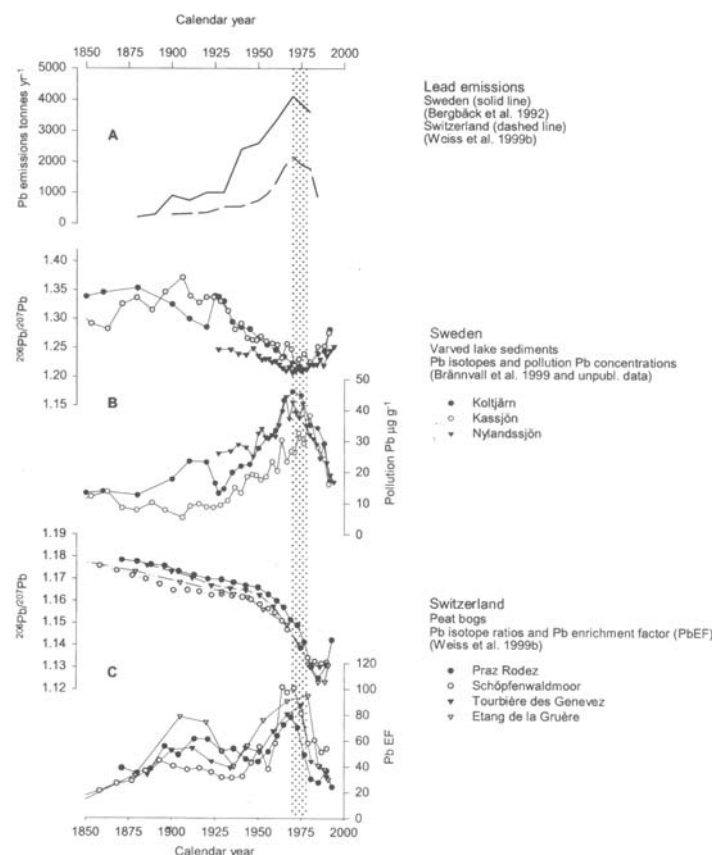


Figure 3. La contamination par le plomb en Europe des derniers 150 ans enregistrée dans les archives naturelles (tourbières et lacs) et comparée aux émissions anthropiques de plomb. Figure synthétique issue de Renberg et al. (2001).

2.2. Archives naturelles de la contamination au plomb

L'histoire de la contamination au plomb évoquée précédemment a pu être retracée en croisant des informations archéologiques et historiques avec l'étude d'archives naturelles des dépôts atmosphériques (Fig. 2 et 3). Dans ce domaine, les carottes de glace et de tourbières ombrotrophiques⁸ présentent l'avantage de ne contenir que du plomb d'origine atmosphérique. Tel n'est pas le cas des sédiments, marins ou lacustres, qui contiennent généralement une part de plomb apportée par les minéraux de la fraction détritique. Cette contribution peut être importante et masquer le signal de pollution. Dans le cas d'un sédiment présentant une proportion variable de minéraux détritiques, comme le Lac du Bourget par exemple (cf. Partie 1), la dilution de la fraction détritique par la fraction authigène peut constituer le signal de premier ordre de la concentration en plomb.

Ce problème lié à la dilution de la fraction atmosphérique dans le sédiment peut être en partie résolu en estimant la concentration naturelle de plomb dans le sédiment. Ceci est généralement réalisé en mesurant conjointement un élément lithophile non produit par les activités humaines (par exemple l'aluminium, le thorium ou le scandium...) dont la concentration est supposée constante dans la fraction détritique du sédiment. L'évolution du rapport plomb / lithophile trace alors l'influence anthropique sur la concentration. Dans les cas où la concentration et la composition isotopique du sédiment non pollué peut être estimée, la concentration du plomb anthropique peut être déduite par soustraction et l'utilisation de courbes de mélange permet d'en estimer la composition isotopique (Monna et al., 2000 ; Ariès, 2001).

Ainsi, même si les enregistrements sédimentaires semblent moins appropriés que les carottes de glace ou de tourbières ombrotrophiques pour quantifier l'évolution de la contamination métallique au cours du temps, l'utilisation de couples géochimiques polluant – lithophile permet d'estimer la contribution anthropique aux signaux de concentration et de composition isotopique. De plus, dans les Alpes, les archives sédimentaires lacustres présentent l'avantage d'être plus nombreuses que les tourbières ombrotrophiques et plus accessibles et couvrant une période de temps largement plus longue que les archives glaciaires.

⁸ **Les tourbières ombrotrophiques** sont alimentées en eau exclusivement par la pluie et non par le ruissellement et / ou les eaux souterraines ; cf. Shotyky, 2002

3. Potentiel Chronostratigraphique de la contamination métallique

L'histoire de la pollution au plomb en Europe a suivi le rythme de son développement économique et semble commune à l'ensemble du continent. Sur la base de ce constat, Alfonso et al. (2001) et Renberg et al. (2001) ont proposé d'utiliser l'histoire de la contamination au plomb comme marqueur chronostratigraphique en complément des méthodes classiques de datation des sédiments (^{210}Pb et ^{14}C). En s'appuyant sur un grand nombre d'enregistrements issus d'archives naturelles (Fig. 2 et 3), Renberg et al. (2001) ont ainsi défini trois périodes clés pouvant servir de repères chronologiques :

- Le pic romain, de 100 BC à 200 AD ;
- L'augmentation médiévale (parfois caractérisée par un pic), vers 1000 à 1200 AD ;
- Le pic de pollution des années 1970.

Toutefois ils soulignent également les limitations de cette méthode, liées notamment à l'existence possible d'histoires locales particulières à chaque site ou région. Une telle approche nécessite donc l'établissement préalable de plusieurs séries bien datées dans une même zone afin de valider l'historique de la contamination régionale.

4. Problématique et objectifs du présent travail

D'après le cadre scientifique exposé plus haut, l'intérêt de l'étude de la contamination au plomb dans les Alpes apparaît multiple.

Tout d'abord, une seule série documente à l'heure actuelle l'histoire de la pollution par le plomb dans les Alpes françaises au-delà du XXème siècle (Rosman et al., 2000), il y a là un vide documentaire à combler. La possibilité d'étudier des archives à différentes altitudes offre en outre des perspectives de recherche intéressantes. Une étude récente effectuée sur des lichens vivants (Doucet & Carignan, 2001) a montré que les sources de contamination par le plomb variaient au sein d'une même vallée en fonction de l'altitude. Etudier des enregistrements de la contamination à différentes altitudes pourrait ainsi permettre de mieux comprendre les voies de dissémination de la pollution atmosphérique. Une approche similaire est testée dans le chapitre 4 avec l'étude de deux lacs situés à des altitudes différentes afin de tenter d'isoler, dans la contamination des derniers siècles, la part locale de la part régionale, voire globale. L'implication de cette différenciation de sources en terme de modalité de la contamination est discutée dans le chapitre 4 (Arnaud et al., 2004).

A plus grande échelle de temps et d'espace la même question se pose à propos de la pollution de l'époque romaine. Si le plomb accumulé dans les glaces groenlandaises à l'époque romaine provient en majorité de la gigantesque mine de Rio Tinto, qu'en est-il de la contamination de l'Europe elle-même ? Le signal clairement mis en évidence dans différentes archives (cf. la synthèse de Renberg et al. (2001) présentée dans la figure 2) reflète-t-il l'influence lointaine de l'exploitation du minerai espagnol, ou s'agit-il de la résultante d'une multitude d'excavations de moindre ampleur dispersées sur l'ensemble de l'Empire ? Une étude régionale s'impose alors pour tenter d'isoler de potentiels sites émetteurs et d'en mesurer l'influence locale et/ou régionale. L'étude de la grande carotte du Lac d'Anterne (Chapitre 5) apporte quelques arguments à cette question au sujet de laquelle, les géosciences rejoignent les sciences historiques.

Enfin, le propos peut être inversé et la contamination par le plomb pourrait être utilisée pour aider à la datation des sédiments alpins qui sont aujourd'hui la cible de nombreux programmes européens de recherche en paléoclimat et/ou paléoenvironnement (par exemple le projet en cours PACLIVA financé par le 5^{ème} PCRD et au moins deux projets déposés dans le cadre d'EUROCORE – Euroclimate : *L2KY- Climate* et *Declac*). Cette approche a pu être proposée en Scandinavie où une multitude de séries de plomb à haute résolution, établies à partir de sédiments varvés, donc très bien datés, ont été publiées (cf. la synthèse de Renberg et al., 2001). En France un tel travail a été initié dans le sud ouest (Alfonso et al., 2001 ; Ariès, 2001), mais dans les Alpes, nous sommes loin d'une telle base de données et l'étude de la carotte varvée du Lac d'Anterne pourrait permettre de poser un premier jalon en ce sens.

Références bibliographiques (Partie 2, Chapitre 1)

Alfonso S., Grousset F., Massé L. and Tastet J.-P., 2001, A European lead isotope signal from 6000 to 3000 years BP in coastal marshes (SW France). *Atmos. Environn.* **35**, 3595-3605.

Ariès S., 2001, Mise en évidence de contaminations métalliques historiques à partir de l'étude d'enregistrements sédimentaires de lacs de haute montagne. Thèse de doctorat, Université de Toulouse III. 276 pp.

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

Augagneur S., 1996, étude de la composition isotopique du plomb dans une série séculaire de vins : mise en évidence de la pollution d'origine anthropique. Thèse de doctorat, Université Bordeaux I, 180 pp.

Brännvall M. L., Bindler R., Renberg I., Emetryd O., Bertnicki J., Billström, 1999, The medieval metal industry was the cradle of modern large-scale atmospheric lead pollution in Northern Europe. *Environmental Science and Technologies* **33**, 4391–4395.

Chow T.J. & Johnson M.S., 1965, Lead isotopes in gasoline and aerosols of Los Angeles basin, California. *Science* **147**, 502-503.

Flament P., Bertho M.-L., Deboudt K. and Puskaric E., 1996, Changes in the lead content of atmospheric aerosols above the Eastern Channel between 1982/83 and 1994. *Sci. Total. Environ.* **92**, 193-206.

Doucet F. J. & Carignan J., 2001, Atmospheric Pb isotopic composition and trace metal concentration as revealed by epiphytic lichens: an investigation related to two altitudinal sections in Eastern France, *Atmospheric Environment* **35**, 3681-3690 .

Grousset F.E., Quézel C.R., Thomas B., Buat, Ménard P., Donard O.F.X. and Bucher A., 1994, Transient Pb isotopic signature in the western European atmosphere. *Environ. Sci. Technol.* **28**, 1605-1608.

Hong S., Candelone J.-P., Patterson C. C. and Boutron C. F., 1994, Greenland ice evidence of hemispheric lead pollution two millennia ago by Greek and Roman civilizations. *Science* **265**, 1841-1843.

Kober B., Wessels M., Bollhöfer A. and Mangini A., 1999, Pb isotopes in sediments of Lake Constance, Central Europe constrain the heavy metal pathways and the pollution history of the catchment, the lake and the regional atmosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63**, 1293-1303

Leblanc M., Morales J.A., Borrego J. and Elbaz-Poulichet F., 2000, 4,500 years-old mining pollution in Southwestern Spain: long-term implications for modern mining pollution. *Econ. Geol.* **95**, 655-661.

Lessler M.A., 1988, Lead and lead poisoning from antiquity to modern times. *Ohio J. Sc.* **88**, 78 - 84.

Martinez-Cortizas A., Pontevedra-Pombal X., Novoa-Muños J.C., García-Rodeja E., 1997, Four thousand years of atmospheric Pb, Cd and Zn deposition recorded by the ombrotrophic peat bog of Penido Vello (northwest Spain). *Water, Air and Soil Pollution* **100**, 387-403.

Monna F., Dominik J., Loizeau J.-L., Pardos M. and Arpagaus P., 1999, Origin and evolution of Pb in sediments of Lake Geneva (Switzerland-France). Establishing a stable Pb record. *Env. Sci. Tech.* **33**, 2850-2857.

Monna F., Hamer K., Lévêque J., Sauer M., 2000, Pb isotopes as a reliable marker of early mining and smelting in the Northern Harz province (Lower Saxony, Germany). *Journal of Geochemical Exploration* **68**, 201-210.

Murozumi M., Chow T.J., Patterson C.C., 1969, Chemical concentrations of pollutant lead aerosols, terrestrial dusts and sea salts in Greenland and Antarctic snow strata. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **33**, 1247-1294.

Nriagu J.O. (ed), 1978, The bioGeochemistry of lead in the environment, parts A and B. Elsevier-North Holland, Amsterdam.

- Nriagu J.O. & Pacyna J.M., 1988**, Quantitative assessment of worldwide contamination of air, water and soil by trace metals. *Nature* **333**, 134-139.
- Pacyna J.M., 1984**, Estimation of the atmospheric emissions of trace elements from anthropogenic sources in Europe. *Atmospheric Environment* **18**, 41-50.
- Patterson C. C., 1956**, Age of meteorites and the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **10**, 230-237.
- Patterson C.C., 1965**, Contaminated and natural lead environments of man. *Arch. Env. Health* **11**, 344 – 360.
- Patterson C.C., 1971**, Native copper, silver, and gold accessible to early metallurgists. *American Antiquity* **36**, 286-321.
- Renberg I., Wik-Persson M. and Emteryd O., 1994**, Pre-industrial atmospheric lead contamination detected in Swedish lake sediments. *Nature* **368**, 323-326.
- Renberg I., Bindler R., Brännvall M.-L., 2001**, Using the historical atmospheric lead-deposition record as a chronological marker in sediment deposits in Europe, *The Holocene* **11**, 511-516.
- Rosman K.J.R., Chisholm W., Hong S., Candelone J.P. and Boutron C.F., 1997**, Lead from Carthaginian and Roman Spanish mines isotopically identified in Greenland ice dated from 600 BC to 300 AD. *Env. Sci. Tech.* **31**, 3413-3416.
- Rosman K. J. R., Ly C., Van de Velde K. and Boutron C. F., 2000**, A two century record of lead isotopes in high altitude Alpine snow and ice. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **176**, 413-424.
- Shotyk W., Weiss D., Appleby P.G., Cheburkin, A.K., Frei R., Gloor M., Kramers J.D., Reese S. and Van der Knaap W.O., 1998**, History of atmospheric lead deposition since 12370 14C yr BP from a Peat Bog, Jura mountains, Switzerland. *Science* **281**, 1635 – 1640.
- Shotyk W., 2002**, The chronology of anthropogenic, atmospheric Pb deposition recorded by peat cores in three minerogenic peat deposits from Switzerland. *Science of the Total Environment* **292**, 19-31
- Wu J.F. and Boyle E.A., 1997**, Lead in the western North Atlantic Ocean: completed response to leaded gasoline phaseout. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 3279-3283.

CHAPITRE 2 METHODES D'ANALYSES

1. Datations

1.1 Plomb 210

Testée pour la première fois en domaine lacustre sur des carottes des lacs Léman et Pavin par Krishnaswamy et al. (1971), la méthode du ^{210}Pb est devenu un outil indispensable pour dater les sédiments lacustres de moins de 150 ans (Noller, 2000). Elle a été utilisée dans le cadre du présent travail pour dater les séries de plomb présentées dans le chapitre 4. La datation particulière de la carotte du Lac d'Anterne est détaillée dans le chapitre 3 (Arnaud et al., 2002). Les principes de base de la datation ^{210}Pb sont ici exposés.

Principes de la datation ^{210}Pb

Les continents émettent vers l'atmosphère un flux supposé constant de radon 222 (^{222}Rn), issu de l'uranium 238 (^{238}U) des roches. Le radon se désintègre en ^{210}Pb avec une période de quelques jours, son temps de résidence dans l'atmosphère est très court et il se retrouve rapidement dans les sédiments via les précipitations, les retombées sèches et le ruissellement. Le ^{210}Pb atmosphérique (dit « non supporté ») ainsi incorporé au sédiment est rapidement adsorbé sur les carbonates et les argiles, puis décroît avec une période de 22,3 ans. C'est cette décroissance qui est mesurée pour dater les sédiments récent suivant la loi de décroissance :

$$(1) \quad A = A_0 e^{-\lambda t} \rightarrow t = -T \ln (A/A_0)$$

Où t est le temps écoulé depuis la sédimentation ; A l'activité mesurée au temps t ; A_0 l'activité initiale au moment du dépôt du sédiment ; λ la constante de décroissance radioactive du plomb 210 ($\sim 1,4 \cdot 10^{-9} \text{ s}^{-1}$) et T sa période (22,3 ans).

Un degré de complication supplémentaire : le ^{210}Pb supporté

En plus du ^{210}Pb apporté par l'atmosphère, il existe au sein du sédiment une fraction de ^{210}Pb dit « supporté » parce que son taux est maintenu constant par la désintégration lente et constante des isotopes de la famille de l'uranium 238 présents au sein du sédiment lui-même. Cette contribution doit être estimée car c'est la décroissance du seul ^{210}Pb non supporté qui est utilisée pour dater le sédiment. Le mode d'estimation de cette fraction dépend de la méthode utilisée pour mesurer l'activité du ^{210}Pb .

Méthodes de mesure : implications pour l'estimation du ^{210}Pb supporté

L'activité du ^{210}Pb peut être mesurée soit directement par comptage gamma soit indirectement en mesurant l'activité alpha de son fils, le polonium 210 (Häsanen, 1977), avec lequel il est en équilibre séculaire au bout de quelques semaines.

La première méthode (**comptage gamma**) est moins fastidieuse car elle ne nécessite pas de préparation chimique des échantillons, elle présente en outre l'avantage de donner simultanément les activités de tous les émetteurs gamma, dont notamment le césium 137 (^{137}Cs), utilisé également comme marqueur chronologique (cf. § 1.2.) et le radium 226 (^{226}Ra). Ce dernier est en équilibre séculaire avec le ^{210}Pb supporté, dont il est le père – via le ^{222}Rn – et son activité peut donc être utilisée pour estimer celle du ^{210}Pb supporté de chaque échantillon.

Cette méthode présente donc de nombreux avantages, mais comporte une incertitude sur la mesure elle-même. En effet, elle s'effectue en introduisant un volume important de sédiment à l'intérieur du compteur. Or la matrice sédimentaire a un pouvoir d'absorption non négligeable des émissions gamma. Cet effet (appelé auto-absorption) est impossible à estimer et peut être particulièrement néfaste si la composition du sédiment n'est pas constante.

La mesure par **comptage alpha** est en revanche plus fiable car elle s'effectue sous vide, après déposition du polonium sur une électrode d'argent, ce qui élimine le problème de l'auto absorption. En outre l'utilisation d'un traceur (ou *spike*) permet de prendre en compte l'efficacité de l'extraction chimique et du comptage. En revanche, seule l'activité du ^{210}Pb peut être mesurée et l'activité du ^{210}Pb supporté doit être estimée indirectement. Généralement on mesure l'activité moyenne d'échantillons « vieux » (> 200 ans) pour lesquelles l'activité du ^{210}Pb non supporté est nulle, et on émet l'hypothèse que cette activité supportée est la même pour tous les échantillons.

Dans le présent travail, la mesure de l'activité du ^{210}Po de la carotte ANT 9902 du Lac d'Anterne (Arnaud et al., 2002), a été effectuée en continu tous les 5 mm par la méthode de **comptage alpha** (Häsanen, 1977). Le comptage a été réalisé au Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) de Grenoble en collaboration avec Michel Pourchet. L'estimation de l'incertitude sur la mesure (5 %) et le protocole opératoire sont détaillés dans Pourchet et al (1994).

Une fois le profil de ^{210}Pb mesuré et les activités du ^{210}Pb estimées, l'obtention d'un modèle d'âge n'est pas directe, à la différence d'une datation radiocarbone par exemple, elle nécessite d'appliquer un modèle de datation.

Les modèles de datation par le ^{210}Pb

Trois modèles de datation par le ^{210}Pb ont été développés dans les années 1960 et 1970 et sont toujours utilisés, avec des variantes mineures, aujourd'hui. Ils varient seulement par le degré d'approximation des hypothèses de base qui les sous-tendent. Ils sont exposés ici sans entrer dans le détail de leur formulation mathématique.

Avec le **modèle CFCS (Constant Flux Constant Sedimentation Rate ;** Goldberg, 1963 ; Krishnaswamy et al., 1971), ou « modèle simple », on considère que le flux de ^{210}Pb de l'atmosphère vers le sédiment et que le taux de sédimentation sont constants. Le taux de sédimentation est alors estimé en calculant directement la pente du log de l'activité ^{210}Pb en fonction de la profondeur.

Le **modèle CIC (Constant Initial Concentration ;** Pennington et al., 1976) est basé sur l'hypothèse que l'activité du ^{210}Pb au moment du dépôt est constante et ne dépend pas du taux de sédimentation, considéré variable. Ce modèle est rarement utilisé, dans les faits il suppose que le ^{210}Pb est apporté principalement par les affluents du lac, advecté sur la fraction détritique du sédiment, indépendamment du flux atmosphérique. Il s'applique donc préférentiellement aux bassins lacustres ayant un bassin versant très étendu par rapport à la surface de leur plan d'eau.

Le modèle **CRS (Constant Rate of Supply ;** Goldberg, 1963 ; Appleby & Oldfield, 1978 ; Robbins et al., 1978) considère au contraire que le plomb 210 est apporté par l'atmosphère avec un flux constant et que sa concentration dans le sédiment dépend du taux de sédimentation, considéré variable. Ce modèle permet de mettre en évidence des variations de taux de sédimentation en prenant en compte l'effet de la dilution par la matrice sédimentaire de l'activité initiale du ^{210}Pb .

Le choix du modèle dépend de l'allure du profil de ^{210}Pb (Appleby & Oldfield, 1983 ; Noller, 2000). Lorsque le profil ^{210}Pb présente une décroissance exponentielle, comme dans le cas du Lac du Bourget (Chapron, 1999, p. 155) l'utilisation du modèle simple est suffisante pour estimer le taux de sédimentation moyen sur les derniers 150 ans. Dans le cas du Lac d'Anterne le cas est inverse : l'occurrence de nombreux niveaux de dépôts instantanés ne permet pas d'utiliser les modèles classiques. Une approche alternative a donc été proposée en « retirant » ces niveaux du profil de ^{210}Pb et en appliquant le modèle simple au profil de ^{210}Pb ainsi recomposé (Arnaud et al., 2002).

Quel que soit le modèle utilisé, on introduit une approximation liée aux hypothèses de départ (flux de plomb 210 constant, taux de sédimentation constant, capacité de fixation du plomb 210 par le sédiment constante). Il est donc fortement conseillé de valider toute datation ^{210}Pb par des méthodes indépendantes (Smith, 2001). La mesure du ^{137}Cs en est une rapide et fiable pour dater les sédiments des dernières décennies.

1.2. Césium 137

La méthode du ^{137}Cs n'est pas réellement une méthode de datation radiochronologique. Elle consiste à utiliser la présence de ^{137}Cs , émis par les activités nucléaires civiles et militaires, dans le sédiment comme marqueur chrono-stratigraphique. En Europe, et particulièrement dans les Alpes, deux périodes peuvent être identifiées. La première contamination par du ^{137}Cs est due aux essais nucléaires aériens réalisés entre 1950 et 1965. En Europe, le maximum de dépôt intervient en 1963 et se matérialise généralement par un pic de césium. Un second est parfois repérable dans les sédiments, il est dû au dépôt de césium émis par l'accident de la centrale de Chernobyl en 1986.

La mesure du ^{137}Cs dans la carotte ANT 9902 du Lac d'Anterne (Arnaud et al., 2002) a été effectuée tous les cm par **comptage gamma** au LGGE (Pourchet & Pinglot, 1989) en collaboration avec Michel Pourchet.

1.2. Radiocarbone

Cinq dates radiocarbone ont été obtenues sur des échantillons prélevés dans les carottes du Lac d'Anterne et une dans une tourbière au sein de son bassin versant. Les échantillons relativement pauvres en matière organique provenant des carottes ont été mesurés en AMS au LSCE à Gif/Yvette (code labo : GIF) en collaboration avec Martine Paterne et par le Radiocarbon Lab de Poznan en Pologne (code labo : POZ). L'échantillon de tourbe a été daté par la méthode traditionnelle à l'Université Claude Bernard - Lyon 1 (Code labo : LY). Les résultats des datations ^{14}C et de leur calibration sont présentés dans le tableau 1 du chapitre 3.

2. Géochimie

Les concentrations en plomb de la carotte B16 du Lac du Bourget ont été mesurées sur des échantillons d'une épaisseur de 6 mm par Givélet (1999). Les concentrations en plomb des carottes ANT 9902 et ANT 01- I du Lac d'Anterne ont été mesurées sur des échantillons d'une épaisseur 5 mm (Arnaud, 2000 et le présent travail). Les mesures de rapports isotopiques ont été réalisées sur le matériel issu de ces échantillonnages. Le prélèvement a été effectué directement sur demi-carotte ouverte en utilisant du matériel de laboratoire non métallique pour éviter la contamination. Les échantillons ont été pesés puis attaqués totalement avec un mélange de HF et HCl pour les échantillon mesurés en ICP MS et de HF et HNO_3 pour ceux mesurés en AAS (cf. § suivant).

2.1. Concentrations

Deux méthodes ont été utilisées pour mesurer les concentrations en plomb dans les carottes courtes : la spectrométrie de masse à ionisation plasma (ICP MS) (LGCA Grenoble) et l'absorption atomique à four graphite (AAS) (collaboration Thierry Winiarski, Ecole Nationale des Travaux Publics de l'Etat – Lyon). Ces deux méthodes fournissent une précision et une fiabilité comparables, mais seul l'ICP MS permet de mesurer l'ensemble des traces (dont le thorium, utilisé comme marqueur de la contribution du plomb naturel) sur le même aliquote. En revanche le coût de l'analyse étant moindre, le choix le l'AAS s'est imposé pour la série de 50 échantillons mesurés sur la grande carotte d'Anterne.

Spectromètre de masse à ionisation plasma (ICP MS)

Le principe de l'ICP-MS consiste à ioniser l'échantillon en solution par l'action d'une torche à plasma. Le nuage ionique obtenu est envoyé dans un spectromètre de masse permettant d'obtenir une analyse multi élémentaire. L'intensité associée à chaque masse est finalement comparée à celle d'un traceur et transformée en concentration. Cette méthode permet des précisions de l'ordre du ng/g, mais elle est sensible aux variations d'intensité engendrées par la matrice, notamment dans le cas d'une analyse de sédiments. Cet inconvénient est remédié en utilisant un standard, c'est à dire un élément présent dans tous les échantillons avec la même concentration. La méthode mise en œuvre à Grenoble, développée par Barrat et al. (1996), utilise un standard de thulium (Tm), la déviation standard est inférieure à 5 % (2σ). Pour contrôler la fiabilité de la mesure, un standard certifié de sédiment lacustre (LKSD- 1, distribué par CCRMP) a en outre été mesuré tous les 5 échantillons. Les résultats de ces mesures pour le Th et le Pb sont comparés aux valeurs certifiées dans le tableau 1.

Elément	Valeur mesurée	+/- 2 s	Valeur proposée	+/- 2 s
Pb	86	5	82	10
Th	2,0	0,1	2,2	nd

Tableau 1. Mesure de la fiabilité des mesures de Pb et Th par la méthode ICP MS par comparaison avec les valeurs certifiées d'un standard externe : LKSD-1.

Spectromètre d'absorption atomique à four graphite (AAS)

Tous les échantillons du lac d'Anterne n'ont pu être analysés sur l'ICP-MS de Grenoble. Le plomb a alors été dosé sur le spectromètre d'absorption atomique à four graphite de l'Ecole Nationale des Travaux Publics de l'Etat (ENTPE) de Lyon.

Le principe du spectromètre d'absorption atomique est d'atomiser l'échantillon en solution et de le soumettre à un rayonnement de fréquence connue, dépendant de l'élément à doser. L'élément réagit en émettant un rayonnement dont la longueur dépend du nombre d'atomes.

En utilisant un four graphite comme atomiseur, cette technique autorise des précisions de l'ordre du ppb. Toutefois son caractère mono élémentaire ne permet pas le calcul de facteur d'enrichissement. La déviation standard (2σ) est inférieure à 2%.

2.2. Composition isotopique

La composition isotopique du plomb a été mesurée sur l'ICP-MS multi collecteur (P54) de l'Ecole Normale Supérieure (ENS) de Lyon. L'extraction du plomb a été réalisée selon le protocole établi par Manhès et al. (1978), sur colonne échangeuse d'ions dans la salle blanche ultra-propre du Laboratoire de tectonophysique de Montpellier, en collaboration avec Delphine Bosch.

Le P54 couple une chambre d'ionisation à plasma (ICP) à un spectromètre de masse multi collecteur. A la différence d'un ICP-MS classique, le champ magnétique est constant et chaque masse est comptée sur un collecteur indépendant ce qui permet une meilleure discrimination des masses proches et donc une analyse isotopique.

Les mesures des rapports isotopiques du plomb ont été corrigées du fractionnement de masse de la machine à partir du standard NBS 981. La déviation standard (2σ) pour chaque échantillon est présentée dans le tableau 1 du chapitre 4 (Arnaud et al., 2004). Les blancs sont inférieurs au seuil de détection.

Références bibliographiques (Partie 2, Chapitre 2)

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

Appleby P.G., & Oldfield F., 1983, The assessment of ^{210}Pb data from sites with varying sediment accumulation rates. *Hydrobiology* **103**, 29-35.

Arnaud F., 2000, Evolution historique du plomb d'origine anthropique dans les sédiments lacustres alpins : Apports d'une étude couplée géochimie / sédimentologie à haute résolution. Mémoire de DEA *Géologie, Géochimie, Géophysique Sédimentaires* Université Paris XI, 98 pp.

Arnaud F., Lignier V., Revel M., Desmet M., Pourchet M., Charlet A., Trentesaux A. and 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., Givélet N., 2004. A 300 years-long history of lead contamination in Northern French Alps from distant lake sediment records. *Journal of Environmental Monitoring* **6**, 448-456.

Barrat J.A., Keller F., Amossé J., Taylor R.N., Nesbitt R.W. and Hirata J., 1996, Determination of rare earth elements in sixteen silicate samples by ICP-MS after Tm addition and Im exchange separation. *Geostandard Newsletters* **20**, 133-139.

Chapron E., 1999, Contrôles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant-pays alpin (lac du Bourget) durant le Quaternaire récent. *Géologie Alpine*, mémoire H.S. n° 30, Grenoble, 258 pp.

Givélet N., 1999, Contrôle climatique et anthropique de la sédimentation du lac du Bourget (Savoie) depuis 300 ans : Approche géochimique. Mémoire de DEA *Dynamique de la lithosphère*, UJF Grenoble 1. 37 pp.

Goldberg E.D., 1963, Geochronology with lead-210. In *Radioactive dating*, I.A.E.A. Vienna, 121-131.

Häsänen E., 1977, Dating of sediments, based on ^{210}Po measurements. *Radiochem. Radioanal. Letters* **31**, 207-214.

Krishnaswamy S., Lal D., Martin J.M., Meybeck M., 1971, Geochronology of lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **11**, 407-414.

Manhès G., Allègre C.J., Dupré B. and Hamelin B., 1978, Lead-lead systematics, the age and chemical evolution of the Earth in a new representation space. *Open File Rep. U.S. Geol. Surv.*

Noller J.S., 2000, Lead-210 Geochronology. In *Quaternary Geochronology Methods and application*, Noller J.S., Sowers J.M. & Lettis W.R. eds., *AGU Reference shelf* **4**, 115-120.

Pennington W., Cambray R.S., Eakins J.D., Harkness D.D., 1976, Radionuclide dating of the recent sediments from Blelham Tarn. *Freshwater biology*. **6**, 317-331.

Pourchet M. & Pinglot J.F., 1989, Cesium 137 and lead 210 in Alpine lake sediments: measurements and modelling of mixing processes. *Journal of Geophysical Research* **94**, c 9, 12761-12770.

Pourchet M., Mourguiart P., Pinglot J.F., Preiss N., Argollo J., Wirrmann D., 1994, Sédimentation récente dans le lac Titicaca (Bolivie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **319**, 535-541.

Robbins J.A., Edgington D.L., Kemp K.L.W., 1978, Comparative ^{210}Pb , ^{137}Cs and pollen geochronologies from lakes Ontario and Erie. *Quaternary Research*, **10**, 256-278.

Smith J.N., 2001, Why should we believe ^{210}Pb sediment geochronologies ? *Journal of Environmental Radioactivity* **55**, 121-123.

CHAPITRE 3

LE LAC D'ANTERNE ET LES CAROTTES ETUDIEES

Cette partie du manuscrit présente des mesures de concentrations et rapports isotopiques du plomb dans des séries sédimentaires récentes des lacs du Bourget et d'Anterne (Chapitres 4 et 5). La localisation et le contexte sédimentologique du Lac du Bourget sont décrits dans la première partie du manuscrit. Ce chapitre a pour but de présenter rapidement le contexte géographique et géologique du Lac d'Anterne (§ 1) et son fonctionnement sédimentologique (§ 2, Arnaud et al., 2002) ainsi que la datation des carottes utilisées pour établir les séries de plomb : ANT 9902 (§ 2, Arnaud et al., 2002) et ANT 01- I (§ 3).

1. Le Lac d'Anterne

1.1. Situation géographique et limnologie

Le Lac d'Anterne est un lac d'altitude (2061 m) situé sur le Plateau d'Anterne, dans la réserve naturelle de Sixt-Passy (Haute Savoie) (Fig. 1). Ses dimensions sont de 600 mètres de long pour une largeur maximum de 400 mètres et une profondeur au centre du bassin de 13,2 mètres (Fig. 1).

Son bassin versant est occupé par une pelouse alpine faiblement développée laissant largement affleurer les roches friables du substratum, ravinées par les ruisseaux de fonte des névés.

L'exutoire est constitué par une perte karstique au contact marnes-calcaires. Ce contact marque ici le rebord nord du plateau d'Anterne. Le lac d'Anterne présente une stratification thermique normale durant l'été et inverse en hiver. Aux intersaisons, le retournement des eaux est complet (Sesiano, 1993).

Situé au-dessus de 2000 mètres en versant nord-ouest, le lac d'Anterne est englacé en moyenne de novembre à mai. Son bassin versant est enneigé de fin septembre à début juin et alimente le lac principalement au moment de la fonte des neiges en mai – juin (régime nival de montagne).

1.2. Situation géologique et morphologie du Lac d'Anterne

Le lac d'Anterne occupe une cuvette issue du surcreusement glaciaire de formations jurassiques. Le bassin versant est constitué essentiellement de schistes grés-micacés toarciens faiblement métamorphisés et d'alternances marno-calcaires schistosées bajociennes (Fig. 2). La partie occidentale du bassin versant, peu développée, est occupée par les Terres Noires du Bathonien – Oxfordien et se termine sur les calcaires tithoniques qui marquent le rebord sud de la cuvette glaciaire.

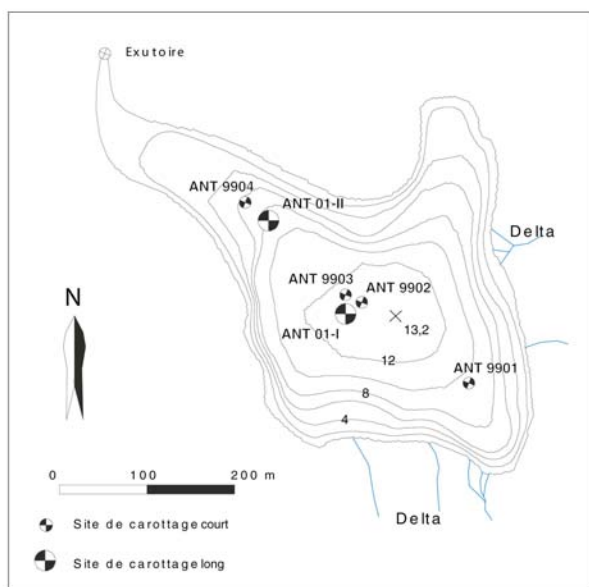
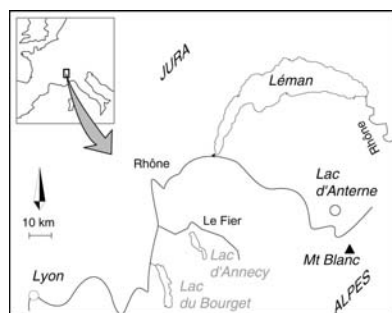


Figure 1. Localisation géographique et carte bathymétrique du Lac d'Anterne. Les carottages courts ont été réalisés au cours de la campagne CALAMAR II en août 1999 et les carottages longs au cours de la campagne CACHALAUX en février 2001 (cf. Annexe V).

Le comblement, favorisé par la faible compétence des marnes et schistes constituant le bassin versant, est particulièrement visible au niveau des deltas qui constituent une surface plane transitoire entre le bassin versant et le lac lui-même. Il s'agit de petits deltas progradants qui constituent une zone de piégeage des particules les plus grossières. Ce piégeage est dû à la chute de potentiel des affluents, et donc à la diminution de leur capacité de transport. La méandrisation des ruisseaux dans la zone de delta marque cette chute de potentiel. Morphologiquement, le piégeage sédimentaire sur les bordures sud et est se traduit par des pentes abruptes. La rive nord, dénuée de deltas, et la rive ouest, proche de l'exutoire, présentent des pentes plus douces.

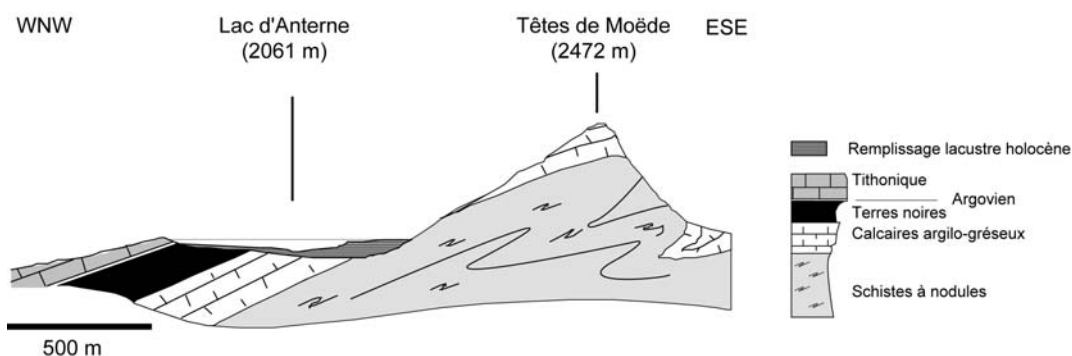


Figure 2. Coupe géologique du bassin versant du Lac d'Anterne

Quatre carottages courts (~ 1 m) ont été réalisés par plongée (Fig. 1) en 1999 au cours de la campagne CALAMAR II (Desmet et Lignier, 1999). Sur la base de cette série de carottes, le fonctionnement sédimentologique du lac a été étudié par Arnaud (2000) et Lignier (2001) qui ont montré que l'accumulation sédimentaire était constituée de sédiments laminés d'origine détritique entre lesquels s'intercalent des dépôts de sédimentation instantanée. L'étude sédimentologique détaillée et la datation de la carotte courte ANT 9902, prélevée au centre du bassin lacustre, sont présentées au paragraphe suivant (Arnaud et al., 2002).

La mission CACHALAUX, réalisée en février 2001 (Annexe V), a permis d'effectuer deux carottages longs (12,5 et 8 m). La carotte ANT 01- I (12,5 m) a été prélevée au centre du bassin à proximité du site de la carotte ANT 9902 (Fig. 1). Elle a fait l'objet d'une datation par comptage de varves, partiellement confirmée par des âges radiocarbones (§ 3).

2. Fonctionnement sédimentaire du lac et datation de la carotte ANT 9902

L'étude de la carotte ANT 9902 a permis de comprendre le fonctionnement sédimentologique du Lac d'Anterne. Elle a notamment montré que ce dernier était particulièrement sensible à l'activité sismique. Les quatre plus forts séismes historiquement connus dans la région ont en effet engendré des glissements clairement identifiés dans les carottes courtes (Lignier, 2001 ; Arnaud et al., 2002). Cette confrontation avec des données historiques, donc bien datées, a permis de confirmer et d'affiner la datation par les méthodes ^{210}Pb et ^{137}Cs . Cette étude sédimentologique et radiométrique a fait l'objet d'une publication (Arnaud et al., 2002) qui constitue le présent paragraphe.

Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, NW Alps)

F. Arnaud,^{1,3*} V. Lignier,^{2,3} M. Revel,^{2,4} M. Desmet,^{2,3} C. Beck,^{2,3} M. Pourchet,⁵ F. Charlet,^{1†} A. Trentesaux¹ and N. Tribouvillard¹

¹*Bilan et Processus en Domaine Sédimentaire UMR CNRS, Université de Lille 1, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex,* ²*Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR CNRS 5025,* ³*Université de Savoie, F-73376 Le Bourget du Lac Cedex,* ⁴*Université J. Fourier, F-38400 Saint Martin d'Hères Cedex, France,* ⁵*Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, UMR CNRS 5511, F-38402 Saint Martin d'Hères Cedex, France*

ABSTRACT

Dating recent lake sediment records yielding disturbed ^{210}Pb profiles has been a problem of wide interest in palaeoclimatic and palaeoseismic studies over the last few centuries. When applied to an alpine lake sedimentary record, a high-resolution sedimentological study reveals that the ^{210}Pb profile is disturbed by the occurrence of single-event deposits triggered by two different mechanisms: flood events deposits and gravity reworking. Removing disturbed layers from the ^{210}Pb profile yields a logarithmic depth–activity relationship. Using a simple ^{210}Pb decay model (CFCS) provides an assessment of mean

accumulation rate of 'continuous sedimentation', as opposed to 'event-linked sedimentation'. The correlation of the thickest four gravity-reworked deposits with historically known earthquakes permits both validation and refinement of the age–depth relationship. This refinement accentuates variations in accumulation rate consistent with post-Little Ice Age climatic variations.

Terra Nova, 14, 225–232, 2002

Introduction

Recent investigations concerning past climate variability (Von Grafenstein *et al.*, 1996; Chapron *et al.* 2002) and/or seismic activity (Doig, 1990; Chapron *et al.*, 1999) over the last millennia have pointed out the importance of sediment records for providing proxy time-series with annual to decadal resolution over a millennial timescale, allowing an accurate chronology to be established (Smith, 2001). Classically, on millennial timescales, sedimentation rate is extrapolated from the last century average rate inferred from ^{210}Pb chronology.

Since the first application of ^{210}Pb radiochronology to lake sediments (Krishnaswamy *et al.*, 1971), it has become an indispensable tool for dating recent sediments (Noller, 2000). Three ^{210}Pb dating models are classically used: the so-called CRS (Constant Rate of Supply; Goldberg, 1963; Appleby and Oldfield, 1978;

Robbins *et al.*, 1978), CIC (Constant Initial Concentration; Pennington *et al.*, 1976) and CFCS (Constant Flux Constant Sedimentation rate; Goldberg, 1963; Krishnaswamy *et al.*, 1971) models. The choice of the appropriate model depends on ^{210}Pb profile shape (Appleby and Oldfield, 1983; Noller, 2000) but in some cases no dating is possible. The interbedding of rapid sedimentation deposits in slow sedimentation deposits is one of the possible causes of this impossibility. As this kind of deposit is of potential interest in palaeoclimatic (Chapron *et al.* 2002) and/or palaeoseismic (Smith and Walton, 1980; Doig, 1990; Doig, 1998; Chapron *et al.*, 1999; Noller, 2000) studies, solving the problem of dating sediment records with nonlinear ^{210}Pb vertical profiles is of wide interest.

In the 87-cm-long core ANT9902, taken in Lake Anterne (northern French Alps), the presence of many instantaneous deposits disturbs the ^{210}Pb profile, precluding the direct use of ^{210}Pb dating methods. The present contribution outlines an original approach, associating sedimentology and radiochemistry, in order to date this sedimentary record. First, a high-resolution sedimentological study applied to single-event deposits develops an understanding of their mechanism of formation. On the basis of the

mechanism determined, computed ^{210}Pb ages may then be correlated with historical events that could have triggered the instantaneous deposits. The ^{210}Pb profile and its estimates of the 'continuous' sedimentation rate may be further refined using the ages of the instantaneous deposits. This approach should thus provide chronostratigraphic marks indispensable to validate any ^{210}Pb geochronology (Smith, 2001).

Setting and analytical methods

Lake Anterne (2061 m) – located in the Sixt-Passay natural reserve, in the northern French Alps (Fig. 1) – is 600 m long, 400 m wide and its maximum depth is about 13 m. It is an oligotroph dimictic lake, ice-covered each winter from November to June. Tributaries essentially run over low-grade metamorphic Jurassic marls and shale. Gilbert-type deltas develop on major tributaries leading to the presence of steep foreset slopes. The 87-cm-long core ANT9902, which is discussed here, is one of the four sediment cores taken in Lake Anterne during the 1999 CALAMAR II coring survey (Desmet and Lignier, 1999). It was taken in the deepest part of the basin at 13.2 m water depth.

The lake's ^{210}Pb activity profile was obtained by measuring the

*Correspondence: Dr F. Arnaud, Bilan et Processus en Domaine Sédimentaire UMR CNRS, Université de Lille 1, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France. E-mail: fabien.arnaud@ed.univ-lille1.fr

†Present address: Renard Centre of Marine Geology, geological institute, Gent University, Gent, Belgium.

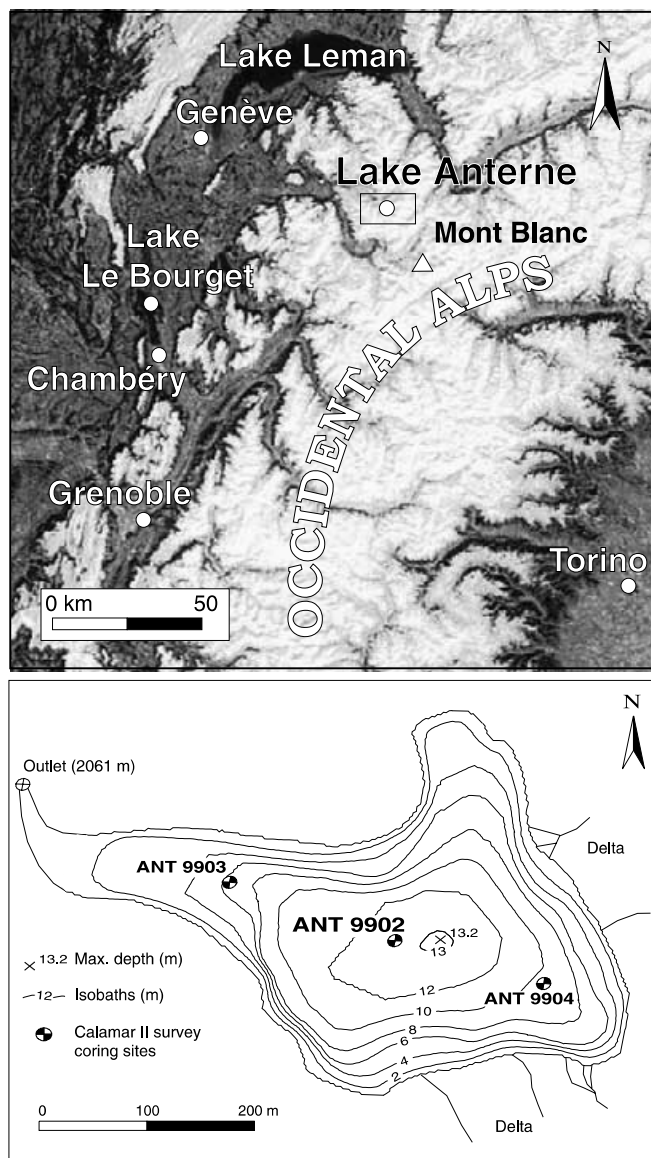


Fig. 1 The location of Lake Anterne in Occidental Alps and the three cores taken during the 1999 CALAMAR II survey. Core ANT9902, discussed in this paper, has been taken in the centre part of the basin, at 13.2 m water depth.

