

quelques millimètres (1600 μm d'épaisseur en moyenne). Sur le site PU-II, les lamines sont micrométriques (900 μm d'épaisseur en moyenne), elles sont caractérisées par des dépôts réguliers d'argiles jaune clair à brun foncé (Fig. 5.4, image F). Les lits fins d'argiles brun clair ou jaune sont composés de frustes de diatomées. En revanche, les lits plus sombres correspondent à des dépôts argilo-silteux mélangés à des particules terrigènes plus grossières et/ou organiques. Par ailleurs, dans les deux sections de carottes étudiées, aucune bioturbation n'est observée, confirmant le caractère continu de la sédimentation au niveau des deux sites de forage.

4.2. Micromorphologie des dépôts instantanés

Les deux séquences varvées étudiées sont interrompues par des niveaux, homogènes ou sableux, présentant des épaisseurs millimétriques à centimétriques (Tab. 5.1 ; Fig. 5.4, images A, B, D et E).

Carotte PU-I

Au microscope, l'unité 1 de la carotte PU-I se compose de lamines micrométriques ($<500 \mu\text{m}$) enrichies en matière organique dégradée (dépôt terrigène sans diatomées). L'unité 2 présente des sédiments silto-argileux terrigènes mélangés à des macro-restes botaniques microscopiques. Des assemblages de diatomées remaniés sont également observés. L'unité 3 présente des argiles brun clair homogènes sans diatomée (comme dans l'unité 1). Les différents lits de sable sont composés de matériel allochtone ($<500 \mu\text{m}$), i.e. minéraux opaques, pyroxènes, amphiboles, verres volcaniques, débris de ponces. Ces matériaux sont typiques des sols régionaux (andosols) développés sur le matériel volcanique (Bertrand and Fagel, soumis). Trois types de niveaux sableux ont été observés :

- (1) une couche millimétrique de sables fins dont les limites inférieures et supérieures sont diffuses. Le sédiment est, dans ce cas, composé de grains arrondis (altérés) mélangés à des argiles (la fine couche de sable dans l'unité 1 ; Fig. 5.4, photo A).
- (2) une couche de ponces grossières mélangées à des argiles grises homogènes (couche 1).
- (3) une couche plurimillimétrique composée de sables fins avec des limites supérieures et inférieures très nettes. Le sable est par ailleurs caractérisé par des grains opaques angulaires très bien triés et libres d'argile (couche 2 ; Fig. 4, photo B).

Carotte PU-II

Dans la carotte PU-II, l'unité 1 est caractérisée par des argiles homogènes mélangées à des diatomées. Deux types de couches sableuses (matériel allochtone) sont identifiés (Fig. 5.4, images D et E) :

- (1) une couche de sable fin plurimillimétrique aux limites supérieures et inférieures très nettes. Le sable est caractérisé par des grains homogènes opaques et angulaires, sans argile ni diatomée (couches 1 et 4).
- (2) une couche distincte de quelques microns composée de grains de sables fins bien triés opaques et anguleux (couches 2, 3, 5 et 6).

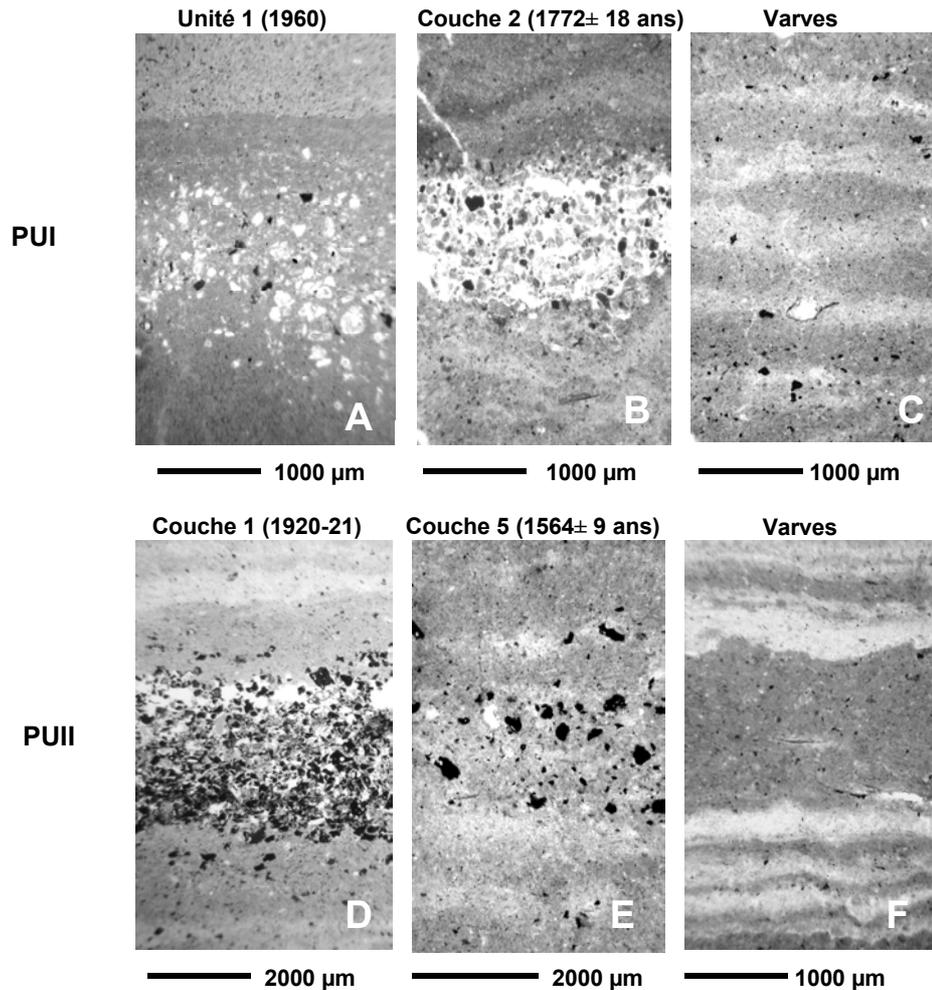


Figure – 5.4. Vues micromorphologiques des sédiments des carottes PU-I et PU-II. (A) Fine couche sableuse composée de grains hétérogènes roulés (<500 µm) d'origine volcanique mélangés à des diatomées (PU-I, unité 1) ; (B) lit de téphra (PU-I, couche 2) ; (C) couplets varvés (PU-I) ; (D) lit de téphra (PU-II, couche 1) ; (E) lit de téphra (PU-II, couche 5) ; (F) couplets varvés montrant la variabilité interannuelle des épaisseurs de varves (PU-II).