^{210}Po α -activity (Häsänen, 1977; detailed method and confidence assessment in Pourchet *et al.*, 1994) with a 5-mm sampling interval. ^{137}Cs activity was measured at each 1 cm depth increment by low-level gamma spectrometry (Pourchet and Pinglot, 1989). Micro-grain-size measurements were taken at 5-mm increments, all along the core, using a Malvern Micro-sizerTM. Grain-size parameters are a mean of 10 000 scans and measures

per sample. In order to characterize the depositional processes, the 'mean grain-size' $((Q_{10} + Q_{30} + Q_{50} + Q_{70} + Q_{90})/5)$ and 'sorting' $((Q_{75}/Q_{25})^{1/2})$ parameters were used. The CaCO_3 content was measured using a Bernard calcimeter. The clay content was determined using X-ray diffractograms obtained from orientated mounts from the carbonate-free clay fraction. The identified clay minerals were then semiquantitatively esti-

mated using MACDIFF[®] software (Petschick, 2001).

Results

Sedimentology

Core description and lithology. Core ANT9902 presents sharply laminated (~ 1 mm) fine-grained sediments interbedded with relatively thicker (1–4 cm) and coarser-grained layers (Fig. 2). Four lithofacies are recognizable in the core (Fig. 3A): facies 1 (f1) is characterized by the alternation of dark-grey and white millimetric laminae; facies 2 (f2) corresponds to 1- to 2-cm-thick white silty clay beds; facies 3 (f3) is made of pluricentimetric grey-coloured silty levels; and facies 4 (f4) is represented by 1- to 2-cm-thick dark-grey sandy beds sometimes containing vegetal debris.

The vertical organization of facies leads to distinguish the layers interbedded into laminated sediment (noted L) into two types of depositional sequences, as defined below (Fig. 3B):

- A-type sequences have a fining-upward, grain-supported, succession of facies f4, f3 and f2;
- B-type sequences comprise only facies f4 and f3, which are fining-upward too, but matrix-supported.

Microscopic observation of smear slides and measurement of CaCO_3 content reveal the preponderance of the siliciclastic fraction over biogenic compounds, both in laminae and interbedded layers. The clayey fraction is composed exclusively of illite and chlorite (Fig. 2) throughout the core. There is no observed relationship between clay mineral composition and the different facies.

Grain-size measurements. Facies f1 is relatively homogenous, characterized by clayey-silt deposits (mean size range: 11.6–24.5 μm) and sorting values ranging from 2 to 2.5 (Fig. 4). Facies f2 is the best sorted (sorting range: 1.8–2.3) and the finest grained (mean size range: 6–13.6 μm). For the f3 facies, grain-size data indicate the same mean size values both in A- and B-type sequences (mean size range – f3A: 13.6–31.2 μm ; f3B: 13.8–43.2 μm), samples from A-type sequences are

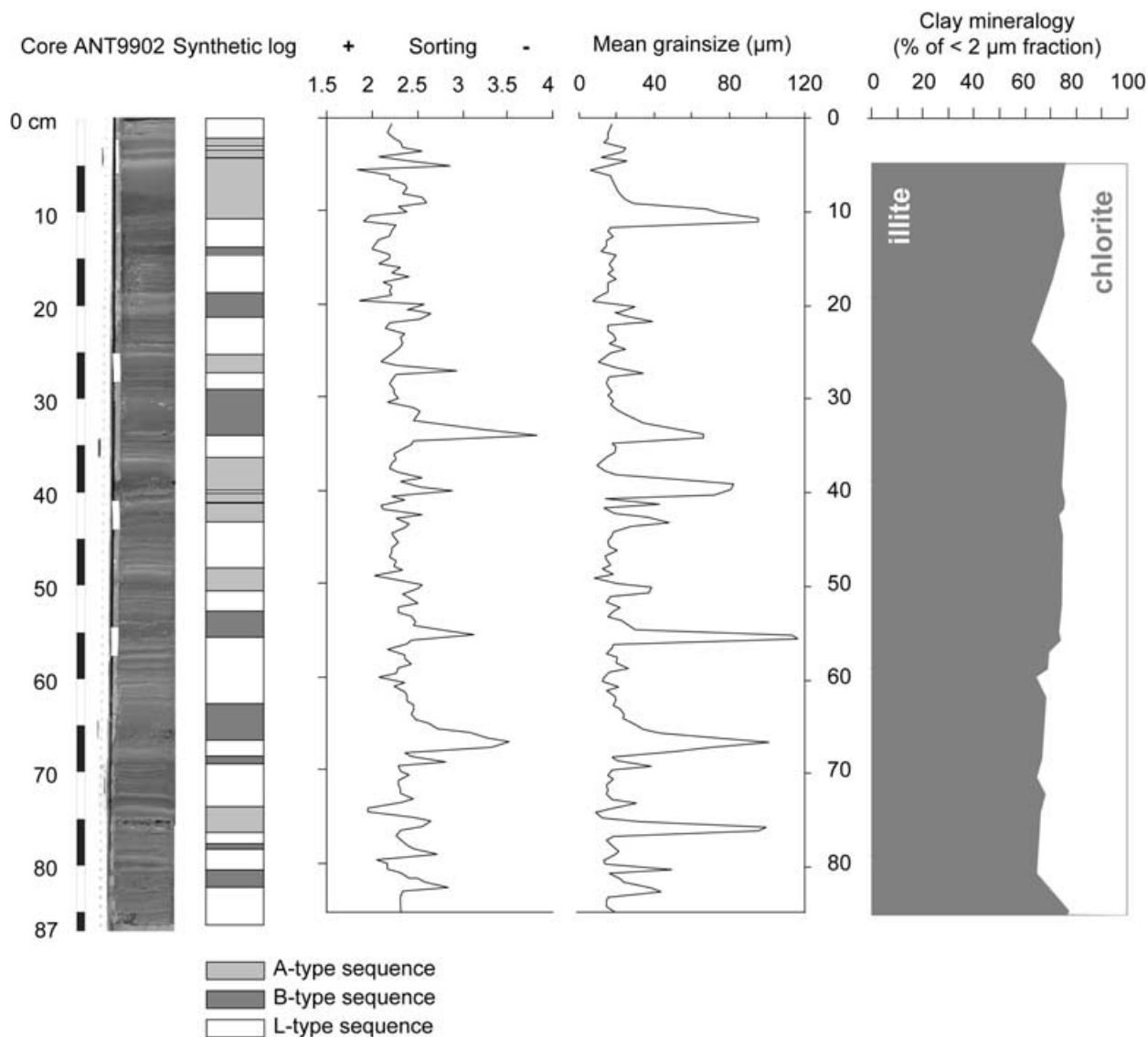


Fig. 2 Two different kinds of thick layers (A- and B-type sequences) are interbedded all along core ANT9902 in sharply laminated sediments. Grain-size parameters have been measured with a 5-mm sampling interval, sorting $((Q75/Q25)^{1/2})$ and mean grain-size $((Q10 + Q30 + Q50 + Q70 + Q90)/5)$ are presented here. Each peak of mean grain-size marks the bottom of an interbedded layer; they are associated with high sorting parameter values (poorly sorted sediment) only in B-type sequences.

slightly more sorted (sorting range: 2.1–2.6) than those from B-type sequences (sorting range: 2.2–2.9). Facies f4 from A- and B-type sequences also show similar mean grain-size values (mean size ranges – f4A: 23.3–99.9; f4B: 17.3–116.9), but sorting of samples from A-type sequences is marked (sorting ranges – f4A: 1.9–2.9; f4B: 2.4–3.8). Plotted in a mean size vs. sorting diagram (Fig. 4), A- and B-type sequences are clearly distinguishable at their base (f4) and similarly develop (f3). Samples from f2 levels, characteristic of A-type

sequences, are the finest grained and most sorted of the whole core.

Radiochemical measurements

The ^{210}Pb activity vs. depth curve is nonlinear (Fig. 5A) and thus cannot be interpreted to have resulted from radioactive decay alone. The activity of interbedded layers is particularly low compared with laminated layers and seems to be linked to grain-size variations: the fining-upward sequences are ^{210}Pb increasing. This pattern is particularly evident in the two A-type

sequences located between 3 and 10 cm-depth (Fig. 5A). Below 45 cm, the ^{210}Pb activity is roughly constant around a mean value of 0.022 bq kg^{-1} (Fig. 6) and represents the supported ^{210}Pb activity. ^{137}Cs γ -activity profile presents a sharp peak at 14.5 cm and is near to zero below 16 cm (Fig. 5B).

Interpretations

The Lake Anterne sedimentary system

Assuming that the sediments have the same source throughout the

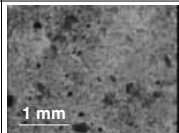
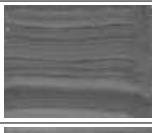
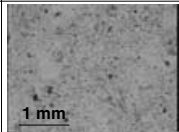
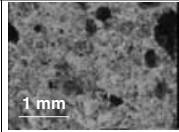
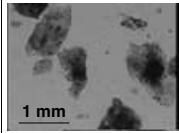
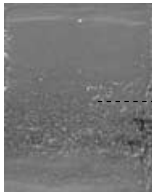
A Facies	Description	Smear slide observation	B Sequence	Description	Image	Facies succession	Grain size	
							Mean size min. < mean < max. (μm)	Sorting min. < mean < max.
1	Sharply laminated light and dark clayey silt		L	Laminated deposits		1	11.6 < 16.8 < 24.5	2 < 2.3 < 2.5
2	White clay		A	Upward decreasing grain-supported sequence		2	6 < 11.4 < 13.6	1.8 < 2.1 < 2.7
3	brown to dark-grey clayey silt					3A	13.6 < 21.6 < 31.2	2.1 < 2.4 < 2.6
4	dark-grey silty sand					4A	23.3 < 58.2 < 99.9	1.9 < 2.5 < 2.9
			B	Upward decreasing matrix-supported sequence		3B	13.8 < 23.1 < 43.2	2.2 < 2.4 < 2.9
						4B	17.3 < 67.9 < 116.9	2.4 < 3.1 < 3.8

Fig. 3 Facies and sequences characteristics. (A) Facies definition is first based on macroscopic observations (colour, grain-size estimation). (B) The vertical organization of different facies and textural observations lead to distinguish two different types of sequences (noted A and B) interbedded into laminated sediments (noted L): A-type sequences present the succession (from bottom to top) of facies 4, 3 and 2 and are grain-supported while B-type sequences present no top f2 facies and are matrix-supported. Grain-size analysis confirms this differentiation: B-type sequence basal deposits (f4B) present similar mean grain size (same facies) and are less sorted (different texture) than those from A-type sequences (f4A).

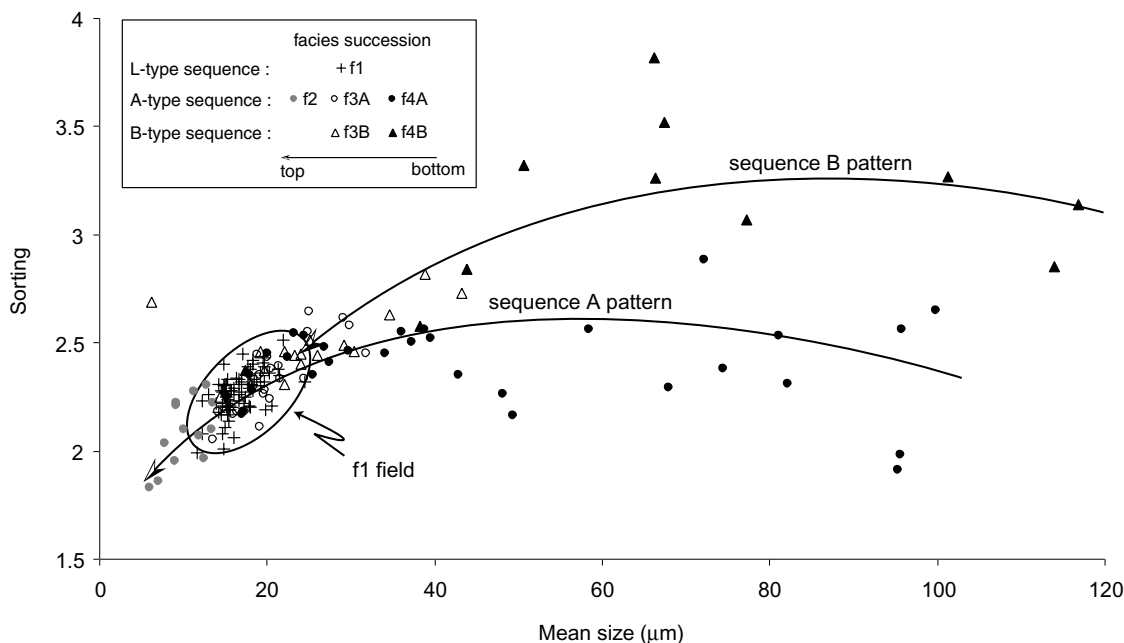


Fig. 4 Granulometric differentiation between sequences A and B. Plotting mean grain-size vs. sorting emphasizes the differences between A- and B-type sequences. Basal layers (f4) from sequence A are more sorted than those from sequences B, intermediate layers (f3A and f3B) and laminated sediments (f1) present the same signature and the top layers of sequences A (f2) are the more sorted and finest grained samples. Because of their relatively high sorting, f4A layers are interpreted as winnowed sediment deposited by a flood current; in contrast, facies f4B are matrix-supported sediments deposited by gravity reworking. The final term of sequences A (f2) represents the settling of the fine particles brought to the lake by the flood.

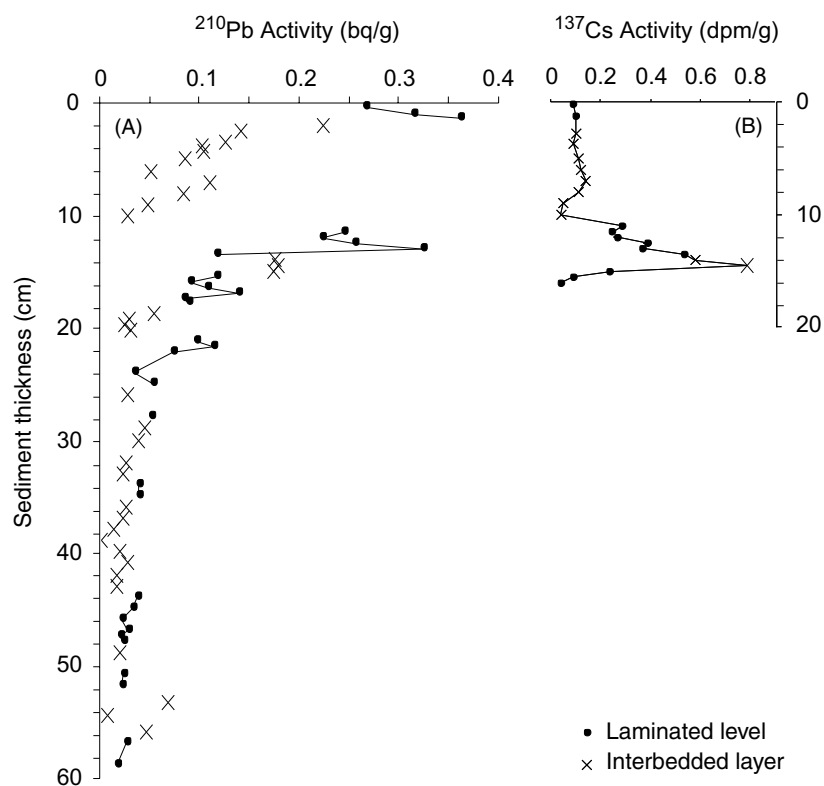


Fig. 5 ^{210}Pb (A) and ^{137}Cs (B) activity profiles. ^{210}Pb vertical profile is non-linear and thus cannot be interpreted as the result simply of radioactive decay. Depletions in ^{210}Pb values are correlated with the occurrence of A- and B-type sequences which can thus be interpreted as the cause of profile disturbance.

core – an assumption supported by constant clay mineralogy and CaCO_3 content – it is suggested that the differentiation between A- and B-type sequences must be driven by essentially different depositional processes. Compared to A-type, B-type sequences are characterized by the absence of a clayey f2 top-level, and by poorer sediment sorting (Fig. 4). The latter observation confirms the optical description of a matrix-supported sequence, suggesting that the transport energy is supplied by sediment weight rather than by a water current. Following the nomenclature of Mulder and Cochonat (1996), B-type sequences may thus be interpreted as fluidized or liquefied flow deposits of reworked sediment. Inversely, the good sorting of A-type sequences suggests that sediments have been winnowed by a water current, the fining-upward pattern having resulted from its decreasing velocity. Such a particle-loaded current may have resulted from an exceptional flood of the watershed

which would significantly increase the turbidity of the water column and lead to the deposition of a thick, fine-grained, well-sorted lamina (f2) during the following winter, when the lake is ice-covered.

Based on evidence described above, a revised sedimentological model is proposed for Lake Anterne. The three kinds of deposits defined above are linked to three different triggering mechanisms:

- Because of the regularity of their lamination, L-type sequences represent the continuous sedimentation of the lake;
- Winnowed sediments from A-type sequences are interpreted as major flood-event deposits;
- B-type matrix-supported sequences are sediment gravity-reworked and must be the consequence of natural collapse of steep slopes.

A- and B-type sequences are thus considered as single-event deposits interbedded within the continuous sharply laminated L-type sedimentation.

^{210}Pb data processing: age-depth relation

In order to understand and establish an age-depth relationship in the core, it is assumed first that laminated levels have been deposited by constant accumulation rate and that interbedded layers represent single-event deposits. Average accumulation rate (A.R.) is expressed as

$$\text{A.R.} = -\lambda/s, \quad (1)$$

where λ is the ^{210}Pb radioactive decay constant and s is the slope of the activity vs. depth curve.

A synthetic sedimentary record is then built composed only of the laminated levels, by removing the single single-event related layers from the original sedimentary record (Fig. 6). Plotted on logarithmic scale, the ^{210}Pb profile thus obtained can be considered as a straight line (determination coefficient is 0.92) with $s = 0.19 \text{ cm}^{-1}$. In such a case, the CFCS model (Goldberg, 1963; Krishnaswamy *et al.*, 1971) can be used and (1) provides an A.R. of $1.6 \pm 0.1 \text{ mm yr}^{-1}$ (see Fig. 6 caption for discussion of confidence limits).

It is assumed that each A-type sequence represents an annual sedimentation cycle (flood event plus winter settling of fine particles) and that B-type deposits occur instantaneously. Accordingly, the extrapolation of calculated A.R. to all of the laminated levels in the original record permits the construction of an age-depth relationship (Fig. 7).

Discussion: chronological control

1963 Nuclear weapon tests maximum

The CFCS model provides the date AD 1963 ($\pm 2 \text{ yr}$) to the ^{137}Cs peak located at 14.5 cm depth (Fig. 5B). It can thus be attributed to the AD 1963 maximum ^{137}Cs emission from atmospheric nuclear weapons tests. The decreasing ^{137}Cs pattern above 14.5 cm is characteristic of the end of the 60 s when the number of atmospheric nuclear tests decreases. The sharpness of this peak, together with the lamination of sediment, indicates that no bioturbation affects the sediment record.

In the monotonous ^{137}Cs profile from 0 to 10 cm-depth the Chernobyl accident (AD 1986) does not stand out

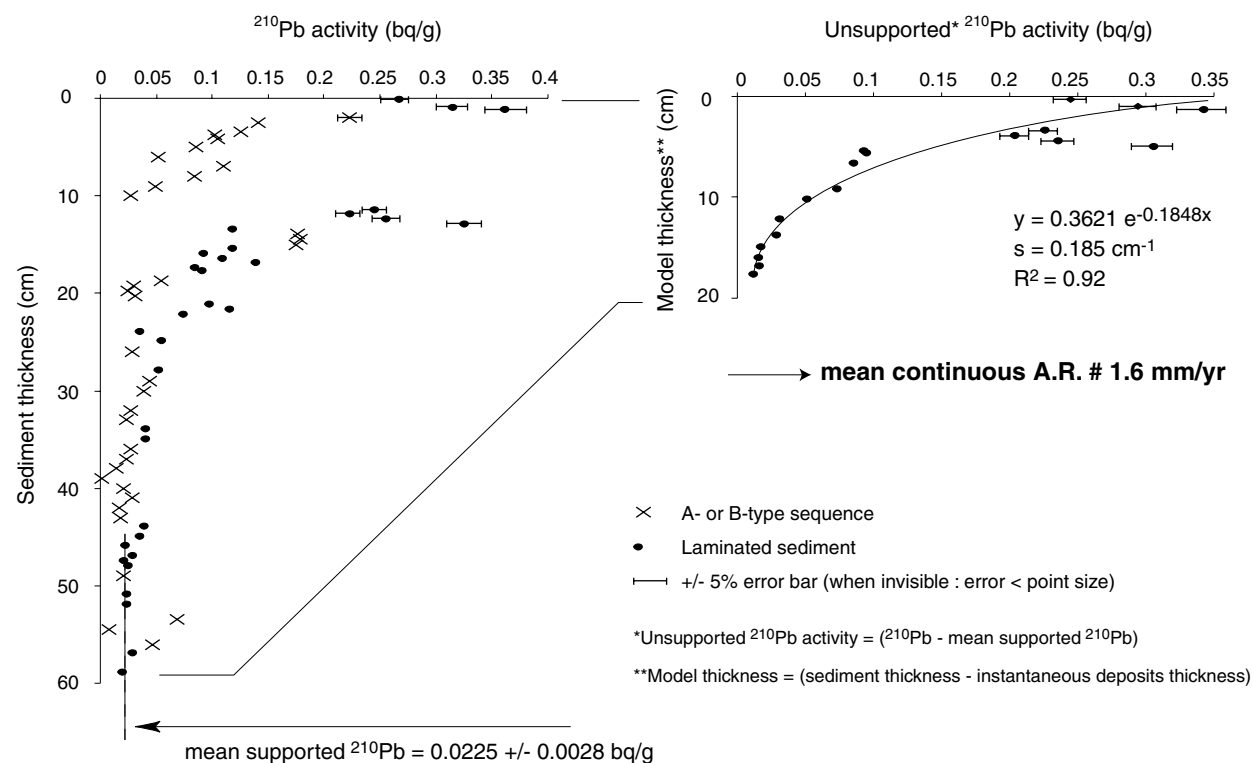


Fig. 6 ^{210}Pb data processing. As A- and B-type sequences have been interpreted as single-event deposits, they do not record time in the same way that laminated sediments. Removing these events from the unsupported ^{210}Pb profile makes it linear in a semilog graph, following the radioactive decay law with an acceptable determination coefficient of 92%. Because the synthetic unsupported ^{210}Pb profile presents a logarithmic relation with depth, the CFCS model is applied (Appleby *et al.*, 1983; Noller, 2000) and provides an accumulation rate of about 1.6 mm yr^{-1} which represents the average accumulation rate of continuous sedimentation as opposed to single-event linked sedimentation. The uncertainty of ^{210}Pb α -activity measurement is less than 5% (Pourchet *et al.*, 1994) and is negligible compared to model assumptions. Supported ^{210}Pb activity is the mean of a series of eight values with similar grain-size (values from the deepest instantaneous deposit have been rejected) and low standard deviation (0.003). The confidence interval (95%) is $0.0225 \pm 0.0028 \text{ Bq g}^{-1}$. Taking account of this uncertainty, the accumulation rate is $1.58 \pm 0.1 \text{ mm yr}^{-1}$. Owing to sampling interval and model assumptions, a $< 0.1 \text{ mm/yr}^{-1}$ precision is unrepresentative; in the age–depth relationship the value $1.6 \pm 0.1 \text{ mm yr}^{-1}$ is used as a reasonable approximation of this computed value.

(Fig. 5B). The predicted depth of year 1986 is around 3 cm, just between two thin flood-event deposits. If the flood deposit located between 2 and 2.6 cm-depth occurred during the AD 1986 spring, the related surface current might have brought ^{137}Cs -loaded fine particles out of the lake, thus hiding the Chernobyl ^{137}Cs signature.

Historical seismic activity

B-type sequences are related to collapses of steep slopes that are most likely to be related to local seismic activity (Doig, 1990; Ouellet, 1997; Doig, 1998).

Lignier (2001) showed the locally greatest earthquake intensity felt during the last three centuries (database from Lambert and Levret-Albaret, 1996) around Lake Anterne should

have been caused by the seismic events of AD 1905 (Emosson, Switzerland), 1855 (Visp, Switzerland), 1817 (Chamonix, France) and 1755 (Brigg, Switzerland). These ages show good agreement with the computed ages of the four thickest B-type sequences (Fig. 7), thus allowing the conclusion that they were triggered by the locally significant earthquakes of the past two centuries.

With each seismically induced B-type sequence as a chronostratigraphic mark, revised accumulation rates are calculated for intervals between each of them (Fig. 7). Accumulation rate variations thus computed are consistent with variations of lithogenic flux recorded in Lake Cornu (Desmet *et al.*, 2001), 5 km far from Lake Anterne. Those variations seem to be in response to climate

change following the Little Ice Age (AD 1350–1850). In both Lake Anterne and Lake Cornu the period before AD 1855 yields low accumulation rates (Lake Anterne A.R. 1.2 mm yr^{-1}) suggesting low erosion rates following snow accumulation in the lake watershed during the summer. By contrast, AD 1855–1905 is a period of intense melting, leading to an increasing lithogenic sediment flux (Lake Anterne A.R. 1.8 mm yr^{-1}). The twentieth century, since 1905 AD, is a period of intermediate erosion rate (Lake Anterne A.R. 1.6 mm yr^{-1}).

Conclusions

The data processing protocol described in this paper allows for the development of an age–depth curve based on ^{210}Pb estimation of continuous

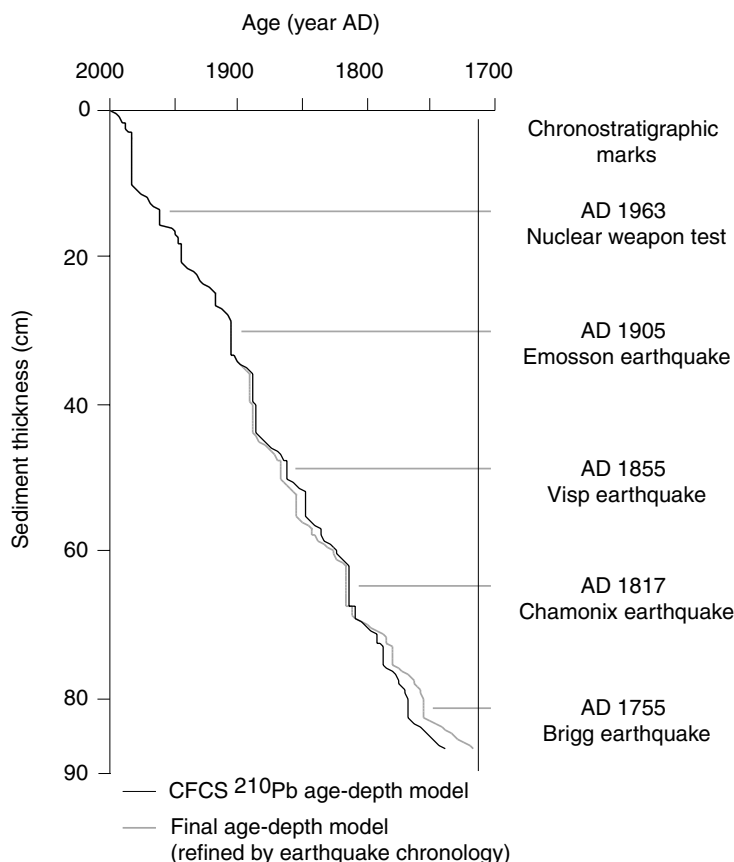


Fig. 7 Age–depth relationship. A first age–depth model (black line) can be established considering laminated sediments have been deposited by a constant accumulation rate. This A.R. (1.6 mm yr^{-1}) is given by the ^{210}Pb CFCS Model (Fig. 5). In this model, vertical lines correspond to instantaneous deposits: flood deposits and gravity reworking, representing, respectively, a time increment of 1 and 0 years (explanations in text). This model is constrained over the 20th century by the identification of the AD 1963 ^{137}Cs peak associated with atmospheric nuclear weapon tests and by the correlation between a thick gravity reworking deposit and the AD 1905 Emosson earthquake. Deeper in the sediment, the correlation of the three thicker B-type sequences with the three major earthquakes historically recorded in the surrounding area allows us to propose a refined age–depth model (grey line) by considering the earthquake-induced deposits as chronostratigraphic markers. This refining brings out accumulation rate variations which are consistent with lithogenic input variations recorded in Lake Cornu (Desmet *et al.*, 2001) and interpreted as a response to the end of the Little Ice Age (explanations in text).

sedimentation rate instead of average bulk accumulation rate, where classical ^{210}Pb dating models would have been inefficient. This paper demonstrates an approach to understanding age/accumulation relationships in sedimentary systems by applying ^{210}Pb chronology to dating sediment records that exhibit abrupt changes in accumulation rate.

Correlation of historical events, in this case earthquakes, to sedimentary ^{210}Pb profiles leads to the identification of fluctuations in accumulation

rate which are likely related to climate variability. This demonstrates that average accumulation rate must be used carefully when establishing age models of high-resolution proxy time-series. In order to be accurate and of wide use, studies of climate short-term variability, often highlighting several-year-long cycles, require multiple lines of evidence to constrain age models by taking into account instantaneous deposits and accumulation rate variability.

Radiometric and sedimentological evidence validate the proposed age model in the particular case of Lake Anterne, although there is no evidence it would work in other similar sediment records. The process explained here needs to be tested further in other lakes.

Acknowledgements

We wish to thank Jay S. Noller for his constructive review. Grateful thanks to Olivier Radakovitch who brought critical and constructive observations to this paper. This work was partly founded by an ACP grant from CNRS. Authors are grateful to the ASTER, particularly to Mrs J. Vodihn and to the guards from Sixt-Passy and Aiguilles Rouges reserves, which provided financial and technical support to CALAMAR coring surveys since 1998.

References

- Appleby, P.G. and Oldfield, F., 1978. The calculation of ^{210}Pb dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena*, **5**, 1–8.
- Appleby, P.G. and Oldfield, F., 1983. The assessment of ^{210}Pb data from sites with varying sediment accumulation rates. *Hydrobiology*, **103**, 29–35.
- Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M. and 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. *et al.*, 2002. Climate variability in the NW Alps, France as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. *Holocene*, **12–2**, 177–185.
- Desmet, M. and Lignier, V., 1999. *Mission CALAMAR II Rapport de Mission*. LGCA..
- Desmet, M., Devie, C., Pourchet, M. *et al.*, 2001. High Mountain Lakes Sediment Records: Evidence for Multi-Decennial Oscillations of Climate and Anthropogenic Impact during the Last Millennium. In: *Proceedings of EUG XI Strasbourg*, 6(1), p. 128.
- Doig, R., 1990. 2300 yrs history of seismicity from silting events in Lake Tadoussac, Charlevoix, Québec. *Geology*, **18**, 820–823.
- Doig, R., 1998. 3000-years paleoseismological record from the region of the 1998 Saguenay, Québec, Earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 1198–1203.
- Goldberg, E.D., 1963. Geochronology with lead-210. In: *Radioactive Dating*, pp. 121–131. IAEA, Vienna.

- Häsänen, E., 1977. Dating of sediments, based on ^{210}Po measurements. *Radiochem. Radioanalyt. Letts*, **31**(4–5), 207–214.
- Krishnaswamy, S., Lal, D., Martin, J.M. and Meybeck, M., 1971. Geochronology of lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **11**, 407–414.
- Lambert, J. and Levret-Albaret, A., 1996. *Mille ans de séismes en France*. Ouest éditions, Nantes.
- Lignier, V., 2001. *Mécanismes et conditions de l'enregistrement de la sismicité dans les sédiments lacustres*. Unpubl. doctoral dissertation, Université de Savoie.
- Mulder, T. and Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements. *J. Sedim. Res.*, **66**(1), 43–57.
- Noller, J.S., 2000. Lead-210 Geochronology. In: *Quaternary Geochronology Methods and Applications* (J. S. Noller et al., eds), AGU Reference Shelf 4, pp. 115–120. American Geophysical Union.
- Ouellet, M., 1997. Lake sediments and Holocene seismic hazard assessment within the St Lawrence Valley, Québec. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **109**, 631–642.
- Pennington, W., Cambray, R.S., Eakins, J.D. and Harkness, D.D., 1976. Radiocnuclide dating of the recent sediments from Blelham Tarn. *Freshw. Biol.*, **6**, 317–331.
- Petschick, 2001. *MacDiff*® software notice. At <http://www.geol.uni-erlangen.de/html/software/soft.html>.
- Pourchet, M. and Pinglot, J.F., 1989. Cesium 137 and lead 210 in Alpine lake sediments: measurements and modelling of mixing processes. *J. Geophys. Res.*, **94C**(9), 12,761–12,770.
- Pourchet, M., Mourguiart, P., Pinglot, J.F. et al., 1994. Sédimentation récente dans le lac Titicaca (Bolivie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **319**, 535–541.
- Robbins, J.A., Edgington, D.L. and Kemp, K.L.W., 1978. Comparative ^{210}Pb , ^{137}Cs and pollen geochronologies from lakes Ontario and Erie. *Quat. Res.*, **10**, 256–278.
- Smith, J.N., 2001. Why should we believe ^{210}Pb sediment geochronologies? *J. Environ. Rad.*, **55**, 121–123.
- Smith, J.N. and Walton, A., 1980. Sediment accumulation rates and geochronologies measured in the Saguenay Fjord using the Pb-210 dating method. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 225–240.
- Von Grafenstein, U., Erlenkeuzer, H., Müller, J., Trimborn, P. and Alefs, J., 1996. A 200 year mid-European air temperature record preserved in lake sediments: an extension of the $\delta^{18}\text{O}_\text{p}$ -air temperature relation into the past. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**/21, 4025–4036.

Received 16 October 2001; revised version accepted 7 March 2002

3. La carotte ANT 01-I

La carotte ANT 01-I a été prélevée au centre du Lac d'Anterne sur un site proche de celui de la carotte ANT 9902 décrite précédemment. Comme pour le cas de la carotte LDB 01- I du Lac du Bourget, la carotte est constituée d'une succession de tronçons de 3 m prélevés à l'aplomb de deux verticales différentes afin d'assurer les recouvrements des sections (cf. rapport de mission, Annexe V). La longueur totale du carottage est d'environ 12,5 m, mais seuls les 8 premiers mètres ont pu être ouverts et décrits dans le cadre de cette thèse.

L'ensemble de la carotte présente des faciès similaires à ceux décrits précédemment : elle est constituée de lamines millimétriques dans lesquelles s'intercalent des niveaux de glissement et des dépôts de crue. Les événements de sédimentation instantanée sont nombreux (environ la moitié de l'accumulation totale), ce qui a facilité la corrélation entre les carottes jumelles. Une série composite a ainsi pu être établie sur la base de la seule description visuelle de la carotte.

Les 8 premiers mètres ont fait l'objet d'un comptage visuel de lamines et la position des deux types de dépôts événementiels mis en évidence au paragraphe précédent (Arnaud et al., 2002) a été documentée. Les paragraphes suivants ont pour but de vérifier si la lamination suit une rythmicité annuelle et peut être utilisée pour établir un modèle d'âge.

Le comptage des lamines a été réalisé visuellement en comptant le nombre de doublets entre deux niveaux de sédimentation instantanée. Les événements de crue ont été comptabilisés comme un doublet et les niveaux de glissement comptés comme zéro doublet.

NB : Dans l'idéal, ce type de comptage doit être réalisé sur lames minces imprégnées et sous loupe binoculaire ou microscope. En effet, il arrive que des lamines millimétriques à submillimétriques, ne puissent être discernées à l'œil nu. A contrario certaines crues d'étés peuvent générer des turbidites qui se déposent également sous forme de doublets (Achim Brauer, com. pers.), ce qui tend à surestimer la durée de l'accumulation.

3.1. Comparaison avec la chronologie ^{210}Pb et la sismochronologie

La figure 3 présente, pour les 250 dernières années, la comparaison du modèle d'âge basé sur le comptage de lamines (un doublet ou un niveau de crue = 1 an) avec le modèle basé sur le ^{210}Pb et la reconnaissance de séismes historiques présenté au § 2 (Arnaud et al., 2002). Les deux modèles d'âge concordent globalement ce qui confirme le caractère annuel de la lamination des sédiments du Lac d'Anterne qui peuvent ainsi être interprétés comme des varves clastiques. Dans le détail, les deux modèles donnent des écarts de temps notablement différents entre deux niveaux de glissement. Ceci pointe les erreurs liées au comptage de lamines qui, si elles semblent s'annuler sur de longues périodes, empêchent d'obtenir des datations fiables avec une résolution annuelle.

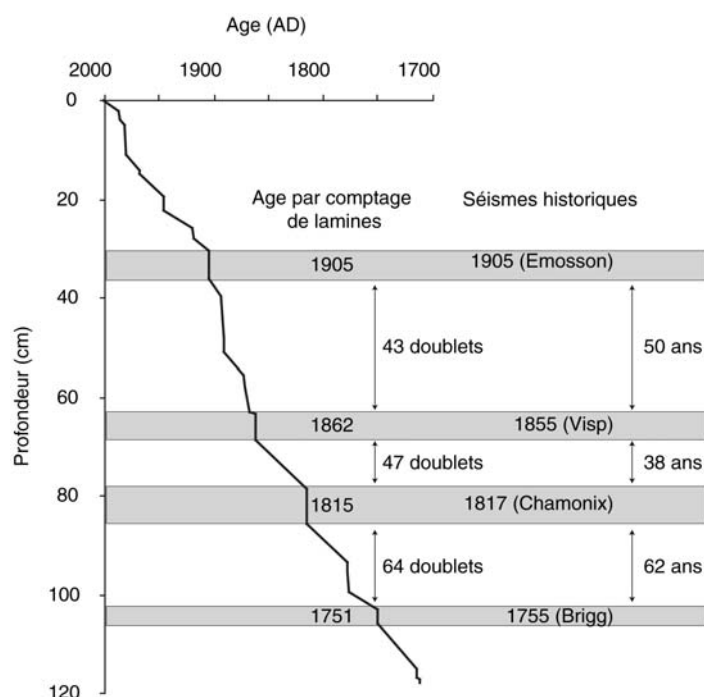


Figure 3. Comparaison de la datation par comptage de lamines des niveaux glissés attribués à des séismes historiques avec les dates de ces événements déduites de la datation ^{210}Pb (Arnaud et al., 2002). Pour faciliter la comparaison, le nombre de doublets séparant deux niveaux et le nombre d'années séparant deux événements historiques sont également reportés.

3.2. Comparaison avec les données ^{14}C

Quatre âges radiocarbone ont été obtenus sur la carotte ANT 01-I et un à la base de la carotte courte ANT 9902 (Tab. 1). La figure 4 présente ces âges, calibrés avec le logiciel Bcal (<http://bcal.shed.ac.uk/>), comparés au modèle d'âge par comptage de lamines. Par corrélation visuelle entre les carottes, l'échantillon prélevé dans la carotte ANT 9902 correspond à la côte 115 cm dans la carotte ANT 01- I.

N° Laboratoire	Carotte	Profondeur réelle (cm)	Profondeur synthétique (cm)	Age radiocarbone (BP)	Age calibré (proba. > 95%) (cal. BP)
GIFa 100307	ANT 9902	87	87	2510 +/- 80	2750 – 2360
GIFa 101287	ANT 0101 A	194	194	430 +/- 80	625 - 605 560 – 310
GIFa 101288	ANT 0102 A2	22	291	640 +/- 60	670 - 540
POZ 794	ANT 0102 A2	20,5	289,5	2410 +/- 35	2710 – 2590 2540 - 2530 2490 – 2350
POZ 720	ANT 0102 B1	105,5	538,5	1680 +/- 35	1700 - 1520
LY-10665	Base de la tourbe	xxx	xxx	5925 +/- 50	6860 - 6640

Tableau 1. Ages radiocarbone obtenus dans les carottes et le bassin versant (base de la tourbière en érosion) du Lac d'Anterne. La calibration a été effectuée avec le logiciel BCal, en utilisant la courbe de calibration INTCAL 98 (Stuiver et al., 1998). La probabilité que l'âge vrai soit compris dans les intervalles d'âges calibrés est supérieure à 95 %.

Deux âges identiques ont été obtenus à la base de la carotte ANT 9902 (2510 +/- 80) et à 289,5 cm dans la carotte ANT 01- I (2410 +/- 35 BP). Ces âges apparaissent clairement trop vieux par rapport aux modèles d'âge ^{210}Pb et par comptage de lamines. Une tourbière, dont la base a été datée à 5925 +/- 50 BP (4900 – 4700 BC) est en cours d'érosion dans le bassin versant. Il est probable que les macrorestes datés soient issus de cette tourbière, ce qui expliquerait leur âge « trop vieux ».

Sur les trois autres dates, seules deux présentent une bonne concordance avec le modèle par comptage de lamines à 194 et 290 cm. La troisième (538,5 cm) présente un décalage de 350 à 550 ans. La mauvaise fiabilité du modèle par comptage de lamines « à l'œil nu » ne permet pas d'affirmer que la date ^{14}C est vieillie par une contamination extérieure. Cette hypothèse est cependant probable car il paraît difficilement envisageable de ne pas avoir vu 350 à 550 doublets de lamines, soit environ une sur deux depuis le précédent âge ^{14}C .

Devant cette incapacité à trancher, deux modèles d'âge seront utilisés par la suite : le modèle par comptage de lamines et un modèle alternatif prenant en compte les trois âges ^{14}C (430, 640 et 1680 BP) et suivant une fonction polynomiale du second degré (Fig. 4). Selon que l'on considère l'un ou l'autre modèle, les 8 m décrits représentent une accumulation de 1800 ans (modèle par comptage de lamines) ou de plus de 3000 ans (modèle ^{14}C).

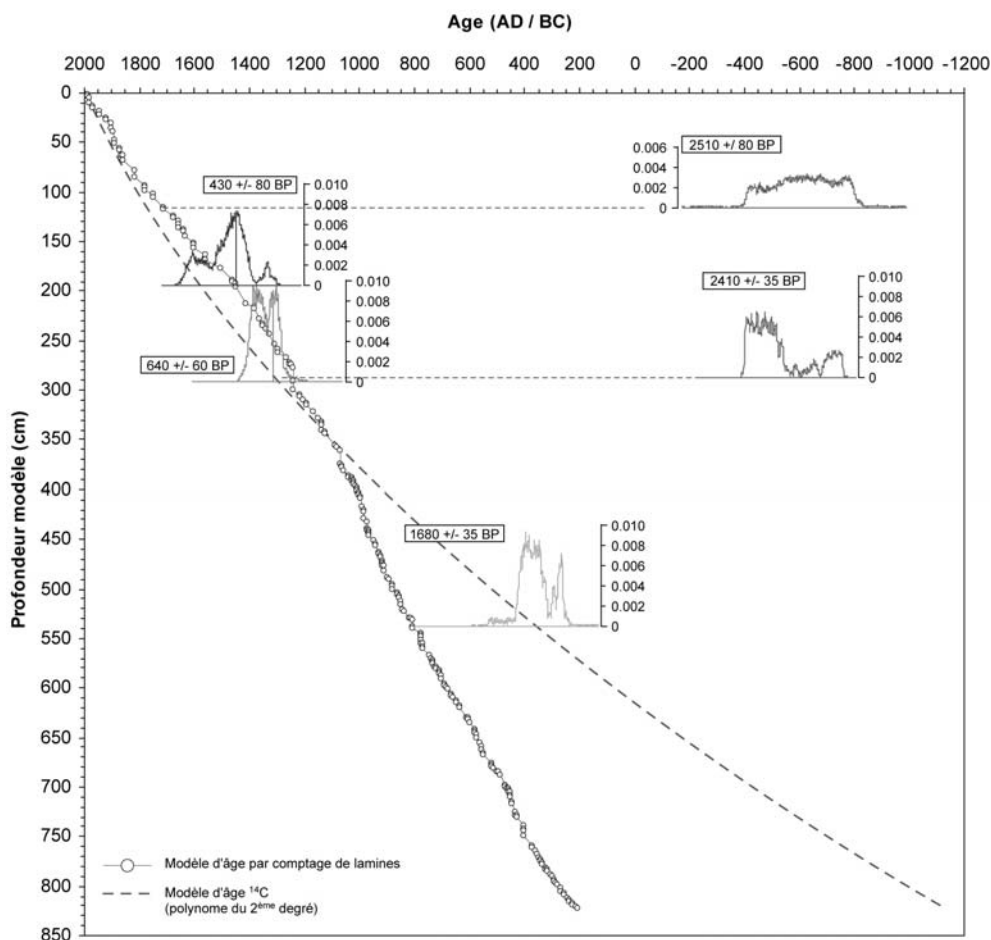


Figure 4. Comparaison du modèle d'âge par comptage de lamines avec la distribution des âges radiocarbone calibrés et un modèle d'âge basé sur les 3 dates ¹⁴C pour lesquelles la succession stratigraphique est respectée (fonction polynomiale du 2nd degré). Les courbes associées aux cinq âges ¹⁴C représentent la densité de probabilité des âges calibrés (cf. Chapitre 2 de la partie 1).

Conclusions du chapitre 3

La carotte ANT 9902 a permis de comprendre le fonctionnement sédimentaire du Lac d'Anterne. L'accumulation sédimentaire est ainsi constituée de sédiments laminés d'origine clastique provenant d'une source constante. A l'intérieur de ce sédiment laminé s'intercalent des niveaux de sédimentation instantanée dus soit à des épisodes de crue, soit à des glissements déclenchés par l'activité sismique régionale. La reconnaissance de niveaux glissés, datés par le ²¹⁰Pb, et leur attribution à des séismes historiquement connus a permis d'établir un modèle d'âge fiable qui sera utilisé dans le chapitre 4 pour mettre en âge les séries de concentration et composition isotopique du plomb.

La datation de la carotte ANT 01- I présente, dans l'état actuel des travaux, des incertitudes majeures liées notamment aux limitations que suppose le comptage de lamines « à l'œil nu » qui n'est pas entièrement satisfaisant. Ceci pointe l'absolue nécessité de développer la technique des lames minces imprégnées (e.g. Francus & Asikainen, 2001) qui est actuellement en cours de mise en place à l'Université de Savoie.

Suivant la méthode mise en place dans les lacs arctiques, il serait également intéressant de poser des pièges à sédiments afin de mieux comprendre la signification sédimentaire des « varves » du Lac d'Anterne. Ainsi, il sera possible de mettre en valeur le potentiel de ce lac qui est, à ma connaissance, le seul lac varvé carotté dans les Alpes françaises.

Références bibliographiques**(Partie 2, Chapitre 3 – hors littérature citée dans l'article)**

Arnaud F., 2000, Evolution historique du plomb d'origine anthropique dans les sédiments lacustres alpins : Apports d'une étude couplée géochimie / sédimentologie à haute résolution. Mémoire de DEA Géologie, Géochimie, Géophysique Sédimentaires, *Université Orsay – Paris XI*.

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

Francus P. & Asikainen C. A., 2001, Sub-sampling unconsolidated sediments: a solution for the preparation of undisturbed thin-sections from clay-rich sediments. *Journal of Paleolimnology* **26**, 323- 326.

Lignier V., 2001, Mécanismes et conditions de l'enregistrement de la sismicité dans des sédiments lacustres. Thèse de Doctorat, Université de Savoie.

Desmet M. et Lignier V., 1999, Mission CALAMAR 1999, carottages dans les lacs du Massif des Aiguilles Rouges. Rapport de mission, Université de Savoie, 15 pp.

Sesiano, 1993, Monographie des lacs de Hte Savoie. *Départements de la Hte Savoie*.. 125pp.

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., Spurk, M., 1998, INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* **40**, 1041-1083.

CHAPITRE 4

UN DOUBLE ENREGISTREMENT DE LA CONTAMINATION AU PLOMB DANS LES ALPES NORD-OCCIDENTALES FRANÇAISE AU COURS DES DERNIERS SIECLES : LES SERIES DES LACS D'ANTERNE ET DU BOURGET

Ce chapitre est constitué d'un article publié dans *Journal of Environmental Monitoring*. Il est basé sur des données de concentrations et rapports isotopiques de plomb dans deux carottes courtes prélevées dans les lacs du Bourget et d'Anterne. Ces données ont été publiées dans un numéro spécial du Journal de Physique IV (Arnaud et al., 2003) consacré aux actes du 11^{ème} congrès international sur les métaux lourds qui s'est tenu à Grenoble en 2003. Les résultats qui y sont présentés étant repris et interprétés plus en profondeur dans le présent chapitre, cet article est reporté en annexe.

Dans l'article qui constitue le présent chapitre, on a cherché à améliorer la comparaison entre des enregistrements sédimentaires distants de la contamination au plomb. L'idée développée ici consiste à utiliser les grandes carottes prélevées dans les lacs d'Anterne et du Bourget (ANT 01– I, cf. Chap. 3 et LDB 01- I cf. Partie 1) pour estimer la contribution naturelle du plomb, en terme de concentration et composition isotopique, dans les sédiment pré-anthropiques.

La comparaison des séries sédimentaires lacustres avec les données issues d'une carotte de glace prélevée au Mont Blanc (Rosman et al, 2000) permet d'esquisser une histoire régionale de la contamination au plomb depuis 300 ans en terme de flux, mais également de sources de contamination. Enfin, la comparaison de sites localisés à des altitudes différentes et soumis à des pressions anthropiques plus ou moins importantes, apporte un éclairage sur le mode de dispersion de la pollution métallique en zone de montagne.

A 300 year history of lead contamination in northern French Alps reconstructed from distant lake sediment records†

F. Arnaud,^{*a,e,‡} M. Revel-Rolland,^b D. Bosch,^c T. Winiarski,^d M. Desmet,^e N. Tribovillard^a and N. Givelet^{b§}

^aUMR 8110 Processus et Bilan en Domaine Sédimentaire, UST Lille 1 Bât., SN5 59655 Villeneuve d'Ascq, France. E-mail: fabien.arnaud@ed.univ-lille1.fr; Tel: (33) 4 79 75 81 02

^bUMR 5025 Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble, Université J. Fourier, 38400 St Martin d'Hères, France

^cUMR 5568 Laboratoire de Tectonophysique, Université de Montpellier II, 34095 Montpellier, France

^dLaboratoire des Sciences de l'Environnement, ENTPE, 69518 Vaulx-en-Velin, France

^eUMR 5025 Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université de Savoie, 73373 Le Bourget du Lac, France

Received 18th November 2003, Accepted 5th February 2004

First published as an Advance Article on the web 10th March 2004

Lead concentrations and isotopic ratios were measured along two well-dated sediment cores from two distant lakes: Anterne (2100 m a.s.l.) and Le Bourget (270 m a.s.l.), submitted to low and high direct human impact and covering the last 250 and 600 years, respectively. The measurement of lead in old sediment samples (>3000 BP) permits, in using mixing-models, the determination of lead concentration, flux and isotopic composition of purely anthropogenic origin. We thus show that since ca. 1800 AD the regional increase in lead contamination was mostly driven by coal consumption ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} \sim 1.17\text{--}1.19$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18.3\text{--}18.6$), which peaks around 1915 AD. The increasing usage of leaded gasoline, introduced in the 1920s, was recorded in both lakes by increasing Pb concentrations and decreasing Pb isotope ratios. A peak around 1970 ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} \sim 1.13\text{--}1.16$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 17.6\text{--}18.0$) corresponds to the worldwide recorded leaded gasoline maximum of consumption. The 1973 oil crisis is characterised by a drastic drop of lead fluxes in both lakes (from ~ 35 to $<20 \text{ mg cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). In the late 1980s, environmental policies made the Lake Anterne flux drop to pre-1900 values ($<10 \text{ mg cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) while Lake Le Bourget is always submitted to an important flux ($\sim 25 \text{ mg cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). The good match of our distant records, together and with a previously established series in an ice core from Mont Blanc,¹ provides confidence in the use of sediments as archives of lead contamination. The integration of the Mont Blanc ice core results from Rosman *et al.*¹ with our data highlights, from 1990 onward, a decoupling in lead sources between the high elevation sites (Lake Anterne and Mont Blanc ice core), submitted to a mixture of long-distance and regional contamination and the low elevation site (Lake Le Bourget), where regional contamination is predominant.

1. Introduction

The discovery of human-induced Pb, tracing industrial activity, as far as in Greenland² has been one the main events founding the consciousness of the impact of Man on his environment. The pioneering works of Patterson³ and his collaborators pointed out the dramatic increase of remote lead contamination since the Industrial Revolution and especially since the 1930s,² when the use of Tetraethyllead (TEL) as an anti-knock agent was generalised in the USA. Indeed, lead has been one of the first pollutants massively injected into the Earth's system by human activity. Evidence of local contamination as old as 4,500 years cal. BP has been pointed out in Spain,⁴ roughly when cupellation of sulfide ores was first used.⁵ The oldest traces of hemispheric human-induced lead contamination were

measured in Greenland ices as old as 2.6 ky BP⁶ and attributed to ancient Roman civilisation⁷. In Europe, numerous authors showed the importance of ancient lead inputs in Swiss peat bogs,^{8–10} in German and Swiss lake sediments^{11,12} or in Swedish lake sediments¹³ but they also pointed out the dramatic impact of the 19th century Industrial Revolution. Since the 1990s, most studies have been recording a decrease in lead fluxes, validating the efficiency of environmental policies limiting the use of leaded gasoline.^{14,15} In France, recent lead contamination has been documented in ice¹ and sediments.^{16–18} However, there is currently no sediment record available from the French Alps.

We present time-series of lead concentration and isotopic ratios from two distant lake sediment records: Le Bourget and Anterne, covering, respectively, the last 600 and 250 years. Both are located in the northern French Alps, but in radically different environments: Lake Le Bourget is a foreland lake (235 m a.s.l.) located near by an important urban agglomeration (the towns of Chambéry and Aix-Les-Bains), whereas Lake Anterne (2065 m a.s.l.) is an alpine lake far from direct human impact, near the Mont-Blanc Range. The approach developed here tends to differentiate “local” from “regional” inputs by comparing these two well-dated series in order to

† Presented as part of the Archives of Environmental Contamination at the 6th International Symposium on Environmental Geochemistry, Edinburgh, Scotland, 7–11 September 2003.

‡ EDYTEM, Bât. Belledonne Université de Savoie – Technolac, 73373 Le Bourget du Lac, France. fabien.arnaud@univ-savoie.fr

§ Present address: Institute of Geological Sciences, University of Berne, Baltzerstrasse 1-3, CH-3012 Berne, Switzerland.

assess both the amount of global lead contamination and the variability in its sources and transport pathways.

The main criticism about the sediment records of lead contamination is the bias due the presence of an important "natural" lead fraction borne by the sediment itself. In this paper we used mathematical models in order to assess the respective part of the natural and anthropogenic lead as well in concentrations and fluxes as in isotopic ratios. In that purpose we used old samples (>3000 years old), from two *ca.* 10 m-long cores¹⁹ as a reference of lead concentration and isotopic composition in the sediment matrix. We took account of the dilution effects by measuring simultaneously the concentrations in lead and in a lithogenic conservative component (thorium) and by considering the Pb/Th ratio of the sediment matrix as constant.

2. Settings and analytical methods

2.1. Site location, chronology and sample selection

Selected sites (Fig. 1) were previously investigated for sedimentological behaviour through geophysical and coring surveys. Details are given in Van Rensbergen *et al.*²⁰ and Chapron *et al.*^{21,22} for Lake Le Bourget and Arnaud *et al.*²³ concerning Lake Anterne. This permitted an efficient sample selection avoiding samples non-representative of continuous deposition, such as gravity reworking or flood-triggered instantaneous deposits and enabled us to get high-confidence chronologies based on ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs geochronologies refined by the identification of historical events.^{21,23}

Cores B16 (97 cm) and ANT 9902 (87 cm) were taken using PVC tubes by 143 and 13 meters water-depth in lakes Le Bourget and Anterne, respectively. According to previously published age-depth models,^{21,23} these cores cover the last 600 and 250 years, respectively. Additional studies were also performed on the deepest samples from longer cores recently recovered in both lakes. These pre-anthropogenic samples are ¹⁴C-dated at *ca.* 7 and 3 ky. cal. BP in lakes Le Bourget¹⁹ and Anterne, respectively.

2.2. Geochemical measurements and choice of the lithogenic reference

Cores B16 and ANT9902 were sub-sampled with a 6 and 5 millimetre step, respectively. Due to relatively high sedimentation rates (1.4 and 1.6 mm yr⁻¹) each sample integrates the contamination flux over less than 5 and 4 years in lake Le Bourget and Anterne respectively. Samples selected for geochemical analysis were oven dried at 70 °C for 24 hours. One hundred mg of dried sediment were totally digested in a Teflon bomb, using a microwave digestion system, in a mixture of 2 ml of ultrapure concentrated HNO₃ and HF.

In Lake Anterne samples, lead concentrations were measured by flame atomic absorption spectrometry (F-AAS: HITACHI Models 7200, graphite furnace) at the Laboratory of Environmental Sciences of the Ecole Nationale des Travaux Publics de l'Etat of Lyon. Non-specific absorption was corrected for the Zeeman effect.

Trace elements, including lead and thorium, abundances were measured in samples from Lake Le Bourget, and some of Lake Anterne (Table 1) using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) at the University Joseph Fourier of Grenoble following procedures described by Barrat *et al.*²⁴ Trace elements were spiked with pure Tm, which was used as internal standard. Lead and thorium data are presented in Table 1. Errors on measurements obtained from nine runs of BHVO standard are given at 2σ⁰.

Thorium was chosen as a lithogenic reference because (1) it is of purely lithogenic origin, (2) it is known to be immobile during weathering and diagenesis processes and finally (3) it presents concentrations comparable to those of lead and may thus be measured in the same ICP-MS run, on the same aliquot.

For isotopic measurements, the chemical separation of lead was done at the geochemistry laboratory of Montpellier University following a procedure modified from Manhès *et al.*²⁵ Total Pb blanks were less than 65 pg for 100 mg. The Pb isotopic ratios were measured on the MC-ICP-MS P54 at the Ecole Normale Supérieure de Lyon. During the *Le Bourget* (*italic*) and **Anterne** (**bold**) runs, uncertainty (2σ), obtained

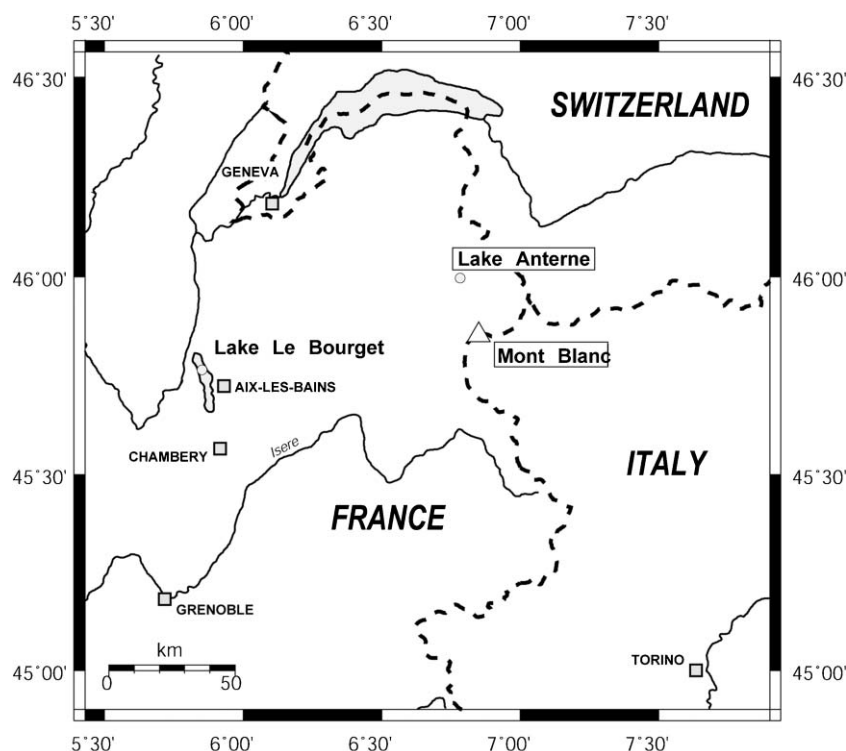


Fig. 1 Location map of the studied lakes Anterne and Le Bourget in NW French Alps. Lake Anterne is located far from direct human impact while Lake Le Bourget lies in a suburban area nearby the towns of Aix-les-Bains and Chambéry (>100,000 inhabitants). Also located is the Mont Blanc range where Rosman *et al.*¹ studied an ice core record of atmospheric lead concentration and isotopic signal over the last 300 years.

Table 1 Age, Pb and Th concentrations, EF Pb and Pb isotopic ratios of samples from lakes Le Bourget and Anterne sediment cores B16 and ANT 9902

	Depth/ cm	Age (AD)	Pb F-AAS (ppm)	Pb ICP-MS (ppm)	Th ICP-MS (ppm)	EF Pb	Pb isotopic ratio				
							208/204	207/204	206/204	208/206	207/206
LAKE ANTERNE											
ANT 9902	0.5	1999	30.3	29.0	10.3	2.0	38.4789	15.6220	18.6133	2.0674	0.8393
ANT 9902	1	1996	37.1	32.5	12.0	1.9	38.4681	15.6205	18.6018	2.0680	0.8398
ANT 9902	1.5	1993	34.3	340	11.9	2.0	38.5374	15.6394	18.6508	2.0662	0.8386
ANT 9902	11	1978	44.1	50.4	13.1	2.7	38.3062	15.6189	18.4121	2.0806	0.8483
ANT 9902	11.5	1975	37.1	48.1	12.0	2.8					
ANT 9902	12	1972	41.9	47.7	10.5	3.2	38.2184	15.6098	18.3338	2.0847	0.8514
ANT 9902	12.5	1969	58.8	64.7	12.0	3.8	38.1680	15.6023	18.2654	2.0896	0.8542
ANT 9902	13	1965	49.6	57.8	12.1	3.4	38.3744	15.6264	18.4484	2.0801	0.8470
ANT 9902	14	1962	50.2				38.4721	15.6268	18.5667	2.0522	0.8417
ANT 9902	16	1952	39.1	40.2	10.8	2.6					
ANT 9902	17	1949	41.9								
ANT 9902	18	1947	36.4								
ANT 9902	22.5	1933	33.7	28.3	10.9	1.8	38.6254	15.6408	18.7108	2.0644	0.8359
ANT 9902	23.5	1926	39.0								
ANT 9902	27	1917	37.8				38.6523	15.6344	18.7349	2.0632	0.8345
ANT 9902	27.5	1912		30.0	9.1	2.3					
ANT 9902	28	1908	38.9								
ANT 9902	34	1901	34.7				38.6884	15.6491	18.7605	2.0623	0.8341
ANT 9902	45	1883	30.5	35.6	12.4	2.0	38.7123	15.6439	18.7582	2.0638	0.8340
ANT 9902	47	1872	31.4								
ANT 9902	58.5	1837	29.6								
ANT 9902	76	1776	22.3	25.4	11.4	1.6	38.7713	15.6475	18.8688	2.0547	0.8293
ANT 9902	86	1725		23.0	10.6	1.5	38.8221	15.6519	18.9318	2.0505	0.8268
ANT 9902	1250	~ 1000 BC		21.0	11.4	1.3	38.8727	15.6554	19.0237	2.0434	0.8229
2σ standard deviation:							0.0103	0.0041	0.0046	0.0001	0.0001
LAKE LE BOURGET											
B16	0.6	1994		33.2	3.0	7.9	37.9415	15.5992	18.0391	2.1033	0.8647
B16	1.2	1990		34.5	2.2	11.0	37.5737	15.5463	17.7127	2.1213	0.8777
B16	1.8	1985		46.8	3.2	10.2	37.6782	15.5518	17.8025	2.1163	0.8735
B16	2.4	1981		35.7	2.4	10.2					
B16	3	1977		25.1	2.9	6.1					
B16	4.2	1973		39.3	2.3	12.1					
B16	5.4	1965		39.58	2.3	12.0	38.3296	15.6144	18.3523	2.0885	0.8508
B16	6.6	1956		31.1	2.2	10.1					
B16	7.8	1947		32.3	2.4	9.6					
B16	9	1939		35.6	2.7	9.1	38.2575	15.5896	18.2903	2.0911	0.8521
B16	11.4	1924		26.7	3.5	5.4					
B16	12.6	1913		29.3	3.9	5.3	38.5137	15.5834	18.6056	2.0699	0.8375
B16	13.8	1905		19.9	3.5	3.9					
B16	15	1896		19.0	4.4	3.0					
B16	16.2	1887		17.2	3.9	3.1					
B16	17.4	1879		16.2	3.8	3.0	38.6908	15.6571	18.6741	2.0719	0.8385
B16	18.6	1870		15.9	4.2	2.7	38.5666	15.6337	18.5548	2.0785	0.8426
B16	19.8	1862		13.0	4.0	2.3	38.6788	15.6413	18.7213	2.0660	0.8355
B16	21	1853		16.5	4.2	2.7					
B16	48.15	1694		13.5	4.4	2.2	38.6973	15.6443	18.7607	2.0627	0.8339
B16	62	1554		14.9	5.3	2.0					
B16	74.7	1470		15.4	5.1	2.1					
B16	89.7	1427		15.0	3.1	3.4					
B16	96.9	1330		16.6	5.2	2.2	38.6186	15.6261	18.6948	2.0657	0.8359
Pre-anthropic	845	~ 5000 BC		5.4	2.7	1.4	38.8015	15.6602	18.8619	2.0572	0.8303
2σ standard deviation:							0.0173	0.0067	0.0069	0.0002	0.0001

respectively from *five* and *six* runs of NBS-982 standard are of 0.01727; **0.01029** for $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, of 0.00666; **0.00410** for $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0.00689; **0.00457** for $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0.00015; **0.00011** for $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and 0.00007; **0.00005** for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Isotopic data presented in Table 1 were corrected for analytical drift by measuring NBS standard every four runs and applying a linear correction between two measured NBS values normalised to true NBS values.

3. Results

Depth-time correspondence, Pb and Th concentrations, Pb enrichment factor (EF Pb) relative to Upper Continental Crust,²⁶ normalised to the Pb/Th ratio (EF Pb = $(\text{Pb}/\text{Th})_{\text{sample}}/(\text{Pb}/\text{Th})_{\text{UCC}}$) and Pb isotopic ratios in sediments from Lakes Le Bourget and Anterne are given in Table 1.

3.1. Lead concentrations

Plotted against time (Fig. 2A), the lead concentrations show similar ranges in both lakes although Lake Anterne presents slightly higher values, both in the ancient sediment values and in the maximum one. This is due to a naturally higher concentration of Pb in sediment, as it is marked by the high Pb concentration in the pre-anthropogenic sample (21 ppm). This difference is in accordance with previous studies indicating a preponderant silicate fraction in Lake Anterne sediment ($\text{CaCO}_3 < 5\%^{23}$) while in Lake Le Bourget the carbonate fraction is preponderant ($\text{CaCO}_3 > 60\%^{21}$).

Both series present a similar rising trend between 1700 and 1970 AD in which two main peaks occur at the beginning of the 20th century and around the years 1960s–1970s. Although it is an outstanding feature, the synchronous peak in Lake Le Bourget (1965 and 1973 AD points) does not present the

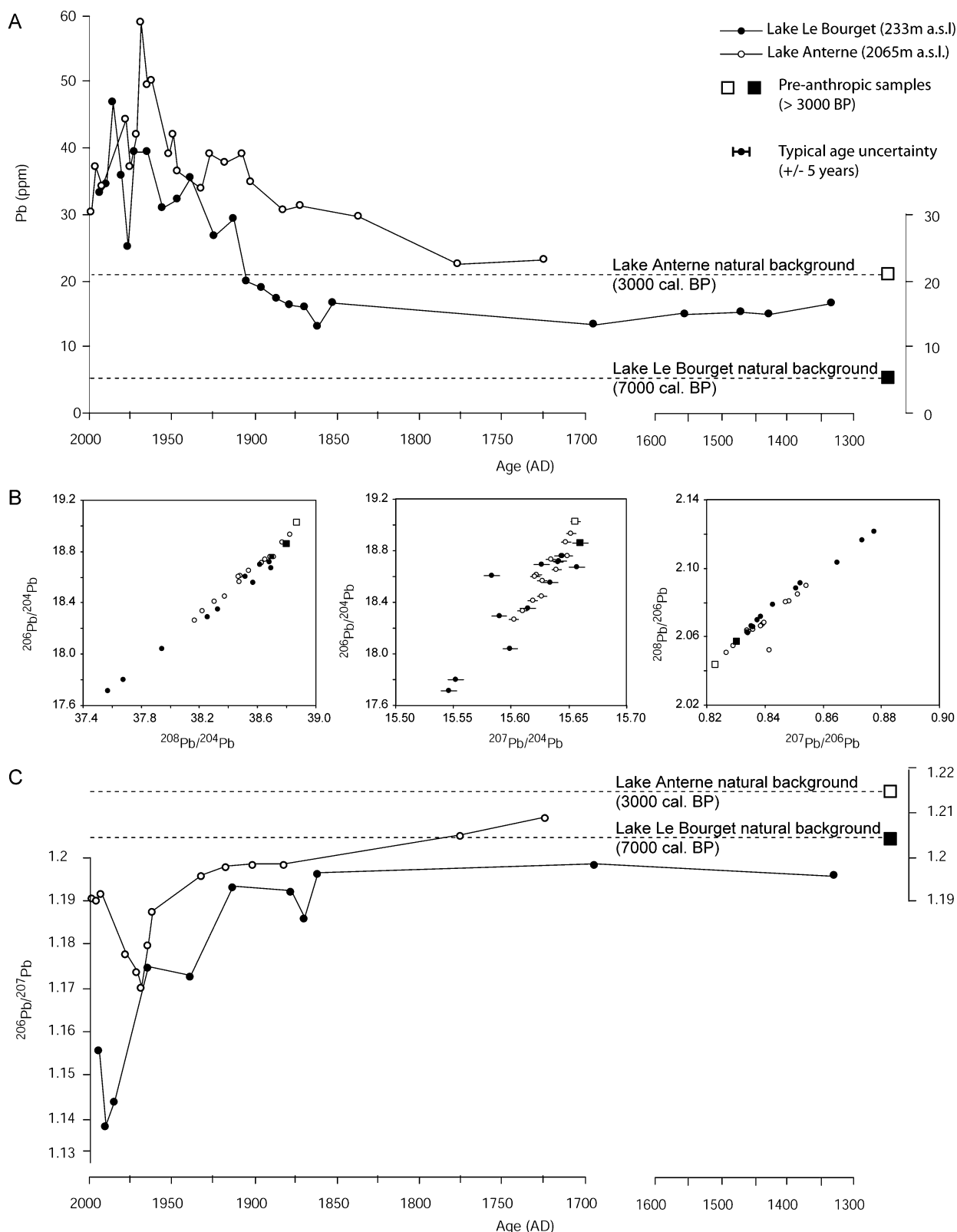


Fig. 2 Lead concentration and isotopic composition in cores B16 (black dots) and ANT 9902 (open circles) and in pre-anthropogenic samples from lake Le Bourget (black square) and Anterne (open square). (A) Lead concentrations from lakes Le Bourget (black circles) and Anterne (open circles) plotted against time of deposits. Age-depth models are from Chapron *et al.*²¹ and Arnaud *et al.*²³ allowing a less than 5 years age uncertainty. Squares represent the values of the pre-anthropogenic samples (> 3000 BP), which are supposed to be representative of the sediment matrix. (B) Isotopic results plotted in 3 different lead-lead spaces. Where non-visible, uncertainties are less than point size. (C) $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ against time of deposits.

highest value of the series, which is experienced in 1985. However, this sample presents anomalously high Th concentration, compared to the surrounding points. Hence, as the thorium content is related to the detrital input, which is, in the case of Le Bourget, directly linked to Rhône river floods,¹⁹ we propose that this peak is probably not entirely due to long

distance contamination. It is noticeable that such a flood-induced lead input was reported by Kober *et al.*¹¹ in Lake Constance. Taking account of this possible superimposed flood-enhanced signal, the late 1970s peak should thus be in both lakes the period of maximum atmospheric human-induced lead input (Table 1).

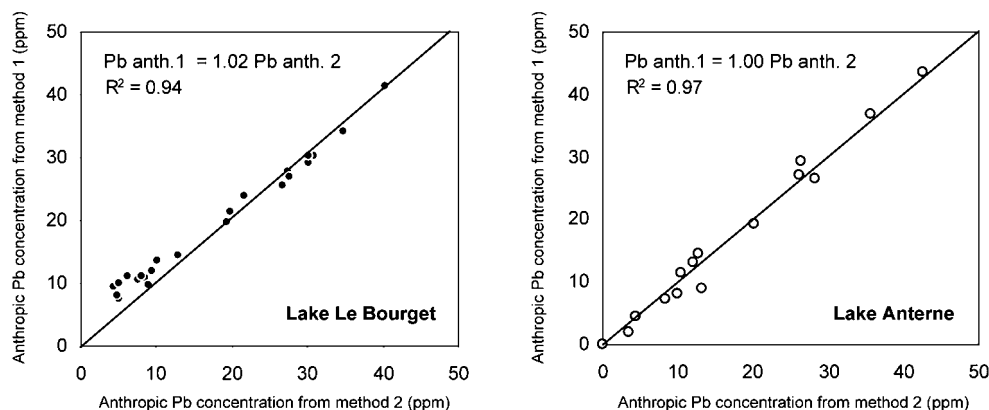


Fig. 3 Comparison of anthropogenic lead concentrations calculated from methods 1 (constant natural concentration) and 2 (constant natural Pb/Th ratio.), *cf.* explanations in text. Both models present slight differences in Lake Le Bourget where method 2 will be preferred. The very good correlation of both models in the case of Lake Anterne allows us to confidently apply method 1 to the F-AAS lead measurements.

In the uppermost samples, Pb concentrations experience a drastic decrease. This decreasing trend is well recorded in Lake Anterne where the EF Pb is similar to that of the 19th century (~2). In Lake Le Bourget the EF Pb was still around 8 in 1994, compared to about 2 in pre-industrial sediments, probably tracking the persistence of local Pb sources.

3.2. Lead isotopic ratios

Fig. 2B displays the isotopic composition of sediments from both lakes plotted in the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ lead-lead spaces. In both lakes, the lead isotopic composition appears to be a mixture of two end-members: the natural sediment-borne lead plus an anthropic end-member characterised by less radiogenic values.

Plotted against time (Fig. 2C), both lakes yield roughly similar $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ patterns with ancient high isotopic ratios tending to be less radiogenic in younger periods, as a marker of increasing human impact. A first maximum of human impact recorded by the isotopic signal occurs at the end of the 1960s (1965 and 1969 AD samples respectively in B16 and ANT9902) and underlines the beginning of a decoupling of both trends. Afterward, the signal from Le Bourget drops to very low radiogenic values when the Anterne one tends backward to natural-like values. In Lake Le Bourget only the youngest point (1994 AD) yields a more radiogenic lead isotopic composition, but as it is marked only in one sample this may not thus be interpreted as a trend.

4. Interpretation

4.1. Discriminating natural and anthropogenic lead contributions using a two-component mixing model

With the aim of comparing distant lead contamination sediment archives, the bulk measurements are not well-suited as they integrate a non-negligible contribution from the naturally lead-bearing sediment matrix. To refine the comparison between distant sites, we calculated the anthropogenic contribution to the concentration and isotopic signals. For that purpose the pre-anthropogenic values from old samples (> 3000 BP) were used as representative of the Pb and Th concentrations and of the lead isotopic composition of the sediment matrix.

The simplest method (method 1²⁷) for estimating the anthropic fraction (Pb_{anth}) of lead concentration consists of subtracting the concentration measured in the pre-anthropogenic sample (Pb_{old}) from the one measured in the sample (Pb_s).

$$\text{Pb}_{\text{anth}} = \text{Pb}_s - \text{Pb}_{\text{old}} \quad (1)$$

This simple method does not take into account the natural

variations in lead concentration due to change in dilution of the terrigenous fraction by the biogenic one (*i.e.* biogenic opal and/or carbonates). To control this effect one may normalise the lead concentration to the concentration of a conservative element not produced by human activity, such as thorium (method 2). Thus, assuming that the (Pb/Th) ratio of the sediment matrix is constant and equal to that of the oldest sample, Pb_{anth} may be assessed following eqn. (2).

$$\text{Pb}_{\text{anth}} = \text{Pb}_s - [\text{Th}_s \times (\text{Pb}_{\text{old}}/\text{Th}_{\text{old}})] \quad (2)$$

where Pb_{nat} is the anthropic fraction of lead concentration in the sample, Pb_s and Th_s are the lead and thorium concentrations measured in the studied sample, Pb_{old} and Th_{old} are lead and thorium concentrations measured in the oldest sediment samples.

Fig. 3 displays a comparison of both methods (method 1: constant natural lead concentration; method 2: constant natural Pb/Th ratio) applied to samples from lakes Le Bourget and Anterne. Results from Lake Le Bourget show a significant discrepancy between both methods – marked by the correlation coefficient but mainly by the regression slope which deviates significantly from 1 – indicating natural changes of the lead concentration in the sediment matrix: the concentrations assessed from Th normalisation will thus be used for further calculations. In the case of Lake Anterne, there is an excellent correlation between both methods and the regression slope is 1.00, each method thus bears the same information. Hence, the simple model, assuming a constant “natural” concentration, may be applied to the F-AAS data for which the Th concentration is not known.

The Pb concentration in sediment depends on the lead contamination flux but also on the dilution of this input by the sediment flux itself (eqn. 4). As this flux is different from one site to another, it is more accurate to consider the lead flux rather than lead concentration in order to compare distant records. The sediment accumulation rates A ($\text{g cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$) were computed from the measured dry density D (g cm^{-3}) of each sample and the sedimentation rate SR (cm yr^{-1}) deduced from the age-depth models exposed in Chapron *et al.*²¹ and Arnaud *et al.*²³ for lakes Le Bourget and Anterne, respectively. The sediment accumulation rate may then be calculated using eqn. 3.

$$A = D \times SR \quad (3)$$

The anthropogenic lead flux F was calculated from the sediment accumulation rate A and the previously calculated anthropogenic Pb concentration Pb_{anth} with the following eqn. (4).

$$F = A \times \text{Pb}_{\text{anth}} \quad (4)$$

Finally, considering the “old” sample as representative of the

isotopic composition of the sediment matrix, we may determine the isotopic composition of anthropogenic contamination lead according to eqn. (5).²⁷

$$(ir)_{cont} = [(ir)_s Pb_s - (ir)_{nat} Pb_{nat}] / [Pb_s - Pb_{nat}] \quad (5)$$

where $(ir)_{cont}$, $(ir)_s$ and $(ir)_{nat}$ are the isotopic ratios of the contamination source, the measured sample and the sediment matrix (measured in the oldest sample), respectively; Pb_s is the measured Pb concentration of the sample and Pb_{nat} is the natural Pb concentration in the sediment matrix of the sample derived from eqn. (1) and (2) in lakes Anterne and Le Bourget, respectively.

The main uncertainty concerning the accuracy of such a model lies in the assumption that the Pb/Th ratio and the lead isotopic composition of the sediment, measured in the pre-anthropogenic sample, remained constant all along the core, *i.e.* the terrigenous lead-bearing sediment source remained constant. This may be reasonably assumed in the small catchment of Lake Anterne which is essentially composed of a single lithology (calcareous shales). The case of Lake Le Bourget, submitted to terrigenous input from the geologically complex catchment of the Rhône river^{19,22,28} is less evident. Nevertheless, Revel-Rolland *et al.*²⁸ showed through geochemical evidence that in the core B16, studied in this paper, the terrigenous source of sediment was constant. Downstream, this constancy in the sediment source of lead-bearing minerals argues for the accuracy of the primary assumptions of the model (constancy of the Pb/Th ratio and isotopic composition of the sediment matrix).

4.2. Anthropogenic lead contamination and variability of its sources

Anthropogenic lead fluxes. Fig. 4 displays anthropogenic Pb flux as a function of time. As a reference of atmospheric signal a time-series of EF Pb (normalised to Baryum, in order to take account of the variations in the dilution of the atmospheric input by a variable snow accumulation) from the ice core collected on Mont Blanc, less than 15 km southward from Lake Anterne (Fig. 1) and studied by Rosman *et al.*,¹ has been reported on the same graph. This series being given with a seasonal resolution, we have represented only the winter samples which are the richest in Pb and thus the most representative of the atmospheric source of our pluri-annually resolute samples.

The calculated fluxes of human-induced lead yield very similar trends for these three records until the 1980s. Nevertheless, Lake Le Bourget was submitted to a non-negligible constant contamination since at least Medieval times which seems to have not been significantly intensified by the Industrial Revolution of the beginning of the 19th century. In the same time, the contamination was close to natural background levels in Lake Anterne and increased to a value similar to Lake Le Bourget consecutive with the First Industrial Revolution. This similarity in both distant sites probably reflects a change in the mode of contamination shifting from local to at least regional with the onset of the Industrial Revolution.

Both series have recorded a major inflexion at the beginning of the 20th century which is a common feature of most European lead contamination records⁸⁻¹¹ and corresponds to

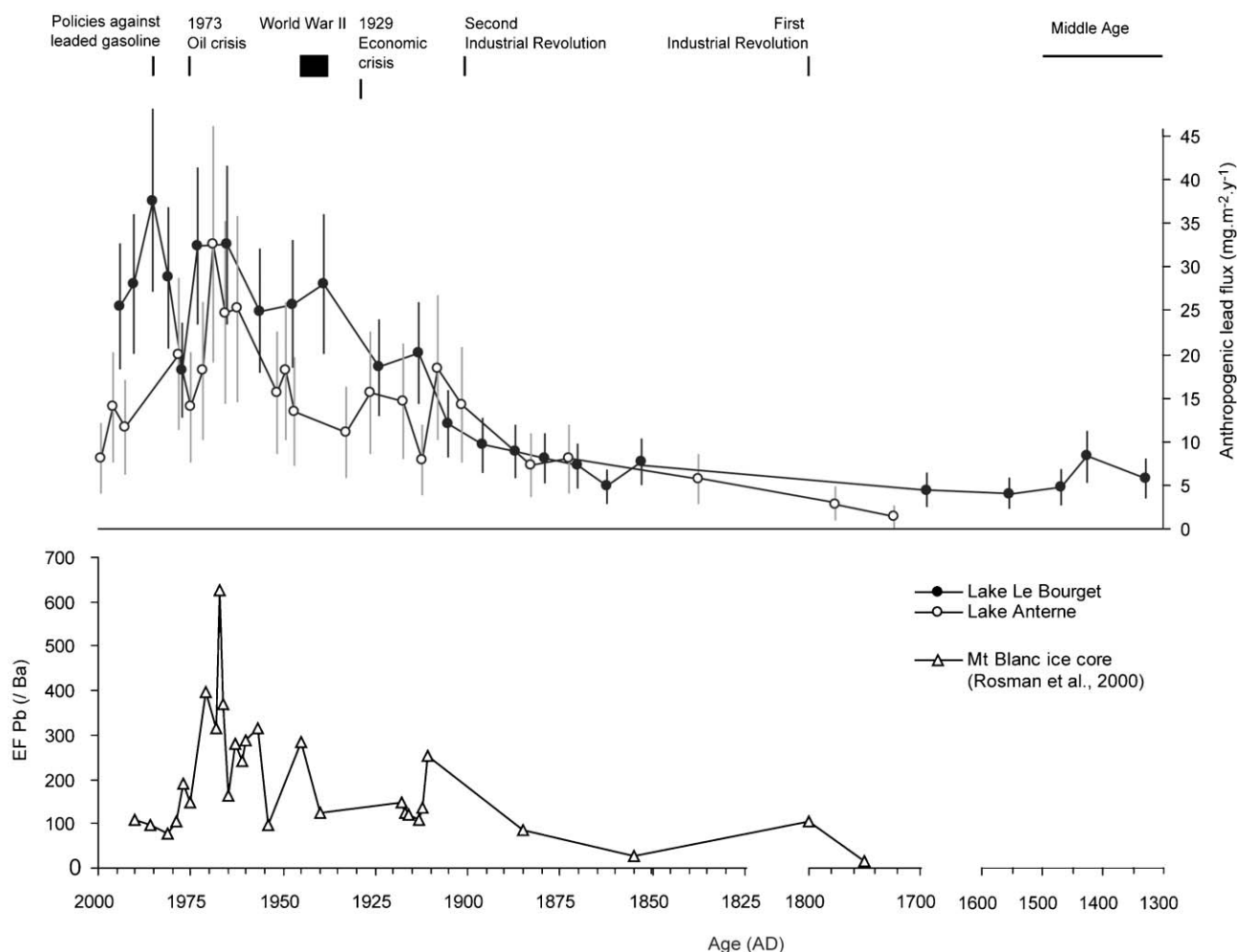


Fig. 4 Anthropogenic lead fluxes evolution in lakes Le Bourget (black circles) and Anterne (open circles) compared to the EF Pb (fBa) recorded in an ice core from Mt Blanc. Also shown are the ages of the main industrial periods and events. Uncertainties cumulate errors on the assessment of both anthropic lead concentration and mass accumulation rates.

the oldest long-distance contamination recorded in Antarctica.^{29,30} Also recorded in Swiss sediments¹¹ and peat bogs,¹⁰ as in Antarctica,³⁰ a peak in contamination occurs in both lakes around the 1920s. This enhanced contamination period ends in Lake Anterne contemporaneously with the 1929 world wide economic crisis. Then after World War II, the similarity of the signals within the 1970s maximum of contamination outlines the preponderant part of long-distance contamination within this period. The 1973–74 oil crisis is clearly recorded as a decrease in the anthropogenic lead flux of both series, but only after 1985 – when environmental policies prohibiting leaded-gasoline were undertaken – do low concentrations seem to be persistent. Since then Lake Anterne anthropogenic lead flux has tended backward to 19th century-like values, while Lake Le Bourget seems to have been submitted to a persistent local contamination.

Anthropogenic lead isotopic composition as tracer of contaminant sources. The $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ratios of the contaminant source from both lakes, calculated according to eqn. (5), are plotted against time of deposit in Fig. 5. As a reference of an atmospheric signal, the $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ signal from the Mont Blanc ice core¹ is reported on the same graph. Within the limits of method uncertainties, all series show similar trends. Until the 1960s, the contaminant lead displays high radiogenic values suggesting that coal burning was the preponderant source of pollution.

In both lakes, the contaminant isotopic signal experiences a shift to less radiogenic values between 1920 and 1930 corresponding to the period of first commercialisation of leaded gasoline in the USA (1923) and thereafter in Europe (Germany, France and Italy in 1931). Afterward, the use of leaded gasoline increased drastically until the beginning World War II, and in 1945 the totality of the automotive fuel sold in Europe was leaded.

In the Mont Blanc ice core record, a similar trend to less radiogenic lead isotopic composition occurs as early as 1916, that means seven years before the first use of leaded gasoline in the USA. Rosman *et al.*¹ attribute the following period of

contamination (1923 to 1991) to motor exhaust emissions, but do not comment on the apparent discrepancy between the known history of leaded gasoline use and their isotopic signal. Unfortunately, in both our lacustrine records, as well as in the Mont Blanc ice core, there is no measurement point between 1917 and 1933 which should help to determine the age of the shift and thus to attribute it unambiguously to the introduction of leaded gasoline. Nevertheless, between 1923 and 1991 the lead contamination may be attributed to the emission of Tetraethyllead (TEL) which was generalised in motorcar fuel in the USA from the early 1930s and in Europe from 1945 AD. During this period the distant records show very homogenous isotopic ratios outlining the widespread influence of TEL contamination recorded worldwide, from Greenland² to Antarctica.²⁹

A major difference between the Mont Blanc ice core and the presented sediment records occurs within the late 1970s. This is due to the Italian isotopic experience, which consisted of the input of very low radiogenic lead ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} = 1.04$) in gasoline sold in the Italian city of Torino between 1975 and 1979. The effects of this experience were recorded in the Mont Blanc ice core as mentioned by Rosman *et al.*,¹ but it seems it had no effect on the records from lakes Le Bourget and Anterne. Hence we may suppose that the Mont Blanc Range acts as a barrier for low atmosphere contamination from the Eastern face of the Alps.

Since the 1980s and environmental policies phasing out the use of leaded gasoline, our records show no significant trend because of the lack of points. Nevertheless, the greater dispersion of anthropogenic lead isotopic ratios calculated in different records suggests that different sources of lead occur in high and low elevation sites.

In Fig. 6 we compare, over the last 10 years, the lead isotopic signatures in aerosols from different countries established by Bollhöfer and Rosman,³³ to that of the contaminant lead in high and low elevation natural archives (namely Lake Anterne sediments, Mont Blanc ice and Lake Le Bourget sediments) within the $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ lead–lead space. During the 1990–1996 period, samples from high elevation sites clearly

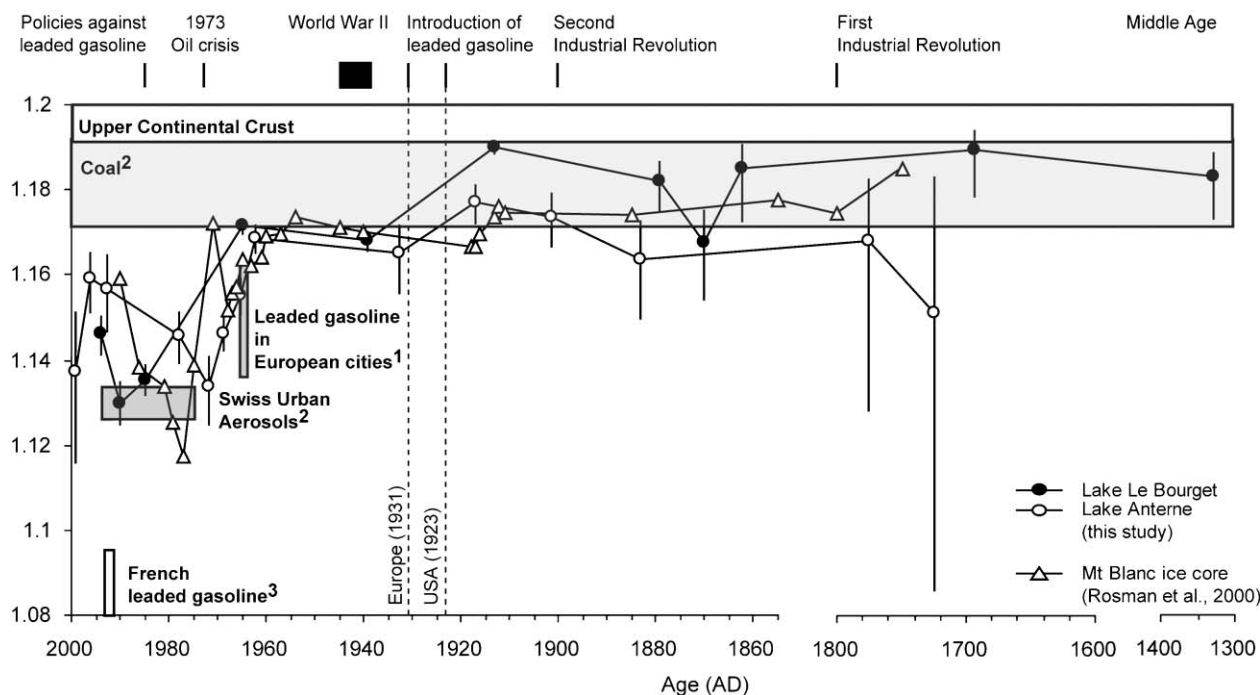


Fig. 5 Contaminant isotopic ratios in lakes Le Bourget (black circles) and Anterne (open circles) plotted against time and compared to data from the Mont Blanc ice core (triangles) studied by Rosman *et al.*¹ Also shown are the ages of the main industrial periods and events and the isotopic fields of some possible sources throughout the time (data from ¹Chow *et al.*; ³¹Kober *et al.*; ¹¹Monna *et al.*; ³²see Fig. 6 and related text for a detailed discussion on post-1990 contamination sources). Vertical dashed lines mark the beginning of the commercialisation of leaded gasoline in the USA (1923) and in Europe (1931). The great uncertainty on the oldest values from Lake Anterne is due to very low anthropogenic lead concentrations.