4.3. Taux de sédimentation

Pour la carotte PU-I, 294 varves (± 6 % d'erreur) ont été comptées, ce qui représente la période de 1706 à 2000 (Fig. 5.4). Les taux de sédimentation varient de $\sim 0,9$ mm/an à $\sim 2,3$ mm/an. Ceux-ci sont faibles ($\sim 0,95$ mm/an) de ~ 1700 à ~ 1920 (base de la carotte), puis plus élevés ($\sim 2,20$ mm/an) entre 1920 et 2000 (Tab. 5.1). Les interruptions dans les comptages sont dues à la présence de quatre dépôts intercalés (Fig. 5.2, Tab. 5.1) plus grossiers apparaissant en 1960 (unités 1 et 2), ~ 1924 (unité 3), ~ 1846 (couche 1), ~ 1772 (couche 2).

Pour la carotte PU-II, 592 varves (± 2 % d'erreur) ont été comptées, ce qui représente la période de 1408 à 2000 (Fig. 5.3). Les taux de sédimentation varient de $\sim 0,6$ mm/an à $\sim 1,5$ mm/an (approximativement la moitié des taux de sédimentation du site « underflows »). Ils sont faibles entre 1400 et 1840, et varient de $\sim 0,60$ mm/an (de ~ 1408 à 1540) à $\sim 0,80$ mm/an (de ~ 1540 à 1840). Ensuite, ils sont plus élevés de ~ 1840 à 1920 (~ 1 mm/an) et de ~ 1920 à 2000 ($\sim 1,30$ mm/an) (Tab. 5.1). Sept dépôts intercalés plus épais apparaissent en 1960 (unité 1), ~ 1926 (couche 1), ~ 1845 (couche 2), ~ 1799 (couche 3), ~ 1590 (couche 4), ~ 1564 (couche 5), et en ~ 1544 (couche 6) (Tab. 5.1). Le premier dépôt correspond probablement au tremblement de terre majeur de Valdivia de 1960.

Carotte	Varves ±18 ans	mm/an	Dépôts
PU-I	2000-1959	2,25	Unité 1-2
	1960±0		
	1957-1946	2	*
	1945		
	1944-1925	2,3	Unité 3
	1924		
	1923-1847	1,1	Couche 1
	1846		
	1845-1773	1	Couche 2
1772			
	1771-1706	0,9	
PU-II	2000-1963	0,95	Unité 1
	1960±0		
	1961-1945	1,5	*
	1944±3		
	1943-1927	1,40	Couche 1
	1926 ±3		
	1925-1846	1,05	Couche 2
	1845±6		
	1844-1800	0,85	Couche 3
	1799±6		
	1798-1591	0,80	Couche 4
	1590±12		
	1589-1565	0,75	Couche 5
	1564±12		
	1563-1545	0,85	Couche 6
1544±12			
	1543-1408	0,65	

Table - 5.1. Ages en années calendaires (AD) et taux de sédimentation obtenus par comptage de varves pour les différents événements intercalés détectés en lames minces (voir Figs. 5.2 et 5.3). * = anomalie d'épaisseur de varve.

4.4. Signification de l'épaisseur des varves

L'évolution des épaisseurs des varves du site PU-I peut être divisée en cinq phases : de 1730 à 1770, de 1770 à 1820, de 1820 à 1920, de 1920 à 1950 et de 1950 à 2000. Chaque phase est marquée par un changement significatif par rapport à l'épaisseur moyenne des varves [moyenne = $770 \mu\text{m} \pm 730$ (1 sigma), Fig. 5.5]. Par ailleurs, la séquence présente quatre pics d'épaisseurs maximum en ~1945, ~1923 (unité 3), ~1845 (couche 1), et ~1772 (couche 2).

Les épaisseurs annuelles des varves du site PU-II permettent de distinguer huit intervalles différents : de 1400 à 1510, de 1510 à 1630, de 1630 à 1730, de 1730 à 1780, de 1780 à 1820, de 1820 à 1920, de 1920 à 1950, et de 1950 à 2000 [moyenne = $550 \mu\text{m} \pm 280$ (1 sigma), Fig. 5.5]. Le sommet de la carotte PU-II présente des périodes cohérentes avec celles rencontrées sur le site PU-I. Les varves montrent par ailleurs trois pics d'épaisseurs plus importantes en ~1944, ~1895, ~1845 (couche 2).