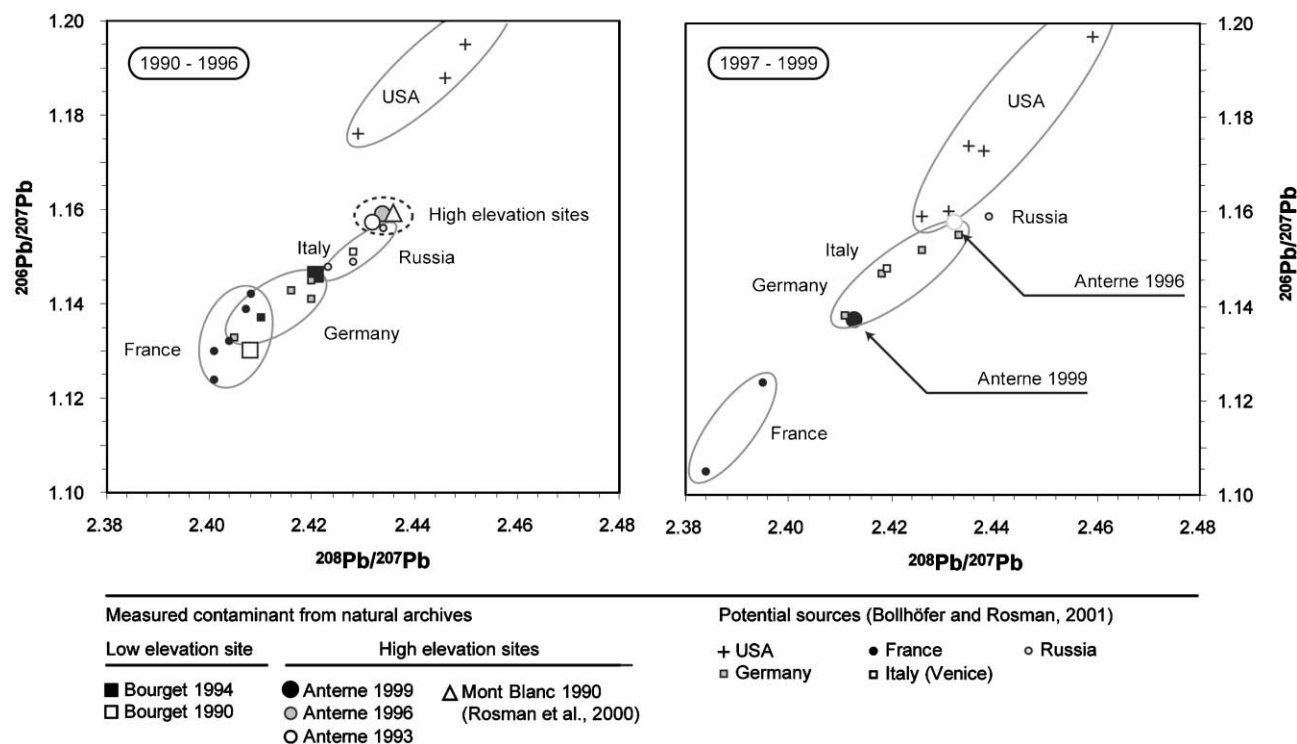


Fig. 6 Isotopic lead signatures of contamination in lakes Le Bourget and Anterne and in the Mt Blanc ice core¹ compared together with source fingerprints from different countries as represented by urban aerosols measurements.³³

match together and appear to be a mixture of European and American sources. Simultaneously, Lake Le Bourget was submitted to a rather local to regional contamination with a typical European signature. The shift toward a less radiogenic value afterward recorded in Lake Anterne accompanies a similar trend both in the USA and French aerosols and confirms that Lake Anterne records a mixture of short- and long-distance contaminations.

5. Discussion

In contrast to other natural archives where trace metals are purely of atmospheric origin, such as ombrotrophic peat bogs or ice cores, sediment records bring a variable quantity of lead related to the sediment matrix itself. Nevertheless this kind of archive remains of great interest in order to study the history of metal contamination especially in the Alps where they are wider spread than peat bogs and cover a greater time-scale than ice core records. Hence, to compare distant lake sediment records of lead contamination a suite of calculus must be applied in order to assess the amount and isotopic signature of the anthropic-derived lead fraction. For that purpose, both methods 1 and 2 used in this paper are better suited than the commonly used Enrichment Factor as they consider the lead contamination as an *addition* (the measured Pb is the addition of two components: the natural and the anthropic fractions) instead of a *multiplication* (the sediment is enriched x times in Pb, compared to a reference). This is closer to the real physical processes as it is evident that the lead present in each sample is the sum of the two contributors: the sediment matrix itself and the anthropic-added fraction. Moreover, the calculus of the “natural” and “anthropic” concentrations allows us in turn to calculate the isotopic composition of the contaminant fraction. This is particularly interesting as we showed this anthropic source had inconstant isotopic signatures throughout the last 300 years. Hence, to consider a constant contaminant isotopic composition, to calculate anthropogenic contributions for example, would lead to misleading results.

In the case of lakes with varying natural lead concentration,

such as Lake Le Bourget, method 2, assuming a constant natural Pb/Th ratio, allows us to take account of the dilution/concentration processes. The main remaining source of error could be due to a change in the Pb/Th ratio and lead contamination of the sediment supply. In order both to assess this variability and to increase the statistical significance of the “natural” end-member, it would be of great interest to multiply the measurements of pre-anthropogenic samples. Hence, within the limits of the cumulated errors, it would be possible to compare sediment records together and with other archives.

6. Summary and conclusion

Reconstructing the history of lead contamination is complex as it is, in each considered spot, a mix of local, regional and global sources, yielding sometimes the same isotopic signature. Significantly different concentrations and isotopic compositions of anthropogenic lead are recorded in high (Lake Anterne sediment; this study, and Mont Blanc ice core¹) and low (Lake Le Bourget sediment; this study) elevation sites over the last three centuries. It appears that high elevation sites are better suited to study large-scale high-atmosphere borne contamination whereas the low elevation site records both global and local pollution. This should be explained by the altitudinal location of the archive relative to the planetary boundary layer (~ 1500 m a.s.l.), as was previously suggested by Doucet and Carignan,³⁴ from the altitudinal transect of lead concentration and isotopic composition in lichens.

The difference between high and low elevation sites was greatly attenuated during the 1960s–1970s maximum of leaded gasoline contamination when both concentrations and isotopic ratio of anthropogenic lead are similar in all records. This confirms the global impact of this contamination due probably both to the huge amount of lead involved (up to 250,000 tons per year consumed worldwide in 1970 AD³⁵) and to the specific mode of contamination of alkyl-lead from gasoline *via* the higher atmosphere.

The efficiency of environmental policies leading to the prohibition of leaded gasoline is attested by the dramatic

decrease in concentration and the backward trend to “natural” isotopic values recorded in high elevation sites. Nevertheless this pattern is not so clear in Lake Le Bourget, submitted to direct, local to regional, human impact. Indeed, this site experienced a decrease in lead concentration simultaneous to other ones but a lowly radiogenic source still persists.

In this study we propose a simple mathematical procedure to compare lead contamination from distant sedimentary records taking into account a variable natural lead fraction. The spatial studies hence possibly should allow us to better understand the dispersion modes of lead in different environments; in suburban as well as in remote locations. Further work, covering wide geographical zones, should allow the production of contamination maps for key periods such as the 1970s’ or the Roman period, allowing a spatial view of lead contamination pathways. The generalisation of such an approach in an extended geographic area should allow us (1) to compare results from lake sediments and other archives of lead contamination, such as ombrogenic peat bogs or ice cores and (2) to better constrain the contamination pathways over Europe during key-periods of lead contamination such as the Roman Period or the 1970s’ lead gasoline peak.

Acknowledgements

Work on Lake Anterne was supported by the Asters and Sixt-Passy Natural Reserve through the CALAMAR program. Thanks to the Reserve rangers who helped with coring and to Dr. Vincent Lignier who initiated the CALAMAR coring surveys. Grateful thanks to Emmanuel Chapron who provided the core B16 from Lake Le Bourget as well as its knowledge of the Lake’s sedimentary working. The authors are grateful to P. Tellouk (ENS- Lyon) for help in isotopic measurements. Thanks to Francine Keller (LGCA) who helped in measuring trace elements on ICP-MS. The authors greatly appreciated the comments and constructive criticisms of Catherine Chauvel and Eric Lewin (LGCA) for improving the initial manuscript.

References

- 1 K. J. R. Rosman, C. Ly, K. Van de Velde and C. F. Boutron, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, **176**, 413.
- 2 M. Murozumi, T. J. Chow and C. C. Patterson, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1969, **33**, 1247.
- 3 C. C. Patterson, *Am. Antiq.*, 1971, **36**, 286.
- 4 M. Leblanc, J. A. Morales, J. Borrego and F. Elbaz-Poulichet, *Econ. Geol.*, 2000, **95**, 655.
- 5 C. C. Patterson, *Arch. Env. Health*, 1965, **11**, 344.
- 6 S. Hong, J.-P. Candelone, C. C. Patterson and C. F. Boutron, *Science*, 1994, **265**, 1841.
- 7 K. J. R. Rosman, W. Chisholm, S. Hong, J.-P. Candelone and C. F. Boutron, *Env. Sci. Technol.*, 1997, **31**, 3413–3416.
- 8 W. Shotyk, A. K. Cheburkin, P. G. Appleby, A. Frankhauser and J. D. Kramers, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, **145**, E1.
- 9 W. Shotyk, D. Weiss, P. G. Appleby, A. K. Cheburkin, R. Frei,

- M. Gloor, J. D. Kramers, S. Reese and W. O. Van der Knaap, *Science*, 1998, **281**, 1635.
- 10 D. Weiss, W. Shotyk, P. G. Appleby, J. D. Kramers and A. K. Cheburkin, *Env. Sci. Technol.*, 1999, **33**, 1340.
- 11 B. Kober, M. Wessels, A. Bollhöfer and A. Mangini, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999, **63**, 1293.
- 12 F. Monna, J. Dominik, J.-L. Loizeau, M. Pardos and P. Arpagaus, *Env. Sci. Technol.*, 1999, **33**, 2850.
- 13 I. Renberg, M. Wik-Persson and O. Emteryd, *Nature*, 1994, **368**, 323.
- 14 F. E. Grousset, C. R. Quétel, B. Thomas, P. Buat-Ménard, O. F. X. Donard and A. Bucher, *Environ. Sci. Technol.*, 1994, **28**, 1605.
- 15 P. Flament, M.-L. Bertho, K. Deboudt and E. Puskaric, *Sci. Total Environ.*, 1996, **92**, 193.
- 16 F. Elbaz-Poulichet, P. Holliger, W. W. Huang and J. M. Martin, *Nature*, 1984, **308**, 408.
- 17 F. E. Grousset, J. M. Jouanneau, P. Castaing, G. Lavaux and C. Latouche, *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 1999, **48**, 401.
- 18 S. Alfonso, F. Grousset, L. Massé and J.-P. Tastet, *Atmos. Environ.*, 2001, **35**, 3595.
- 19 F. Arnaud, M. Revel, E. Chapron, M. Desmet and N. Tribouvillard, *The Holocene* in press.
- 20 P. Van Rensbergen, M. De Batist, C. Beck and E. Chapron, *Sediment. Geol.*, 1999, **128**, 99.
- 21 E. Chapron, C. Beck, M. Pourchet and J.-F. Deconinck, *Terra Nova*, 1999, **11**, 86.
- 22 E. Chapron, M. Desmet, T. De Putter, M.-F. Loutre, C. Beck and J.-F. Deconinck, *The Holocene*, 2002, **12**, 177.
- 23 F. Arnaud, V. Lignier, M. Revel, M. Desmet, C. Beck, M. Pourchet, F. Charlet, A. Trentesaux and N. Tribouvillard, *Terra Nova*, 2002, **14**, 225.
- 24 J. A. Barrat, F. Keller, J. Amossé, R. N. Taylor, R. W. Nesbitt and J. Hirata, *Geostand. Newsl.*, 1996, **20**, 133.
- 25 G. Manhès, C. J. Allègre, B. Dupré and B. Hamelin, *Open File Rep. U.S. Geol. Surv.*, 1978.
- 26 S. R. Taylor and S. M. Mc Lennan, *The continental crust: its composition and evolution*, Blackwell Scientific Publ., Oxford, 1985, p. 312.
- 27 D. Petit, J.-P. Mennessier and L. Lamberts, *Atmos. Environ.*, 1984, **18**, 1189.
- 28 M. Revel-Rolland, F. Arnaud, E. Chapron, M. Desmet and N. Givélet, *Chem. Geol.*, submitted for publication.
- 29 P. Vallelonga, K. Van de Velde, J.-P. Candelone, V. I. Morgan, C. F. Boutron and K. J. R. Rosman, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, **204**, 291.
- 30 F. A. M. Planchon, K. Van de Velde, K. J. R. Rosman, E. W. Wolf, C. P. Ferrari and C. F. Boutron, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2003, **67**, 693.
- 31 T. J. Chow, C. Snyder and J. L. Earl, “Isotopic ratios of lead as pollutant source indicators”, in *Isotope ratios as pollutant source and behavior indicators*, IAEA, Vienna, 1975, pp. 95–108.
- 32 F. Monna, J. Lancelot, I. W. Croudace, A. B. Cundy and J. T. Lewis, *Environ. Sci. Technol.*, 1997, **31**, 2277–2286.
- 33 A. Bollhöfer and K. J. R. Rosman, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2001, **65**, 1727.
- 34 F. J. Doucet and J. Carignan, *Atmos. Environ.*, 2001, **35**, 3681–3690.
- 35 J. F. Wu and E. A. Boyle, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, **61**, 3279.

Conclusions du chapitre 4

Les données présentées dans ce chapitre montrent que les sédiments des lacs d'Anterne et du Bourget ont enregistré une histoire comparable de la contamination au plomb, tant en terme de chronologie que de sources de contamination. Il apparaît ainsi que la contamination au plomb est dominée par la combustion des charbons jusqu'au début du XX^{ème} siècle. L'introduction de l'essence plombée en Europe au début du XX^{ème} siècle est marquée par une chute simultanée du rapport isotopique $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ du plomb contaminant dans les trois enregistrements considérés (Bourget, Anterne et Mont Blanc), traduisant l'apparition d'une source moins radiogénique. Ensuite, la contamination suit l'évolution économique mondiale avec notamment une baisse durant la période de récession des années 1930. Le maximum de contamination intervient vers 1970 et est stoppé par les crises pétrolières des années 1973 et 1974. L'efficacité de l'introduction de l'essence sans plomb est attestée surtout dans le Lac d'Anterne dont la contamination en plomb a retrouvé des valeurs proches de celles du XIX^{ème} siècle. Le Lac du Bourget est en revanche encore soumis à une source de contamination dont la signature isotopique, différente de celle du Lac d'Anterne et de la carotte de glace du Mont Blanc, pourrait traduire une origine locale ou régionale.

La chronologie de la contamination au plomb établie à partir des séries d'Anterne et du Bourget est cohérente avec les travaux précédents réalisés en Suisse (Shotyk et al., 1996 ; 1998 ; Weiss et al., 1999 ; Monna et al., 1999), en Allemagne (Kober et al., 1999) ou en Scandinavie (Renberg et al., 2001). Ceci confirme l'aspect généralisé de cette contamination en Europe, comme l'ont suggéré Renberg et al. (2001).

La comparaison avec la série établie par Rosman et al. (2000) sur une carotte de glace prélevée sur le Mont Blanc montre un comportement cohérent de la contamination dans les sites d'altitude (Anterne et Mont Blanc) qui diffèrent pour les dernières années du signal enregistré au Bourget. Il pourrait s'agir d'une confirmation de modes de contamination différents au-dessus et au-dessous de la couche limite entre haute et basse atmosphère (vers 2000 m) comme suggéré précédemment par des études sur la contamination des lichens dans les Alpes et le Jura français (Doucet & Carignan, 2001).

Sur un plan méthodologique ces interprétations reposent sur des hypothèses fortes (constances de la composition isotopique et du rapport Th/Pb de la matrice sédimentaire) établies sur la base d'un seul échantillon pré-anthropique dans chaque lac. Afin de vérifier les hypothèses exprimées précédemment il conviendrait de multiplier, pour chaque lac, les mesures de plomb dans des sédiments anciens afin de tester la variabilité naturelle du système. Une étude systématique sur des sédiments bien datés dans d'autres lacs alpins serait également nécessaire afin d'étendre spatialement l'étude et d'établir à terme des cartes de contamination à 4 dimensions, incluant le temps et l'espace.

Références bibliographiques

(les références citées hors de l'article sont en gris)

Alfonso S., Grousset F., Massé L. and Tastet J.-P., 2001, A European lead isotope signal from 6000 to 3000 years BP in coastal marshes (SW France). *Atmos. Environn.* **35**, 3595-3605.

Arnaud F., Lignier V., Revel M., Desmet M., Beck C., Pourchet M., Charlet A., Trentesaux A. and Tribouvillard 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., Chapron E., Desmet M., Tribouvillard 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**.

Barrat J.A., Keller F., Amossé J., Taylor R.N., Nesbitt R.W. and Hirata J., 1996, Determination of rare earth elements in sixteen silicate samples by ICP-MS after Tm addition and Im exchange separation. *Geostand. News.* **20**, 133-139.

Bollhöffer A. and Rosman K.J.R., 2001, Isotopic source signatures for atmospheric lead: The Northern Hemisphere. *Geochim. Cosmochim. Acta* **65**, 1727-1740.

Chapron E., Beck C., Pourchet M. and 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. and 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.

Chow , TJ; Snyder, C ; Earl J.L., 1975, Isotopic ratios of lead as pollutant source indicators. In isotope ratios as pollutant source and behavior indicators. IAEA: Vienna, pp 95-108.

Doucet F. J. & Carignan J., 2001, Atmospheric Pb isotopic composition and trace metal concentration as revealed by epiphytic lichens: an investigation related to two altitudinal sections in Eastern France, *Atmospheric Environment* **35**, 3681-3690 .

Elbaz-Poulichet F., Holliger P., Huang W.W. and Martin J.M., 1984, Lead cycling in estuaries illustrated by the Gironde estuary, France. *Nature* **308**, 408-414.

Flament P., Bertho M.-L., Deboudt K. and Puskaric E., 1996, Changes in the lead content of atmospheric aerosols above the Eastern Channel between 1982/83 and 1994. *Sci. Total. Environ.* **92**, 193-206.

Grousset F.E., Quézel C.R., Thomas B., Buat, Ménard P., Donard O.F.X. and Bucher A., 1994, Transient Pb isotopic signature in the western European atmosphere. *Environ. Sci. Technol.* **28**, 1605-1608.

Grousset F. E., Jouanneau J. M., Castaing P., Lavaux G. and Latouche C., 1999, A 70 year record of contamination of industrial activity along the Garonne River and its tributaries. *Est. Coast. and Shelf Sci.* **48**, 401-414.

Hong S., Candelone J.-P., Patterson C. C. and Boutron C. F., 1994, Greenland ice evidence of hemispheric lead pollution two millennia ago by Greek and Roman civilizations. *Science* **265**, 1841-1843.

Kober B., Wessels M., Bollhöfer A. and Mangini A., 1999, Pb isotopes in sediments of Lake Constance, Central Europe constrain the heavy metal pathways and the pollution history of the catchment, the lake and the regional atmosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63**, 1293-1303

Leblanc M., Morales J.A., Borrego J. and Elbaz-Poulichet F., 2000, 4,500 years-old mining pollution in Southwestern Spain: long-term implications for modern mining pollution. *Econ. Geol.* **95**, 655-661.

Manhès G., Allègre C.J., Dupré B. and Hamelin B., 1978, Lead-lead systematics, the age and chemical evolution of the Earth in a new representation space. *Open File Rep. U.S. Geol. Surv.*

Monna F., Lancelot J., Croudace I. W., Cundy A. B., Lewis J.T., 1997, Isotopic composition of airborne particulate material from France and the Southern United Kingdom. Implications for Pb pollution sources in urban areas. *Env. Sci. Technol.* **31**, 2277-2286.

Monna F., Dominik J., Loizeau J.-L., Pardos M. and Arpagaus P., 1999, Origin and evolution of Pb in sediments of Lake Geneva (Switzerland-France). Establishing a stable Pb record. *Env. Sci. Tech.* **33**, 2850-2857.

Murozumi M., Chow T.J., and Patterson C.C., 1969, Chemical concentrations of pollutant lead aerosols, terrestrial dusts and sea salts in Greenland and Antarctic snow strata. *Geochim. Cosmochim. Acta* **33**, 1247-1294.

Patterson C.C., 1971, Native copper, silver, and gold accessible to early metallurgists. *American Antiquity* **36**, 286-321.

Patterson C.C., 1965, Contaminated and natural lead environments of man. *Arch. Env. Health* **11**, 344 – 360.

Petit D., Mennessier J.P., Lamberts L., 1984, Stable lead isotopes in pond sediments as tracer of past and present atmospheric lead pollution in Belgium. *Atm. Env.* **18**, 1189-1193.

Planchon F.A.M., Van de Velde K., Rosman K.J.R., Wolf E.W., Ferrari C.P., and Boutron C.F., 2003, One hundred fifty-year record of lead isotopes in Antarctic snow from coats Land. *Geochim. Cosmochim. Acta* **67**, 693-708.

Renberg I., Wik-Persson M. and Emteryd O., 1994, Pre-industrial atmospheric lead contamination detected in Swedish lake sediments. *Nature* **368**, 323-326.

Renberg I., Bindler R., Brännvall M.-L., 2001, Using the historical atmospheric lead-deposition record as a chronological marker in sediment deposits in Europe, *The Holocene* **11**, 511-516.

Revel-Rolland M., Arnaud F., Chapron E., Desmet M., Givélet N., submitted, Sr and Nd isotope as a tracer of sources of clastic material, in the Bourget lake sediment (NW Alps, France) during the Little Ice Age. *Chemical Geology*.

Rosman K.J.R., Chisholm W., Hong S., Candelone J.P. and Boutron C.F., 1997, Lead from Carthaginian and Roman Spanish mines isotopically identified in Greenland ice dated from 600 BC to 300 AD. *Env. Sci. Tech.* **31**, 3413-3416.

Rosman K. J. R., Ly C., Van de Velde K. and Boutron C. F., 2000, A two century record of lead isotopes in high altitude Alpine snow and ice. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **176**, 413-424.

Shotyk W., Cheburkin A.K., Appleby P.G., Frankhauser A. and Kramers J.D., 1996, Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony, and lead deposition recorded in an ombrotrophic peat bog profile, Jura mountains, Switzerland. *Earth. planet. Sci. Lett.* **145**, E1 – E7.

Shotyk W., Weiss D., Appleby P.G., Cheburkin, A.K., Frei R., Gloor M., Kramers J.D., Reese S. and Van der Knaap W.O., 1998, History of atmospheric lead deposition since 12370 14C yr BP from a Peat Bog, Jura mountains, Switzerland. *Science* **281**, 1635 – 1640.

Taylor S.R. & Mc Lennan S.M., 1985, The continental crust : its composition and evolution. Blackwell scientific publ., Oxford. 312 pp.

Vallelonga P., Van de Velde K., Candelone J.-P., Morgan V.I., Boutron C.F. and Rosman K.J.R., 2002, The lead pollution history of Law Dome, Antarctica, from isotopic measurements on ice cores: 1500 AD to 1989 AD. *Earth. planet. Sci. Lett.* **204**, 291-306.

Van Rensbergen P., De Batist M., Beck C. and Chapron E., 1999, High-resolution seismic stratigraphy of glacial to interglacial fill of a deep glacial lake: Lake Le Bourget, North Western Alps, France. *Sediment. geol.* **128**, 99-129.

Weiss D., Shotyk W., Appleby P. G., Kramers J. D. and Cheburkin A. K., 1999, Atmospheric Pb deposition since the Industrial Revolution recorded by five Swiss peat profiles: Enrichment factors, fluxes, isotopic composition, and sources. *Env. Sci. Tech.* **33**, 1340-1352.

Wu J.F. and Boyle E.A., 1997, Lead in the western North Atlantic Ocean: completed response to leaded gasoline phaseout. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 3279-3283.

CHAPITRE 5

L'ENREGISTREMENT DES CONCENTRATIONS EN PLOMB
DANS LA CAROTTE ANT 01- I : IMPLICATIONS ARCHEOLOGIQUES ?

Présentée au chapitre 3, la carotte de 12,5 m prélevée dans le Lac d'Anterne (ANT 01- I) pourrait constituer la plus longue série varvée étudiée dans les Alpes françaises. Toutefois l'inadéquation du modèle d'âge par comptage de lamines avec la date ^{14}C la plus profonde ne permet pas d'affirmer avec certitude le caractère annuel de la lamination et / ou la continuité de la série (existence possible d'un hiatus sédimentaire). Outre son intérêt intrinsèque pour l'étude de la contamination archéologique et historique, l'établissement d'une série de concentration en plomb dans cette carotte pourrait apporter une information indirecte sur l'âge des sédiments en considérant la position des marqueurs chronologiques historiques proposés par Renberg et al. (2001) : le « pic romain » vers 100 BC – 300 AD et « l'augmentation médiévale » aux alentours de l'An Mil. Ces périodes marquent des étapes majeures dans le développement industriel de l'Europe et pourraient avoir affecté également les Alpes. Ceci est suggéré par l'étude de la tourbière suisse de l'Etang de la Gruère, dans le Jura, (Shotyk et al., 1998) où le « pic romain » a été daté entre 200 BC et 200 AD et où l'An Mil marque l'essor de la contamination au plomb.

La concentration en plomb a été mesurée par absorption atomique environ tous les 40 doublets de lamines dans la carotte ANT 01- I, jusqu'à 8 m. Le reste de la carotte n'avait pas été échantillonné avant son gel accidentel, et n'a donc pas fait l'objet de mesures géochimiques. De plus, il n'y a pas dans l'état actuel des travaux de mesure isotopique du plomb sur la grande carotte d'Anterne, il est évident qu'une telle série d'analyse sera indispensable pour valider et renforcer l'intérêt de cet enregistrement sédimentaire unique.

1. Résultats

La figure 1 présente les résultats de la mesure du plomb dans la carotte ANT 01- I en fonction de la profondeur. La valeur de 21 ppm mesurée à la base de la carotte la plus profonde (non décrite ici), à 12,5 m (cf. Chapitre 4, Arnaud et al., 2004) est confirmée comme la concentration du sédiment « naturel » déposé dans le Lac d'Anterne, puisque aucun échantillon ne présente de valeur inférieure à ce seuil. Comme démontré sur le premier mètre de carotte (Fig. 3 du Chap. 4), il semble donc que la contribution naturelle du sédiment soit restée constante au cours du temps. Les variations de la concentration en plomb peuvent ainsi être interprétées en terme de contamination additionnelle.

La principale caractéristique du profil de plomb est un pic majeur entre 7,7 m et la base de la série. Ce pic présente des valeurs extrêmes de 68 et 95 ppm de plomb, soit une contamination plus importante que durant le maximum de contamination des années 1970 (59 ppm, cf. Chapitre 4, Arnaud et al., 2004). On note également un petit pic entre 5,6 et 4,8 m (~30 ppm) avant l'établissement de valeurs durablement plus élevées que celles du sédiment « naturel » (27 à 35 ppm) à partir de 4 m et jusqu'à l'échantillon le plus superficiel (15 cm), dont la valeur (61 ppm) est similaire à celle du pic des années 1970 dans la carotte ANT 9902.

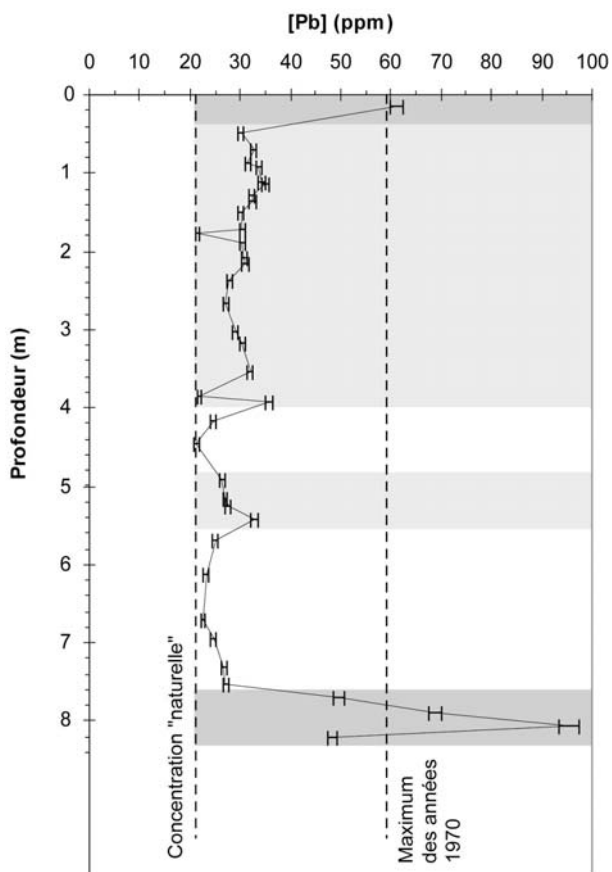


Figure 1. Evolution de la concentration en plomb en fonction de la profondeur dans la carotte ANT 01- I. La concentration « naturelle » et la concentration maximale mesurée pendant le maximum de contamination des années 1970 (cf. Chap. 4, Arnaud et al., 2004) sont reportées en pointillés.

2. Interprétation

Les concentrations sont reportées en fonction du temps estimé à partir des deux modèles d'âges possibles dans la figure 2. Le pic de contamination à la base de la série pourrait correspondre à la période romaine si on applique le comptage de lamines, en revanche si on considère la datation ^{14}C , ce pic se situerait aux alentours de 1000 BC. Les deux modèles étant relativement concordants pour cette période, l'augmentation médiévale est enregistrée dans la série autour de 1000 AD quel que soit le modèle d'âge considéré. Entre les deux, le pic secondaire vers 5,5 m correspondrait aux dates 600 – 900 AD ou 200 – 550 AD selon le modèle d'âge considéré.

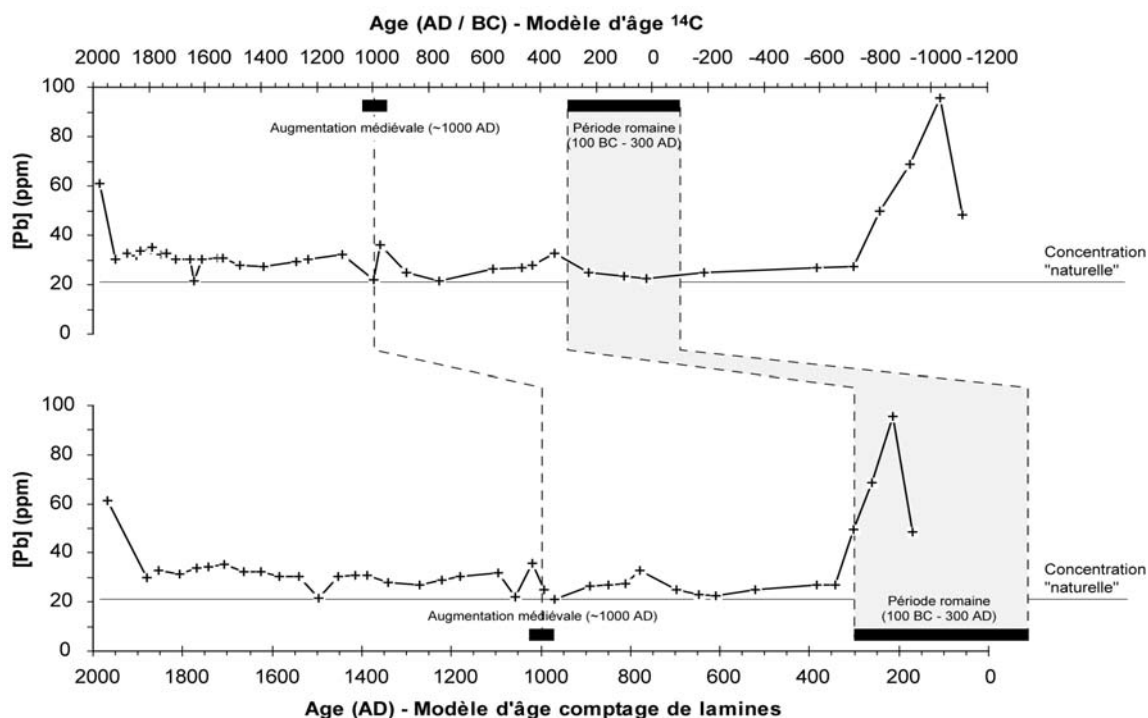


Figure 2. Evolution de la concentration en plomb dans la carotte ANT 01- I en fonction des âges établis par comptage de varves et par le modèle de datation ^{14}C . A titre de comparaison, les périodes clés de la contamination par le plomb en Europe, définies par Renberg et al. (2001) ont été reportées.

Ces résultats confortent le modèle d'âge par comptage de lamines, la série étant alors conforme aux différents enregistrements européens compilés par Renberg et al. (2001), puisqu'elle présenterait le pic de romains (avant 120 BC et jusque vers 300 AD), l'augmentation médiévale (1000 AD) et le maximum des années 1970 discuté précédemment (cf. Chap. 4 : Arnaud et al. 2004). Une période d'activité secondaire pourrait être mise en évidence durant le Haut Moyen Age (600 – 900 AD). Mais dans tous les enregistrements européens le « pic romain » est discret, généralement inférieur en intensité au pic de l'An Mil (cf. Chap. Fig. 2 ; Renberg et al., 2001) et toujours moins prononcé que le pic des années 1970. Dans ce cas, comment expliquer l'énorme contamination de l'époque romaine dans le Lac d'Anterne ?

Il est clair que le pic de plomb attribuable à l'époque romaine ne peut refléter une contamination globale, dont on sait qu'elle fut à l'époque romaine plusieurs ordres de grandeur inférieure à la pollution par l'essence plombée des années 1970, tant pour les enregistrements distants comme le Groenland (Hong et al., 1994) que dans les différentes archives naturelles européennes regroupées par Renberg et al. (2001). On peut alors émettre l'hypothèse d'une contamination locale associée à une activité d'extraction de plomb argentifère dans la région.

3. Discussion : une contamination locale majeure à proximité du Lac d'Anterne à l'Epoque Romaine ?

En l'absence de données isotopiques et de datation réellement fiable, il est actuellement impossible de vérifier l'hypothèse d'une intense activité minière ayant conduit au pic de plomb identifié dans les sédiments du Lac d'Anterne.

Le contexte historique et minier ne dément toutefois pas cette hypothèse. Si la datation par comptage de varves est juste, le « pic romain » du lac d'Anterne est au moins antérieur à 120 AD (plus vieil échantillon mesuré) et

s'étale jusque vers 300 AD. A cette époque la région est occupée par les Romains qui ont envahi l'Allobrogie en 121 BC. Or les romains sont de grands consommateurs de plomb et d'argent qui sont des ressources rares en Italie et qu'ils exploitaient intensivement au sein de l'Empire (Rosman et al., 1997).

La Savoie est pauvre en ressources métalliques et à cette époque les seules exploitations de plomb connues dans la région se situent en Tarentaise, à proximité des villages actuels de Macôt et de Pesey, et à dans la haute vallée de l'Arve à Passy (Bertrand, 2000). Cette dernière est basée sur l'exploitation des filons de galène argentifère de la Montagne de Pormenaz qui jouxte le Lac d'Anterne.

Dans l'état actuel des travaux, les incertitudes sur la datation par comptage de lamines, l'absence de normalisation par un élément lithophile et de mesures isotopiques ne permettent pas d'affirmer avec certitude l'existence réelle d'un épisode de contamination majeure par le plomb autour du Lac d'Anterne à l'époque romaine. Cette hypothèse devra être à l'avenir validée en affinant l'approche géochimique (isotopie du plomb) et la datation de la carotte, en étendant l'investigation aux lacs d'altitude environnants, mais aussi en accentuant les collaborations avec la communauté des archéologues et historiens de l'Antiquité.

Conclusions du chapitre 5

L'objectif du présent chapitre est de pointer à la fois l'intérêt de l'étude de la grande carotte du Lac d'Anterne et les difficultés spécifiques inhérentes à l'étude d'une série varvée. Il apparaît indispensable de mieux comprendre la signification de la lamination du sédiment et de développer la datation par comptage de varves sur lames imprégnées qui est la seule technique capable de fournir la reproductibilité nécessaire à la fiabilité de la datation. Il sera alors possible d'exploiter pleinement cette série offrant potentiellement une résolution annuelle.

Il est également intéressant de noter comment une approche paléoenvironnementale peut s'insérer dans des problématiques de recherche au croisement des sciences naturelles et humaines. Car, si elle est confirmée, la mise en évidence d'une pollution de grande ampleur de l'ensemble des lacs bordant la montagne de Pormenaz pourrait relancer l'étude archéologique de cette zone dont les archéologues pensent que l'exploitation fut anecdotique jusqu'au Moyen Age. Or la pollution médiévale apparaît trois fois moins importante que son analogue antique. Faut-il y voir une moindre efficacité des méthodes d'extraction romaines ? Ou bien la haute vallée de l'Arve était-elle un fournisseur important de métaux pour la Cité de Vienne qui contrôlait alors la région ? Les mesures isotopiques du plomb du minerai, des sédiments et des objets datés de cette époque, ainsi qu'une étude extensive des sédiments des lacs environnants pourraient apporter un éclairage intéressant à ce débat.

Références bibliographiques (Partie 2, Chapitre 5)

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

Bertrand F., 2000, La Savoie à l'époque romaine, Site Sabaudia, <http://www.sabaudia.org/v2/dossiers/savoieromaine/public1.php>

Blanc-Gonnet F., 2000, Etude archéo-climatique et archéo-environnementale des sédiments de lacs de haute altitude dans le massif des Aiguilles Rouges. Mémoire de DEA Dynamique de la lithosphère. Université de Savoie, 40 pp.

Hong S., Candelone J.-P., Patterson C. C. and Boutron C. F., 1994, Greenland ice evidence of hemispheric lead pollution two millennia ago by Greek and Roman civilizations. *Science* **265**, 1841-1843.

Renberg I., Bindler R., Brännvall M.-L., 2001, Using the historical atmospheric lead-deposition record as a chronological marker in sediment deposits in Europe, *The Holocene* **11**, 511-516.

Rosman K.J.R., Chisholm W., Hong S., Candelone J.P. and Boutron C.F., 1997, Lead from Carthaginian and Roman Spanish mines isotopically identified in Greenland ice dated from 600 BC to 300 AD. *Env. Sci. Tech.* **31**, 3413-3416.

Shotyk W., Weiss D., Appleby P.G., Cheburkin, A.K., Frei R., Gloor M., Kramers J.D., Reese S. and Van der Knaap W.O., 1998, History of atmospheric lead deposition since 12370 14C yr BP from a Peat Bog, Jura mountains, Switzerland. *Science* **281**, 1635 – 1640.

CONCLUSION DE LA PARTIE 2

Les sédiments lacustres alpins ont enregistré une histoire de la contamination historique par le plomb similaire à celle enregistrée par d'autres archives naturelles en Europe. Ce constat démontre la relation intime entre le développement économique de l'Europe et l'intensité de la contamination de l'environnement alpin.

La comparaison quantitative de la contamination affectant des sites distants, situés dans des contextes géologiques et sédimentologiques différents, a été facilitée par l'obtention d'échantillons « anciens » prélevés à la base de grandes carottes. La mesure des concentrations en plomb et thorium et de la composition isotopique du plomb de ces échantillons « préanthropiques » a permis d'estimer la contribution naturelle en plomb du sédiment de chaque site et, par soustraction, de quantifier le flux et la signature isotopique de la fraction contaminante d'origine anthropique.

Ainsi, pour les 300 dernières années, la comparaison des enregistrements des lacs d'Anterne et du Bourget montre le caractère « global » de la contamination par le plomb des essences depuis les années 1930, mais aussi par la combustion de charbon durant la première révolution industrielle. La période récente est marquée par une baisse significative de la pollution globale enregistrée au Lac d'Anterne et la rémanence d'un signal de pollution locale dans le Lac du Bourget. Ceci confirme une étude récente montrant que les sources de contamination peuvent varier dans une même vallée, en fonction de l'altitude.

L'étude d'une carotte couvrant plusieurs millénaires prélevée dans le Lac d'Anterne permet de prolonger l'historique de la contamination dans les Alpes françaises. Bien qu'encore perfectibles, les résultats issus de cette étude suggèrent une pollution locale majeure à l'époque romaine, probablement à mettre en relation avec l'exploitation des mines de la Montagne de Pormenaz.

Ce travail constitue une première avancée dans l'étude de l'évolution historique de la contamination par le plomb dans les Alpes françaises. Ce thème de recherche, à la croisée des sciences naturelles et humaines mérite une attention particulière au moment où la communauté scientifique européenne (projets *PACLIVA* du 5^{ème} PCRD et *L2KY-Climate et Declac*, dans le cadre du programme EUROCORE – Euroclimate) s'intéresse de plus en plus aux archives naturelles que sont les lacs alpins. Dans ce cadre, une bonne connaissance de l'histoire de la contamination au plomb pourrait permettre d'une part d'améliorer les datations en fournissant de nouveaux repères chrono-stratigraphiques ; et d'autre part de mieux connaître l'histoire des hommes qui, au même titre que les variations climatiques, ont fortement modifié le paysage alpin depuis plusieurs millénaires.

CONCLUSION GENERALE

L'étude de la carotte de 9 m LDB 01- I, prélevée dans la plaine nord, a permis de retracer l'histoire des crues du Rhône dans le Lac du Bourget depuis 7200 ans. Ces crues ont été relativement rares durant la majorité de la période et leur fréquence n'a cessé d'augmenter depuis 4500 cal. BP.

Dans cette tendance à long terme, 2650 cal. BP marque un premier palier à partir duquel la décharge détritique en provenance du Rhône devient la source majeure de sédiment. Cette date est connue par ailleurs comme une crise majeure de sédimentation sur l'ensemble du cours du Rhône. Un nouveau seuil semble franchi vers 1700 cal. BP avec une augmentation majeure de taux de sédimentation qui marque une accentuation de la décharge détritique du Rhône dans le Lac du Bourget.

Au cours des derniers 3000 ans, les variations de la décharge détritique rhodanienne dans le Lac du Bourget suivent les variations connues de l'activité hydrologique du Rhône (Arnaud et al., 2005). Pour les périodes plus anciennes, le signal détritique est moins bien marqué et les informations sur l'activité hydrographique du Rhône sont rares. Toutefois, des périodes de recrudescence d'apports de pente, attribuées au remaniement des plages de sables surplombant le site de carottage, semble concorder avec des périodes de hausse du niveau des lacs périalpins (Magny, 2003).

Certaines périodes de détritisme accentué correspondent à des périodes de baisse de niveau lacustre et de recul des glaciers. Il s'agit notamment des périodes 4450 – 3800 et 2000 – 1800 cal. BP, qui correspondent par ailleurs à des périodes de recrudescence des crues dans les lacs d'Annecy et de Constance et dans la plaine alluviale du Rhône. Je propose qu'il s'agisse de périodes de crues par fonte de neige, marquant probablement des printemps relativement chauds faisant suite à des hivers particulièrement neigeux.

Concernant les mécanismes forçants du signal détritique dans le Lac du Bourget, l'Homme, par son action déstabilisatrice des sols, ne peut être écarté comme facteur aggravant de l'augmentation des flux détritiques. Mais la similarité du signal détritique avec celui de l'activité hydrologique implique un contrôle climatique au moins sur la périodisation des apports détritiques qui nécessitent, outre la disponibilité de sédiment à éroder, des flux hydriques suffisants pour permettre le débordement des crues. De plus les indices minéralogiques semblent indiquer que l'augmentation du détritisme s'est accompagné d'un changement minéralogique traçant l'érosion de roches moins altérées, ce qui est peu compatible avec l'hypothèse d'une source pédologique.

Au final, les variations du flux détritique dans le Lac du Bourget semblent contrôlées à long terme par l'évolution des paramètres orbitaux de la Terre qui tendent, à l'échelle de l'Holocène, à renforcer les flux d'ouest aux moyennes latitudes de l'Europe de l'ouest (Rimbu et al., 2003). La variabilité séculaire semble quant à elle régie par les variations de l'activité solaire, les baisses de l'activité solaire se traduisant également par un renforcement des vents d'ouest (Haig, 1994). Les variations de l'activité solaire agissant dans le même sens que l'évolution des paramètres orbitaux, il est possible que la forte baisse de l'activité solaire vers 2650 cal. BP ait fait franchir un seuil au système, accentuant brutalement l'effet du lent changement des paramètres orbitaux. Dans l'état actuel du projet, il est difficile de savoir si ce seuil est climatique ou lié à la réaction propre du système Rhône – Lac du Bourget.

L'étude de la sédimentation détritique dans le Lac du Bourget a permis de retracer l'évolution de l'activité hydrologique du Rhône depuis 7200 ans. Cette série présente clairement un contrôle climatique, potentiellement modulé par les activités humaines. En revanche le lien entre les paramètres climatiques (températures, précipitations etc.) et les crues du Rhône reste encore à définir et nécessite l'approfondissement du travail sur le site du Bourget en renforçant l'approche multi-paramètres (isotope de l'oxygène, matière organique, chironomes) et en améliorant la résolution du signal authigène / détritique (XRF continu tous les 2 mm) et en acquérant de nouvelles séries (carottes plus longues et carottes de tourbe dans le marais de Chautagne). Il serait également intéressant d'étendre cette approche sur d'autres sites susceptibles de présenter un système sédimentaire similaire.

Quel que soit l'approche adoptée pour reconstituer les changements environnementaux de l'Holocène, l'établissement d'un modèle d'âge est une étape fondamentale. Dans ce domaine, la datation ^{14}C par AMS est relativement bien adaptée aux sédiments lacustres, mais présente des incertitudes importantes. Alfonso et al. (2001), puis Renberg et al. (2001) ont relevé ces limitations et proposé d'utiliser la contamination au plomb comme marqueur chronostratigraphique. Cette approche nécessite l'établissement de courbes de référence et suppose que le signal de contamination au plomb est global.

Dans le cas des lacs d'Anterne et du Bourget, le signal est effectivement comparable à la plupart des enregistrements européens, entre 1750 et 1990 (Arnaud et al., 2004). Après 1990, c'est à dire après la disparition

de la source majeure de contamination par le plomb des essences, les signaux divergent et le Lac du Bourget semble influencé principalement par une source locale alors que le Lac d'Anterne semble soumis à une contamination comparable à celle affectant le Mont Blanc (Rosman et al., 2000).

Pour les périodes plus anciennes, une série de concentration a été obtenue sur les sédiments du Lac d'Anterne. Cette série varvée a fait l'objet d'une datation par comptage de lamines à l'œil nu qui devra être confirmée par un comptage sur lames minces imprégnées. L'occurrence d'un pic de plomb daté de l'époque romaine conforte toutefois la méthode.

Ce pic dépasse en intensité le pic dû aux essences dans les années 1970, il s'agit donc probablement d'une contamination locale en rapport avec l'exploitation des mines de plomb argentifère de la Montagne de Pormenaz située à moins de 3 km en contrebas du Lac d'Anterne. Il semble donc délicat de postuler une contamination globale dans les sites alpins qui ont connu une activité minière importante depuis l'époque romaine. Il est donc indispensable, si l'on veut utiliser la contamination au plomb comme marqueur chronostratigraphique, d'établir des cartes de contamination régionale, voire locale, à l'échelle d'un massif.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Alfonso S., Grousset F., Massé L., Tastet J. P., 2001,** A European lead isotope signal recorded from 6000 to 300 years BP in coastal marshes (SW France). *Atmospheric environment* **35**, 3595-3605.
- Alley R. B., Mayewski P. A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K. C., Clark P. U., 1997,** Holocene climatic instability: a prominent widespread event 8200 yr ago. *Geology* **25**, 483 – 486.
- Appleby P.G., & Oldfield F., 1978,** The calculation of ^{210}Pb dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena*, **5**, 1-8.
- Appleby P.G., & Oldfield F., 1983,** The assessment of ^{210}Pb data from sites with varying sediment accumulation rates. *Hydrobiol.*, **103**, 29-35.
- Ariès S., 2001,** Mise en évidence de contaminations métalliques historiques à partir de l'étude d'enregistrements sédimentaires de lacs de haute montagne. Thèse de doctorat, Université de Toulouse III. 276 pp.
- Ariztegui D., Farrimond P., McKenzie J.A., 1996,** Compositional variations in sedimentary lacustrine organic matter and their implications for high Alpine Holocene environmental changes: Lake St. Moritz, Switzerland. *Organic Geochemistry* **24**, 453-461.
- Arnaud F., 2000,** Evolution historique du plomb d'origine anthropique dans les sédiments lacustres alpins : Apports d'une étude couplée géochimie / sédimentologie à haute résolution. Mémoire de DEA Géologie, Géochimie, Géophysique Sédimentaires, Université Orsay – Paris XI.
- Arnaud F. Lignier V., Revel M., Desmet M., 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 M., Winiarski T., Bosch D., Chapron E., Desmet M., Tribovillard N., 2003,** Lead fall-out isotopic signal over French northern Alps: Timing and sources constraints from distant lake sediment records. *Journal de Physique IV* **107**, 61-64.
- Arnaud F., Revel-Rolland M., Bosch D., Winiarski T., Chapron E., Desmet M., Tribovillard N., Givélet N., 2004.** A 300 years-long history of lead contamination in Northern French Alps from distant lake sediment records. *Journal of Environmental Monitoring* **6**, 448 – 456.
- Arnaud F., Revel M., Chapron E., Desmet M. and Tribovillard N., 2005,** 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget: A High-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* **15**.
- Arnaud-Fassetta G., 2000,** 4000 ans d'histoire hydrologique dans le delta du Rhône. *Grafigeo* **11**, 229 pp.
- Arnaud-Fassetta G. 2002,** Geomorphological records of a 'flood-dominated regime' in the Rhône Delta (France) between the 1st century BC and the 2nd century AD. What correlations with catchment paleohydrology? *Geodinamica Acta* **15**, 79-92.
- Augagneur S., 1996,** étude de la composition isotopique du plomb dans une série séculaire de vins : mise en évidence de la pollution d'origine anthropique. Thèse de doctorat, Université Bordeaux I, 180 pp.
- Banerjee J. K., King J., Marvin J., 1981,** A rapid method for magnetic granulometry with application to environmental studies. *Geophysical Research Letters* **8**, 333-336.
- Barber K.E., Chambers F. M., Maddy D., 2003,** Holocene palaeoclimates from peat stratigraphy: macrofossil proxy climate records from three oceanic raised bogs in England and Ireland, *Quaternary Science Reviews* **22**, 521-539
- Barrat J.A., Keller F., Amossé J., Taylor R.N., Nesbitt R.W. and Hirata J., 1996,** Determination of rare earth elements in sixteen silicate samples by ICP-MS after Tm addition and Im exchange separation. *Geostandard Newsletters* **20**, 133-139.
- Bates R. L. & Jackson J. A., 1997,** Glossary of geology. American Geological Institute ed., Alexandria, USA. 788 pp.
- Berglund B.E. 2003,** Human impact and climate changes - -synchronous events and a causal link? *Quaternary International* **105**, 7–12.
- Bertrand F., 2000,** La Savoie à l'époque romaine, Site Sabaudia, <http://www.sabaudia.org/v2/dossiers/savoieromaine/public1.php>
- Bianchi G.G. & McCave I.N. 1999,** Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature* **397**, 515-517.
- Blaauw M., van Geel B., van der Plicht J. in press,** Solar forcing of climate change during the mid-Holocene: indications from raised bogs in the Netherlands. *The Holocene*.
- Blanc-Gonnet F., 2000,** Etude archéo-climatique et archéo-environnementale des sédiments de lacs de haute altitude dans le massif des Aiguilles Rouges. Mémoire de DEA Dynamique de la lithosphère. Université de Savoie, 40 pp.
- Bollhöffer A. and Rosman K.J.R., 2001,** Isotopic source signatures for atmospheric lead: The Northern Hemisphere. *Geochim. Cosmochim. Acta* **65**, 1727-1740.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. 1997,** A pervasive millennial-scale cycle in

North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* **278**, 1257-1266.

Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M. N., Showers W., Hoffman S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G., 2001, Persistent solar influence on North Atlantic Climate during the Holocene. *Science* **294**, 2130-2136.

Bradley, 2003, Climate forcing during the Holocene. *PAGES News* **11**, 18–19.

Brännvall M. L., Bindler R., Renberg I., Emetryd O., Bertnicki J., Billström, 1999, The medieval metal industry was the cradle of modern large-scale atmospheric lead pollution in Northern Europe. *Environmental Science and Technologies* **33**, 4391–4395.

Bravard J.-P. 1987, *Le Rhône, Du Léman à Lyon*. Editions La Manufacture. Lyon.

Bravard J.-P., 1989, La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen-Age et à l'Epoque Moderne. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, **25**, 145-157.

Bravard J.-P., 1996, Des versants aux cours d'eau, les implications des fluctuations paléohydrologiques à l'époque médiévale. In : L'Homme et la Nature au Moyen-Âge, Actes du Vème Congrès International d'archéologie médiévale, Grenoble, éd. Errance, Paris. pp. 171-179.

Bravard J.-P., Verot-Bourrely A., Salvador P.-G. 1992, Le climat d'après les informations fournies par les enregistrements sédimentaires étudiés sur des sites archéologiques. In : Le climat à la fin de l'Âge du Fer et dans l'Antiquité (500BC-500AD). Méthodes d'approche et résultats. *Les Nouvelles de l'Archéologie* **50**, 7-13.

Broecker W.S. 2001, Was the Medieval Warm Period global ? *Science* **291**, 1497-1499.

Brooks A.P. & Brierley G.J. 1997, Geomorphic responses of lower Bega River to catchment disturbance, 1851-1926. *Geomorphology* **18**, 291-304.

Bruneton H., Arnaud-Fasseta G., Provansal M., Sistach D., 2001, Geomorphological evidence for fluvial change during the Roman period in the lower Rhône valley (southern France). *Catena* **45**, 287-312.

Carrión J.S., 2002, Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe, *Quaternary Science Reviews* **21**, 2047-2066.

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*, mémoire H.S. n° 30.

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.

Chapron E., Van Rensbergen P., De Batist M., Beck C., Henriot J.-P., soumis, Fluid escape features as a precursor of large sub lacustrine sediment slides. *Terra Nova*.

Chow , T.J; Snyder, C ; Earl J.L., 1975, Isotopic ratios of lead as pollutant source indicators. In isotope ratios as pollutant source and behavior indicators. IAEA: Vienna, pp 95-108.

Chow T.J. & Johnson M.S., 1965, Lead isotopes in gasoline and aerosols of Los Angeles basin, California. *Science* **147**, 502-503.

Czernik J. & Goslar T., 2001, Preparation of graphite targets in the Gliwice Radiocarbon Laboratory for AMS ¹⁴C dating. *Radiocarbon* **43**, 283-291.

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.

Davison W., 1993, Iron and manganese in lakes. *Earth Science Review* **34**, 119-163.

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

Dearing J. A. & Jones R. T., 2003, Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records, *Global and Planetary Change* **39**, 147-168.

Denton G. H. & Karlen W, 1973, Holocene climatic variations: their pattern and possible cause. *Quaternary Research* **3**, 155 – 205.

Desmet M. & Lignier V., 1998, Mission CALAMAR 1998, carottages dans les lacs du Massif des Aiguilles Rouges. Rapport de mission, Université de Savoie, 13 pp.

Desmet M. & Lignier V., 1999, Mission CALAMAR 1999, carottages dans les lacs du Massif des Aiguilles Rouges. Rapport de mission, Université de Savoie, 15 pp.

Desmet M. & Lignier V., 2000, Mission CALAMAR 2000, carottages dans les lacs du Massif des Aiguilles Rouges. Rapport de mission, Université de Savoie, 12 pp.

Desmet M., Devie C., Pourchet M., Blanc-Gonnet F., Lignier V., Trentesaux A., Chapron E., Winiarski T. 2001, High Mountain Lakes Sediment Records : Evidence for Multi-Decennial Oscillations of Climate and Anthropic Impact during the Last Millenium. *Publ. Terra Nova - EUG XI Strasbourg*, **6-1**, 128.

- Evin J., Maréchal J., Marien G., 1983**, Lyon natural radiocarbon measurements IX. *Radiocarbon*, **25**, 59-128.
- Doig, R., 1990**, 2300 yrs history of seismicity from silting events in Lake Tadoussac, Charlevoix, Québec. *Geology*, **18**, 820-823.
- Doig, R., 1998**, 3000-years paleosismological record from the region of the 1998 Saguenay, Québec, Earthquake. *Bull. seism. Soc. Am.*, **88**, 1198-1203.
- Doucet F. J. & Carignan J., 2001**, Atmospheric Pb isotopic composition and trace metal concentration as revealed by epiphytic lichens: an investigation related to two altitudinal sections in Eastern France, *Atmospheric Environment* **35**, 3681-3690.
- Elbaz-Poulichet F., Holliger P., Huang W.W. and Martin J.M., 1984**, Lead cycling in estuaries illustrated by the Gironde estuary, France. *Nature* **308**, 408-414.
- Flament P., Bertho M.-L., Deboudt K. and Puskaric E., 1996**, Changes in the lead content of atmospheric aerosols above the Eastern Channel between 1982/83 and 1994. *Sci. Total. Environ.* **92**, 193-206.
- Francus P. & Asikainen C. A., 2001**, Sub-sampling unconsolidated sediments: a solution for the preparation of undisturbed thin-sections from clay-rich sediments. *Journal of Paleolimnology* **26**, 323- 326.
- Fronval T. & Jansen E., 1997**, Eemian and early Weichselian (140 – 60 ka) paleoceanography and paleoclimate in the Nordic seas with comparisons to Holocene conditions. *Paleoceanography* **12**, 443-462.
- Givelet N., 1999**, Contrôle climatique et anthropique de la sédimentation du lac du Bourget (Savoie) depuis 300 ans : Approche géochimique. Mémoire de DEA *Dynamique de la lithosphère*, UJF Grenoble 1. 37 pp.
- Goldberg E.D., 1963**, Geochronology with lead-210. In *Radioactive dating*, I.A.E.A. Vienna, 121-131.
- Grootes P.M., Stuiver M., White J. W. C., Johnsen S., Jouzel J., 1993**, Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* **366**, 552-554.
- Grousset F.E., Quétel C.R., Thomas B., Buat, Ménard P., Donard O.F.X. and Bucher A., 1994**, Transient Pb isotopic signature in the western European atmosphere. *Environ. Sci. Technol.* **28**, 1605-1608.
- Grousset F. E., Jouanneau J. M., Castaing P., Lavaux G. and Latouche C., 1999**, A 70 year record of contamination of industrial activity along the Garonne River and its tributaries. *Est. Coast. and Shelf Sci.* **48**, 401-414.
- Grove J. M., 2001**, The initiation of the “Little Ice Age” in regions round the North Atlantic. *Climatic change* **48**, 53-82.
- Haas J. N., Richoz I., Tinner W., Wick T., 1998**, Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and timberline in the Alps. *The Holocene* **8**, 301-309.
- Haig J.D., 1994**, The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate. *Nature* **370**, 544-546.
- Häsänen E., 1977**, Dating of sediments, based on ²¹⁰Po measurements. *Radiochem. Radioanal. Letters* **31**, 207-214.
- Heikkilä M. & Seppä H., 2003**, A 11,000 yr palaeotemperature reconstruction from the southern boreal zone in Finland. *Quaternary Science Reviews* **22**, 41-554.
- Holzauser H., 1992**, Mouvement des glaciers dans les Alpes suisses depuis 2700 BP. *Les nouvelles de l'archéologie* **50**, 37.
- Hong S., Candelone J.-P., Patterson C. C. and Boutron C. F., 1994**, Greenland ice evidence of hemispheric lead pollution two millennia ago by Greek and Roman civilizations. *Science* **265**, 1841-1843.
- Hormes A., Müller B. U. Schlüchter 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.
- Hughes P.D.M., Mauquoy D., Barber K.E., Langdon P.G., 2000**, Mire-development pathways and palaeoclimatic records from a full Holocene peat archive at Walton Moss, Cumbria, England. *The Holocene*, **10**, 465-479.
- Hurrell J. W., 1995**, Decadal trends in the North Atlantic Oscillations: regional temperatures and precipitation. *Science* **269**, 676-679.
- Jennings A.E., Knudsen K.L., Hald M., Hansen C.V., Andrews J.T., 2002**, A mid-Holocene shift in Arctic sea-ice variability on the East Greenland Shelf. *The Holocene* **12**, 49-58
- Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen J.P., Clausen H.B., Miller H., Masson-Delmotte V., Sveinbjörnsdóttir A.E., White J., 2001**, Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP, *Journal of Quaternary Science*, **16**, 299-307
- Jorda M. & Provansal M., 1996**, Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme en France du Sud-Est (Alpes de Sud et Provence). *Bull. Soc. Géol. de France* **167-1**, 159-168.
- Jorda M. & Roditis J.-C., 1993**, Les épisodes de gel du Rhône depuis l'An Mil. Périodisation, fréquence, interprétation paléoclimatique. *Méditerranée*, **3-4**, 19-30.
- Kelts K. & Hsü K. J., 1978**, Freshwater carbonate sedimentation. In *Lakes. Chemistry, Geology, Physics*. A. Lerman ed., Springer-Verlag, New York, 295–323.

- Kilian M. R., van der Plicht J., van Geel B., 1995**, Dating raised bogs: new aspects of AMS ^{14}C wiggle matching, a reservoir effect and climatic change. *Quaternary Science Reviews* **14**, 959-966.
- Kober B., Wessels M., Bollhöfer A. and Mangini A., 1999**, Pb isotopes in sediments of Lake Constance, Central Europe constrain the heavy metal pathways and the pollution history of the catchment, the lake and the regional atmosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63**, 1293-1303
- Krishnaswamy S., Lal D., Martin J.M., Meybeck M., 1971**, Geochronology of lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **11**, 407-414.
- Lambert J. & Levret-Albaret A., 1996**, Mille ans de séismes en France. *Ouest éditions*, Nantes. 75 pp.
- Lamoureux S.F., England J.H., Sharp J.S., Bush A.B.G., 2001**, A varve record of increased 'Little Ice Age' rainfall associated with volcanic activity, Arctic Archipelago, Canada. *The Holocene* **11**, 243-249.
- Lanci L., Hirt A.M., Lowrie W., Lotter A.F., Lemcke G., Sturm M. 1999**: Mineral-magnetic record of Late Quaternary climatic changes in a high Alpine lake. *Earth and Planetary Science Letters* **170**, 49-59.
- 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
- Laskar, J., 1990**, The chaotic motion of the solar system: A numerical estimate of the chaotic zones, *Icarus*, **88**, 266-291.
- Leblanc M., Morales J.A., Borrego J. and Elbaz-Poulichet F., 2000**, 4,500 years-old mining pollution in Southwestern Spain: long-term implications for modern mining pollution. *Econ. Geol.* **95**, 655-661.
- 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.
- Leroy-Ladurie E., 1983**: Histoire du climat depuis l'an Mil. Ed. Flammarion, Paris. 2 vol.
- Lessler M.A., 1988**, Lead and lead poisoning from antiquity to modern times. *Ohio J. Sc.* **88**, 78 - 84.
- Lignier V., 2001**, Mécanismes et conditions de l'enregistrement de la sismicité dans des sédiments lacustres. Thèse de Doctorat, Université de Savoie.
- Loizeau J.-L., Span D., Coppee V., Dominik J., 2001**, Evolution of the trophic state of Lake Annecy (eastern France) since the last glaciation as indicated by iron, manganese and phosphorous 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 analysis in hypertrophic Baldeggersee (Switzerland). *Aquatic Science* **59**, 304-325.
- Magny M., 1991**, Une approche paléoclimatique de l'Holocène : les fluctuations des lacs du Jura et des Alpes du nord françaises. Thèse de l'université de Franche-Comté. Besançon. 2 vol. 633 pp.
- Magny M., 1993**, Solar influences on Holocene climatic changes illustrated by correlations between past lake-level fluctuations and the atmospheric ^{14}C record. *Quaternary Research* **40**, 1-9.
- Magny M., 1995**, Une histoire du climat. Des derniers mammoths au siècle de l'automobile. Edition Errance, Lyon. 176 pp.
- Magny M., 1999**, Lake-level fluctuations in the Jura and French subalpine ranges associated with ice-rafting debris events in the North Atlantic and variations in the polar atmospheric circulation. *Quaternaire* **10**, 61-64.
- Magny, M. 2004**, Holocene climatic variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations, and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* **113**, 65-79.
- Magny M. and Richard H., 1985**, Contribution à l'histoire holocène du Lac du Bourget : recherches sédimentologiques et palynologiques sur le site de Conjux-La Chatière (Savoie, France). *Revue de Paléobiologie* **4**, 253-277.
- 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.
- Mangerud J., Andersen T. Björn E., Berglund B.E., Donner J.J., 1974**, Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* **3**, 109-128.
- Manhès G., Allègre C.J., Dupré B. and Hamelin B., 1978**, Lead-lead systematics, the age and chemical evolution of the Earth in a new representation space. *Open File Rep. U.S. Geol. Surv.*
- Marguet A., 2000**, Elaboration de la carte archéologique des gisements du Lac du Bourget in Direction de l'architecture et du patrimoine in Sous-direction des recherches archéologiques subaquatiques et sous-marines: Bilan Scientifique 2000. Ministère de la culture et de la communication. Paris. pp. 117 – 137.
- Martinez-Cortizas A., Pontevedra-Pombal X., Novoa-Muños J.C., Garcia-Rodeja E., 1997**, Four thousand years of atmospheric Pb, Cd and Zn deposition recorded by the ombrotrophic peat bog of Penido Vello (northwest Spain). *Water, Air and Soil Pollution* **100**, 387-403.
- Meese D.A., Gow A.J., Grootes P., Mayewski P.A., Ram M., Stuiver M., Taylor K.C., Waddington E.D., Zielinski G.A., 1994**, The accumulation record from the GISP2 core as an indicator of climate change throughout the Holocene. *Science* **266**, 1680-1682.

- Monna F., Lancelot J., Croudace I. W., Cundy A. B., Lewis J.T., 1997**, Isotopic composition of airborne particulate material from France and the Southern United Kingdom. Implications for Pb pollution sources in urban areas. *Env. Sci. Technol.* **31**, 2277-2286.
- Monna F., Dominik J., Loizeau J.-L., Pardos M. and Arpagaus P., 1999**, Origin and evolution of Pb in sediments of Lake Geneva (Switzerland-France). Establishing a stable Pb record. *Env. Sci. Tech.* **33**, 2850-2857.
- Monna F., Hamer K., Lévêque J., Sauer M., 2000**, Pb isotopes as a reliable marker of early mining and smelting in the Northern Harz province (Lower Saxony, Germany). *Journal of Geochemical Exploration* **68**, 201-210.
- Mulder T. & Cochonat P., 1996**, Classification of offshore mass movements. *Journal of sedimentary research*, **66/1**, pp. 43-57.
- Muller M. A. & Mc Donald G. J., 2000**, Ice ages and astronomical causes. Data, spectral analysis and mechanisms. Springer, New York. 318 pp.
- Murozumi M., Chow T.J., Patterson C.C., 1969**, Chemical concentrations of pollutant lead aerosols, terrestrial dusts and sea salts in Greenland and Antarctic snow strata. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **33**, 1247-1294.
- Nesbitt H. W. & Young G. M., 1982**, Early proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* **299**, 715-717.
- Nesje A, Lie O., Dahl S.A., 2000**, Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records ? *Journal of Quaternary Science* **15**, 587-601.
- Nesje A., Matthews J. A., Dahl S. O., Berrisford M. S., Andersson C., 2001**, Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene* **11**, 267-280.
- Nicoud G., Monjuvent G., Maillet-Guy G., 1987**, Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du Nord par la dynamique lacustre. *Géologie Alpine*, Mém. HS 113, 457-468.
- 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. Thèse de doctorat, ISTO, Université d'Orléans.
- 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.
- Noller J.S., 2000**, Lead-210 Geochronology. In *Quaternary Geochronology Methods and application*, Noller J.S., Sowers J.M. & Lettis W.R. eds., *AGU Reference shelf* **4**, 115-120.
- Nriagu J.O. (ed), 1978**, The bioGeochemistry of lead in the environment, parts A and B. Elsevier-North Holland, Amsterdam.
- Nriagu J.O. & Pacyna J.M., 1988**, Quantitative assessment of worldwide contamination of air, water and soil by trace metals. *Nature* **333**, 134-139.
- O'Brien S.R., Mayewski P.A., Meeker L.D., Meese D.A., Twickler M.S., Whitlow S.I., 1995**, Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science* **270**, 1962-1964.
- Oldfield F., 1994**, Toward the discrimination of fine-grained ferrimagnets by diamagnetic measurements in lake and near-shore marine sediments. *Journal of Geophysical Research* **99-B5**, 9045-9050.
- Ouellet M., 1997**, Lake sediments and Holocene seismic hazard assessment within the St Lawrence Valley, Québec. *Bull. geol. Soc. Am.*, **109**, 631-642.
- Pacyna J.M., 1984**, Estimation of the atmospheric emissions of trace elements from anthropogenic sources in Europe. *Atmospheric Environment* **18**, 41-50.
- Patterson C. C., 1956**, Age of meteorites and the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **10**, 230-237.
- Patterson C.C., 1965**, Contaminated and natural lead environments of man. *Arch. Env. Health* **11**, 344 – 360.
- Patterson C.C., 1971**, Native copper, silver, and gold accessible to early metallurgists. *American Antiquity* **36**, 286-321.
- Patzelt G., 1977**, Der zeitliche Ablauf und das Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. In Frenzel B., editor *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*, Weisbaden, 248-259.
- Peck J. A., King J. W., Colman S. M., Kravchinsky V. A., 1994**, A rock-magnetic record from Lake Baikal, Siberia: Evidence for Late Quaternary climate change. *Earth and Planetary Science Letters* **122**, 221-238.
- Pennington W., Cambray R.S., Eakins J.D., Harkness D.D., 1976**, Radionuclide dating of the recent sediments from Blelham Tarn. *Freshwater biology*, **6**, 317-331.
- Petschick, 2001**, MacDiff® software notice. <http://www.geol.unierlangen.de/html/software/soft.html>
- Petit D., Mennessier J.P., Lamberts L., 1984**, Stable lead isotopes in pond sediments as tracer of past and present atmospheric lead pollution in Belgium. *Atm. Env.* **18**, 1189-1193.
- Planchon F.A.M., Van de Velde K., Rosman K.J.R., Wolf E.W., Ferrari C.P., and Boutron C.F., 2003**, One hundred fifty-year record of lead isotopes in Antarctic

snow from coats Land. *Geochim. Cosmochim. Acta* **67**, 693-708.

Pourchet M. & Pinglot J.F., 1989, Cesium 137 and lead 210 in Alpine lake sediments: measurements and modelling of mixing processes. *Journal of Geophysical Research* **94**, c 9, 12761-12770.

Pourchet M., Mourguiart P., Pinglot J.F., Preiss N., Argollo J., Wirrmann D., 1994, Sédimentation récente dans le lac Titicaca (Bolivie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **319**, 535-541.

Provansal M., Berger J.-F., Bravard J.-P., Salvador P.-G., Arnaud-Fassetta G., Bruneton H., Vérot-Bourrély A., 1999, Le régime du Rhône dans l'Antiquité et au Haut Moyen Age. *Gallia* **56**, 13-32.

Renberg I., Wik-Persson M. and Emteryd O., 1994, Pre-industrial atmospheric lead contamination detected in Swedish lake sediments. *Nature* **368**, 323-326.

Renberg I., Bindler R., Brännvall M.-L., 2001, Using the historical atmospheric lead-deposition record as a chronological marker in sediment deposits in Europe, *The Holocene* **11**, 511-516.

Revel-Rolland M., Arnaud F., Chapron E., Desmet M., Givélet N., accepté, Sr and Nd isotope as a tracer of sources of clastic material, in the Bourget lake sediment (NW Alps, France) during the Little Ice Age. *Chemical Geology*.

Rimbu N., Lohmann G., Kim J.-H., Arz H. W., Schneider R., 2003, Arctic/North Atlantic Oscillation signature in Holocene sea surface temperature trends as obtained from alkenone data *Geophysical Research Letters* **30**, 1280-1283.

Robbins J.A., Edgington D.L., Kemp K.L.W., 1978, Comparative ^{210}Pb , ^{137}Cs and pollen geochronologies from lakes Ontario and Erie. *Quaternary Research*, **10**, 256-278.

Roberts A. P., 1995, Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe_3S_4). *Earth and Planetary Science Letters* **134**, 227-236.

Rosman K.J.R., Chisholm W., Hong S., Candelone J.P. and Boutron C.F., 1997, Lead from Carthaginian and Roman Spanish mines isotopically identified in Greenland ice dated from 600 BC to 300 AD. *Env. Sci. Tech.* **31**, 3413-3416.

Rosman K. J. R., Ly C., Van de Velde K. and Boutron C. F., 2000, A two century record of lead isotopes in high altitude Alpine snow and ice. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **176**, 413-424.

Sesiano, 1993, Monographie des lacs de Hte Savoie. *Départements de la Hte Savoie*. 125pp.

Shotyk W., Cheburkin A.K., Appleby P.G., Frankhauser A. and Kramers J.D., 1996, Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony, and lead deposition recorded in an ombrotrophic peat bog

profile, Jura mountains, Switzerland. *Earth. planet. Sci. Lett.* **145**, E1 – E7.

Shotyk W., Weiss D., Appleby P.G., Cheburkin, A.K., Frei R., Gloor M., Kramers J.D., Reese S. and Van der Knaap W.O., 1998, History of atmospheric lead deposition since 12370 14C yr BP from a Peat Bog, Jura mountains, Switzerland. *Science* **281**, 1635 – 1640.

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

Six D., Reynaud L., Letréguilly A., 2001, Bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves, leurs relations avec l'oscillation du climat de l'Atlantique nord: Alpine and Scandinavian glaciers mass balances, their relations with the North Atlantic Oscillation, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* **333**, 693-698.

Smith J.N., 2001, Why should we believe ^{210}Pb sediment geochronologies? *Journal of Environmental Radioactivity* **55**, 121-123.

Smith J.N. & Walton A., 1980, Sediment accumulation rates and geochronologies measured in the Saguenay Fjord using the Pb-210 dating method. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **44**, 225-240.

Stockhausen H. and Zolitschka B., 1999, Environmental changes since 13,000 cal. BP reflected in magnetic and sedimentological properties of sediments from Lake Holzmaar (Germany), *Quaternary Science Reviews* **18**, 913-925.

Stuiver M. & Reimer P.J., 1993, Extended C data base and revised CALIB 3.0 C age calibration program. *Radiocarbon* **35**, 215-230.

Stuiver M., Grootes P.M., Braziunas, T.F., 1995, The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ Climate Record of the Past 16,500 Years and the Role of the Sun, Ocean, and Volcanoes. *Quaternary Research* **44**, 341-354.

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., Spurk, M., 1998, INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* **40**, 1041-1083.

Sturm M. & Matter A., 1978, Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland) : deposition of clastic detritus by density currents. *Special publication of the International Association of Sedimentologists* **2**, 147 – 168.

Taylor, S.R. & McLennan, S.M., 1981, The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc.* **A301**, 381-399.

Trentesaux A., Recourt P., Bout-Roumazielles V., Tribouvillard N., 2001, Carbonate grain-size distribution in hemipelagic sediment from a laser particle sizer.

Vallelonga P., Van de Velde K., Candelone J.-P., Morgan V.I., Boutron C.F. and Rosman K.J.R., 2002, The lead pollution history of Law Dome, Antarctica,

van Geel B., Buurman J., Waterbolk H.T., 1996, Archaeological and palaeoecological indications for an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science* **11**, 451-460.

van Geel B., van der Plicht J., Kilian M.R., Klaver E.R., Kouwenberg J.H.M., Renssen H., Reynaud-Farrera I., Waterbolk H.T., 1998, The sharp rise of ^{14}C 800 cal. BC: possible causes, related climate teleconnections and the impact on human environment. *Radiocarbon* **40**, 535 – 550.

van Geel B., Heusser C.J., Renssen H., Schuurmans C.J.E., 2000, Climatic change in Chile at around 2700 BP and global evidence for solar forcing: A hypothesis, *The Holocene* **10**, 659-664

van Rensbergen P., De Batist M., Beck C., Chapron E., 1999, High-resolution seismic stratigraphy of glacial to interglacial fill of a deep glacial lake: Lake Le Bourget, North Western Alps, France. *Sedimentary Geology* **128**, 99-129.

von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Müller J., Trumborn P., Alefs J., 1996, A 200 year mid-European air temperature record preserved in lake sediments: An extension of the $\delta^{18}\text{O}_\text{p}$ -air temperature relation into the past. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60/21**, 4025-4036.

from isotopic measurements on ice cores: 1500 AD to 1989 AD. *Earth. planet. Sci. Lett.* **204**, 291-306.

van Geel B. & Mook W. G., 1989, High-resolution ^{14}C dating of organic deposits using natural ^{14}C variations. *Radiocarbon* **31**, 151-155.

von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Brauer A., Jouzel J., Jonhson S. J., 1999, A Mid-European decadal isotope-climate record from 15500 to 5000 years BP. *Science* **284**, 1654-1657.

Weiss D., Shotyk W., Appleby P. G., Kramers J. D. and Cheburkin A. K., 1999, Atmospheric Pb deposition since the Industrial Revolution recorded by five Swiss peat profiles: Enrichment factors, fluxes, isotopic composition, and sources. *Env. Sci. Tech.* **33**, 1340-1352.

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

Wu J.F. and Boyle E.A., 1997, Lead in the western North Atlantic Ocean: completed response to leaded gasoline phaseout. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 3279-3283.

Zielinski G.A., 1995, Stratospheric loading and optical depth estimates of explosive volcanism over the last 2100 years derived from the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core. *Journal of Geophysical Research* **100**, 20937-20955.

ANNEXE I

SR AND ND ISOTOPES AS TRACERS OF SOURCES OF CLASTIC MATERIAL, IN THE
BOURGET LAKE SEDIMENT (NW ALPS, FRANCE) DURING
THE LITTLE ICE AGE
PALEOHYDROLOGICAL IMPLICATIONSMarie Revel^{ab*}, Fabien Arnaud^{c,e}, Emmanuel Chapron^d, Marc Desmet^e, Nicolas Givélet^f^a UMR-A5025 Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble, Université J. Fourier Grenoble 1, France^b Geology Department, Australian National University, Canberra, Australia^c UMR Processus et Bilan en Domaine Sédimentaire, UST Lille 1, France^d Geological Institute, ETH Zürich, Switzerland.^e UMR 5025 Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université de Savoie, Le Bourget du Lac,^f Institute of Geological Sciences, University of Berne, Baltzerstrasse 1-3, CH-3012 Berne, Switzerland

Abstract

In this paper, we investigate geochemical methods (major element and Sr, Nd isotopes) to identify the current sources of the Bourget lake sediments (Northwestern Alps, France) and to estimate the source variability over the last 600 years AD.

The Bourget lake sedimentation (core B16) is a model system with two main components: clastic input (45%) and endogenic calcite production (55%). During The Little Ice Age, several major flood levels are recognized by an increase of the clastic input (>70%). In order to identify the river source areas from which the Bourget clastic sediments were derived, we compare the Sr and Nd isotopic ratios analysed in the Bourget core B16 with those of the main lake's sediment tributaries.

The potential sources of the Bourget clastic sediment are: 1) the permanent local tributaries (Sierroz and Leysse rivers) and 2) the Rhone river, which is generally the Bourget Lake outlet, but during flood events it discharges into the lake. In turn, the Rhone river is mainly fed by the Arve river.

The Sr/Nd method allows to discriminate the isotopic signature of these potential sources. The sediments from the Arve river, derived from the Palaeozoic External Crystalline massifs of the Mont-Blanc – Aiguilles Rouges are characterized by high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios range from 0.721 to 0.728 and relatively low $\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$ ratios from -5 to -8. In contrast, the sediments from the Sierroz and Leysse rivers, derived mainly from the Mesozoic Calcareous massifs of Western Alps, are characterized by lower $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from 0.716 to 0.718 and slightly lower $\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$ ratios from -8 to -11 than the Arve river. The major differences between the two sources mostly concern $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, resulting from differences in the nature of their respective catchment areas protoliths. External Crystalline Massifs are composed of mica-rich lithologies such as gneisses and micaschists, which contain high proportions of ^{87}Rb , whereas Calcareous subalpine massifs are composed of mica-free lithologies, therefore bearing lower $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios.

Among the two potential sources of clastic input (Sierroz+Leysse / Rhône+Arve), in the North Bourget lake, the Rhône river appears to be the main source for the last 600 years AD, as evidenced by similar Sr and Nd isotopic compositions analyzed in the B16 sediments ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.719$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(0)=-10$) as in the Rhône river sediments ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.719$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(0)=-9.6$).

Finally, we demonstrate that the drastic increase of the clastic input for the flood levels is not featured by a change in isotopic ratios. The Sr and Nd isotopic composition of LIA flood levels is similar to the Bourget Lake sediments background. This source homogeneity suggests that, at the coring site, the relative proportion of clastic signal is directly a function of the Rhone paleohydrology activity; and not much dependant on human modifications (deforestation and agriculture). When compared with published data (Bravard, 1989; Miramont and Guilbert 1997; Arnaud-Fassetta and Provansal, 1999), the increase of Bourget clastic input matches roughly with the high frequencies of flooding in the Rhone and Durance river systems.

* Corresponding author Email address: Marie.Revel@ujf-grenoble.fr

Keywords: Bourget lake sediments, Sr and Nd isotopes, Rhone floods, Paleohydrology, Little Ice Age.

1. Introduction

Three hundred and fifty years ago, the Alps underwent in a prolonged cold spell called the “Little Ice Age” (LIA), following a warm spell called the optimal medieval period (Jones et al., 2001, Broecker, 2001). During the Holocene, such transitions between cold and warm periods can occur within only few decades (Hormes et al., 2001; O’Brien et al., 1995, Bond et al., 1997, 2001; Bianchi and McCave, 1999; De Menocal et al, 2000). Different authors have suggested that these climatic oscillations were paced by solar activity (Magny, 1994, Bond et al., 2001), volcano emissions (Zielinski, 1995, Lamoureux et al., 2001), and/or ocean/atmosphere interactions (Bianchi and McCave, 1999; Broecker, 2001). As the end of the LIA (~ 1890 AD) was roughly contemporaneous of the onset of a severe human-induced injection of CO₂ to atmosphere supposed to drive the present day global warming, the study of past Holocene natural climatic variability is of prime importance in order to assess the human impact on currently global climatic change. In order to understand these variations, it is important to document them over a wide range of geographical scales and various records. Lakes are sediment traps which provide annual-decadal resolution records and in which the history of the catchment’s area and processes in the lake itself are continuously recorded (Leeman & Niessen, 1994; Magny, 1995; Von Grafenstein et al., 1996; Nesje et al., 2001).

The Bourget lake basin (northwestern Alps) has a high sedimentation rate and a significant clastic input from its tributaries, providing excellent sedimentary resolution (typically > 1mm/year). Therefore, the Bourget Lake is well suited to provide information on flood frequency and strength of the Rhone river: floods that exceed significantly mean runoff enter the lake via its usual outlet, importing Rhone detrital materials. Recent work (Chapron et al., 2002) was carried out to examine the influence of the LIA (which culminated during the years AD 1550-1850) on the Bourget lake sedimentation. They observed, during the LIA period, a higher frequency of river floods deposits in the Bourget lake deep basin, which is interpreted as an increase of the amount of precipitation and/or snow melting. Thus, the Bourget Lake seems to be a recorder of the paleohydrology activity of the lake watershed (Chapron et al., 2002, Arnaud et al., accepted). However, human changes on the alluvial system, in particular, modifications in the drainage basin (Boucher, 1962; Bravard and Peiry, 1993 and Miquet, 1997) or change in the vegetation caused by anthropogenic deforestation and agriculture (Neboit 1983, Dapples et al., 2002) could also induce changes in the amount and the provenance of clastic material transported, independently of climatic change. In order to distinguish these possibilities, one must first, determine the geographical origin of the sediment.

The objective of this paper is to give further constraints on the origin of the clastic-sediment deposited in the Bourget lake over the last 600 years AD, in particular during the LIA flood events.

The following questions are to be addressed: is the Rhone river clastic input detectable from the other local tributary river sources by a geochemical approach? How the relative proportions of these sources have evolved through time and climatic/environmental changes in the Bourget lake sediment?

In order to answer these questions, we use a geochemical method based on i) major element compositions measured on the Bourget and river sediment samples ii) the Sr and Nd isotopic ratios measured on the carbonate free-fraction of the Bourget and river sediment samples. After defining specific geochemical signatures for each different river sediments, (which are considered as potential sources of clastic supply to the Bourget lake) we will compare them with the geochemical composition of Bourget sediment in order to constrain the origin of the clastic fraction deposited into the Bourget basin.

2. The Bourget lake and its catchment areas

The Bourget lake (18km length, 2-3km width, and 146m depth) is a fjord-type lake of glacial origin (fig 1a-b) located at the periphery of Mesozoic Subalpine massifs (fig 1c). The catchment area (629 km²) is characterized by a local permanent watershed related to the Leysse and Sierroz rivers, both permanent major tributaries of the Bourget lake basin draining through the Mesozoic Subalpine massif of the Bauges and the Chartreuse. The main feature of the Bourget lake is to have also a temporary watershed: during major flood events, the Rhone river discharges into the Bourget lake through its current outlet: the Saviere canal. The Rhone river, down stream of the Geneva lake outlet (fig 1a), is fed by the Arve river (watershed of 1984 km²). The Arve river is characterized by high suspended particle content because of a torrential regime related to the erosion of External Crystalline massifs, in particular, the Mont-Blanc and Aiguilles Rouges massifs. In Lake Geneva, all the clastic supply from the Swiss part of the Rhone river catchment is trapped in the deep basin and near its outlet (city of Geneva), Holocene sedimentation is of biogenic origin (Moscariello et al., 1998). Further south, the Rhone river is fed by the Fier river (watershed of 1336 km²) draining the Annecy lake outlet and the Mesozoic Subalpine massif of the Bauges and Bornes.

2.1. Bourget lake and catchment area river sediments sampling

The Bourget lake sedimentary infill is well documented through intensive geophysical and sedimentological studies (Chapron, 1999, Van Rensbergen et al., 1999). Because the Alps are a tectonically active area, subject to frequent earthquake events, the high resolution seismic surveys have been used to define optimal coring sites (without dominant slump and turbidite depositions or erosionnal events) for temporal reconstruction.

2.1.1. Bourget lake sediment samples

We studied the core B16 (98cm) collected in the North central plain (fig1b) at the deepest part of the lake (140 m water depth) during a benthos coring survey in 1997 (Chapron, 1999).

Mesozoic limestones of the catchment areas of the Bourget lake represent an important source of detrital marine carbonate input in the lake. This input might represent a complication for the interpretation of the major elements and isotope analyses, because of a mixture of endogenic/authigenic (formed within the lake) and detrital (derived from catchment sources) carbonates. In the Neuchatel lake, it has been demonstrated that detrital carbonate input decreases at increasing distance from the inflowing rivers (Filippi et al., 1998). Therefore, the core B16 was localized far from the Sierroz and the Leysse tributaries, but still submitted to large Rhone floods (Chapron et al., 2002).

The core B16 was initially studied because it clearly included some brutal events such as AD 1822 earthquake-triggered homogenite and some turbidites noted by Chapron et al. (1999). The 10 cm uppermost section is dark (fig 2), with two white laminations already documented as turbidites in Chapron et al., (1999). The lower 88 cm is characterized by faintly laminated marls interbedded with discontinuous fine black and coarser-grained layers interpreted as individual major flood events in Chapron et al., (2002). In this study, the remaining half-sections of the B16 core have been sampled for the major element analysis at 1 cm intervals in the upper 20cm and at 5cm intervals in the lower part of the core.

2.1.2. Tributary river samples

In order to document the geochemical compositions of the potential sources of Bourget sediments, we collected bedload river sediments because they likely represent an average composition of the source catchments. River sediment samples were collected during July 2001 in the local watersheds (fig 1b) namely Leysse (referring L1 to L2) and Sierroz (S1 to S4) rivers and in the regional watersheds (fig1a) namely the Rhone and the Arve rivers (referring to R1 to R4 and A1 to A2). Two Arve river suspended matter samples were also collected the 11th, August 2002 (referring Asm1 and Asm2) during a flood event to investigate some possible mineralogic/granulometric fractionation effect (during the weathering and transport processes) between the bedload river sediment and suspended matter samples. The low amount of suspended material, collected in the Arve river, has not allowed us to analyze the major element concentrations. Alternatively, however, these amounts were sufficient to analyze the Sr and Nd isotopes. Other streams flowing into the Rhone river system have not been sampled because we consider their debit and their contribution in erodible materials are negligible in comparison to those of the main rivers sampled in this study.

2.1.3. Choice of the particle size analyzed for lake and river samples

In this work, we compare the Sr and Nd isotopic signature at the sources (rivers samples) with that at the sink (the Bourget lake sediment) to identify the provenance of the Bourget clastic sediment. The basic principle is that sediments keep the Sr-Nd isotopic imprint of rocks from which they derive, which in turn depends on lithology and the geologic age. From the parent rock to the river transported long range and sedimentation into lakes, weathering and transport processes can lead to particle size (mineralogical) differentiation (Schütz and Rahn 1982) whose isotopic consequences must be taken into account. Important isotopic consequences occur on the Rubidium-Strontium isotopic system (Dasch, 1969), since this latter is more soluble than the former. Samarium and Neodymium, on the contrary, have very similar behaviour being both very low soluble elements. Because of this difference, the neoformed minerals (as clays) have high Rb/Sr ratios and a higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio on the long geological time. The final sediments will be composed by the non-altered minerals (keeping the original $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ signatures they had in the parent rock), and by the neoformed clays enriched in Rb (that register at their formation the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ signature of the leaching environment, Derry and France-Lanord, 1996). Therefore, since weathering and transport processes have influence mainly on the Sr isotopic signature of sediment, it is necessary to compare the sediment with the river samples of equivalent grain size.

The grain size distribution of Bourget lake sediment is in the range 0-63 μm (clay-silt size). Meanwhile, the rivers samples are characterized by coarser grain size distributions. Subsequently, we have done the major element and isotope analyses on the <63 μm fraction of the bedload river samples. For the two Arve river

suspended matter samples, in addition to the total fraction samples, we also analyzed finer fraction ($10\mu\text{m} > f > 0,45\mu\text{m}$ and $10\mu\text{m} < f < 63\mu\text{m}$) in order to test some granulometry effects on the isotopic ratios. Fixed volumes (6 liters) of water were filtered through 0, $45\mu\text{m}$ and $10\mu\text{m}$ cellulose filters using a Sartorius filtration unit.

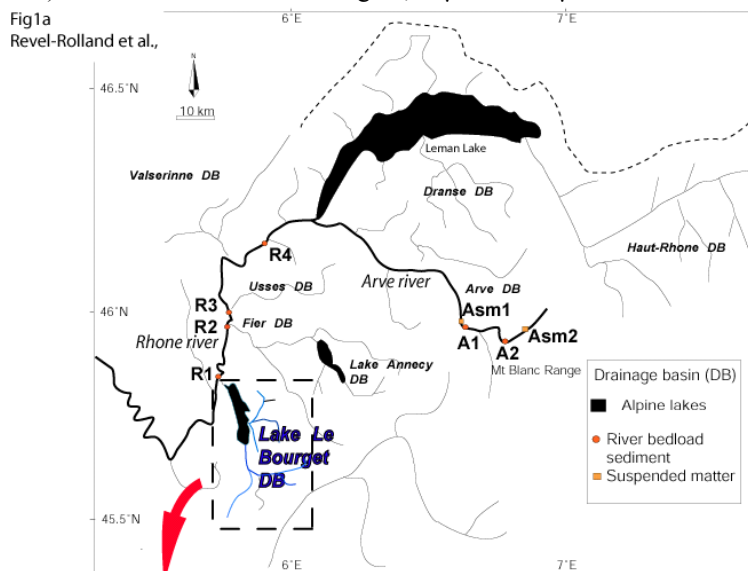


Fig 1b

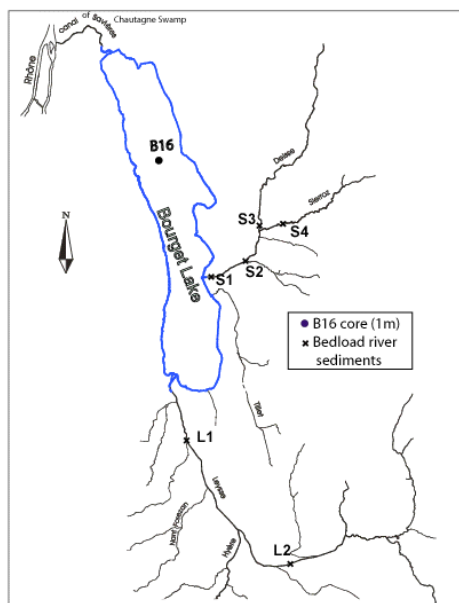


Fig 1a: Regional geographical setting of the lake Bourget. The location of river sampling sites into the Rhone and Arve rivers is indicated by dots. Fig 1b: Local geographical setting of the lake Bourget. The location of river sampling sites into the Sierroz and Laysse rivers is indicated by crosses.