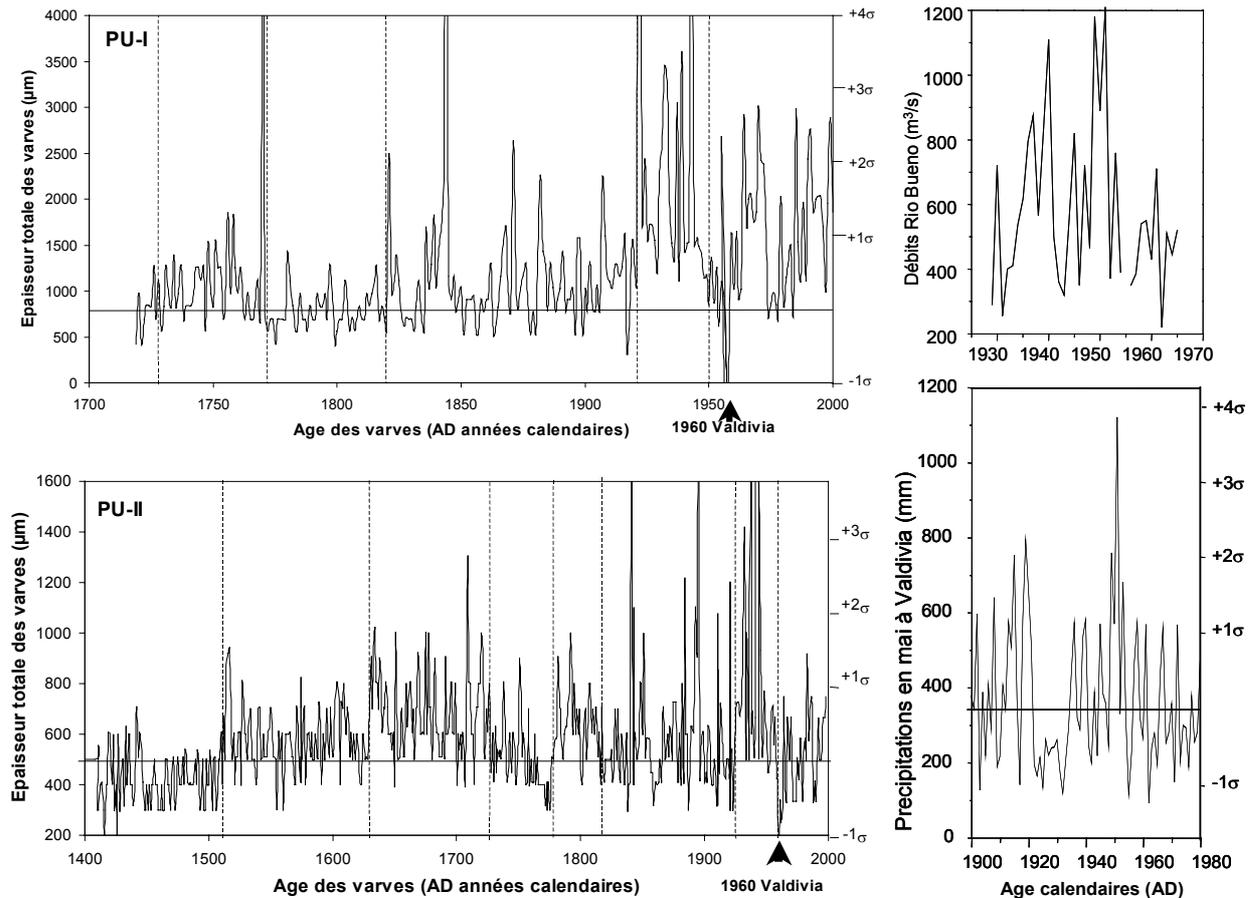


Figure – 5.5. Epaisseur des varves dans les carottes PU-I (de 1706 à 2000) et PU-II (de 1408 à 2000). L'épaisseur des lamines est représentée en fonction du modèle d'âge des varves. La flèche indique le tremblement de terre de Valdivia en 1960. Dans la carotte PU-I, les pics les plus élevés correspondent aux événements intercalés observés dans la carotte. A droite, (en bas) précipitations en mai (transition automne/hiver) à Valdivia (sources : NCEP, NOAA). A droite (en haut) débits du Rio Bueno en juin (source : UNESCO). En se basant sur l'écart type des précipitations sur le long terme (station de Valdivia), un écart type de +3 à +4 σ correspond à des précipitations de >700 mm/mois (en automne/hiver). De la même façon +2 à +3 σ correspond à ~600 à 700 mm/mois, +1 et +2 σ à ~500 et 600 mm/mois, +1 σ à 0 à ~400 à 500 mm/mois, et 0 à -1 σ à moins de < 400 mm/mois.

4.5. Corrélations avec les index météorologiques

Afin d'estimer la relation linéaire entre les données météorologiques locales (x) et les varves (y), les épaisseurs de varves et les données climatiques instrumentales (Kalnay *et al.*, 1996) sont normalisées. Pour la standardisation des épaisseurs de varves, l'équation suivante a été appliquée (Zolitchka, 1996) :

$$Z = \frac{V_t - \mu}{Sd}$$

où V_t est une valeur d'épaisseur de varve, μ l'épaisseur moyenne des varves pour la série étudiée, et Sd est l'écart-type des épaisseurs de varves. L'index des varves corrigé des dépôts intercalés varie entre -1 et +4 unités. La relation entre l'index des varves et les index climatiques est ensuite estimée grâce au coefficient de détermination (R^2).

4.5.1. Températures

Il n'y a pratiquement aucune relation significative entre l'index des varves et l'index des températures ambiantes annuelle. Sur le site PU-I 39% seulement de la variabilité des varves est expliquée par les températures et 26 % sur le site PU-II. La seule relation positive entre l'épaisseur des varves et la variabilité des températures apparaît en juin sur le site PU-I ($R^2 = 0,39$; $r = 0,63$) et en mai ($R^2 = 0,26$; $r = 0,51$) sur le site PU-II, c'est-à-dire durant les mois d'automne et d'hiver australs. Pour le site PU-II, les températures de l'été austral (février) présentent une faible relation négative supplémentaire avec l'épaisseur des varves ($R^2 = 0,43$; $r = -0,66$). Ces relations ne sont statistiquement pas significatives et ne permettent donc pas d'expliquer la variabilité des épaisseurs de varves.

4.5.2. Précipitations

Carotte PU-I

Sur le site underflows (PU-I), 6% seulement de la variabilité des épaisseurs des varves sont expliqués par l'index des précipitations annuelles (Fig. 5.6). Il n'existe pas de relation entre l'épaisseur des varves et les précipitations du printemps et de l'été austral ($R^2 < 0,08$). Seule une très faible relation positive est observée avec les précipitations de janvier ($R^2 = 0,10$; $r = 0,32$; $p = 0,00$). En revanche, environ 40% de la variabilité des épaisseurs des varves sont expliquées par les précipitations plus fortes de l'hiver austral ($R^2 = 0,39$; $r = 0,63$; $p = 0,00$ en juin et $R^2 = 0,23$; $r = 0,48$; $p = 0,00$ en août). En terme statistique, ces corrélations ne sont pas significatives.

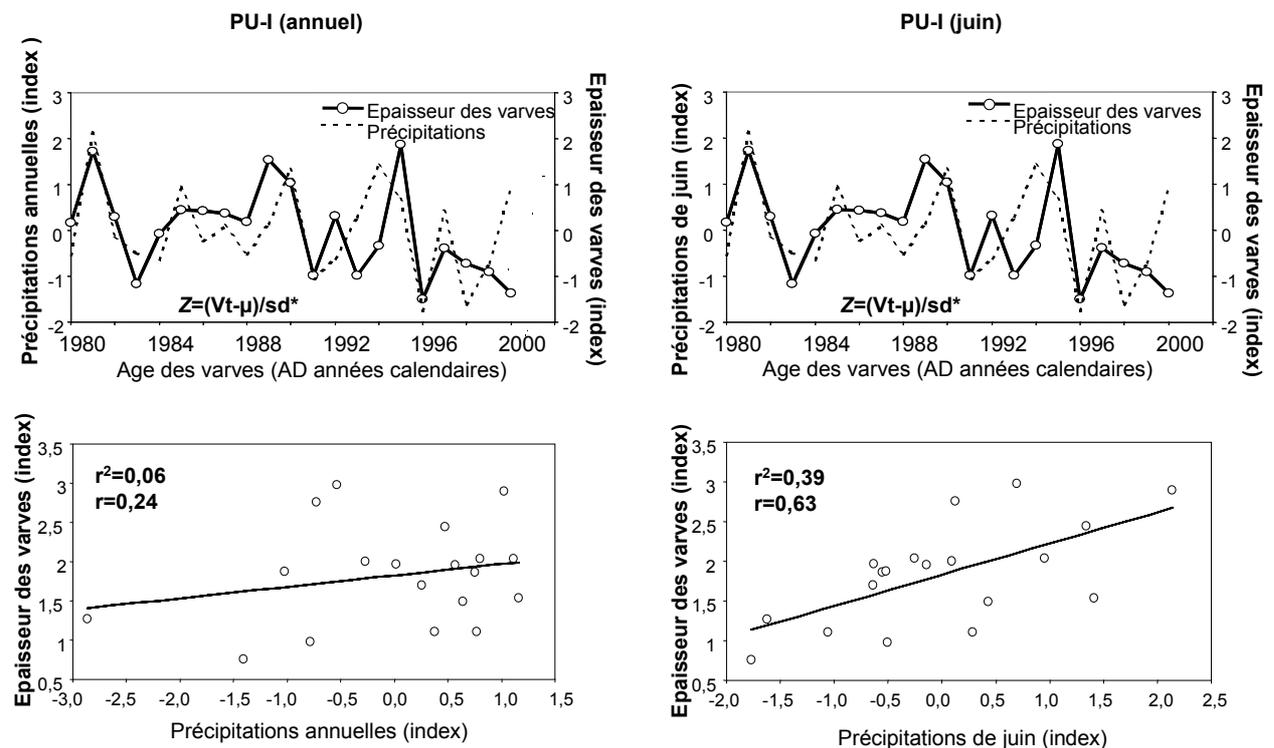


Figure – 5.6. Relations entre l'épaisseur des varves standardisées et l'index des précipitations annuelles (à gauche). La corrélation la plus forte entre les varves et les précipitations mensuelles est obtenue pour le mois de juin (à droite).