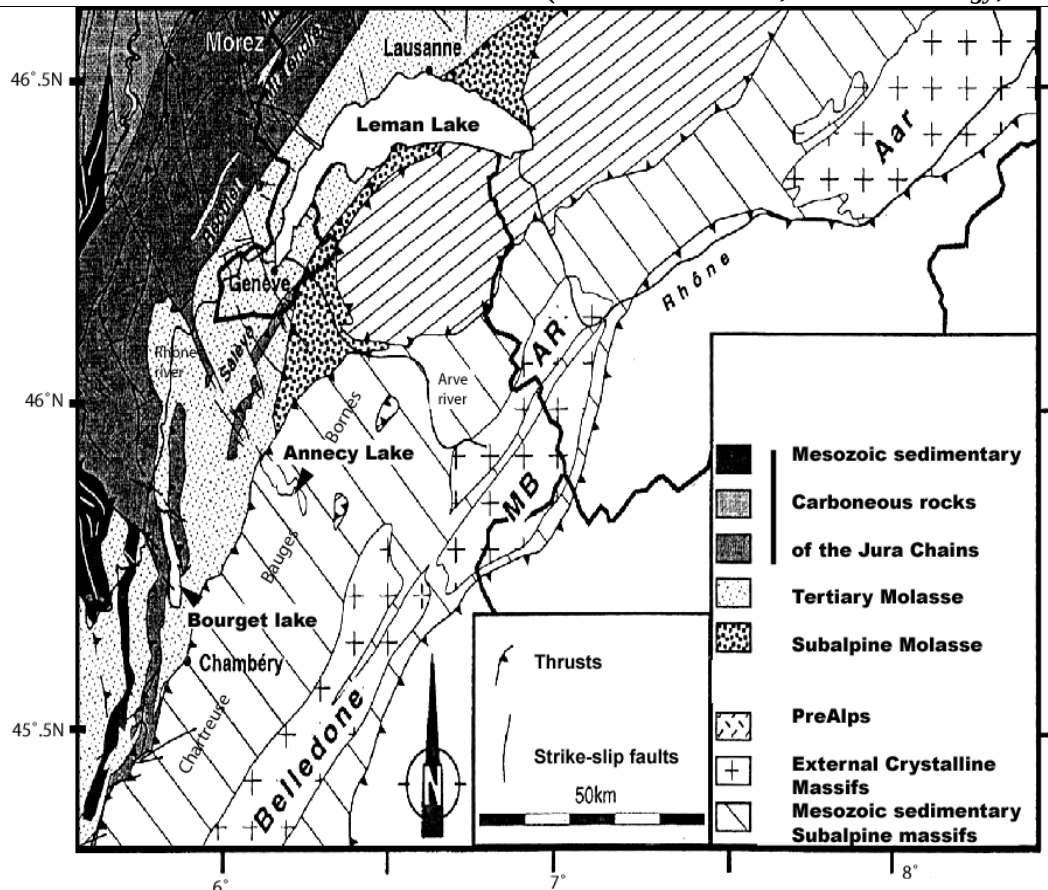


Fig 1c: Simplified map (modified from Sommaruga, 1997) of the bedrock geology in the Bourget lake regional surrounding. The bedrock of Bourget lake's local setting is composed mostly by a) Würm glacial moraine provided by the Rhone and Isere glaciers during the Quaternary period b) Tertiary continental (Oligocene) molasses which consist of sandstones c) Mesozoic Calcareous Subalpine (Chartreuse and Bauges) and Jurasien massifs. The Mesozoic series consist of shales, limestones and dolomites. The Rhone river only discharges into the northern part of the lake during large floods. This distal regional drainage basin is composed by the Fier river and the outlet of Annecy lake outlet (which drains Mesozoic Bauges and Bornes Subalpine massifs) and south of Geneva lake by the Arve river connected to the Mont-Blanc (MB) and Aiguilles-Rouges (AR) massifs (External Crystalline massifs).

2.2. Radionuclides sediment dating

Based on the ^{137}Cs and ^{210}Pb radiochronology methods (see Pourchet and Pinglot, 1989, 1994 for details), Chapron et al., (1999) established early sedimentation rates and corresponding sediment ages for the core B16. Based on these methods and on the correlation of sedimentary events and sediment facies with historical data (earthquakes, floods, lake eutrophication), the average sedimentation flux (dry sediment) for the core B16 ($850\text{g m}^{-2}\text{yr}^{-1}$) over the last century, corresponding to a sedimentation rate of 1.4 mm/year . This sedimentation rate has been extrapolated down core with a resolution of ± 10 years. This age-depth model is in particular confirmed across most of the basin, by the reconnaissance of the catastrophic historical flood of the Rhone River (AD 1734; Bravard, 1981) at 40-41 cm on core B16 (fig 2).

3. Methods

3.1. Major elements measurements

For samples noted in italic in the table 1, the major element analyses were obtained using an Inductively Coupled-Plasma Atomic Emission Spectrometer (ICPAES) at the University Joseph Fourier of Grenoble. Sediment samples were dried at 45°C and crushed in an agate mortar. From the dried and homogenized samples, subsamples of 150 mg of sample were dissolved in a Teflon bomb using mixture of ultrapure HF and HNO₃ and microwave heating, then, a mother-solution is prepared in HCl, which will be used for the major element analyses and for analytical reproducibility.

For the other samples, the major-element abundances were determined by X-ray fluorescence at the University C. Bernard of Lyon.

For both methods, loss on ignition (LOI) was obtained by weighing after 1 hr of calcination at 950°C and analytical uncertainties are 2%.

Samples S1, L1 and R1 have been analyzed by the both methods. There is a good agreement between both methods (see table 1).

3.2. Isotopic measurements

Isotopic chemistry and isotopic measurements were made at the Research School Earth Sciences –RSES– (Australian National University, Canberra), using a multi-collector mass spectrometer Finnigan MAT 261. Sufficient sample was weighed out to yield about 50 mg of aluminosilicate material after dissolution of the calcium carbonates, and crushed in a grinder. Samples were decarbonated by leaching with a solution of 1N-HCl, and then centrifuged to eliminate traces of carbonate solution. We will refer to this carbonate-free fraction as the "clastic fraction". A 15mg aliquot, considered to be representative of the bulk sample, was taken for analysis of Sr and Nd isotope ratios. Samples were dissolved into savillex beakers in a [HF+HClO₄+HNO₃] mixture. Chemical separation of Sr and Nd through ionic chromatographic columns was carried out at RSES following the analytical procedures of Biscaye et al., (1997). Total blank was 0,4 to 0,8 ng for Sr and 0,3 ng for Nd. To obtain Sr and Nd concentrations for which uncertainties are <0.2%, samples were enriched with a ⁸⁴Sr-¹⁵⁰Nd spike. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios have been corrected for mass fractionation by normalizing to ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0.1194, and for spike contribution. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios have been corrected for mass fractionation by normalizing to ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd= 0.7219, and for spike contribution.

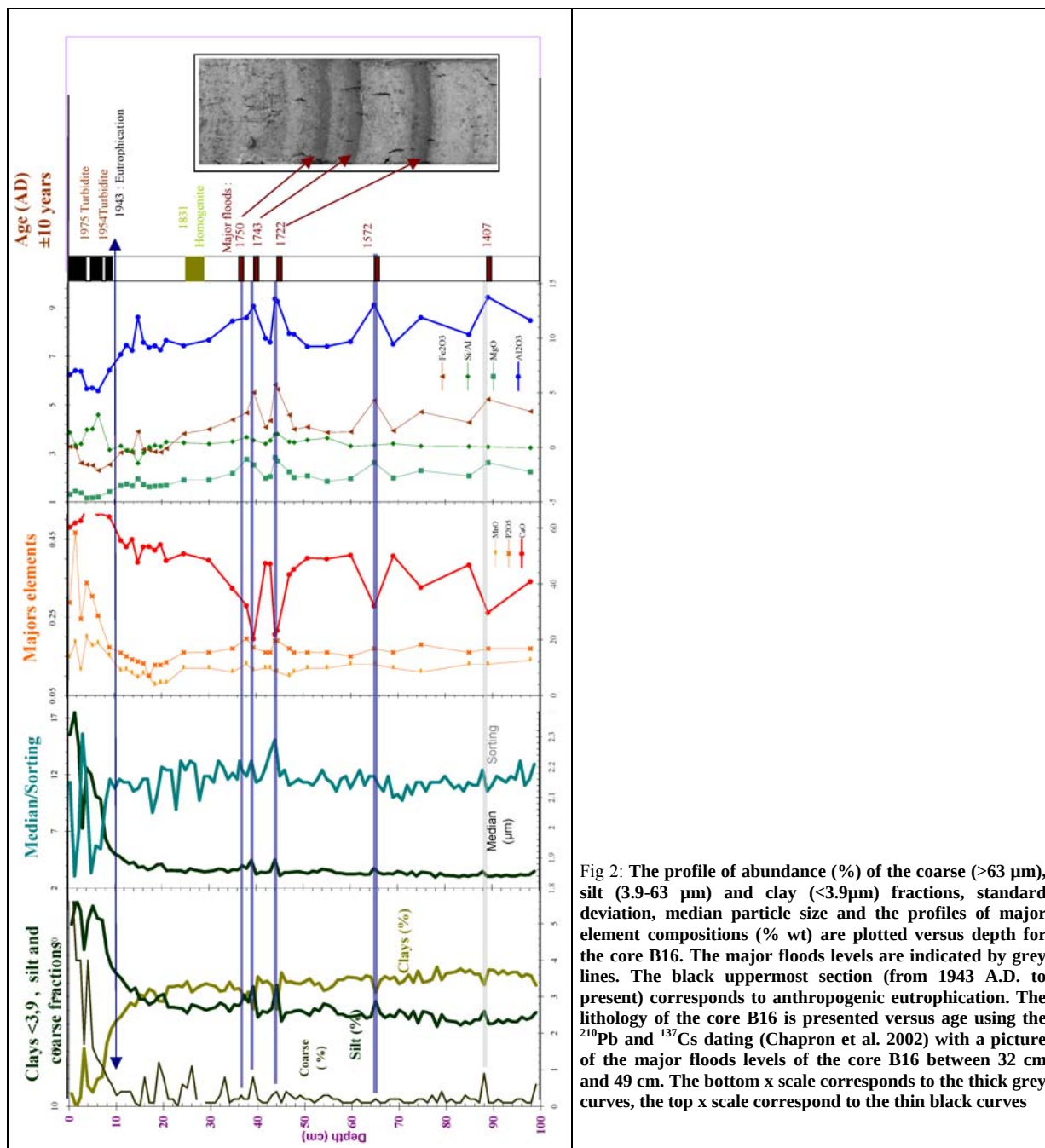
3.3. Micro-grainsize measurements

Micrograinsize measurements (presented in table 3) on the bulk sediment, has been determined by using a MalvernTM Mastersizer, with a 1 cm sampling step. The grain-size characteristics of the particles is a physical proxy of the vigor of transport (McCave and Swift, 1976); but also may be used to recognize the depositional processes as flood-event deposits, gravity reworking or continuous sedimentation by decantation (Mulder and Cochonat, 1996; Arnaud et al., 2002).

4. Results

4.1 Major element composition and grain size distribution of the Bourget sediment (core B16)

On fig 2, the 10 cm uppermost black section is characterized by a strong increase of the median particle size values and of the CaO, MnO, P₂O₅ contents. In contrast, the sorting value and the other major element contents decrease. These different characteristics of the uppermost black section highlight probably the eutrophication of the lake since 1943 AD as mentioned by environment authorities (INRA, 1991). Like in several Swiss lakes, the Bourget lake eutrophication is further confirmed by the increase of mean grain size in this organic rich upper unit, due to enhanced authigenic calcite production (Kelts & Hsü, 1978; Lotter *et al.*, 1997; Von Gunten *et al.*, 1997; Teranes & Mc Kenzie, 1999). Along the lower 88cm, grain size parameters are more homogenous. The only major changes in the grain-size and geochemical parameter distributions occur at each fine black layer (which are outlined by grey lines). These flood levels are systematically characterized by higher median particle sizes, higher silt and coarse fraction abundances, lower clay fraction abundances and by a worst sorting (higher value). This increase of the median size is systematically associated with increase of SiO₂, Al₂O₃, Fe₃O₄, MgO and Ti and decrease in the CaO contents.



4.2. Major element composition of the river samples

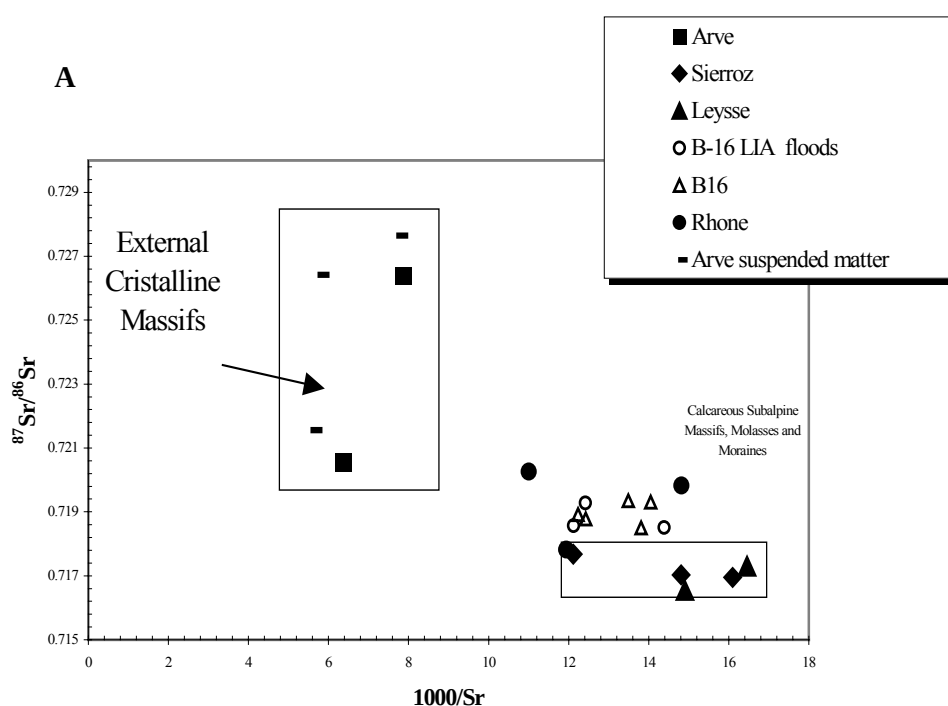
Major element composition of the <63 μm size fraction of the different rivers are reported in Table 1. The Arve-Chamonix, Arve-Sallanche, Rhone-Valserine and Sierroz-Deisse river samples are characterized by less than 17% CaO and by higher Al₂O₃, Fe₃O₄, K₂O and TiO₂ contents than the other river samples. The Leysse samples are characterized by enrichments in CaO (40%) at the expense of other major oxides. The Sierroz and the Rhone river samples display intermediate values between those of the two other domains (except for the silica contents, which are of about 60%). Major element concentrations for the Rhone river are in good agreement with previous work (Meybeck, 1995).

4.3. Isotopic results

Nd and Sr concentrations and isotopic ratios are listed in table 2. The measurements were performed on the <63 μm carbonate free-fraction of the river samples and on the carbonate free-fraction of B16 sediment samples.

On figures 3a and b, we plot the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios versus the inverse of Sr concentration ($1000/[\text{Sr}]$) and $\varepsilon_{\text{Nd}}(o)$ ratio versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, respectively. For the Arve sediments, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios range from 0.721 to 0.728 and the $\varepsilon_{\text{Nd}}(o)$ values range from -5 to -8. The Sr concentrations are high (>130ppm). For the Sierroz and Leysse sediments, the isotopic signatures are similar with $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ranging from 0.716 to 0.718 and the $\varepsilon_{\text{Nd}}(o)$ values ranging from -8.3 to -10.9. The Sr concentrations are of about 65 ppm. The sediments from the Rhone are characterised by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ranges from 0.718 to 0.720 and $\varepsilon_{\text{Nd}}(o)$ values of about -9. The Sr concentrations are of about 75 ppm. The eight B16 sediment values display nearly the same Sr and Nd isotopic signatures, ranging within a very narrow interval of $0.718 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.719$ with $\varepsilon_{\text{Nd}}(o)$ of about -10.

The Arve suspended matter samples are characterised by a similar range of Sr and Nd isotopic ratios than those of the Arve bedload sediment samples. This result confirms that the $<63\mu\text{m}$ fraction of the bedload sediment may represent the Rhone flood supply into the lake. Moreover, there is a small discrepancy between the isotopic value of the bulk and the various fractions of suspended matter fraction collected in the same sample. The variations between samples (e.g. A1 and A2) are far more important than within samples (e.g. Asm1 $>0.45\mu\text{m}$ and Asm1 $>0.10\mu\text{m}$).



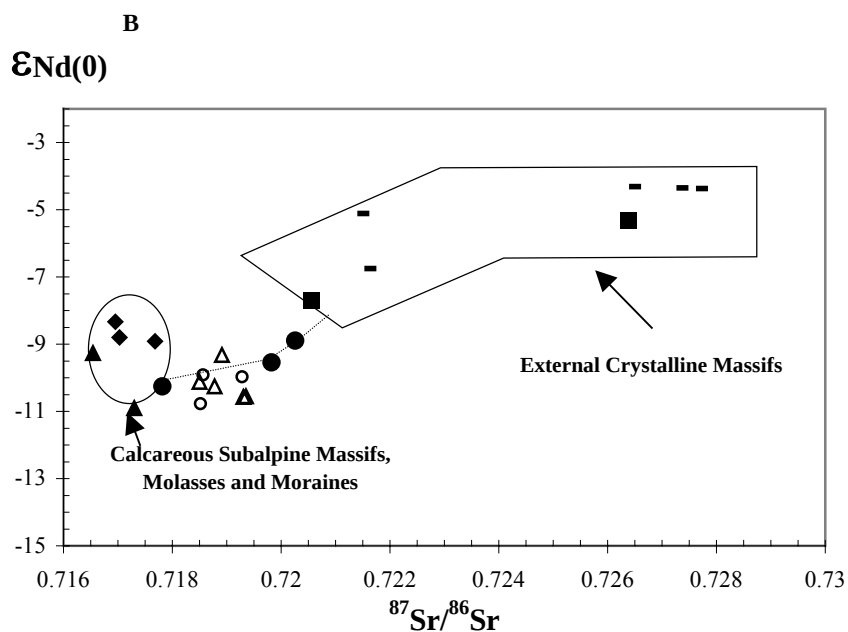


Fig 3: Isotopic composition of the carbonate free fraction and <63 μm fraction of both core B16 and river sediment samples. a. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios vs. $1000/[Sr]$; b. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios, which are expressed as $\epsilon_{Nd}(0) = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{meas.})/0.512636) - 1] \cdot 10^4$

			Methods	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Si/Al
B16 samples	Depth cm	Age AD												
B16-2	0,5	1994	ICPAES	25,83	6,67	3,28	0,15	1,32	60,34	0,61	1,26	0,25	0,29	3,87
B16-6	1,7	1985	ICPAES	23,48	7,04	3,25	0,19	1,44	61,88	0,60	1,38	0,28	0,47	3,34
B16-10	2,9	1977	ICPAES	23,72	6,98	2,61	0,12	1,37	62,71	0,63	1,34	0,28	0,25	3,40
B16-14	4,0	1972	ICPAES	21,40	5,38	2,54	0,20	1,16	67,17	0,58	1,03	0,20	0,34	3,98
B16-18	5,3	1962	ICPAES	21,85	5,45	2,51	0,18	1,17	66,79	0,50	1,06	0,20	0,30	4,01
B16-22	6,5	1954	ICPAES	23,91	5,20	2,30	0,18	1,20	65,22	0,50	1,04	0,19	0,25	4,60
B16-26	7,7	1945	ICPAES	27,33	3,23	1,58	0,09	0,71	65,91	0,29	0,63	0,12	0,11	8,46
B16-30	8,9	1937	ICPAES	22,32	7,08	2,54	0,15	1,42	64,14	0,52	1,40	0,26	0,17	3,15
B16-38	11,0	1922	ICPAES	28,25	8,53	3,03	0,11	1,67	55,67	0,56	1,70	0,32	0,16	3,31
B16-42	13,0	1907	ICPAES	29,31	9,38	3,12	0,12	1,74	53,41	0,57	1,85	0,35	0,15	3,12
B16-46	14,0	1890	ICPAES	27,56	8,90	3,04	0,11	1,66	55,96	0,53	1,69	0,41	0,14	3,10
B16-50	15,0	1893	ICPAES	31,03	11,94	3,91	0,10	1,96	47,78	0,60	2,17	0,40	0,14	2,60
B16-54	16,0	1886	ICPAES	29,16	9,63	3,16	0,11	1,72	53,29	0,59	1,87	0,34	0,13	3,03
B16-58	17,0	1879	ICPAES	29,85	9,15	3,15	0,10	1,62	53,47	0,56	1,69	0,32	0,10	3,26
B16-62	19,0	1865	ICPAES	31,06	9,33	3,07	0,08	1,65	52,14	0,56	1,66	0,33	0,13	3,33
B16-66	20,0	1858	ICPAES	29,42	8,95	3,05	0,08	1,67	54,11	0,56	1,71	0,33	0,13	3,29
B16-70	21,0	1850	ICPAES	33,97	9,80	3,20	0,08	1,69	48,40	0,57	1,83	0,33	0,14	3,47
B16-83	25,0	1822 ^H	FX	32,07	9,33	3,82	0,12	1,91	50,84	0,50	0,92	0,35	0,16	3,44
B16-101	30,0	1807	FX	33,34	9,83	4,00	0,12	1,91	48,53	0,53	1,21	0,36	0,16	3,39
B16-118	35,0	1772	FX	40,41	11,59	4,39	0,11	2,18	38,43	0,57	1,72	0,44	0,17	3,49
B16-128	38,0	1750#	FX	44,18	12,99	4,93	0,11	2,48	37,49	-0,14	2,55	0,54	0,17	3,40
B16-132	40,0	1743#	FX	46,47	14,15	5,82	0,10	2,31	23,64	0,15	3,06	0,65	0,15	3,28
B16-142	42,0	1736	FX	34,03	10,01	4,08	0,12	1,98	47,41	0,54	1,32	0,36	0,16	3,40
B16-145	43,0	1730	FX	34,09	9,65	4,35	0,12	2,05	47,23	0,48	1,50	0,38	0,16	3,53
B16-148	44,0	1722#	FX	51,68	13,63	5,83	0,11	2,83	21,96	0,72	2,40	0,64	0,19	3,79
B16-148*	44,5	1722#	FX	50,94	13,39	5,65	0,11	2,69	23,36	0,69	2,34	0,64	0,19	3,80
B16-150	47,0	1710	FX	36,34	10,45	4,59	0,10	2,24	43,44	0,56	1,71	0,42	0,17	3,48
B16-162	48,0	1702	FX	35,84	10,38	4,00	0,11	2,01	45,29	0,61	1,22	0,38	0,16	3,45
B16-170	51,0	1681	FX	32,87	9,24	4,09	0,12	2,08	49,27	0,52	1,29	0,37	0,16	3,56
B16-185	55,0	1652	FX	33,65	9,25	3,87	0,12	1,86	49,02	0,48	1,25	0,35	0,16	3,64
B16-199	60,0	1617	FX	31,96	9,69	3,89	0,13	1,96	50,31	0,51	1,05	0,35	0,15	3,30
B16-208	65,0	1572	FX	43,62	13,07	5,19	0,13	2,62	32,08	0,62	2,00	0,50	0,17	3,34
B16-230	69,0	1560	FX	32,23	9,48	3,94	0,12	1,99	50,09	0,49	1,14	0,35	0,16	3,40
B16-250	75,0	1517	FX	39,30	11,90	4,71	0,11	2,29	38,78	0,61	1,68	0,44	0,18	3,30
B16-284	85,0	1445	FX	33,97	10,34	4,28	0,13	2,07	46,77	0,52	1,38	0,37	0,16	3,29
B16-294	89,0	1407	FX	45,05	13,76	5,23	0,13	2,62	29,74	0,63	2,15	0,51	0,17	3,27
B16-329	98,0	1330	FX	37,61	11,64	4,73	0,14	2,25	40,85	0,56	1,63	0,42	0,17	3,23
River sources	Location	Size												
Leyse	L1	<63µm	Fx	46,43	6,19	3,06	0,06	2,21	39,72	0,79	0,94	0,42	0,17	
Leyse	L1	<63µm	ICPAES	48,71	6,46	2,70	0,05	2,01	38,24	0,69	0,77	0,29	0,10	
Leyse/Bauges	L2	<63µm	FX	47,31	5,46	3,05	0,07	2,40	38,38	0,77	0,90	0,39	1,28	
Sierroz	S1	<63µm	FX	59,76	8,20	3,67	0,12	2,10	22,52	1,29	1,47	0,55	0,32	
Sierroz	S1	<63µm	ICPAES	61,54	8,43	3,35	0,10	1,94	21,76	1,18	1,19	0,40	0,10	
Sierroz	S2	<63µm	FX	53,52	10,97	6,24	0,21	3,59	20,66	1,67	2,22	0,59	0,33	
Sierroz/Deisse	S3	<63µm	ICPAES	64,78	10,89	4,28	0,13	2,68	13,73	1,36	1,48	0,58	0,09	
Sierroz	S4	<63µm	ICPAES	60,47	8,29	2,72	0,07	2,16	23,24	1,45	1,20	0,32	0,08	
Rhône	R1	<63µm	FX	61,12	8,82	3,39	0,09	2,25	20,48	1,40	1,71	0,52	0,22	
Rhône	R1	<63µm	ICPAES	62,51	9,17	3,03	0,07	2,12	19,80	1,41	1,42	0,40	0,09	
Rhone/Fier	R2	<63µm	FX	57,93	9,28	3,92	0,09	2,00	20,28	0,53	1,77	0,55	0,17	
Rhone /Valserine	R4	<63µm	FX	56,98	13,18	5,42	0,09	2,70	16,59	1,36	2,69	0,75	0,23	
Arve/Sallanches	A1	<63µm	FX	60,90	17,95	7,64	0,12	2,61	2,99	2,26	4,37	0,94	0,23	
Arve/Chamonix	A2	<63µm	FX	76,08	10,99	2,62	0,06	0,96	3,07	2,73	2,64	0,54	0,29	
Mont-Blanc ¹	average	Granit		76,50	13,98	2,14	0,05	0,49	1,33	3,63	4,82	0,28		
Rhone ²				53,50	11,60	5,94	0,14	2,25	21,20	1,18	2,46	0,56		

1ogenite. #: major flood * one level resampled into the individual flood

¹from Rolland et al. in press

²from Meybeck 1995

Table 1: major element compositions (wt. %, recalculated at 100% on an anhydrous base) of the Bourget core B16 and of the river samples with other published data (¹ from Rolland et al., in press; Bussy et al. 1994; ² from Meybeck, 1995). #: flood deposits; *resampled in the middle of the flood deposit; H: Homogenite.

Source samples	Location	Size	Sr (ppm)	1000/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	(2sig*10 ⁻⁶)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	(2sig*10 ⁻⁶)	$\epsilon\text{Nd}^{(0)}$
L1	Leyse	<63µm	67.1	14.9	0.71654	26	19.6	0.512161	15	-9.3
L2	Leyse/Bauges	<63µm	60.8	16.5	0.7173	17	15.7	0.512077	12	-10.9
S1	Sierroz	<63µm	67.5	14.8	0.71703	19	31.0	0.512185	19	-8.8
S4	Sierroz	<63µm	62.1	16.1	0.71695	18	20.9	0.512209	15	-8.3
S2	Sierroz	<63µm	82.5	12.1	0.71768	25	24.7	0.512179	13	-8.9
R1	Rhone	<63µm	83.8	11.9	0.71782	16	25.4	0.51211	40	-10.3
R3	Rhone/Usses	<63µm	67.5	14.8	0.71983	26	16.7	0.512147	10	-9.5
R4	Rhone/Valserine	<63µm	90.9	11.0	0.72026	19	24.4	0.51218	13	-8.9
A1	Arve/Sallanche	<63µm	157.4	6.4	0.72056	28	23.9	0.512242	10	-7.7
A2	Arve/Chamonix	<63µm	129.8	7.7	0.72615	24	55.8	0.512364	6	-5.3
Asm2	Arve/Chamonix	> 10µm	129.5	7.7	0.72765	17	38.146	0.512412	9	-4.4
Asm2	Arve/Chamonix	>0.45µm	173.6	5.8	0.72642	38	81.0	0.512415	9	-4.3
Asm2	Arve/Chamonix	<63µm	ns	ns	0.72729	25	ns	0.512413	15	-4.4
Asm1	Arve/Sallanche	>10µm	179.3	5.6	0.72155	32	16.0	0.51229	23	-6.7
Asm1	Arve/Sallanche	>0.45µm	ns	ns	0.72142	28	ns	0.512374	10	-5.1
B16 samples	Age (±10 years)	Size	Sr	1000/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	(2sig*10⁻⁶)	Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	(2sig*10⁻⁶)	$\epsilon\text{Nd}^{(0)}$
B16-101	1807	bulk	80.5	12.4	0.71878	25	23.2	0.51211	25	-10.3
B16-132	1743- flood	bulk	80.5	12.4	0.71928	41	19.5	0.512125	8	-10.0
B16-145	1730	bulk	71.19	14.0	0.71931	221	12.43	0.512094	47	-10.6
B16-148	1722-flood	bulk	82.5	12.1	0.71857	52	18.1	0.512128	12	-9.9
B16-148*	1722-flood	bulk	69.5	14.4	0.71852	23	14.15	0.512084	28	-10.8
B16-150	1710	bulk	72.41	13.8	0.7185	94	15.0	0.512117	7	-10.1
B16-185	1652	bulk	74.1	13.5	0.71936	20	16.4	0.512095	16	-10.6
B16-329	1330	bulk	81.8	12.2	0.71891	45	19.8	0.512158	13	-9.3

* resampled in the middle of the flood; ns: no spiked

Table 2: Sr and Nd concentrations; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ isotopic ratios for the B16 and river samples.

5. Discussion

In the following discussion, we will extract different information first, from the major element composition analyses and then, from the radiogenic isotope of Sr and Nd results, used as a tracer of the source of the Bourget sediment. Finally, we will discuss how the relative proportions of these sources have evolved through time and the climatic/environmental implication.

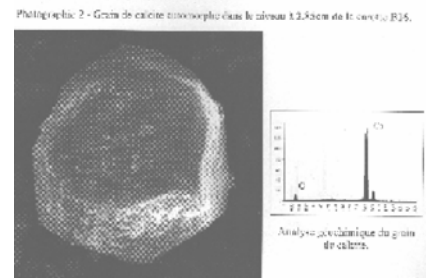
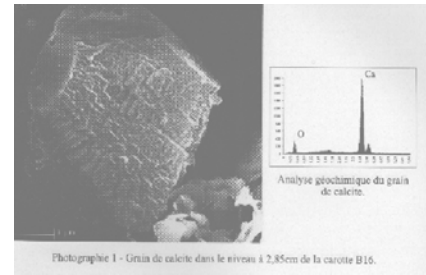
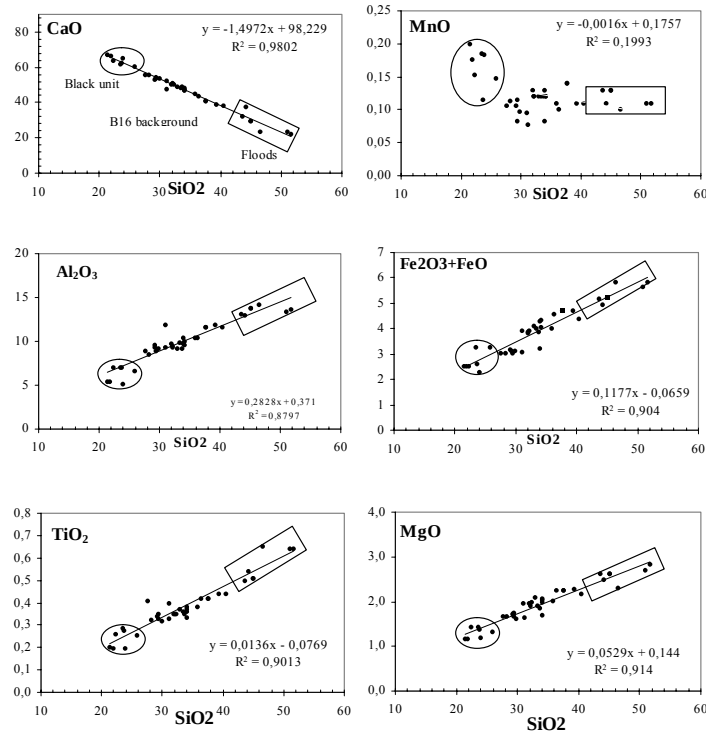
5.1. The geochemical composition of the Bourget sediment

The major elements of the core B16 are plotted against SiO₂ in fig 4a. These results allow to define two main element associations:

- 1) a clastic aluminosilicate association : the Al₂O₃, Fe₂O₃+ FeO, MgO and TiO₂ contents are linearly correlated with SiO₂ contents (determination coefficient R²> 0.8)
- 2) a carbonate and redox (Mn, P) association. The SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃+ FeO, MgO and TiO₂ contents are linearly anti-correlated with CaO content (determination coefficient R²> 0.97). There is no correlation between SiO₂ and Mn, and correlation between CaO, Mn and P only in the upper eutrophicated part (fig 2).

Fig 4a: Harker variation diagrams of the core B16.

fig 4b: Scanning microscope photograph coupled with EDX analyses showing a euhedral rhombohedral Mg-free calcite in 2.85 cm depth (1) and in 14.85 cm depth (2) of the core B16.



The dominant components of the Bourget lake sedimentation are calcite and lithogenic material (about 50% for both) as indicated by the anticorrelation between CaO and SiO₂ (fig 4a). The Si/Al ratios (table 1, fig 2) display mean value of 3.3 except for the upper eutrophicated part. This is similar to the value of 3.2 from Upper Continental Crust (Taylor and McLennan 1981), which indicates that the silica component is composed by detritic silica, derived mainly from alumino-silicate minerals rather than from biogenic silica.

In order to understand the origin of carbonate fraction, we investigated the grain micro-morphology on few levels, using a Scan Electron Microscope (SEM). SEM observations coupled with EDX analyses, indicate that most of the grains > 5µm consist of euhedral rhombohedral crystals of endogenic Mg-free calcite (fig 4b) which argues for crystallization into the lake and not detrital origin (Muller et al. 1972; Vieban 1983).

In first approximation, the alignment of the major flood levels with the background of the B16 (fig 4) indicates that the clastic sources of the B16 sediment have not markedly changed during the last 600 years. Only the abundance of clastic input has been strengthened during the LIA flood events at the expense of the calcite fraction.

Thus, the Bourget lake sedimentation is a system with two main components and the variations recorded are related to a variable dilution of the endogenic calcite by a variable river-borne sediment input.

5.2. The river samples (as potential sources for the Bourget lake sediments)

The river materials are down-products of the physical erosion and chemical weathering of rocks, soils and alluvial materials that are present in the different catchments areas. The distribution of the major element compositions of the river materials is mainly controlled by: 1) the mineralogy/petrology of the different rocks which compose the catchments area and 2) the intensity of erosion which is a function of climate parameters (runoff, temperature) vegetation and topography (debit and slope of river) in a system as the Alps.

1) The petrology of the catchment areas of the different rivers which feed the Bourget lake sedimentation is heterogeneous. The proximal Laysse and Sierroz catchment areas comprise (fig 1c):

- Mesozoic Subalpine Carboneous massifs of the Bauges and Chartreuse, which are composed mainly by marls and limestones containing marine carbonates and smectite-rich clay minerals (Vieban, 1983; Deconinck et al., 1985);
- Tertiary molasses, which are composed of sandstones and marls, with the predominance of smectite and illite clay minerals (Manalt et al., 2001);
- Quaternary post-Riss/post-Wurm moraines and alluvial materials with the predominance of illite and chlorite clay minerals (Nicoud, 1985; Manalt et al., 2001)

The Rhone catchments areas comprise:

- Mesozoic Cretaceous Carboneous massif of South Bornes and North Bauges composed by marls and limestones, along the Fier river which also drains the Annecy lake outlet.
- Quaternary post-Riss/post-Wurm moraines and alluvial materials along the levee bank of the Rhone river

The distal and topographically higher Arve catchments areas (fig 1c) consist of:

- A basement of paleozoic magmatic and metamorphic rocks formed by granite, micashistes and gneisses of the External Crystalline massif of Mont-Blanc and Aiguilles-Rouges dated at 300 Ma (Bussy and Von Raumer, 1994).

2) Mechanical erosion provides relic grains by the degradation of pre-existing ferro-magnesian silicate then, chemical weathering involve reactions leading to the formation of secondary minerals. The chemical weathering of a parent rocks acts preferentially on minerals like biotite, Ca-plagioclase and feldspar. The resulting sediments are enriched in the non altered minerals (e.g. Quartz, Feldspars) in their silty and sandy fractions, and in neoformed clays in the fine fraction. The effect of chemical weathering is, therefore, a mineralogical differentiation and a reduction of particle size. Intense chemical weathering (e.g. under tropical climate conditions) favour the formation of kaolinite ($\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$) and destruction of chlorite, whereas physical weathering at high altitude preserves chlorite $[(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_3\text{Mg}_3(\text{Si}, \text{Al})_4]$ and does not form kaolinite (Velde, 1985). Illite minerals are the most abundant clays minerals and are not due to specific climatic conditions.

In the area studied, in particular the Mont-Blanc massif, the action of the glacier will produce a very important mechanical desegregation, as it has been demonstrated that higher relief areas produce higher particle load in rivers (Prospero, 1996). The Mont-Blanc massif comprises magmatic and metamorphic rocks, containing biotite which could be transformed into chlorite during weathering processes (Clauer et al. 1982; Bouquillon et al., 1989; France-Lanord et al., 1993). Due to the difference in size, density and shape of phyllosilicates (clays and mica) relatively to quartz and feldspars, river transport will selectively remove and transport the former at the expense of the latter (Schütz et Rahn 1982; Shütz et Seibert, 1987; Nesbitt et al., 1988, 1996). Therefore, the phyllosilicates such as illite, chlorite and muscovite will be preferentially transported into the Arve and Rhone and further deposited in the Bourget lake. This is confirmed by i) the low smectite/illite ratios, recorded in the Rhone river floods and in the catastrophic historical floods in the Bourget sedimentation (Chapron et al., 2002); ii) the trap sediment materials in lake Neuchatel containing predominantly phyllosilicates (Filippi et al., 1998).

In contrast, Mesozoic sedimentary formations contain smectite $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Al}, \text{Fe}, \text{Mg})_x [\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$ kaolinite-marls and detrital carbonate, magnesium-calcite $(\text{Mg})\text{CaCO}_3$ and dolomite $(\text{Ca}, \text{Mg})(\text{CO}_2)_2$, due to their deposition in tropical climatic condition (Vieban 1983). Due to the lower elevations of the Bauges and Chartreuse massifs, the limited glacial alteration and the proximity with the lake, we suppose that these primary minerals will be rapidly transported and deposited slightly altered, into the lake.

5.3. The geochemical composition of potential river sources

The plots of SiO_2 versus other major oxide (fig 5) reported for the different river samples display three domains: Arve, Sierroz/Rhone and Lysse, considered as potential sources for the sediment deposited in the Bourget basin. The results reveal that the Lysse samples are clearly enriched in CaO which is explained by a watershed mainly composed of carbonate. The results also indicate that in spite of the same amount in SiO_2 , the Arve sediment are more enriched in Al, Fe and Ti relative to the Rhone and the Sierroz samples. This is probably due to the catchment area of the Arve, composed of mica-rich protoliths combined with the effect of preferential transport of phyllosilicates. Concerning MgO contents, we observe three overlapping domains. Relatively similar MgO contents in the various river sediments are observed (2,5 wt%), which is likely due to equivalents MgO contents

in their respective protoliths (up to 2% MgO in Mesozoic Mg-calcite and granite). The high Ti values in Arve samples suggest the incomplete transformation of primary igneous biotite (Deer et al. 1996) into chlorite, muscovite and sericite.

We also have reported, on fig 5, the major element composition of granite from Mont-Blanc rocks (white cross symbol, Rolland et al., in press). There is a systematic shift in Al_2O_3 , Fe_3O_4 , MgO and TiO_2 compositions between Mont-Blanc granite values and Arve river samples (dotted arrow in fig 5). As the latter derive from the former, this systematic relationship seems to be due to a sorting during aquatic transport of the minerals. Clays and primary micas (as illite, muscovite, biotite, chlorite, phengite and celonite) are enriched in the clay-silt fraction whereas quartz and feldspar are more abundant in the coarse fraction and tend to settle. The sample Arve/Chamonix (with >75% SiO_2) is characterised by a composition in major element which is more similar to the Mont-Blanc granite rock with high amount of quartz.

We have reported the plots of $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ratios versus $\text{Fe}_3\text{O}_4/\text{SiO}_2$ ratios (fig 5) in order to minimize the effect related to the proportion of quartz which could exist between the lake sediment and the river samples. This diagram emphasizes enrichment in phyllosilicate for the Arve samples and the Rhone R4 sample collected close to the Arve river.

However, the distribution of the major element compositions is controlled by the petrology of the different rocks; the intensity of weathering and the dilution by carbonate and quartz minerals. Consequently, to outline these weathering processes, we chose to use the isotopic ratios of the Sr and the Nd (less dependant of the intensity of the erosion) as a tracer of the sources of the Bourget clastic sediment (Revel et al., 1996).

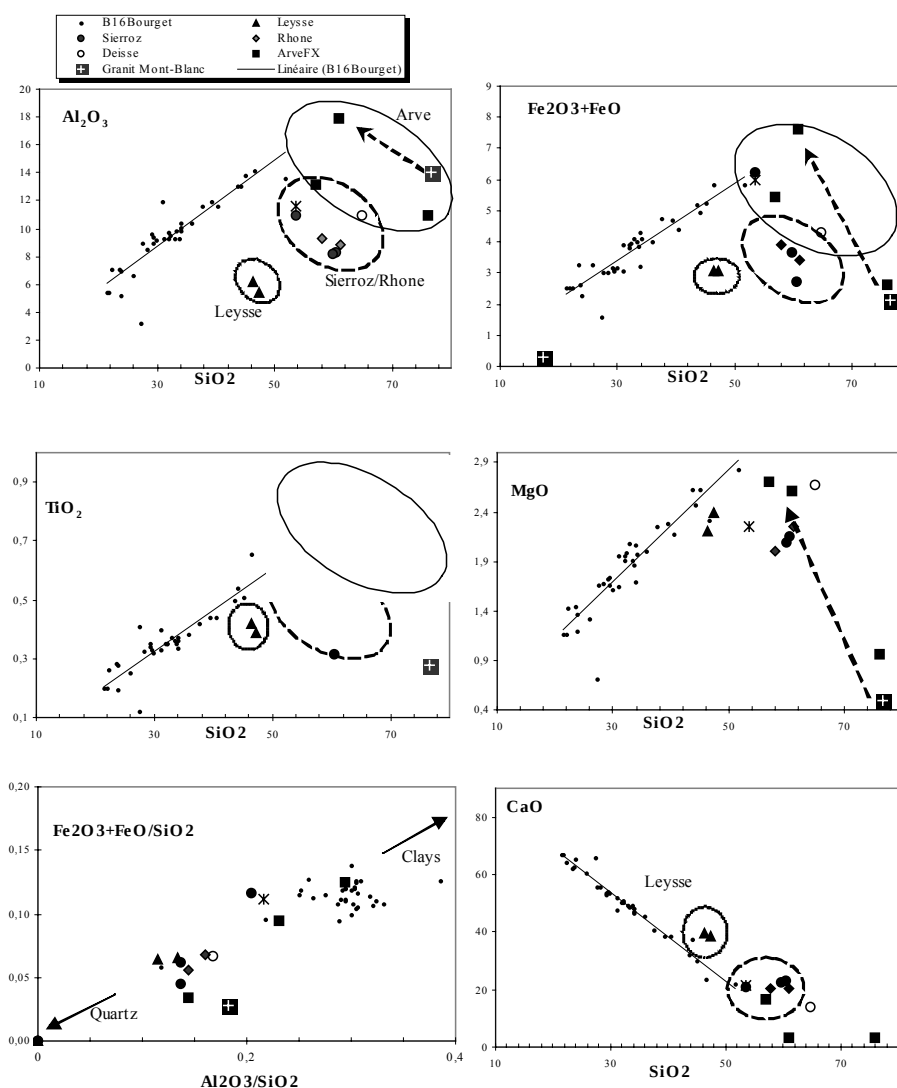


Fig 5: Harker variation diagrams of river samples: the Leysse (triangle symbols), the Sierroz (circles), the Rhone (diamonds) and the Arve rivers (squares). B16 core values are shown for comparison. Mont Blanc granite rock samples (we reported the average major element compositions of thirty five unaltered Mont-Blanc granite rock samples compiled by Rolland et al. in press, Bussy et al. 1994) have been represented as oxides plotted against SiO_2 (white cross in a black square). Rhône river sample values from Meybeck (1995) are also reported (black cross).

5.4. Sr and Nd isotopes as tracer of Bourget sediment sources

We emphasize that we consider only the $<63\mu\text{m}$ clastic fraction obtained after leaching of the calcium carbonate components for all the samples studied. Thus, if we consider that the detrital carbonate fraction is minor in the core B16, we outline the problem of the dilution by the endogenic carbonate production into the lake.

5.4.1 Comparison of potential river sources

The isotopic results (fig 3a and 3b) allow the sediment from the Arve river (derived from the Paleozoic External Crystalline massifs) to be clearly distinguished from those of the Sierroz and Leysse rivers (derived from the Mesozoic Calcareous massifs, the molasses and the moraines). The Arve isotopic compositions are characterised by higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, Sr concentration and $\varepsilon\text{Nd}(0)$ than the one of Calcareous massifs. The major differences between these two sources result from differences in the nature of their respective catchment areas protoliths. External Crystalline Massifs are composed of mica-rich lithologies such as gneisses and micaschists, which contain high proportions of ^{87}Rb , whereas Calcareous Subalpine massifs are composed of mica-free lithologies, therefore bearing lower $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. These high Sr isotopic ratios for the Arve samples are in accordance with the data of Bussy (1990), who obtained Mont-Blanc granite $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio values always higher than 0.728.

Our results also show that within the External Crystalline massif area, higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are obtained for the samples collected in the Chamonix area ($A1=0.728$), while lower $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are obtained in Sallanches area, ($A2=0.721$). Two hypotheses could explain these results:

(1) First, the spread in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios can be explained by mineralogic fractionation during sediment transport in the river. In a given rock, all the minerals have their own Rb and Sm initial concentration. Over geological time, radioactive decay leads to specific isotopic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ signature for each mineral. Thus, any processes which are susceptible of sorting minerals after any desegregation of the rock will lead to an isotopic fractionation regarding the initial whole rock composition. In Sallanches sediment, petrographical observations and chemical composition show that there is more phyllosilicates and less quartz than the Chamonix sample. This segregation should lead to higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios because phyllosilicates of the granite have higher Rb contents, and thus higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios than other magmatic minerals, following the trend resulting from radioactive decay observed in igneous rocks (e.g., Field and Raheim, 1979). Thus, as it is not the case, this hypothesis cannot be a plausible explanation.

(2) A second explanation can be that the isotopic spread is related to the contribution parent-rocks sources downstream along the Arve. In the Chamonix area, the only source can be the crystalline basement, which explains higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. The lower $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios that are obtained in the Sallanches area, downstream of the contact of the crystalline basement with the Mesozoic platform sediments can be explained by the mixing of these two sources. Isotopic data of the platform sediments of Jurassic-Cretaceous age range between 0.707-0.708 (Burke et al., 1982). Therefore, mixing of crystalline minerals even with minor proportions of Mesozoic platform sediments will explain the observed progressive decrease in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from the Sallanche to the Rhone R1 samples along the Rhone river (fig 3b dotted line).

5.4.2. Origin of the Bourget sediment

Given these source end-members, the B16 sediment signature ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.719$; $\varepsilon\text{Nd}(0)=-10$) falls in the middle of the Rhone pattern strongly suggesting the Rhone origin of the Bourget clastic sediments, at the coring site. The most striking feature of fig 3 is the quite homogenous Bourget sediment isotopic signature. Samples from individual flood levels have the same isotopic signature that in the background of the core B16. This result is consistent with the major element composition results.