Carotte PU-II

Sur le site underflow (PU-II), la variabilité des précipitations annuelles explique 21% de la variabilité des épaisseurs des varves ($r = 0,46$) (Fig. 5.7). Comme pour le site de PU-I, il n'existe pas de lien significatif entre les varves et les précipitations du printemps et de l'été austral. Seuls 1 à 3% de la variabilité des épaisseurs de varves sont expliqués par les précipitations de printemps et de l'été austral ($R^2 = 0,03$; $r = -0,16$; $p = 0,00$ en décembre). Une faible relation positive est observée en février ($R^2 = 0,22$; $r = 0,47$; $p = 0,00$). En revanche, la variabilité des épaisseurs de varves est mieux expliquée par les précipitations lors de la transition entre l'automne et l'hiver australs. Les précipitations du mois de mai expliquent à elles seules environ 63% de la variabilité des épaisseurs des varves ($r = 0,79$; $p = 0,07$) et permet d'interpréter les épaisseurs de varves sur le site « interflows » en terme de précipitations d'automne/hiver. Les lamines claires se forment en effet au cours de cette période de l'année (voir paragraphe de discussion).

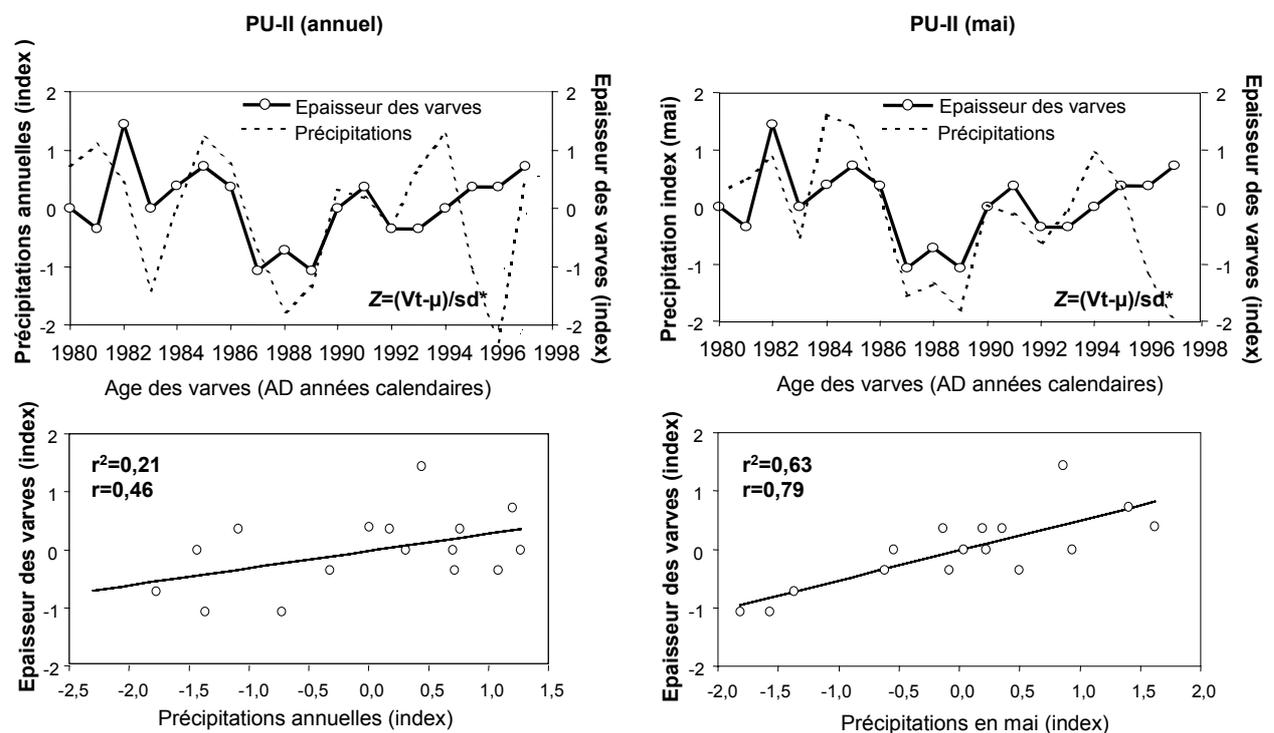


Figure – 5.7. Relations entre l'épaisseur standardisée des varves et l'index des précipitations annuelles (à gauche). La relation la plus forte entre les varves et les précipitations mensuelles est obtenue pour le mois de mai, c'est-à-dire, lors de la transition automne/hiver (à droite).

5. Discussion

5.1. Impact de l'activité volcanique

La région comprise entre 40° et 42° S présente une douzaine de volcans actifs qui forment la partie centrale de la zone volcanique Sud du Chili (de 33°S à 47°S). D'après les archives historiques, seuls les volcans Calbuco (41°20'S, 72°37'O), Osorno (40°50'S, 72°19'O), Cordon Caulle (et Puyehue) sont entrés en éruption au cours des six derniers siècles (Casertano, 1963 ; Gonzalez-Ferran, 1994). Dans les carottes lacustres PU-I et PU-II, les éruptions volcaniques correspondent aux couches de sables noirs (téphras) ou de ponces intercalées dans les dépôts argileux.

Dans la carotte du site PU-I, une couche de ponces (couche 1 à 47 cm de profondeur) est attribuée à une éruption rhyolithique caractéristique du volcan Cordon Caulle (Lara *et al.*, 2004 ; Gonzales-

Ferran, 1994). La dernière éruption répertoriée date de 1960 et est consécutive au séisme de Valdivia. Cependant, selon les différents modèles d'âge (varves et ^{137}Cs), la couche de ponces semble antérieure à cette dernière éruption connue (Fig. 5.2). L'âge obtenu par les varves (1846 ± 18 ans) reste par ailleurs compatible avec les archives historiques des éruptions régionales. Le volcan proche Osorno est rentré en éruption en 1834-37-52 et le volcan Calbuco était également en activité en 1835 et 1837-38 (Gonzales-Ferran, 1994). L'activité du volcan Cordon Caulle (et Puyehue) n'est malheureusement pas archivée avant 1893 (Casertano, 1963), mais souvent elle est liée à celle des volcans Calbuco et Puyehue. Les éruptions de ces deux volcans sont simultanées ou décalées de quelques années (Casertano, 1963). La couche de téphra datée à ~ 1772 peut être associée à l'une des nombreuses éruptions du volcan Osorno reportée entre 1719 et 1790 (Gonzales-Ferran, 1994). Les corrélations entre les niveaux volcaniques réalisées dans le cadre de l'étude téphrologique sont en cours (Juvigné, com. pers.).

Dans la carotte du site PU-II, les événements volcaniques sont enregistrés par cinq couches de téphra. Le comptage des varves leur attribue des âges de 1926 ± 3 ans (couche 1), 1843 ± 6 ans (couche 2), 1797 ± 6 ans (couche 3), 1588 ± 12 ans (couche 4), 1562 ± 12 ans (couche 5), 1542 ± 12 ans (couche 6) (Fig. 5.3, Tab. 5.1). Par ailleurs, les reports historiques indiquent une éruption en 1921-22 (Cordon Caulle), 1834-35-37 (Osorno et Calbuco), 1719-1790 (Osorno), et vers 1575 (sources : servicio sismologico universidad de Chile - <http://ssn.dgf.uchile.cl/home/sismohisto.html>, voir également Casertano, 1963).

5.2. Impact des tremblements de terre locaux

Les carottes lacustres contiennent des structures sédimentaires liées aux nombreux tremblements de terre ou séismes (Bertrand, 2005). La région étudiée est en effet tectoniquement très active et fréquemment affectée par des événements sismiques de forte magnitude (e.g., Beck *et al.*, 1998 ; Campos *et al.*, 2002). Deux séismes importantes sont observées au sommet des deux carottes étudiées (Figs. 5.2 et 5.3). Dans les deux cas, l'âge calculé selon le modèle d'âge des varves est de 1960, celui-ci coïncidant avec le tremblement de terre de Valdivia de 1960, le plus fort séisme enregistré au 20^{ème} siècle (Veyl, 1960).

Dans les deux carottes, l'événement de 1960 est défini par des couches lacustres homogénéisées d'épaisseurs pluri-centimétriques. Celles-ci sont composées d'assemblages de diatomées mélangés à du matériel argileux remanié.

Dans la carotte PU-I, la séismite de 1960 comprend également plusieurs couches de sédiments terrigènes à son sommet. Ceux-ci sont enrichis en macro-restes végétaux et en matériel terrigène remaniés (unités 1 et 2, Fig. 2). Ces couches terrigènes résulteraient de glissements de terrain dans le bassin versant suivis d'un transport de sédiments par la rivière Golgol, principal tributaire du lac (Fig. 5.1). Ces glissements de terrain vers la rivière auraient produit des dépôts de type crues, ou courants hyperpycniaux, durant les semaines qui ont suivi le tremblement de terre de 1960 (Chapron, com. pers.). Le site PU-II est situé loin de l'embouchure du Rio Golgol et ne présente par conséquent pas ce type de faciès.

5.3. Validité du modèle d'âge des varves

La séquence sédimentaire de PU-I est complexe, elle comprend de nombreux dépôts grossiers et terrigènes intercalés. Ces dépôts sont la conséquence des apports du Rio Golgol. Les dépôts intercalés sont épais et leurs limites observées en lames minces sont nettes, ce qui permet de les soustraire aux modèles d'âge et de corriger les taux de sédimentation. Le modèle d'âge des varves est compatible avec celui déduit du profil du ^{137}Cs obtenu pour une carotte parallèle (PU-Ip4 - Fig. 5.2) (voir également Barra *et al.*, 2004 pour les signatures régionales du ^{137}Cs et du tsunami de 1960) :

- (i) varves, 1958 ± 18 entre 10 et 30,5 cm de profondeur ;
- (ii) ^{137}Cs entre ~ 1965 et 1954 de 10 à 37 cm de profondeur (Arnaud *et al.*, 2005 et Arnaud, données non publiées).

Le site de PU-II est caractérisé par des couplets varvés plus marqués en raison de sa position sur un plateau sublacustre protégé des courants de fond saisonniers. A cet endroit, les varves sont beaucoup plus riches en lamines biogéniques qu'au site de PU-I plus marqué par les courants de fond saisonniers. L'âge calendaire au sommet de l'unité 1 (1960) est compatible avec les résultats du ^{210}Pb , ^{137}Cs et ^{241}Am obtenus dans une carotte parallèle (Pu-IIp1 - Fig. 5.3) :

- (i) varves, 1960 ± 0 ans entre 4 et 7 cm de profondeur ;
- (ii) ^{210}Pb , 1962 ± 2 ans entre 4 et 6,5 cm de profondeur (Arnaud *et al.*, 2005) ;
- (iii) ^{137}Cs , ^{241}Am , 1960 ± 6 entre 4 et 6,5 cm de profondeur (Arnaud *et al.*, 2005).

La datation de la séismite de 1960 par les varves confirme le caractère annuel et non perturbé des sédiments laminés.

5.4. Climat, limnologie et sédimentation varvée

Le caractère annuel des lamines du Lac Puyehue est expliqué par la productivité saisonnière du lac. Selon Soto (2002), le mélange des eaux profondes avec les eaux de surface serait le facteur saisonnier principal contrôlant la productivité et la biomasse des lacs de la région (Soto, 2002). Le Lac Puyehue est un lac monomictique : ses eaux profondes sont mélangées une fois par an, en hiver (Campos *et al.*, 1989). Le brassage des eaux commence à la transition automne/hiver et se poursuit pendant tout l'hiver, c'est-à-dire au moment où les vents et les précipitations sont les plus intenses.

En hiver, les précipitations plus fortes (>500 mm) et les vents plus forts (~ 3 m/s) brisent la stratification thermique de la colonne d'eau, provoquant ainsi la circulation et le mélange entre les différentes strates du lacs. Ce phénomène provoque également une homogénéisation de la température de l'eau ou homothermie (Fig. 5.8). Le cycle thermique de la fin de l'automne et de l'hiver provoque donc une augmentation de la productivité du phytoplancton (i.e. *Melosira*, *Asterionella* - Campos *et al.*, 1998 ; Sterken *et al.*, soumis).

Le cycle du phytoplancton est donc lié au renouvellement des eaux et des nutriments en hiver. En revanche, au printemps et en été, la productivité du phytoplancton diminue à nouveau. Cette baisse de productivité est provoquée par la remise en place des eaux stratifiées (i.e. formation d'un épilimnion - Campos *et al.*, 1998). A la fin de l'hiver et au début du printemps, la floculation des diatomées expliquerait une accumulation plus massive de frustes dans les sédiments. Ce phénomène serait à l'origine de la formation d'une lamine de couleur plus claire déposée chaque année. Les lamines brun clair, enrichies en silice biogénique (diatomées), seraient ainsi déposées dans des laps de temps relativement courts, fossilisant ainsi des couplets (Fig. 5.8).