The relatively high contribution of Rhone/Arve river sediment in the Bourget lake can be explained by the current topography of the Alps. It has been demonstrated that high relief areas produce high particle load in rivers (Prospero, 1996). Moreover, rates of erosion by abrasion are generally higher for glacial than for non glacial catchments (Bogen, 1988; Church and Slaymaker, 1989). The Arve river is characterized by high topographic gradients on the north Mont-Blanc flank where most of the physical erosion takes place, therefore, this river collects large amounts of particles in suspension during the summer-time snowmelting period. Very high erosion rates are also implied by very high uplift rates estimated for the Mont-Blanc (environ 1mm/yr) relatively to its surroundings ($<1\text{mm/yr}$; Seward and Mancktelow 1994; Bogdanoff et al., 2000). Following these authors, the difference in exhumation rate of Mont-Blanc relatively to its surroundings is higher by a factor 10, which explains that the sedimentary basins of the Western Alps constitute a main trap for the material removed from the Mont-Blanc Massif.

6. Conclusions and paleohydrology implications

In summary, we have shown that the main components of the North Bourget lake sediments, for the last 600 years, are endogenic calcite and clastic material in a proportion of 55% and 45%, respectively. During the LIA major flood levels, (fig 6) we observe an increase of the clastic contribution ($Al/Ca \pm 0.5$). These variations are explained by the dilution of the endogenic calcite production by the increase of the clastic river supply. The grain-size distribution combined with major element data reveals five major flood events (fig 2 and 6), dated with a ± 10 years resolution (Chapron et al., 1999) to 1407, 1572, 1722, 1743 and 1750 years AD. Such flood events are not recorded for the period 1800 AD – present (fig.6).

These results are in accordance with i) individual floods detected in Petit lac of Annecy (Thorndycraft et al., 1998) and ii) fluvial geomorphological studies of Bravard (1981, 1989), Bravard et al. (1986) and Salvador et al. (1993) in the upper Rhone Valley; Pichard (1999) in the lower Rhone; and Arnaud-Fassetta and Provansal (1999) concerning the Rhone delta. These studies have shown that higher flood frequencies and progradation events of the braided pattern of the Upper Rhone fluvial system (Bravard 1989) have occurred during the LIA. Our results are also in accordance with the work of Miramont and Guilbert (1997) concerning the historical change of flood frequencies in the middle Durance fluvial system (South-eastern France). They evidenced higher frequencies of flooding at the end of the XIVth century and during the XVIth and XIXth centuries, alternating with lower flood frequencies during the XV and XXth centuries.

The decrease in the occurrence of flood events from AD 1870 to present (Fig. 6) probably results from increasing human impact on the alluvial system due to channelizing of the river and building of dams (Girel 1991). Embarks have been built since 1774 and 1820 years AD in Chautagne swamps (fig 1b) and Arve rivers, respectively (Bravard and Peiry, 1993).

How can we interpret the higher flood frequencies observed during the LIA (before 1870)?

Two explanations could be proposed:

- (i) The effect of increased human activity: mainly the effect of deforestation and agriculture, which could cause rises in sediment charge (Neboit 1983, Provansal et al. 1999; Noel et al, 2001; Schmidt et al., 2002).
- (ii) Higher flood frequencies could be interpreted as indicators of climatic change (increase in volume of precipitation).

In this paper, we demonstrate that the increase of the clastic input during the major flood events is not featured by a change in isotopic ratios, which remain relatively similar in and out the floods events. This highlights the fact that the relative contributions of local sources (Calcareous Subalpine massif) and regional sources (External Crystalline massif) remain constant whatever the paleohydrological intensity for the last 600 years at the coring site. Therefore, we suggest that the relative proportion of the clastic signal is directly a function of the hydrological activity and that the impact of human modifications is not preponderant in the frequency of the increase of clastic input, because if it was the case we should have recorded significant change in material proportion during the catastrophic flood events. Consequently, we propose that, at the coring site in the Bourget lake, human activity is not the main reason for the increase in flood frequencies. Consequently, in the Bourget lake deep basin, clastic fluxes can be considered as a proxy of palaeohydrology of the Bourget lake catchment's areas (especially the Rhone river), rather than human activities.

This study has shown the nature and relative contributions of current sources in the Bourget lake. Such a study is a preliminary step before reconstructing the paleohydrological history of the Rhone river from the Bourget lake sediments at the time scale of the Holocene. In the case of the Bourget Lake, preliminary results obtained on a longer core spanning the last 7000 years in the deep basin of the lake shows an increase in the clastic fluxes since the last 2650 years cal. BP (Arnaud et al., accepted), which could be advocated to human influence or to climatic variations. Therefore, a similar isotopic approach on the last 7000 years, combined with the organic matter analysis, geomorphology and archaeology researches should help to answer the question of the interference of human land-use impact over the climatic signal.

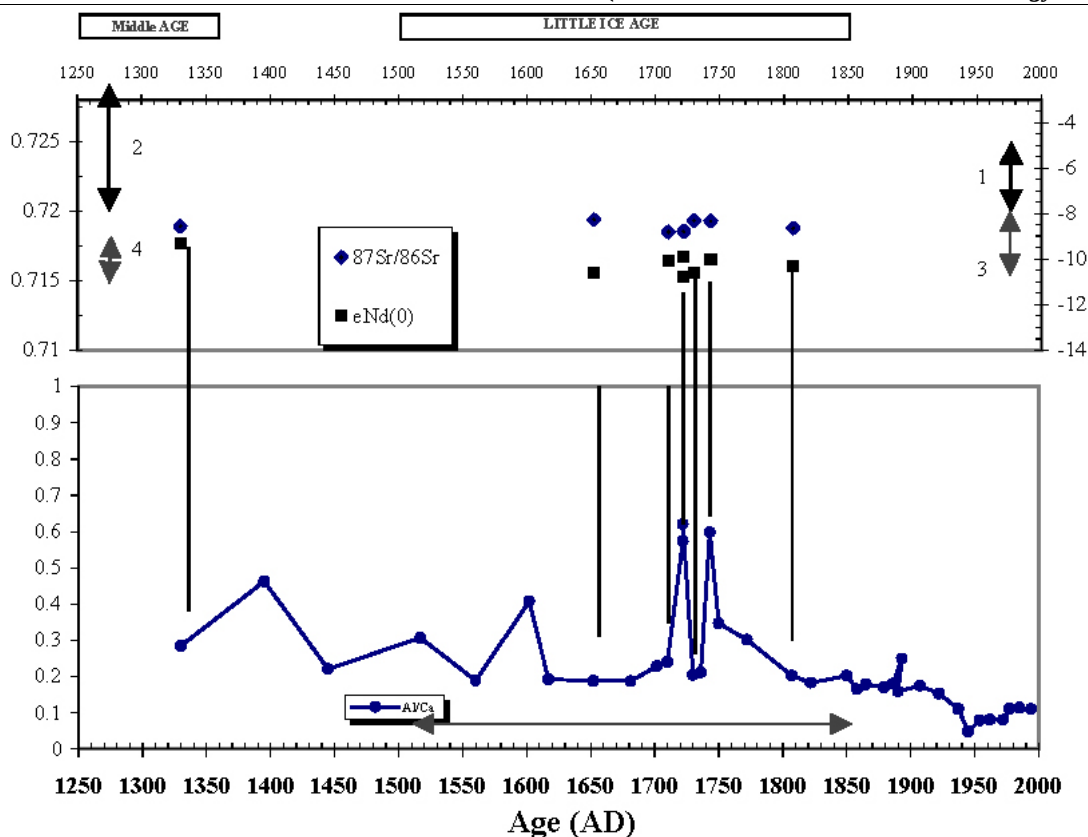


Fig 6: the Al/Ca ratios, $\epsilon\text{Nd}(0)$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios as a function of time. Also shown the LIA period characterised by high hydrological activity in the French Alpine rivers causing intense and frequent flooding (Bravard 1981, Arnaud-Fassetta and Provansal 1999, Pichard 1999) started to develop a geomorphologic change to braided pattern along rivers (Bravard 1989).

Acknowledgements

We are grateful to F. Keller for his help in the major element chemistry carried out in a clean room at University Grenoble I (France), to M. McCulloch who allowed us access to the mass spectrometer Finnigan MAT-261 at the RSES (Canberra - Australia), and to Graham and Gael who helped us for the Sr and Nd chromatographic separations. We thank C. Allibert, M.A. Melières, and Y. Rolland for their helpful and pertinent reviews, comments and fruitful discussions. This work was funded by the French INSU-CNRS program "ECLIPSE".

References

- Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Pourchet, M., Charlet, A., Trentesaux, A., and Tribouillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, NW Alps). *Terra Nova*, 14-4: 225-232.
- Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M., and Tribouillard, N. 7000 years of Rhône-river flooding activity recorded in Lake Le Bourget (France): connections with Holocene climatic variability in the Alps and North Atlantic areas. Accepted to: *The Holocene*.
- Arnaud-Fassetta, G. and Provansal, M., 1999. High frequency variations of water flux and sediment discharge during little ice age in the Rhone delta (France). Relationship to the catchment area. *Dev. Hydrobiol.*, 410, 241-250.
- Biscaye, P.E., Grousset, F.E., Revel, M., Van der Gaast, S., Hemming, S., Vaars, A., Zielinsky, G.A. and Sowers T., 1997. Limits on the origins of last-glacial maximum dust in the GISP2 ice core, Summit, Greenland. *Journal of Geophysical Research* 102 (C12): 26,765-26,782.
- Bianchi, G.G. and Mc Cave, I.N., 1999. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature* 397: 515-518.
- Bogdanoff, S., Michard, A., Mansou, M., and Poupeau, G., 2000. Apatite Fission-Track analysis in the Argentera Massif: evidence of contrasting denudation rates in the External Crystalline Massifs of the W. Alps. *Terra Nova*, 12: 117-125.
- Bogen, J. 1988. A monitoring programme of sediment transport in Norwegian rivers. *Publications of the International Association of Hydrological Sciences* 174: 149-159.

- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., de Menocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. and Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates. *Science*, 278: 1257-1265.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffman, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I. and Bonani, G., 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate during the Holocene. *Science*, 294: 2130-2136.
- Boucher, A. 1962. The Rhône. Doc. Ponts et Chaussées Compagnie Nationale du Rhône.
- Bouquillon, A., Chamley, H. and Fröhlich, F., 1989. Sédimentation argileuse au Cénozoïque supérieur dans l'océan Indien Nord oriental. *Oceanologica Acta*, 12: 133-147.
- Bravard, J.P., 1981. La Chautagne, dynamique de l'environnement d'un pays savoyard. Thèse de doctorat. Institut des Etudes Rhodaniennes des Universités de Lyon. Mem. & Doc 18, p182.
- Bravard, J.P., 1989. La métamorphose des rivières des alpes française à la fin du Moyen Age et à l'époque moderne. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 25: 145-157.
- Bravard, J.P. and Peiry, J.L., 1993. La disparition du tressage fluvial dans les Alpes françaises sous l'effet de l'aménagement des cours d'eau (19-20ème siècle). *Z. Geomorph. N.F.*, 88: 67-79.
- Bravard, J.P., Amoros, C., Jacquet, P., 1986. Reconstitution de l'environnement des sites archéologiques fluviaux par une méthode interdisciplinaire, associant la géomorphologie, la Zoologie et l'écologie. *Revue Archeométrie*, 10: 43-55.
- Broecker W.S., 2001. Was the Medieval Warm Period global? *Science*, 291: 1497-1499.
- Burke, W. H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F. and Otto, J.B., 1982. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10: 516-19.
- Bussy, 1990. Pétrogenèse des enclaves microgrenues associées aux granitoïdes calco-alcalins: exemple des massifs varisque du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie). *Mem. Géologie (Lausanne)* 7 : 309.
- Bussy, J.F. and Von Raumer, 1994. U-Pb geochronology of Palaeozoic magmatic events in the Mont-Blanc crystalline massif, Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt* 74: 514-515.
- Chapron, E., 1999. Contrôle climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre (Lac du Bourget, Léman) durant le quaternaire récent. *Géologie alpine Mem. H.M.* 30, 265.
- Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M. and Deconinck, J.F., 1999. AD 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. and Deconinck, J.F., 2002. Climate variability in the NW Alps, France, as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. *The Holocene* 12,(1) 59-68.
- Church, M. and Slaymaker, O., 1989. Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. *Nature*, 337:, 452-454.
- Clauer, N., O'Neil J.R. and Bonnot-Courtois, C., 1982. The effect of natural weathering on the chemical and isotopic compositions of biotites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 46: 1755-1762.
- Dasch, E.J., 1969. Strontium isotopes in profiles, deep-sediments and sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33: 1521-1552.
- Deconinck, J.F., Beaudoin, B., Chamley, H., Joseph, P. and Raoult, J.F., 1985. Contrôles tectonique, eustatique et climatique de la sédimentation argileuse du domaine alpin français au Malm-Crétacé. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique* 26, (5) 311-320.
- Derry, L.A. and France-Lanord, C., 1996. Neogene Himalaya weathering history and river $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: impact on the marine Sr record. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 142: 59-74.
- Dapples, F., Lotter, A.F., Van Leeuwen, J.F.N., Van Der Knaap, W.O., Dimitriadis, S. and 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.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1996. An introduction to the Rock-forming minerals. Longman Edition. (pp. 300).
- DeMonacal, P., Ortiz, J., Guilderson, T. and Sarnthein, M., 2000. Coherent High and Low Latitude Climate Variability during the Holocene Warm period. *Science*, 288: 2198.
- Field, D., and Raheim, A., 1979. A geological meaningless Rb-Sr total rock isochron. *Nature*, 282: 497-8.
- Filippi M.L., Lambert, P., Hunziker, J.C., and 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), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140: 33-50.
- France-Lanord, C., Derry, L. and Michard, A., 1993. Evolution of the Himalaya since Miocene time: isotopic and sedimentological evidence from the Bengal Fan. *Himalayan Tectonics*, 74: 603-621.

- Gallet, S., Jahn, B., Van Vliet Lanoe, B., Dia, A. and Rossello, E., 1998. Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 156: 157-172.
- Girel, 1991. Aménagements anciens et récents. Influences sur l'écologie d'un corridor fluvial : la Leysse dans le bassin chambérien. *Rev. Ecol. Alp. Grenoble* 1: 81-95.
- Hormes, A., Müller, B.U. and Schlüchter, C., 2001. The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phase of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. *The Holocene*, 11: 255-265
- INRA, 1996. Analyse de l'évolution de la qualité des eaux du lac du Bourget. Université de Savoie, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Institut National de la recherche Agronomique, Cellule Technique du Lac du Bourget.
- Jones, P.D., Osborn, T.J. and Briffa, K.R., 2001. The evolution of climate over the last Millennium. *Science*, 292: 662-667.
- Kelts K. and Hsü K.J., 1978. Freshwater carbonate sedimentation. In: Lerman A. (ed.), *Lakes: chemistry, geology, physics*. Springer Verlag, Berlin, p. 295.
- Lamoureux, S.F., England, J.H., Sharp, J.S. and Bush, A.B.G., 2001: A varve record of increased 'Little Ice Age' rainfall associated with volcanic activity, Arctic Archipelago, Canada. *The Holocene*, 11, 2, 243-249.
- Leeman, A. and Niessen, F., 1994. Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene* 4,3, 259-268.
- Lotter A. F., Stürm M., Teranes J.L. and Wehrli B., 1997. Varve formation since 1885 and high-resolution varve analyses in hypertrophic Baldeggersee (Switzerland). *Aquatic. Sci.*, 59: 304-325.
- Magny, M., 1992. Holocene lake-level fluctuations in Jura and the northern subalpine ranges, France: Regional pattern and climatic implications. *Boreas*, 21: 319-334.
- Magny, M., 1993. Holocene fluctuation of lake levels in the French Jura and sub-Alpine ranges, and their implications for past general circulations patterns. *The Holocene*, 3/4, 306-313.
- Magny, M., 1994. Holocene climatic oscillations in Jura and Alps: oceanic and solar forcing ? *C.R.Acad. Sci. Paris* 319, II, 667-674.
- Magny, M., 1995. Une Histoire du climat. Errance Ed., 176 p.
- Manalt, F., Beck, C., Disnar, J.R., Deconinck, J.F. and Recourt, P., 2001. Evolution of clay mineral assemblages and organic matter in the Late Glacial-Holocene sedimentary infill of lake Annecy (NW Alps): palaeoenvironmental implications. *Journal of Paleolimnology*, 25: 179-192.
- Maupetit, F., Delmas, R., 1994. Snow chemistry of high altitude glaciers in the French Alps. *Tellus*, 46b, 304-324.
- McCave I.N. and Swift, S.A., 1976. A physical model for the rate of deposition of fine grain in the deep sea. *Geo. Soc. America Bull.*, 87: 541-549.
- Meybeck, M., 1995. Les lacs et leur bassin. *Limnologie générale*, Pourriot R. & Meybeck M. (Ed), Masson, Paris.
- Miquet, A., 1997. La régularisation du lac du Bourget (France): nouveau fonctionnement hydraulique, impacts environnementaux. *Rev. Géogr. Alpine*, 2: 11-21.
- Miramont, C. and Guilbert, X., 1997. Historical changes of floods frequency and fluvial morphogenesis in the middle Durance fluvial system (South-eastern France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 4: 325-338.
- Moscariello A., Pugin A., Wildi, W., Beck, C., Chapron, E., De Batist, M., Girardclos, S., Ochs, S.I., Rachoud-Schneider, A.M., Signer, C. and Van Clauwenberghe, T., 1998. Déglaciation wurmienne dans des conditions lacustres à la terminaison occidentale du bassin molassique (Suisse occidentale et France). *Eclogae geol. Helv.*, 91: 185-201.
- Mulder, T. and Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of sedimentary research*, 66/1, 43-57.
- Müller, G., Iron, G. and Forstner, U., 1972. Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environment. *Naturwissenschaften*, 59: 158-164.
- Neboit, 1983. L'homme et l'érosion. *Bulletin de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines. Université de Clermont-Ferrand II. Nouv. Serie*, 17.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1988. Formation and diagenese of weathering profiles. *J. Geol.*, 97: 129-147.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., McLennan, S.M. and Keays, R.R., 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliclastic sediments, with implications for provenance studies. *J. Geol.*, 104: 525-545.
- Nesje, A. Dahl, S.O., Matthews, J.A. and Berrisford, MS., 2001. A similar to 4500 yr record of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjoen, eastern Norway. *Journal of paleolimnology*, 25, (3) 329-342.
- Nicoud G., 1985. Les complexes fluvio-glaciaires de l'avant-pays savoyard (France). *Bull. De l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 2-3, 151-157.
- Noël, H., Garbolino, E., Brauer, A., Lallier-Vergès, E., De Beaulieu, J.-L. and 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.
- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S. and Whitlow, S.I. 1995.

Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 270: 1962-1964.

Pichard, G., 1995. Les crues sur le bas Rhone de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique. *Méditerranée*, 3-4: 105-116.

Pourchet, M. and Pinglot, J.F., 1989. Cesium 137 and Lead 210 in alpine lake sediments: measurements and modelling of mixing processes. *Journal of Geophysical Research*, 94: c9 12761-12770.

Pourchet, M., Mourguiart, P., Pinglot, J.F., Preiss, N., Argollo, J. and Wirrmann, D., 1994. Sédimentation récente dans le lac Titicaca (Bolovie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 319: 535-541.

Prospero, J.M., 1996. The atmospheric Transport of Particles to the Ocean. In V. Ittekkot, P. Schafer, S., Honjo and P.J. Depetris (eds), *Particle Flux in Ocean*, SCOPE 57: 18-52.

Provansal, P.G., Berger, J.F., Bravard, J.P., Salvador, P.G., Arnaud-Fasseta, G., Bruneton, H., Vérot-Bourelly, A., 1999. Le régime du Rhone dans l'Antiquité et au haut Moyen Age. *Gallia* 56 :13-32.

Revel, M., Sinko, J.A., Grousset, F.E. and Biscaye P.E., 1996. Sr and Nd isotopes as tracers of North Atlantic lithic particles : Paleoclimatic implications. *Paleoceanography*, 11(1) 95-113.

Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A.M., Pennacchioni, G., Mancktelow, N., Accepted. Rare Earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). Accepted in *Earth & Planet. Sci. Lett.*

Salvador, P.G., Bravard, J.P., Vital, J. and Voruz, J.L., 1993. Archeological evidence for Holocene floodplain development in the Rhone valley, France. *Z. Geomorphol. N.F.*, 88: 81-95.

Schütz, L. and Rahn, A., 1982. Trace-element concentrations in erodible soils, *Atmos. Env.*, 16: 171-176.

Schütz, L. and Seibert, M., 1987. Mineral aerosols and source identification. *J. Aerosol Sc.*, 18, 1, 1-10.

Schmidt, R., Koinig, K.A., Thompson, R. and 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 (Unterer Landschitzsee, Niedere Tauern). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 187: 101-120.

Seward, D. and Mancktelow, N.S., 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission-track dating. *Geology*, 22: 803-806.

Sommaruga A. 1997. Geology of the central Jura and the Molasse basin: new insight into an evaporate-based foreland fold and thrust belt. Thesis. *Memoire de la Societe Neuchateloise des Sciences Naturelles*. XII, 220 p.

Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil Trans. R. Soc. A301*, 381-399.

Teranes J.L. & Mc Kenzie J.A., 1999. Stable isotope response to lake eutrophication: calibration of a high-resolution lacustrine sequence from Baldeggersee, Switzerland. *Limnol. Oceanogr.*, 44, 2, 320-333.

Thorndycraft, Y., Hu, Y., Oldfield, F., Crooks, P.R. and Appleby, P.G., 1998. Individual flood events detected in the recent sediments of the Petit lac d'Annecy, eastern France. *The Holocene*, 8/6, 741-746.

van Rensbergen, P., De Batist, M., Beck, C. and Chapron, E., 1999. High-resolution seismic stratigraphy of glacial to interglacial fill of a deep glacial lake: Lake Le Bourget, Northwestern Alps, France. *Sedimentary Geology*, 128: 99-129.

Velde, B., 1985. *Clays minerals. A physical-chemical explanation of their occurrence*. Elsevier, Amsterdam, 427pp.

Vieban, 1983. Installation et evolution de la plateforme urgonienne (Hauterivien à Bédoulien) du Jura médional aux chaines subalpines (Ain, Savoie, Haute-Savoie). *Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie et paléogéographie*. Thèse de doctorat, Université scientifique et médicale de Grenoble, 293 p.

Von Grafenstein, U.V., Erlenkeuser H., Muller, J., Trimborn, P. and Alefs, J. 1996. A 200-year mid-european air temperature record preserved in lake sediments: an extension of the air temperature- $\delta^{18}\text{O}_p$ relation into the past. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (21): 4025-4036.

Von Gunten, H.R., Sturm, M., and Moser, R.N., 1997. 200-Year Record of Metals in Lake Sediments and Natural background concentrations. *Environ. Sci. Technol.*, 31 (8): 2193-2197.

Zielinski, G.A., 1995. Stratospheric loading and optical depth estimates of explosive volcanism over the last 2100 years derived from the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core. *Journal of Geophysical Research*, 100: 20937-20955.

ANNEXE II

CAROTTAGE LONG DES SEDIMENTS DU LAC DU BOURGET

MISSION ECCHYMOSE 2001



Lac du Bourget (Savoie)
Du 10 au 15 septembre 2001

Rapport de mission

Fabien Arnaud

Introduction

Du 10 au 15 septembre 2001, a été réalisée une opération de carottage long sur le site du Lac du Bourget. Le but de ce travail était de prélever des carottes de sédiment afin d'étudier l'évolution du climat alpin au cours des 6 à 10 derniers millénaires via l'étude de la sédimentation détritique. Ce carottage a été financé par un projet ECLIPSE (coordinateur : M. Revel), 4 universités se sont impliquées par la mise à disposition de personnels et de matériel, les Universités : de Savoie, Joseph Fourier (Grenoble 1), des Sciences et Techniques de Lille 1 et d'Orléans. Deux sites de carottages étaient ciblés (I et II) correspondant respectivement aux sites CORMORAN 97 BB10 et B16 (cf. Chapron, 1999).

Choix des sites : état des connaissances sur le Lac du Bourget

Le travail de thèse d'Emmanuel Chapron (1999) a permis de connaître la sédimentation du lac du Bourget sur trois échelles de temps :

- La déglaciation post - würm (18 ka à ~ 9-10 ka BP), reconnue par investigation sismique (Chapron, 1999 ; Van Rensbergen et al., 199X) ;
- La période historique qui a fait l'objet de 23 carottages courts d'environ 1 mètre (Chapron et al., 1999 ; Chapron et al., 2002) ;
- Le fonctionnement actuel, grâce à l'imagerie sonar et à des prélèvements de surface (Chapron, 1999).

La mission Ecchymose 2001 a pour objet d'obtenir un enregistrement continu de la sédimentation holocène (de 10 à 0 ka BP), connue jusqu'alors uniquement par sismique comme un drapé lacustre uniforme de 15 mètres de puissance. Au sein de ce drapé, 5 puissants réflecteurs (3 seulement au centre du bassin) ont été identifiés et sont susceptibles de marquer les principaux coups de froids de l'Holocène, caractérisés dans les Alpes notamment par une avance des glaciers, une remontée de la timberline et une transgression générale des lacs du Jura (Magny, 1995). La caractérisation sédimentologique et la datation de ces niveaux présente donc un intérêt considérable dans l'étude du climat alpin des derniers millénaires.

Les deux sites ciblés correspondent à deux environnements différents de sédimentation détritique. Le site I est situé sur la bordure ouest du lac, par 131 m de fond. Sa position relativement surélevée par rapport au point bas du bassin (145m) l'isole des dépôts par underflow, qu'ils viennent du Rhône ou du Sierroz. En revanche, il s'agit d'un site particulièrement sensible aux dépôts par interflow du Rhône qui, déviés par la force de Coriolis et les vent dominants, se propagent en rive ouest. Le site II est localisé dans la partie nord de la plaine lacustre (141 m), sur le trajet des underflows du Rhône.

Chapron et al. (2002) ont montré l'intérêt d'une étude conjointe des deux types de dépôts et ont établi les proxies susceptibles d'en extraire un signal sédimentaire. Les interflows nécessitent une stratification thermique marquée, Chapron et al. (2002) ont donc interprété leur raréfaction au cours du PAG comme une conséquence d'un refroidissement des eaux superficielles. Le proxy utilisé pour analyser la fréquence des interflows est la vidéocapture (niveaux de gris). Les underflows à l'inverse sont plus nombreux pendant le PAG reflétant ainsi une augmentation du régime hydrique du Rhône. Le PAG est ainsi une période favorable aux grandes crues du Rhône, tant en fréquence qu'en intensité. Les underflows, outre la mise en évidence visuelle des crues exceptionnelles, fournissent un proxy de l'influence relative du bassin local par rapport au bassin régional dans les apports détritiques. L'objectif du carottage est ainsi de vérifier la pérennité des mécanismes mis en évidence sur 600 ans et d'en utiliser les proxies pour une étude paléoclimatique à l'échelle de l'Holocène.

Stratégie de carottage

Le carottier utilisé (UWITEC) permet l'obtention de séries de 15 mètres de sédiment par tronçons successifs de 3 mètres. Le système ne permettant pas d'assurer la continuité entre deux tronçons, la stratégie adoptée consiste à réaliser un deuxième trou, décalé horizontalement, dont les sections sont décalées verticalement de 1 mètre, le recouvrement total de la série est alors assuré.

Opérations

Organisation générale

Les opérations de carottage se sont déroulées sur 1 semaine, la barge a été montée puis amenée sur le site I le 11/09. A partir de ce moment la barge est restée sur zone jusqu'à la fin des opérations, les transferts de personnel ont été possibles grâce au prêt d'une vedette par le club nautique Nautimottets.

Le carottage proprement dit a débuté le mardi 12 septembre 2001, 4 à 5 personnes étaient présentes chaque jour, ce qui s'est avéré être l'extrême minimum. L'importance de la tranche d'eau (130 à 140 m) et le sous-effectif en

personnel n'ont pas permis de maintenir le rythme pratiqué à Anterne. Le rendement moyen a été de 3 carottes par jour (contre 4 à Anterne). Le relevage des ancrs (13/09) a été particulièrement long (2 heures).

Informations sur le carottage (cf. Fig. 1)

Site I

(CORMORAN 97 : BB10)

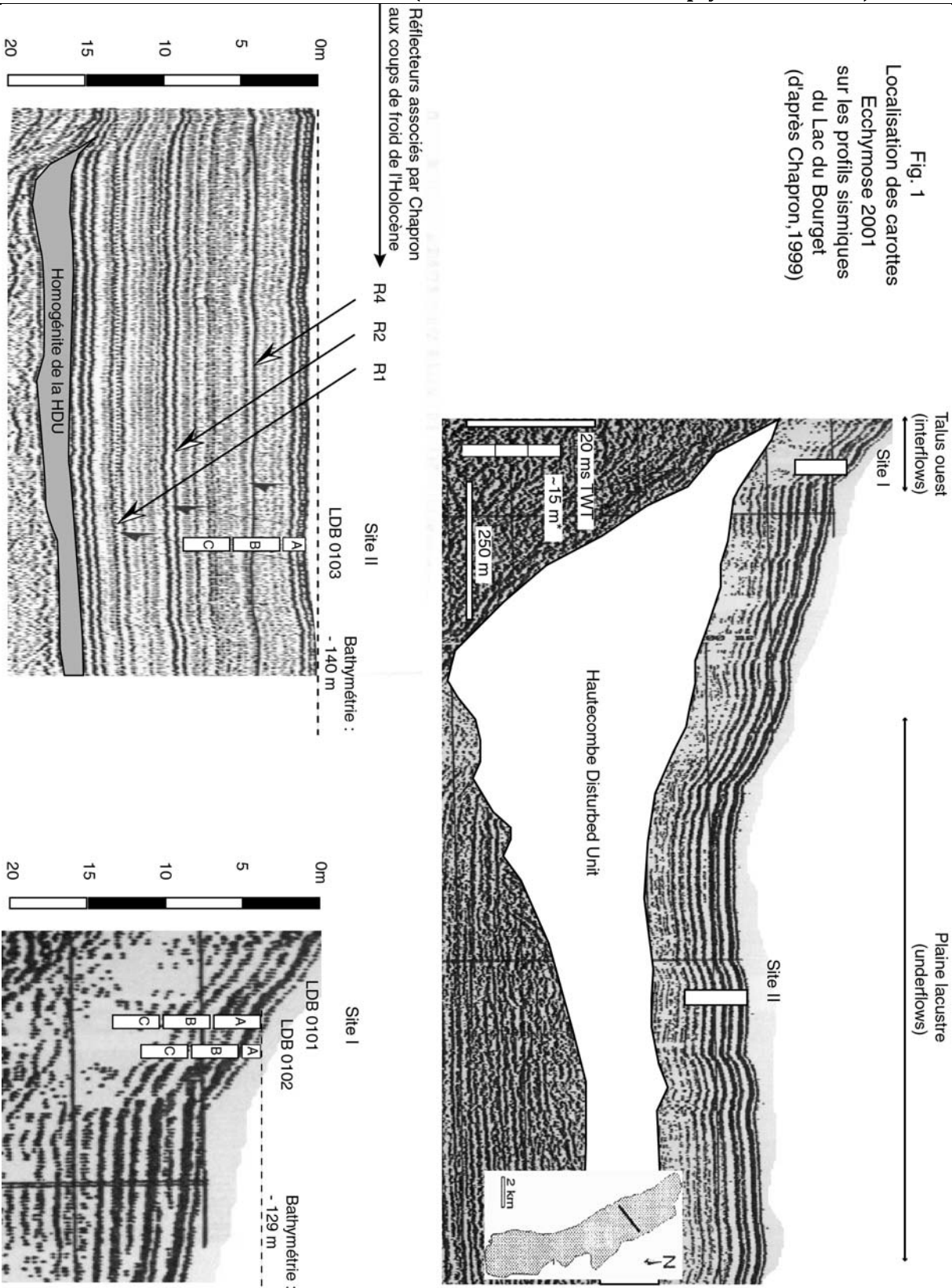
Latitude : N 45°44,848'
 Longitude : E 5°50,891'
 Bathymétrie : carte : ~130 m ; sondeur : HS ; câble : 128.8 m.
 Carottes : LDB0101 A (0 – 3m), B (3 – 6 m), C (6 – 9 m) et X (? m) ;
 LDB0102 A (0 – 1,2 m), B (1,2 – 4,2 m) et C (4,2 – 7,2 m).
 Echantillons (CC) : 0101A (charbon) ; 0101B ; 0101C ; 0101X (+ base X1 et top X2) ;
 0102A ; 0102B ; 0102C (bois)
 Pénétration max. : -9 m (âge estimé : 6,5 ka BP)
 Recouvrement utile : 9 m (âge estimé : 6,5 ka BP)
 Observations : LDB0101X, carotte déclenchée intempestivement alors que la tête du carottier était à quelques centimètres de l'interface → probablement section 0 – 3 m.
 A la descente de 0102B, le carottier a été trop descendu et s'est couché → relevé puis décalage de 2m vers SE. Après remontée : 10 cm d'eau au sommet (sommet perturbé et peut-être déclenchement sur quelques cm lors de l'incident).

Site II

(CORMORAN 97 : B16)

Latitude : N 45°45,335'
 Longitude : E 5°51,361'
 Bathymétrie : carte : ~140 m ; sondeur : 141,5 (corrigé, cf. annexe) ; câble : 141,6 m
 Carottes : LDB0103 A (0 – 1,4 m), B (1,4 – 4,4 m) et C (4,4 – 7,4 m)
 Echantillons (CC) : 0103A ; 0103B ; 0103C
 Pénétration max. : -7,4 m (âge estimé : 5 ka BP)
 Recouvrement : 1,4 m (âge estimé : 1 ka BP)
 Divers : entre A et B, changement de vent → décalage (~ 100 m ?) vers S
 Pas de recouvrement ← perte de la tête du carottier le 15/09.

Fig. 1
Localisation des carottes
Ecchymose 2001
sur les profils sismiques
du Lac du Bourget
(d'après Chapron, 1999)



Bilan d'ECCHYMOSE 2001

Bilan technique

Cette mission était la première de l'équipe à des profondeurs supérieures à 70 mètres. Il a ainsi été montré que le système UWITEC est opérationnel au-delà de 140 m (limite théorique d'utilisation : 150 m). Toutefois un certain nombre de problèmes organisationnels et techniques ont été mis à jour.

La manipulation du système par grand fond multiplie les efforts physiques. Un carottage dans de bonnes conditions nécessite une équipe permanente de six personnes dont au moins deux connaissant parfaitement le fonctionnement du carottier.

Les pièces métalliques souffrent énormément, il est indispensable notamment que tous les éléments de visserie soient maintenus graissés en permanence (en utilisation comme en stockage). Les ruptures répétées du frein du câble principal, et l'accident dont a été victime un membre de l'équipe (rupture du biceps) sont des conséquences plus ou moins directes de ce manque d'entretien. La mission a accumulé du retard en raison de la rupture du frein de câble principal (1^{er} jour de carottage) et a dû être arrêtée prématurément après la perte de la tête de carottier au cours de son nettoyage. Ces pièces étant vitales et vulnérables à la casse ou à la perte, leur présence en double sur la barge paraît indispensable.

Le principe des navettes entre la barge et la terre ferme est indispensable au bon déroulement d'une telle opération, la vedette de 40 CV a été en ce sens un élément clé de la mission. Il faut toutefois noter que lors d'un retour chargé, par fort vent, avec 5 personnes à bord le bateau était en limite de déjaugage et donc de navigation optimale : 40 CV semble bien être la puissance minimale requise.

Le relevage des ancres a également été facilité par la présence de la vedette, toutefois étant donnés les efforts et le temps (2 heures) que nécessite cette opération par grand fond, il faudrait envisager d'utiliser des corps morts à laisser sur place.

Le positionnement de la barge (utilisation d'une embarcation légère pour le positionnement des ancres) et les manipulations de câbles (cf. annexes) sont en revanche bien maîtrisés.

Bilan scientifique

En raison des problèmes listés au paragraphe précédent les objectifs de la mission (2 carottages doublés de 15 mètres) n'ont été atteints que partiellement. L'absence de recouvrement sur le site II est particulièrement gênante : le travail réalisé sur ces carottes se fera sans certitude quant au recouvrement et le signal sédimentaire comportera des lacunes. L'ampleur de ces lacunes pourrait être estimée par obtention d'un maximum d'âges ¹⁴C, mais on sait que les débris organiques sont particulièrement rares dans la plaine lacustre. Il semble donc qu'une mission complémentaire soit à envisager pour valider les résultats qui seront obtenus sur le site II. Bien que l'objectif des 10000 ans n'ait pas été atteint, les carottes du site I offrent un enregistrement sédimentaire continu sur plus de 6000 ans, ce qui est une première prometteuse en terme de données paléoclimatiques dans le lac du Bourget.

ANNEXE : LE PROBLEME DE LA BATHYMETRIE (ET SA SOLUTION ?)

Comme la plupart des systèmes de carottage, le système UWITEC oblige à travailler en aveugle quant à la position du carottier par rapport à l'interface eau - sédiment. Il est donc primordial de connaître avec un maximum de précision la bathymétrie au droit de la barge et la position de la tête du carottier par rapport à la surface, la distance carottier – interface étant la différence des deux. Cette annexe a pour but de synthétiser l'expérience acquise au cours des quatre missions de l'année 2001, qui a conduit à une bonne maîtrise des problèmes de bathymétrie.

Bathymétrie

La profondeur au droit du site est la donnée initiale indispensable à toute opération carottage. Trois systèmes ont été utilisés pour la connaître qui ont tous montré leurs limites :

1. Carte bathymétrique

Grâce au positionnement GPS, il est aisé de localiser précisément le site de carottage sur une carte bathymétrique, (lorsque celle-ci existe). L'expérience a montré que cette approche apportait une précision de l'ordre de 2 à 3 mètres. Il s'agit donc d'un premier dégrossissage intéressant mais insuffisant pour avoir la certitude d'un carottage intégral de l'interface.

2. Echosondeur

L'échosondeur à main UWITEC a donné de bons résultats à Laffrey (~ 40m), Robert (~ 20m) et Anterne (13 et 8m), mais n'a pas fonctionné au Bourget (129 et 141m), probablement à cause d'une tranche d'eau trop importante. La limite d'utilisation de cet appareil se situe donc entre 40 et 130 mètres de tranche d'eau.

Nous avons testé au Bourget un sondeur de pêche, la précision semble être intéressante (~ dm), mais l'appareil étant calibré pour l'eau de mer une conversion (donc certaines approximations) est nécessaire.

3. Mesure directe

Pour pallier les déficiences des échosonsondeurs par grand fond, il a été envisagé de réaliser une mesure directe en descendant un poids au bout d'un câble. Cette opération est délicate en raison du poids du câble qui masque la diminution de tension liée au contact du poids avec le sédiment, ce qui d'autant plus vrai que la profondeur est grande... Et c'est justement par grande profondeur qu'elle pourrait être utile.

La bathymétrie ne peut donc être connue qu'avec une précision au mieux de l'ordre du mètre si le sondeur fonctionne, au pire de 2 à 3 mètres, voire plus en fonction de la précision de la carte bathymétrique, par grand fond. Cette précision peut-être suffisante pour commencer le forage, ensuite les opérations sont menées en profondeur relative grâce au câble métré du piston.

Position de la tête du carottier

Sur la barge LSCE/LGCA, deux câbles sont métrés : le câble principal et celui du piston. Ce dernier étant relié au piston, son déroulement indique directement la profondeur de la tête du carottier (Fig.2).

Le métrage du câble principal peut-être utilisé après le blocage du piston pour suivre l'enfoncement du tube carottier. Ce câble étant monté en palan à 3 brins, chaque marque métrique correspond à un enfoncement de 50 centimètres.

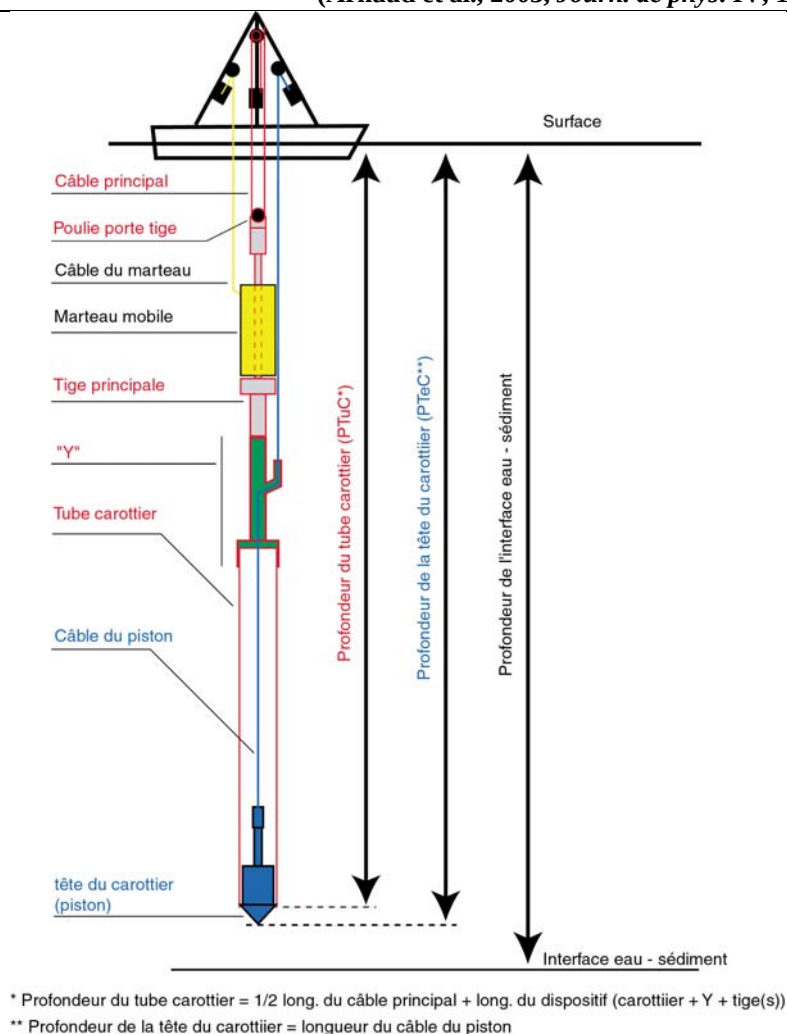


Fig 2. Schéma du dispositif de carottage UWITEC
NB : Le métrage du câble du piston donne directement la profondeur de la tête du carottier

Déroulement type d'un carottage

1^{ère} section (Fig. 3 A)

Après estimation de la bathymétrie, le plus sûr est de commencer le carottage 2m au-dessus de ce niveau théorique afin d'assurer le carottage de l'interface (seul niveau d'âge absolument connu dans un enregistrement sédimentaire !).

Le carottier est descendu à la profondeur X (= bathy. estimée – 2m), puis le piston est bloqué en tension et on commence à marteler. Lors de la descente, la profondeur de la tête du carottier est donnée par le câble métré du piston (**une marque blanche tous les mètres, une rouge tous les 10m et une blanche et rouge tous les 50m**).

NB : Il convient de vérifier constamment la tension du câble métré car après 70 mètres de déroulement, son poids masque celui du carottier. La profondeur se lit évidemment câble tendu.

Après 3 mètres d'enfoncement, le carottier ne progresse plus et le marteau produit un bruit sourd, c'est le signal de la fin de la section. Le carottier est alors remonté en surface.

Trois cas sont alors possibles :

- Dans un cas idéal, on obtient du sédiment plus une certaine quantité d'eau qui atteste de la présence de l'interface. La bathymétrie estimée est égale à la bathymétrie mesurée par le câble avec une marge de surestimation de 2m et de sous-estimation de 1m.

- On n'obtient que de l'eau : la bathymétrie a été sous-estimée de plus d'un mètre. Il faut recommencer le carottage 3m plus profond.
- On n'obtient que du sédiment. C'est le cas le plus ennuyeux : la bathymétrie a été surestimée de plus de deux mètres et l'interface n'a pas été carottée. On ne peut pas recommencer un carottage plus haut sous peine de carotter les niveaux perturbés par le premier passage du carottier, il faut donc continuer le carottage en ce point et commencer le carottage de recouvrement 2m plus haut (important : relever la profondeur de déclenchement !). En cas d'échec du carottage de recouvrement (cas jamais encore rencontré) à carotter l'interface, il faut recommencer en un nouveau point voisin, encore 2m plus haut, jusqu'à l'obtenir.

NB : On voit que la pire situation intervient lorsque l'interface n'est pas carottée, c'est pour cette raison qu'il vaut mieux sous-estimer la bathymétrie en commençant le carottage 2 m au-dessus de la profondeur supposée de l'interface.

Sections suivantes (Fig. 3B)

Après l'obtention de la première section (avec ou sans interface), on utilise la bathymétrie relative du câble mètre du piston. On redescend donc le dispositif auquel on a rajouté une rallonge de tige, à la côte maintenant connue de l'interface $Z (= X + W = X + (3 - S))^9$. On actionne alors le marteau jusqu'à la côte $X + 3$ m (**attention : ne pas mettre le piston en tension sous peine de déclencher intempestivement le carottage !**) où on bloque le piston. Le carottage de la deuxième section commence alors. Puis l'opération est ainsi répétée par incrément de 3m jusqu'à la côte désirée.

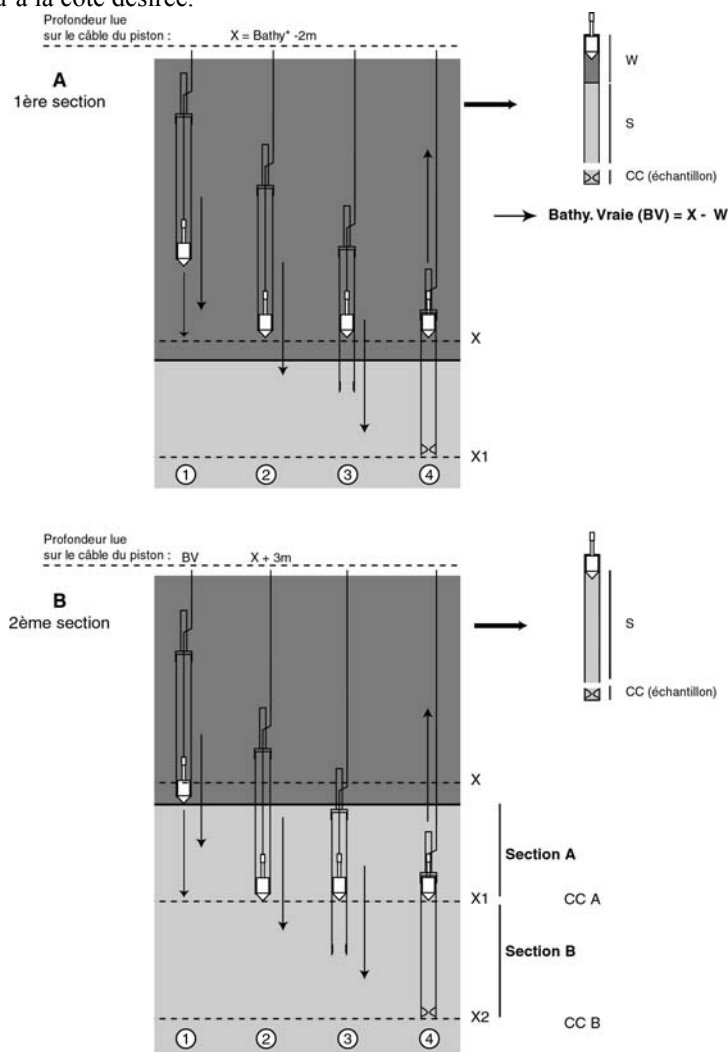


Fig 3. Exemple de 2 premières sections d'un carottage

⁹ $Z = \text{bathymétrie vraie}$; $X = \text{prof. de déclenchement du premier carottage}$; $W = \text{épaisseur d'eau récupérée dans la 1ère section}$; $S = \text{épaisseur de sédiment récupérée dans la 1ère section}$

Recouvrement (Fig. 4)

Afin d'assurer le recouvrement entre les différentes sections du premier carottage, il convient d'en réaliser un second, décalé horizontalement et verticalement. Pour cela, la barge est décalée de quelques mètres en jouant sur l'élasticité des ancrages, puis on opère un carottage commençant à la côte $X + 1$ (**attention, bien que paraissant logique, un décalage de 1m 50 serait risqué** : les carottes de 3m étant recoupées à 1m 50 pour être stockées, il y a un risque de chevauchement des zones tronquées).