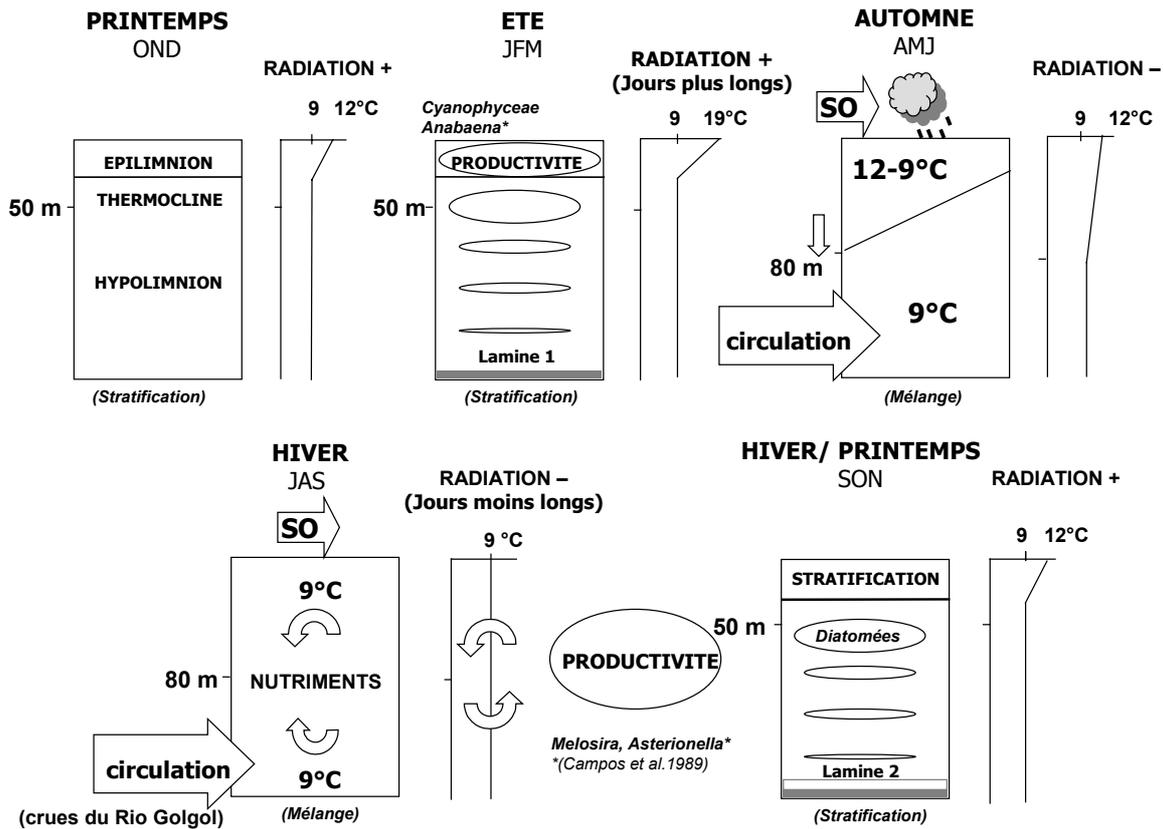


Figure – 5.8. Reconstitution schématique du mode de formation des dépôts laminés du Lac Puyehue. Le cycle thermique saisonnier du lac est représenté d’après Campos *et al.* (1989) (voir chapitre 1).

5.5. Précipitations, El Niño et épaisseurs des varves

Au cours des vingt dernières années, l’épaisseur des varves varie linéairement avec les précipitations. Les varves sont plus épaisses pendant les années les plus pluvieuses et moins épaisses lors des années de déficits en précipitations. Cependant, en terme de statistique, la corrélation entre les varves et les précipitations est plus forte uniquement en mai et en juin (>500 mm de précipitations). A plus long terme, l’épaisseur des varves augmente lors des années de plus fortes précipitations automnales et hivernales. L’interprétation climatique des varves est déduite à la fois du cycle thermique du lac, de la période de productivité du phytoplancton et de la relation entre les données des précipitations locales et des épaisseurs de varves du site PU-II (Fig. 5.7). Dans la région de Valdivia, les précipitations de mai et de juin sont plus prononcées entre 1930 et 1950, période pendant laquelle les épaisseurs de varves augmentent dans les deux sites étudiés (Fig. 4.5). Les déficits en précipitations liés aux épisodes El Niño entraînent une diminution des épaisseurs des varves. Une diminution très nette de l’index des épaisseurs des varves est constatée lors de l’épisode El Niño le plus fort du 20^{ème} siècle en 1983 (Figs. 5.6 et 5.7). Ceci est en accord avec la diminution des précipitations observée pendant les années El Niño dans la région (Montecinos and Aceituno, 2003 ; NCEP, NOAA).

5.6. Reconstitution des paléoprécipitations depuis 1400 AD

La corrélation entre l’index d’épaisseur de varves sur le site PU-II et l’index des précipitations établi pour la période récente (1980-2000) a permis d’extrapoler la variation des paléoprécipitations au cours des six derniers siècles. Huit périodes se dégagent (Fig. 4.5):

- (1) De ~1400 (base de la carotte) à 1510 AD, les épaisseurs des varves sont moins épaisses que dans la partie supérieure de la carotte. L'écart par rapport à la moyenne des épaisseurs des varves entre 1400 et 2000 est de $-0,7$ à -1σ . Par extrapolation avec la corrélation entre l'épaisseur des varves du site PU-II et les précipitations entre 1980 et 2000, cette baisse d'épaisseur correspondrait à une période globalement plus sèche que la période actuelle. Cette évolution serait liée à une période au cours de laquelle les mois d'automne et d'hiver connaîtraient des précipitations inférieures à 400 mm/mois. La faible épaisseur des varves pourrait s'expliquer par un apport plus faible en nutriments qui pourrait avoir été renforcé par une baisse de niveau du lac. Cette période pourrait être liée à une réponse tardive de la période chaude du Moyen-Age (ou « Late Medieval Warm Period ») mise en évidence par Goosse *et al.* (2004) dans l'hémisphère Sud.
- (2) Entre ~1510 et 1630 AD, les varves sont légèrement plus épaisses que les varves sub-actuelles ($+0,5\sigma$). Des précipitations plus fortes permettant un meilleur brassage des eaux et un renouvellement important des nutriments pourraient expliquer une productivité plus forte à cette période.
- (3) Entre ~1630 et 1730 AD, l'index des varves augmente significativement ($+1,5\sigma$). Ceci suggère des précipitations d'automne/hiver supérieures à ~500 mm/mois. Par ailleurs, cette évolution pourrait être liée à une augmentation sensible du niveau du lac par rapport à la période récente (1980-2000).
- (4) De ~1730 à 1780 AD, l'index des varves montre une décroissance rapide (de $+1\sigma$ to $-0,5\sigma$). Cette tendance pourrait être expliquée par une courte période (~50 ans) présentant un déficit de précipitations d'automne/hiver par rapport à la normale 1980-2000. Cette diminution serait liée à des hivers australs plus secs, avec moins de turbulence des eaux du lac et moins de nutriments en hiver.
- (5) Entre ~1780 et 1820 AD, l'index des varves augmente ($+1\sigma$), ce qui suggère des conditions humides similaires à celles de la période située entre 1630 et 1730 AD.
- (6) Entre ~1820 et 1920 AD, l'index des varves est inférieur à celui de l'intervalle précédent (~1780 - 1820 AD), mais les amplitudes des épaisseurs de varves sont beaucoup plus fortes. Cette variabilité pourrait traduire la présence de périodicités interannuelles beaucoup plus marquées qu'auparavant.
- (7) Au cours de la période comprise entre ~1920 et 1950 AD, l'index des épaisseurs des varves augmente fortement jusqu'à $+3\sigma$. Les précipitations à la fin de l'automne et en hiver sont donc plus importantes que celles rencontrées actuellement (estimées à >700 mm/mois). Ces données sont cohérentes avec la phase plus humide observée à la station météorologique de Valdivia (Fig. 5.5). Les précipitations ont augmenté d'un facteur deux par rapport à la moyenne calculée entre 1900 et 1980 et ce, durant les mois d'automne/hiver des années 1919, 1922, 1926, 1949, 1951 et 1953 (Fig. 5.5). Ceci suggère également un niveau du lac plus élevé et des débits plus forts à l'exutoire, comme le confirment les données de la rivière Bueno (Fig. 5.5). Cette période est enregistrée de la même manière dans les deux sites étudiés (Fig. 5.5).
- (8) Entre ~1950 et 2000 AD, l'index d'épaisseur de varves est moins important ($-0,25\sigma$). Cette observation suggère deux hypothèses : (i) les précipitations d'automne/hiver ont diminué depuis 50 ans, (ii) une plus forte influence du phénomène El Niño en Amérique du Sud (automne et hiver plus secs). La première interprétation est confirmée par les données de précipitations obtenues pour la période située entre 1980 et 2000 : les précipitations de mai sont inférieures à 500 mm. La seconde hypothèse est confirmée par les données historiques sur ENSO (WMO, 1999). La fin du 20^{ème} siècle a été ponctuée par

des épisodes El Niño beaucoup plus sévères que tous ceux qui ont été observés depuis 1880, i.e. en 1982-83, 1991-95 et 1997-98.

6. Conclusions

Cette étude démontre que les sédiments du Lac Puyehue constituent un enregistrement annuel continu des précipitations induites par la circulation des westerlies dans l'hémisphère Sud. Le caractère annuel des sédiments (varves) est contrôlé par le renouvellement saisonnier des nutriments et la productivité du phytoplancton (diatomées). Le renouvellement des nutriments est amélioré par les vents chargés de l'humidité atmosphérique qui assurent le brassage des eaux du lac. Le brassage de l'eau augmente à la fin de l'automne et diminue à la fin de l'hiver. Une lamine claire, composée de diatomées se dépose par conséquent au printemps. La variabilité interannuelle des épaisseurs de varves apparaît comme étant contrôlée en grande partie par les précipitations d'automne/hiver.

Il existe une relation entre l'épaisseur des varves et les données climatiques instrumentales. Celle-ci est observée pour les précipitations de la transition automne/hiver austral sur le site PU-II : $r = 0,75$.

A cette latitude, les déficits les plus importants de précipitations sont enregistrés pendant les années El Niño : l'index des précipitations serait donc un traceur des événements ENSO. La séquence des varves du Lac Puyehue représente donc un site clé pour établir des connexions avec l'Oscillation Australe El Niño.

L'index d'épaisseur des varves permet de produire une courbe des paléoprécipitations régionales pour les six derniers siècles. Cette extrapolation suggère une période de précipitations d'automne/hiver élevées (>900 mm) au milieu du 20^{ème} siècle. Une période caractérisée par des précipitations d'automne/hiver plus faibles (<300 mm) serait quant à elle observée avant le 15^{ème} siècle. Celle-ci pourrait être interprétée comme une réponse régionale tardive de la période chaude du Moyen-Age ou « Late Medieval Warm Period » (LMWP).

Bien que plus de données concernant l'évolution des températures dans l'hémisphère Sud soient requises, d'autres données paléoclimatiques disponibles (Goosse *et al.*, 2004) donnent des indices de la présence de conditions océaniques plus "chaudes" dans l'hémisphère Sud durant les 14^{ème} et 15^{ème} siècles (i.e. pendant le LMWP, Goosse *et al.*, 2004).

Références bibliographiques

- Arnaud F., Magand O., Chapron E., Bertrand S., Boës X., and Mélières M.A., 2005. Radionuclide profiles (^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{241}Am) as a help for dating recent sediments in highly active geodynamic settings (Lakes Puyehue and Icalma, Chilean Lake District). *Science of the Total Environment* (sous presse).
- Barra R., Cisternas M., Suarez C., Araneda A., Pinones O., and Popp P., 2004. PCBs and HCHs in a salt-marsh sediment record from South-Central Chile: use of tsunami signatures and ^{137}Cs fallout as temporal markers. *Chemosphere* 55, 965–972.
- Beck S., Barrientos S., Kausel E., and Reyes M., 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction. *J. of South Am. Earth Sci.* 11, 115-129.
- Bertrand S., and Fagel N., soumis. New evidences for volcanic origin of Trumaos parental material in the Lake District, Chile, 40°S, soumis à *Revista Geologica de Chile*.