NB : Lorsque cela est possible, il peut être intéressant de recarotter l'interface lors du recouvrement, on obtient alors deux séries complètes se recouvrant et se corrélant, multipliant les possibilités d'analyse.

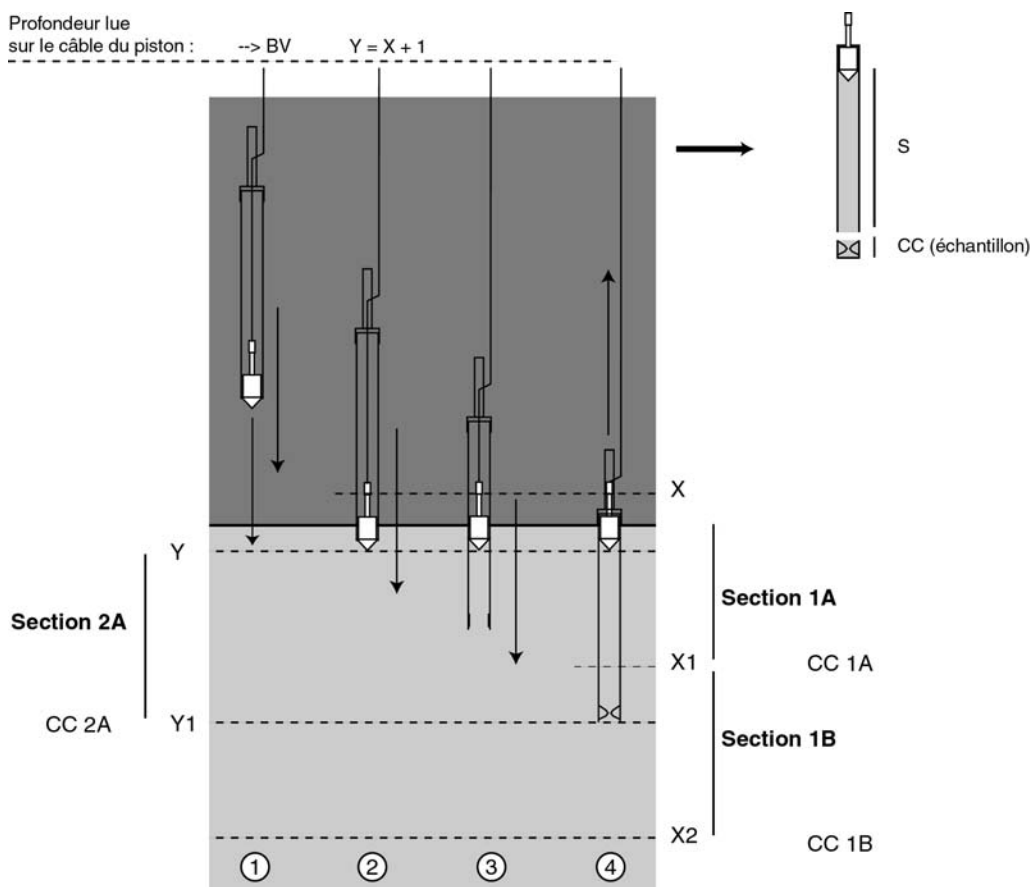


Fig. 4. Exemple de 1^{ère} section de recouvrement

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Chapron E., 1999, Contrôles climatiques et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'Avant-pays Alpin (lac du Bourget, Léman) durant le quaternaire récent. *Géologie Alpine*, mém. H.S. n° 30, Grenoble, 258 pp.

Chapron E., Beck C., Pourchet M., Deconninck 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., Deconninck J.-F., 2002, Climate variability in the NW Alps, France as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. *The Holocene*.

Magny M., 1995, Une histoire du climat. *Errance Ed.*, 176 pp.

Van Rensbergen P., 1996, Seismic stratigraphy study of glacial and lacustrine infill of Lakes annecy and Le Bourget. Thèse de doctorat, Université de Gent. Text book : 210 pp. Seismic book : 160 pp.

ANNEXE III

**LEAD FALL-OUT ISOTOPIC SIGNAL OVER FRENCH NORTHERN ALPS:
TIMING AND SOURCES CONSTRAINTS FROM DISTANT LAKE SEDIMENT RECORDS**

Article publié en 2003 dans le *Journal de Physique IV*, vol. 107, pp. 61-64

Fabien Arnaud, UMR PBDS, UST Lille 1, Bât SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq, France

e-mail : fabien.arnaud@ed.univ-lille1.fr

Marie Revel, UMR LGCA, OSUG, Université J. Fourier – Grenoble 1, 38400 St Martin d'Hères, France

Thierry Winiarski, LSE, ENTPE, 69 518 Vaulx-en-Velin, France

Delphine Bosch, Lab. Tectonophysique, UMR-CNRS 5568, Université de Montpellier II, 34095 Montpellier, France

Emmanuel Chapron, Geological Institute, ETH Zurich, Switzerland

Marc Desmet, UMR LGCA, Université de Savoie, Technolac, 73373 Le Bourget du Lac, France

Nicolas Tribovillard, UMR PBDS, UST Lille 1, Bât SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq, France

Abstract : We present time-series of lead concentration and isotopic ratio in sediments from two French alpine lakes: *Lac du Bourget*, a suburban lake, and *Lac d'Anterne*, a mountain lake nearby the Mont-Blanc Range. This approach aims at differentiating “local” from “regional” inputs by comparing distant sedimentary records. ^{210}Pb and ^{137}Cs dating methods were validated by historical events recognition [1-2] providing confident age-depth models spanning the last 250 years. In both lakes the sediment is lead-enriched compared to upper continental crust over the whole records. The human impact reached its maximum around 1970 AD, and then presents a rapid decline. Lead concentration and isotopic composition are correlated. When compared to data from a Mont Blanc ice core [3], *Lac d'Anterne* time-series yields excellent correlation over the last 250 years, confirming the accuracy of both dating process and record of atmospheric lead fall-out. Record from *Lac du Bourget* presents a similar pattern until 1985 AD when the signal from the high elevation sites ones, both in concentrations and isotopic ratio. Our data confirm the date of 1970 as the maximum of atmospheric lead fall-out over Western Europe. Today, *Lac d'Anterne* still records a weak airborne contamination, while *Lac du Bourget* is mostly influenced by local sources.

1. Introduction

Despite lead has been one of the first pollutants massively injected into the environment by human activity, the oldest recorded local contamination being dated 4500 cal. BP [4], numerous authors showed the dramatic impact of the 19th and 20th century industrial expansion recorded in Greenland ice core [5], Swiss peat bogs [6-7] and lake sediments [8-9] or in Scandinavian lake sediments [10]. Since the 90s⁺, most studies evidence a decrease in lead fluxes, seemingly to validating the efficiency of environmental policies limiting the use of leaded gasoline. In France, despite recent contamination has been intensively documented in ice [3] and sediments [11-12], there is few series covering historical time-scale [3-13]. We present time-series of lead concentration and isotopic ratios from two distant lakes: *Lac du Bourget* and *Lac d'Anterne* spanning over the last 600 and 250 years, respectively.

Both located in northern French Alps, *Lac du Bourget* and *Lac d'Anterne* are set in radically different environments: *Lac du Bourget* is a foreland lake located nearby an important urban settlement, when *Lac d'Anterne* is an alpine lake far from direct human impact, close to the Mont-Blanc Range. The approach developed here tends to differentiate “local” from “regional” input record by comparing these distant series in order to assess both the amount of global lead contamination and their accuracy as recorders of lead fall-out over North Western Alps.

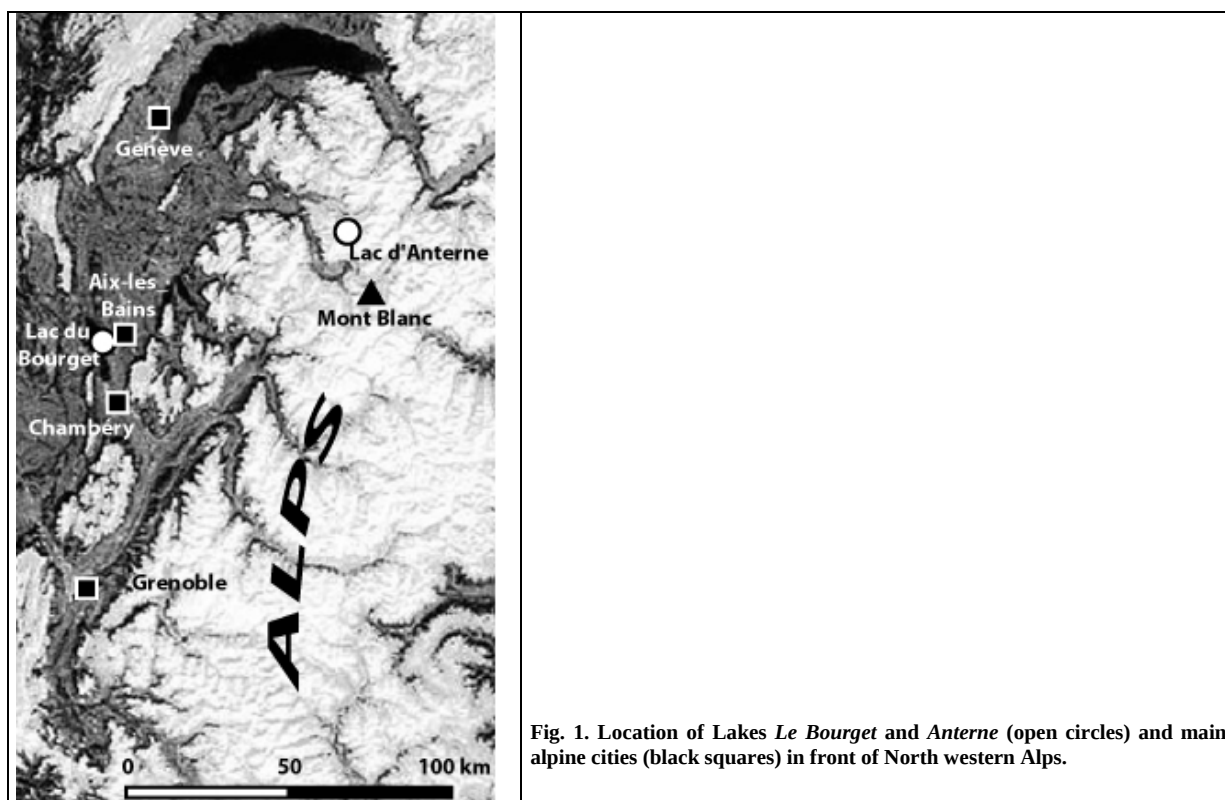


Fig. 1. Location of Lakes *Le Bourget* and *Anterne* (open circles) and main alpine cities (black squares) in front of North western Alps.

2. Settings and analytical methods

Studied cores (B16 in *Lac du Bourget* and ANT9902 in *Lac d'Anterne*) were selected after previous investigation for lacustrine sedimentological studies using seismic and coring surveys [1-2; 14-15]. This allowed to perform a sample selection avoiding samples non-representative of airborne contamination - such as gravity reworking or flood-triggered instantaneous deposits - and to get high-confidence ages based on ^{210}Pb and ^{137}Cs geochronologies refined by historical features identification [1-2; 16].

Lead concentrations of *Lac d'Anterne* samples were measured by flame atomic absorption spectrometry (F-AAS: HITACHI Models 7200, graphite furnace) at the Laboratory of Environmental Sciences of the Ecole Nationale des Travaux Publics de l'Etat of Lyon. Trace element abundances of *Lac du Bourget*, and some of *Lac d'Anterne*, samples were measured using ICP-MS at the University Joseph Fourier of Grenoble following procedures described by Barrat et al. [17]. Trace elements were spiked with pure Tm, which was used as internal

standard. Chemical separation of lead was done at the Geochemistry Laboratory of Montpellier University following a procedure modified from Manhès *et al.* [18]. Total Pb blanks were less than 65 pg for 100 mg. The Pb isotopic ratios were measured on the MC-ICP-MS P54 at the Ecole Normale Supérieure of Lyon.

3. Results

3.1 Lead concentrations

Pb concentration and enrichment factor (normalized to Pb/Th ratio in Upper Continental Crust [19]) are reported as a function of the depth in sediment in figure 2. Concentration profiles show similar ranges in both lakes but *Lac d'Anterne* presents slightly higher concentration, both in the minimum (23 vs. 13 ppm) and (65 vs. 47 ppm) maximum values. This is mostly due to naturally high concentration of Pb in sediment, as it is marked by the high values of thorium, the enrichment factor of lead relative to upper continental crust is thus 3 fold less important in sediments from *Lac d'Anterne* than in those from *Lac du Bourget* (Fig. 2).

In both series, figure 3 show a drastic increase from the end of the XIXth century to the end of the 60's when *Lac d'Anterne* experienced its highest lead concentration. Although it is an outstanding feature, the synchronous concentration peak in *Lac du Bourget* (1965 and 1973 AD samples) is not the highest value of the series, which occurs in 1985. However, this extreme peak may not be interpreted as entirely due to human-triggered contamination as its EF Pb value is less important than that from the 1965-1973 peak which is thus the period of maximum human-induced lead flux in both lakes.

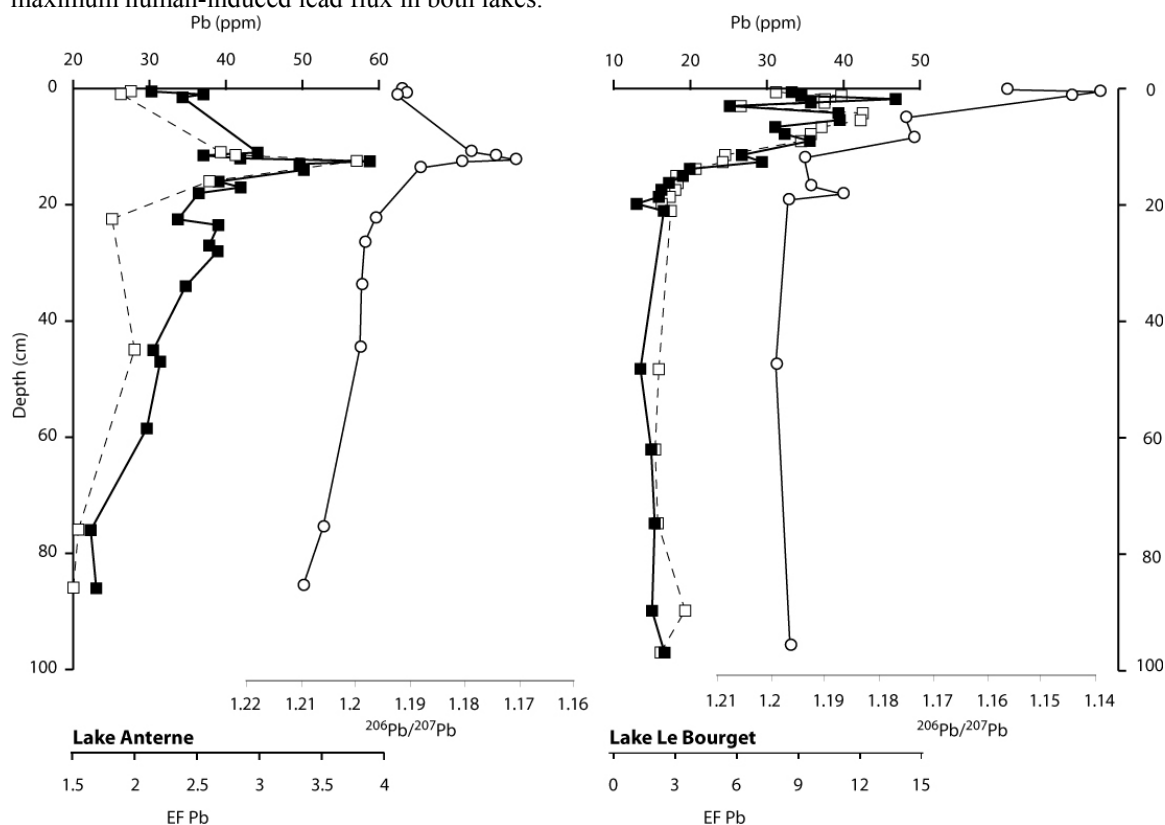


Fig. 2. Pb concentration (black squares), EF Pb (open squares) and $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ratio (open circles) of cores ANT9902 and B16 taken respectively in Lakes Anterne and Le Bourget.

NB : Isotopic ratio scale has been inverted in order to match the concentration evolution.

In the uppermost samples, Pb concentrations experience a drastic decrease. This decreasing trend is well marked in *Lac d'Anterne* where the EF Pb is 2.0, near by that of XVIIIth century (1.5) and similar to that of the end of XIXth century (2.0). In *Lac du Bourget* the EF Pb was yet around 8 in 1994, compared to about 2 in pre-industrial sediments, probably tracking the persistence of a local Pb source.

3.2 Lead isotopic signal

Both lakes yield roughly similar signal patterns with ancient highly radiogenic values tending to less radiogenic ratios in younger period, as a marker of increasing human impact (Fig. 2). A maximum of human impact on

isotopic signal occurs at the end of the 60's (1965 and 1969 points respectively in B16 and ANT9902) and marks the decoupling of both trends. After this period the signal from *Lac du Bourget* drops to the lowest radiogenic values in the whole record, when the Anterne ones tended backward to natural-like values. Then, *Lac du Bourget* experienced a backward trend only after 1990 AD (Fig. 3).

4. Discussion

In order to compare the timing of lead contamination recorded in both lakes, figure 3 displays Pb concentrations and $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ratio as a function of time. As a reference of atmospheric signal, EF Pb (normalised to Baryum, cf. [3]) and $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ratio from an ice core collected on the Mt Blanc [3], less than 10 km far from *Lac d'Anterne*, are plotted on the same graph. This series being given with a seasonal resolution, we chose to represent only the winter samples which are the richest in Pb and thus the most representative of the atmospheric source of our pluri-annually resolute records.

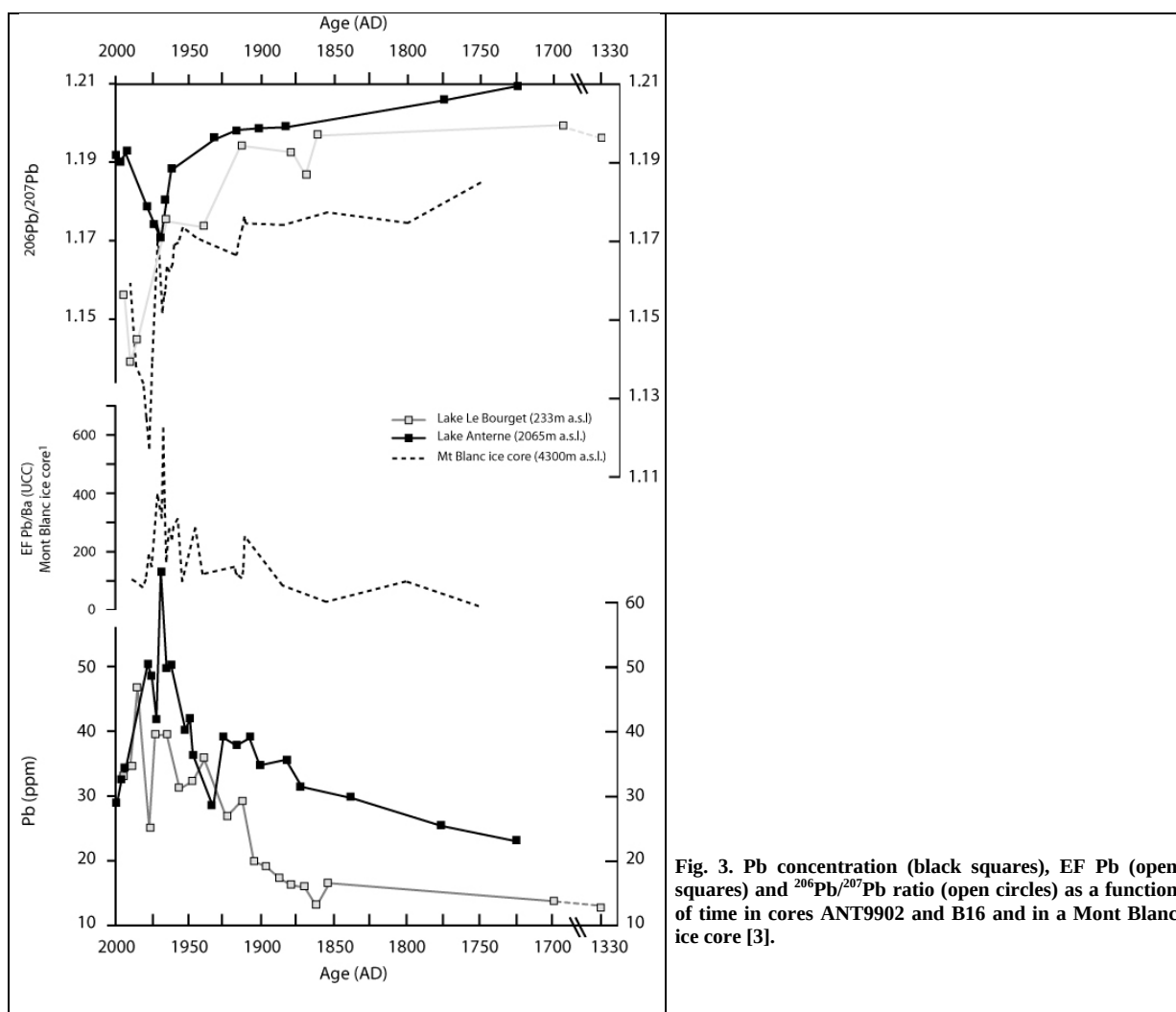


Fig. 3. Pb concentration (black squares), EF Pb (open squares) and $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ratio (open circles) as a function of time in cores ANT9902 and B16 and in a Mont Blanc ice core [3].

The principal common feature is the extreme peak in concentration around 1970 AD associated with a drastic decrease in $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ratio which is present in the three records. Although the concentration peak appears to be synchronous in all records, the isotopic ratios differ slightly because of the influence of more or less lead-rich sediment matrix. Determination of contaminant sources from lead isotopic ratio is thus driven hard by the interference of natural sediment matrix-borne lead whom concentration and isotopic composition need to be assessed. Nevertheless, the similarity of all records during the 60s' – 70s' period seems to indicate a global contamination, probably driven by leaded-gasoline worldwide consumption which was maximum between 1967 and 1973 [20]. Petroleum crisis and environmental policies led to the phaseout of leaded gasoline since the end of the 70s', explaining the return to natural isotopic values in high elevation sites while Lac du Bourget was continuing to record a strong anthropogenic Pb isotopic signal. This discrepancy between low and high elevation

sites indicates different contamination modes took place once the huge leaded-gasoline one was stopped, confirming previously results from altitudinal sections of Pb concentration and isotopic ratio in lichens [21].

5. Conclusion

Comparison of distant lead fall-out records allows to infer the different contamination modes occurring in different environment. Our results thus confirm the huge impact of the 60s' – 70s' leaded gasoline maximum of consumption hiding all other contaminations both in low and high elevation sites. Once this contamination was stopped different sites show different contamination patterns, the *Lac du Bourget* being yet 8 times Pb-enriched, compared to Upper Continental Crust, while *Lac d'Anterne* returned to its XIXth century EF Pb values. On-going investigations on longer cores will permit to assess the natural concentration and isotopic composition of lead in sediments and, in turn, to calculate the evolution of contamination sources throughout time.

Acknowledgments

Work on *Lac d'Anterne* was supported by the Asters and Sixt-Passy Natural Reserve through the CALAMAR program. Thanks to the Reserve guards who helped for coring and to Dr. Vincent Lignier who initiated the CALAMAR coring surveys. Authors are grateful to P. Tellouk (ENS- Lyon) for help in isotopic measurements.

References

- [1] Chapron E., Beck C., Pourchet M., Deconninck J.-F., *Terra Nova* **11** (1999) 86-92.
- [2] Arnaud F., Lignier V., Revel M., Desmet M., Beck C., Pourchet M., Charlet F., Trentesaux A., Tribouvillard N., *Terra Nova* **14** (2002) 225-232.
- [3] Rosman K. J. R., Ly C., Van de Velde K. and Boutron C. F., *Earth and Planet. Sc. Let.*, **176** (2000) 413-424.
- [4] Leblanc M., Morales J.A., Borrego J., Elbaz-Poulichet F., *Econ. Geol.* **95** (2000) 655-661.
- [5] Murozumi M., Chow T.J., Patterson C.C., *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33** (1969) 1247-1294.
- [6] Shotyk W., Cheburkin A.K., Appleby P.G., Frankhauser A., Kramers J.D., *Earth and planet. Sc. Let.*, **145** (1996) E1 – E7.
- [7] Shotyk W., Weiss D., Appleby P.G., Cheburkin, A.K., Frei R., Gloor M., Kramers J.D., Reese S., Van der Knaap W.O., *Science* **281** (1998) 1635 – 1640.
- [8] Kober B., Wessels M., Bollhöfer A., Mangini A., *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63** (1999) 1293-1303
- [9] Monna F., Dominik J., Loizeau J.-L., Pardos M., Arpagaus P., *Env. Sc. and Tech.* **33** (1999) 2850-2857
- [10] Renberg I., Wik-Persson M., Emteryd O., *Nature* **368** (1994) 323-326.
- [11] Elbaz-Poulichet F., Holliger P., Huang W.W., Martin J.M., *Nature* **308** (1984) 408-414.
- [12] Grousset F. E., Jouanneau J. M., Castaing P., Lavaux G., Latouche C., *Est. Coast. and Shelf Sci.*, **48** (1999) 401-414.
- [13] Alfonso S., Grousset F., Massé L., Tastet J. -P., *Atmos. Env.* **35** (2001) 3595-3605.
- [14] Van Rensbergen P., De Batist M., Beck C., Chapron E., *Sed. Geol.* **128**, (1999) 99-129.
- [15] Chapron E., Desmet M., De Putter T., Loutre M.-F., Beck C., Deconninck J.-F., *The Holocene* **12,1** (2002) 59-68.
- [16] Chapron E., *Géol. Alp.* **30** (1999).
- [17] Barrat J.A., Keller F., Amossé J., Taylor R.N., Nesbitt R.W. and Hirata J., *Geostand. Newsl.* **20** (1996) 133-139.
- [18] Manhès G., Allègre C.J., Dupré B. and Hamelin B., Lead-lead systematics, the age and chemical evolution of the Earth in a new representation space (*Open File Rep. U.S. Geol. Surv.*, 1978).
- [19] Taylor S.R. & Mc Lennan S.M., The continental crust : its composition and evolution (Blackwell scientific publ., Oxford, 1985).
- [20] Wu J.F., Boyle E.A., *Geochim. Cosmochim. Acta* **61** (1997) 3279-3283.
- [21] Doucet F.J., Carignan J., *Atmos. Env.* **35** (2001) 3681-3690.

ANNEXE IV

CAROTTAGE EN CONDITIONS HIVERNALES DE LACS D'ALTITUDES

CACHALAUX 2001



**Lac d'Anterne – Réserve Naturelle de Sixt – Passy (74)
Du 11 au 17 février 2001**

**RAPPORT DE MISSION
Fabien Arnaud**

Introduction

Du 11 au 17 février 2001, une équipe composée de chercheurs de quatre universités européennes (Université de Savoie, UST Lille1, UJF Grenoble1, Université de Gand - Belgique), de gardes des Réserves Naturelles des Aiguilles Rouges et de Sixt-Passy, ainsi que de bénévoles, a réalisé une opération de carottage long sur le site du Lac d'Anterne, au cœur de la Réserve Naturelle de Sixt-Passy. Le but de ce travail a été de prélever des carottes de sédiment afin d'étudier l'évolution du climat alpin au cours des 5 à 6 derniers millénaires.

L'aspect logistique de l'opération a été financé par un fonds spécial du Conseil Scientifique de l'ASTERS, les différentes universités impliquées s'étant engagées à assurer le financement des analyses scientifiques subséquentes.

Choix du site : état des connaissances sur le Lac d'Anterne

Grâce aux trois missions de Carottage des Lacs du Massif des Aiguilles Rouges (CALAMAR) menées par l'Université de Savoie au cours des étés 1998, 1999 et 2000, l'ensemble des lacs d'altitude situés dans les réserves gérées par l'ASTERS a fait l'objet d'un carottage par plongée. Les carottes de sédiment ainsi réalisées ont été étudiées en fonction de trois axes de recherches principaux : influence anthropique sur le milieu naturel, activité paléosismique et variabilité climatique. Le système sédimentaire du lac d'Anterne s'est révélé particulièrement sensible à chacun de ces trois aspects. L'étude des trois carottes courtes réalisées au cours de CALAMAR II (1999) a notamment permis d'identifier l'influence principale des USA sur les apports de plomb dans les Alpes françaises et l'occurrence des principaux séismes historiques recensés dans la région.

Sur le plan de l'étude paléoclimatique, le premier mètre de sédiment présente également des perspectives intéressantes. La sédimentation dite « continue » du Lac d'Anterne s'effectue sous la forme de varves, c'est-à-dire d'un doublet annuel composé d'une lamine sombre (dépôt de printemps) et d'une lamine claire (dépôt d'hiver), l'évolution annuelle de la taille de ces doublets est un traceur de l'intensité du régime hydrique sur le lac. A cette sédimentation continue se superposent des événements de sédimentation instantanée liés à des crues majeures du bassin versant. L'étude géochronologique fine des carottes a montré que ces crues majeures intervenaient en phase avec les fluctuations décennales du Glacier des Bossons, qui est le glacier de la vallée de Chamonix présentant le temps de réponse le plus court. L'occurrence de ce type de niveau est ainsi un traceur des fluctuations climatiques décennales.

L'existence au sein de la colonne sédimentaire du lac d'Anterne des deux traceurs sédimentologiques suscités en fait une cible intéressante pour l'étude des conditions climatiques passées. Afin d'exploiter ce potentiel, un programme d'étude approfondie a été mis en place en complément des carottages de la mission CALAMAR.

La première phase de ce programme a été réalisée en septembre 2000 avec l'acquisition d'une imagerie sismique à haute résolution des couches sédimentaires du lac (opération financée par le comité scientifique de l'ASTERS en collaboration avec l'Université de Savoie et l'Université de Gand). Cette campagne a notamment permis de mettre en évidence l'accumulation exceptionnelle de sédiments dans le lac d'Anterne qui atteint 30 mètres au centre du bassin et jusqu'à 60 mètres dans les zones de delta. L'interprétation des profils sismiques (en cours à Gand) permettra d'extrapoler latéralement les données ponctuelles recueillies au niveau des sites de carottage et ainsi d'avoir une vision tridimensionnelle du système sédimentaire lacustre.

Les carottes obtenues par plongée au cours des missions CALAMAR permettent une pénétration d'environ un mètre dans le sédiment. Au centre du lac d'Anterne, ceci correspond à un âge de l'ordre de 250 ans. Afin de remonter davantage dans le temps, il est apparu indispensable d'utiliser une technique de carottage différente. Le carottier UWITEC acquis conjointement par le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) et l'Université de Savoie répond à ce besoin.

Principe du carottage « uwitec » sous glace

Initialement conçu pour fonctionner sur eau libre à partir d'un barge de 4m80 de long, le carottier UWITEC permet de prélever jusqu'à 23 mètres (record établi par le constructeur) de carottes de sédiments par tronçons de 3m. La pénétration du dispositif de carottage est assurée manuellement par l'action d'un marteau cylindrique de 30 kg. En raison de la compaction du sédiment, la réalisation de carottes longues (au-delà de 9m) représente ainsi un effort physique important.

Dans le cas du Lac d'Anterne, nous avons choisi d'adapter le système afin de pouvoir carotter en hiver, à travers la glace. Cette transformation nous a permis de diviser par deux le poids du matériel nécessaire (pas de barge à transporter), mais aussi d'éviter l'emploi d'un moteur thermique (propulsion de la barge) au sein de la Réserve Naturelle. Enfin, le positionnement sur lac gelé permet une stabilité que ne procure pas le carottage en eau libre et évite les perturbations liées au maniement des ancres de stabilisation de la barge.

Objectifs de l'opération

En fonction des connaissances du système sédimentologique du lac et de l'imagerie sismique deux sites étaient visées par la campagne CACHALAUX 2001 :

- le site 1 (forages ANT 01-01 et ANT 01-02 ; lat.-long. (WGS 84) : 45°59,4658 N ; 6°47,8918 E) est localisé au plus profond du bassin lacustre (13,5 m), il est particulièrement sensible à la sédimentation événementielle (liée aux crues et séisme) qui y double le taux de sédimentation moyen (~ 3 à 4 mm/an). Ce site est ainsi particulièrement intéressant pour étudier les fluctuations climatiques décennales en relation avec les avancées des glaciers alpins.
- Le site 2 (forage ANT 01-03; lat.-long. (WGS 84) : 46° 00,1117 N ; 6° 47,1296E) est localisé à proximité de la perte du lac (prof. : 7,7 m) et présente en sismique un faciès laminé sans perturbation. Cette observation, confortée par l'étude de la carotte ANT 9904 (CALAMAR II), permet de considérer ce site comme un environnement de dépôt préservé des apports instantanés et adapté à l'étude des variations d'épaisseur des varves.

Dans tous les cas, le système UWITEC limite la profondeur de pénétration dans le sédiment à l'épaisseur de la tranche d'eau à l'aplomb du site de carottage. L'objectif initial de la mission est donc de réaliser deux forages doublés (afin d'assurer le recouvrement des différentes sections) des sites 1 et 2 respectivement de 13 et 8 mètres.

Opérations

Organisation générale

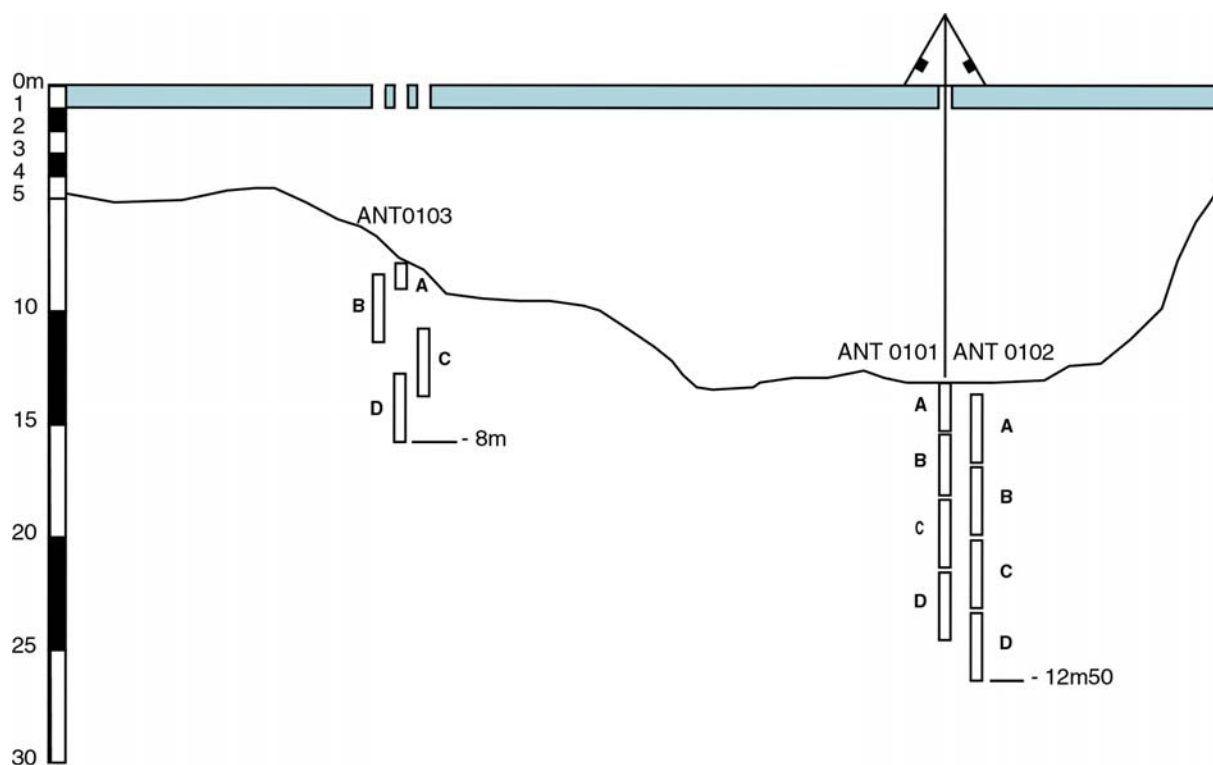
L'équipe de carottage s'est rendue le dimanche 11 février 2001 à la station de ski de Plaine-Joux pour charger le matériel nécessaire au carottage et à l'établissement d'une cellule vie (~ 800 kg) dans le « big bag » devant être acheminé au Lac d'Anterne par hélicoptère le lendemain. Une fois le chargement réalisé, l'équipe s'est rendue au Chalet-refuge de Moëde qui constitue le camp de base de la mission. Par la suite, l'équipe complète se déplace chaque jour du refuge (2000m) au Lac d'Anterne (2100m) via le col d'Anterne (2260m), soit un dénivelé quotidien minimum de 420 mètres.

Après réception du matériel le lundi 12/02 à 10h20, le système de carottage est installé sur le site 1 dans un délai de 2 heures. La durée moyenne de réalisation d'un tronçon est de 1h30. Le changement de site opéré le mercredi 14/02 s'est effectué en 2 heures. En fin de mission une équipe réduite de 8 personnes a démonté et rangé le système de carottage, et recoupé les 12 carottes en tronçons de 1,5 mètres dans un délai de 2 heures également. Le retour du matériel à Plaine-Joux s'est effectué en hélicoptère, le surplus de poids du aux 33 mètres de carottes est estimé à 200 kg.

Informations sur le carottage

- Le site 1 (45°59,4658 N ; 6°47,8918 E ; prof. 13m50), a fait l'objet d'une pénétration de 12m50 dans le sédiment. Le recouvrement des sections est assuré par la réalisation de deux forages parallèles constitués chacun de quatre tronçons et décalés de 50cm.
- Le Site 2 (6° 00,1117 N ; 6° 47,1296E ; prof. 7m70), a fait l'objet d'un forage de 8m en quatre tronçons. Chaque section a été débutée 80cm au-dessus de la section précédente afin d'assurer un recouvrement en continu. Au total, trois trous distants de moins d'un mètre ont été utilisés.

La figure suivante schématise la position des différentes sections. Le profil du lac est issu de la campagne de sismique. L'échelle verticale est juste, mais fortement exagérée.



Bilan de la campagne CACHALAUX 2001

Bilan technique

La mission CACHALAUX a démontré la faisabilité d'un carottage en conditions hivernales sur lac gelé. Les temps de mise en place et de carottage se sont révélés conformes aux prévisions. Il faut ainsi compter, pour une équipe d'une dizaine de personnes, environ ½ journée pour mettre en place le dispositif et réaliser une première section. Le rendement moyen du carottage est de 4 sections par jour.

L'option de recouvrement choisie pour le 2^{ème} site demande une précision supérieure à ce que permet le dispositif UWITEC. Seule la réalisation de deux forages décalés (attention au recouvrement des coupures à 1m50 nécessaires au transport et au traitement des carottes) permet un recouvrement satisfaisant sur toute la longueur réalisée.

Bilan scientifique

Après ouverture des premières sections de chacun des sites, le bilan de l'opération est positif, mais se doit d'être nuancé. La carotte ANT0101A est conforme à ce qui était attendu. Elle présente une lamination fine, entrecoupée de niveaux grossiers aisément identifiables à ceux de la carotte ANT9902. Le modèle établi sur le premier mètre pourra ainsi être appliqué au reste de la carotte ce qui permettra d'identifier rapidement les niveaux de crue et de remaniements gravitaires (séismes). La lamination fine et continue présente un changement de style au moment du Petit Age Glaciaire et pourra être utilisée comme un marqueur climatique via le bilan hydrique.

Le site 2 (forage ANT01-03) présente en revanche une difficulté d'interprétation inattendue. Alors que les études préliminaires avaient révélé (carotte ANT9904) un dépôt laminé, essentiellement silicaté, les carottes ANT0103 A et B ne présentent qu'une lamination floue. Le forage a ainsi été réalisé dans un environnement sédimentaire différent de celui attendu. Ces deux environnements correspondent probablement aux deux banquettes proches de l'exutoire (cf. profil du lac), nous visions la plus profonde, nous avons foré dans la plus superficielle.

Le projet de comptage de lamines initialement prévu sur les carottes du site 2 devra finalement être réalisé sur celles du site 1. Ce changement de stratégie imposera des difficultés techniques supplémentaires (élimination des dépôts instantanés), mais étant donné la bonne lisibilité des lamines il devrait être réalisable. En outre l'étude d'un nouvel environnement de dépôt pourrait apporter des connaissances complémentaires sur le fonctionnement sédimentaire du lac, et peut-être de nouveaux de l'évolution climatique des Alpes Nord-Occidentales.



DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE LILLE 1 Dynamique & Environnements Sédimentaires

Signatures climatique et anthropique dans les sédiments holocènes des lacs du Bourget et d'Anterne (nord-ouest des Alpes) - Paléohydrologie et contamination au plomb -

L'Holocène est la période géologique la plus récente. Il s'agit d'une période interglaciaire qui a débuté il y a 11000 ans et dans laquelle nous vivons aujourd'hui. L'intérêt pour l'étude de sa variabilité climatique est exacerbé dans le contexte actuel de réchauffement global attribué à l'Homme. Mais cette période a également vu le développement des sociétés humaines organisées qui ont très tôt interagi avec leur milieu, en s'adaptant aux variations naturelles de l'environnement, mais aussi en perturbant le système naturel par leurs activités agricoles et industrielles.

Cette thèse présente une étude sédimentologique et géochimique de carottes sédimentaires longues (9 à 13m) prélevées dans deux lacs alpins : les lacs du Bourget (Savoie) et d'Anterne (Haute Savoie). Deux thématiques distinctes ont été développées : l'enregistrement de la variabilité des débordements de crue du Rhône dans le Lac du Bourget et celui de la contamination anthropique par le plomb dans les deux lacs.

La position particulière du Lac du Bourget, tour à tour affluent et tributaire du Rhône, lui confère une sensibilité particulière aux débordements de crues de ce dernier. La charge sédimentaire silicatée du Rhône présente une signature magnétique et géochimique qui tranche avec la sédimentation carbonatée autochtone du Lac du Bourget. Sur la carotte LDB 01- I, couvrant les 7200 dernières années, le rapport entre les phases détritiques et autochtone a ainsi pu être tracé par l'étude des éléments majeurs et des propriétés magnétiques des minéraux avec des pas de temps respectivement inférieurs à 150 et 8 ans. Pour les 3000 dernières années, les phases de détritisme accru ainsi définies concordent avec les périodes d'activité accrue du Haut Rhône identifiées au sein de la plaine alluviale par l'étude géomorphologique de sites archéologiques bien datés (Bravard et al., 1992 ; Bravard, 1996). Avant 2700 cal. BP, les flux détritiques sont particulièrement faibles et le signal détritique est affecté par l'occurrence de sables issus du démantèlement des plages surplombant le site de carottage. Ces épisodes peuvent être reliés à des périodes de hausse du niveau du lac concordantes avec celles identifiées par Magny (2004) dans le Jura.

Finalement, le signal détritique permet de mettre en évidence une tendance à long terme vers l'augmentation de la fréquence et/ou de l'intensité des débordements du Rhône dans le Lac du Bourget. Cette tendance pourrait retranscrire la tendance à long terme du climat holocène vers une accentuation des vents d'ouest, porteurs d'humidité, aux moyennes latitudes de l'Europe de l'ouest en réponse à l'augmentation de l'insolation hivernale dans les zones tropicales de l'hémisphère nord (Rimbu et al., 2003). Le rôle de l'Homme et de son action déstabilisatrice des sols, qui présente également une tendance croissante sur l'ensemble de l'Holocène, demeure difficile à quantifier. Des indices minéralogiques semblent toutefois indiquer que l'augmentation des flux détritiques au cours de l'Holocène final soit à relier avec des apports accrus de roches fraîchement érodées plutôt que de matériaux issus des sols. Surimposées à la tendance à long terme, des oscillations de rythme pluriséculaire suivent les variations de l'activité solaire. Le signal détritique du Lac du Bourget confirme ainsi que la variabilité climatique holocène est influencée par les paramètres orbitaux de la Terre à l'échelle plurimillénaire et par les variations de l'activité solaire à l'échelle pluriséculaire (Bradley, 2003).

Le Lac d'Anterne est un lac d'altitude situé à proximité du Massif du Mont Blanc. L'étude approfondie d'une carotte courte a permis de mettre en évidence un mode de sédimentation particulier constitué de l'alternance annuelle de lamines inframillimétriques dans lesquelles s'intercalent des niveaux de sédimentation instantanée. Ces dépôts instantanés sont de deux types : des niveaux de crue et des glissements de terrain déclenchés par des séismes (Arnaud et al., 2002). La datation de ces niveaux par le ^{210}Pb et leur mise en relation avec des séismes historiques connus permis d'obtenir un modèle d'âge précis. Des mesures de concentrations en Pb et Th et de rapports isotopiques du plomb ont été réalisées sur cette carotte ainsi que sur la carotte courte B16 prélevée précédemment dans le Lac du Bourget. L'obtention de carottes longues sur les mêmes sites a permis de mesurer la composition « pré-anthropique » du sédiment et ainsi de calquer en chaque point de mesure la concentration et la composition isotopique du plomb contaminant. Les signaux ainsi obtenus sont relativement concordants dans les deux lacs pourtant situés dans des environnements différents. La comparaison avec une série de plomb issue d'une carotte de glace prélevée sur le Mont Blanc confirme le caractère atmosphérique et régional de cette contamination jusque dans les années 1980. A partir de cette date, qui marque un net recul de l'utilisation d'essence plombée, deux sources se distinguent en haute et basse altitude suggérant des modes d'apports différents dans le site de vallée et dans les sites d'altitude.

La carotte longue prélevée à Anterne a permis d'obtenir une série de concentration en plomb couvrant les derniers 1800 ans. Cette série met notamment en évidence un pic de contamination majeur durant la période romaine qui dépasse en intensité celui causé par le maximum d'utilisation d'essence plombée dans les années 1970. Ce pic de contamination est certainement lié à l'exploitation de filons de plomb argentifère à proximité du Lac d'Anterne.