- Bertrand S., 2005. Sédimentation lacustre postérieure au dernier maximum glaciaire dans les lacs Icalma et Puyehue (Chili méridional) : reconstitution de la variabilité climatique et des évènements sismo-tectoniques. Thèse, Université de Liège, 266 pp.
- Boës X., and Fagel N., 2005. Impregnation method for detecting annual laminations in sediment cores: an overview. *Sedim. Geol.* 179, 185-194.
- Brauer A., Endres C., Zolitschka B. and Negendank F.W., 2000. AMS radiocarbon and varve chronology from the annually laminated sediments record of Lake Meerfelder Maar, Germany. *Radiocarbon* 42, 335-368.
- Brauer A., and Negendank J.F.W., 2002. The value of annually laminated sediments in palaeoenvironment reconstructions. *Quat. Inter.* 88, 1-3.
- Brauer A., 2004. Annually laminated lake sediments and their palaeoclimatic relevance. In: Fischer H., Kumke T., Lohmann G., Flöser G., Miller H., von Storch H., and Negendank J.F.W. (Eds.) *The Climate in Historical Times. Towards a Synthesis of Holocene Proxy Data and Climate Models.* Springer, pp. 109-128.
- Campos H., Steffen W., Agüero G., Parra O., and Zuniga L., 1989. Estudios Limnológicos en el lago Puyehue (Chile): Morfometría, factores físicos y químicos, plankton y productividad primaria. *Medio Ambiente* 10, 36-53.
- Campos J., Hatzfeld D., Madariaga R., Lopez G., Kausel E., Zollo A., Iannacone G., Fromm R., Barrientos S., and Lyon-Caen H., 2002. A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile. *Physics of the Earth and Planet. Interiors* 132, 177-195.
- Card V., 1997. Varve-counting by the annual pattern of diatoms accumulated in the sediments of Big Watab Lake, Minnesota, AD 1837-1990. *Boreas* 26, 103-112.
- Casertano L., 1963. General characteristics of active Andean volcanoes and a summary of their activities during recent centuries. *Bulletin of the Seismological Society of America* 53, 1415-1433.
- Charlet *et al.* soumis à *J. of Paleolimn.* Titre non communiqué.
- De Batist M., Fagel N., Chapron E., and Loutre M.F., en préparation. Titre non communiqué. *J. of Paleolimn.*
- Fagel N., Boës X., and Loutre M.F., 2006. Climate oscillations evidenced by spectral analysis of Southern Chilean lacustrine sediments: the assessment of ENSO over the last 600 years, accepté pour publication à *J. of Paleolimn.*
- Gonzales-Ferran O., 1994. *Volcanes de Chile*, Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile, 640 pp.
- Goosse H., Masson-Delmotte V., Renssen H., Delmotte M., Fichefet T., Morgan V., van Ommen T., Khim B. K., and Stenni B., 2004. A late medieval warm period in the Southern Ocean as a delayed response to external forcing? *Geophys. Res. Lett.* 31, 1-5.
- Hajdas-Skowronek I., 1993. Extension of the radiocarbon calibration curve by AMS dating of laminated sediments of lake Soppensee and lake Holzmaar. *Theisis*, 148 pp.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., and Reynolds R., 1996. The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77, 437-471.

- Kemp A.E.S., Dean J., Pearce R.B., and Pike J., 2001. Recognition and analysis of bedding and sediment fabric features. In: Last W.M., Smol J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake sediments. Physical and geochemical Methods*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands. Vol. 2, pp. 7-22.
- Lamoureux S.F., 1994. Embedding unfrozen lake sediments for thin-section preparation. *J. Paleolimnol.* 10, 141-146.
- Lara L., Naranjo J.A., and Moreno H., 2004. Rhyodacitic fissure eruption in Southern Andes (Cordón Caulle; 40.5°S) after the 1960 (Mw 9.5) Chilean earthquake: a structural interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermique Research* 138, 127-138.
- Lotter A.F., and Lemcke G., 1999. Methods for preparing and counting biochemical varves. *Boreas* 28, 243-252.
- Montecinos A., and Aceituno P., 2003. Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *Amer. Meteorolog. Soc.* 16, 281-296.
- Soto D., 2002. Patrones oligotróficos en lagos del sur de Chile: relevancia de los nutrientes y de la profundidad de mezcla. *Revista Chilena de Historia Natural* 75, 377-393.
- Sterken M., Verleyen E., Sabbe K., Terryn G., Charlet F., Bertrand S., Boes X., Fagel N., De Batist M., and Vyverman W., 2006. Late Quaternary climatic changes in southern Chile, as recorded in a diatom sequence of Lago Puyehue (40°40'S). accepté pour publication à *J. of Paleolimn.*
- Veyl C., 1960. Los fenómenos volcánicos y sísmicos de fines de mayo de 1960 en el sur de Chile. Universidad de Concepción, Departamento de Geología y Mineralogía, 42 p. Concepción.
- WMO, 1999. WMO Statement on the Status of the Global Climate in 1998. WMO-No. 896, World Meteorological Organization, Geneva, 12 pp.
- Zolitchka B., 1996. High resolution lacustrine sediments and their potential for palaeoclimatic reconstruction. In : Jones P.D., Bradley R.S. and Jouzel J. (Eds.), *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*. NATO ASI series 141, pp. 453-478.

Relationships between Southern Chilean varved lake sediments, precipitation and ENSO for the last 600 years

Xavier Boës* and Nathalie Fagel

Clays and Paleoclimate Research Unit, Geology Department, University of Liege, Allée du 6 Août, B18, B-4000 Liege, Belgium.

* Corresponding author: Xavier.Boes@ulg.ac.be

Abstract

In this paper, the relationships between the palaeo-precipitation and the regional influence of El Niño Southern Oscillation (ENSO) in South America are assessed from a high-resolution calendar varve-thickness record. Two short laminated sediment cores (53 and 61 cm length) from Lago Puyehue (40°S) are analysed by continuous varve measurements through the last 600 years. The calendar varve-years are determined by the occurrence of graded planktonic-rich layers. The annual sediment accumulation rates are reconstructed by using the standard varve-counting methods on thin-sections. The 1980-2000 varve thickness record is climatically interpreted according to limnological and local monthly instrumental climate databases. The comparison between the standardized varve thickness with the instrumental records reveals a strong correlation ($r = 0.75$, $p = 0.07$) between the total varve thickness and the austral autumn/winter precipitation. We argue that strong austral winter winds and precipitation are forcing factor for the seasonal turn-over and phytoplankton increase in the lake sediments. During the strong El Niño events the precipitation and the winds decrease abnormally, hence reducing the thickness of the biogenic sediments deposited after the winter turn-over. Our results show one significant regional maximum peak of winter precipitation (>900 mm) in the mid 20th century and a significant period with lower winter precipitation (<400 mm) before the 15th century, i.e. the late Medieval Warm Period. The first peak in the mid 20th century is confirmed by the regional precipitation database. The influence of ENSO cycles over the last 600 yr is assessed by spectral analysis in Fagel et al. (this issue). The possible influence of the regional volcanism and/or the seismic activity on the local climate record is also discussed.

Key words:

Chile, Lake District, varve-counting, varves, ENSO, Late Medieval Warm Period, Last Millennium.

Introduction

In South America, the present latitudinal position of the oceanic Winter Polar Front (WPF – 40°S) delimit the present day winter Westerlies belt between 40° to 55°S of latitude (e.g. van Geel et al. 2000). The latitudinal position of the WPF moved southwards since the last deglaciation (Lamy et al. 1999, 2001). At 40°S, the climate is humid and temperate with precipitation maximum during the austral autumn/winter period (precipitation >500 mm in May and June – NOAA, NCEP, Kalnay *et al.*, 1996). Thus, the Southern Chilean Lakes (i.e. Lake District 39-41°S - Fig. 1), receive a large proportion of water from direct precipitation in austral autumn/winter in association with stronger winds (4 m/s – NOAA, NCEP reanalysis). The southern Chilean lakes therefore constitute suitable continental records to assess paleo-precipitation at 40°S (Polar Front) and the links between local climate changes and the El Niño Southern Oscillation (ENSO-Chile project - De Batist et al. submitted). According to the local climatological instrumental data (Aguas Calientes, Parque Nacional Puyehue, Fig. 2) the 38-41°S area displays clear teleconnections with the global ENSO-related Pacific oceanic circulation: El Niño years being related to local precipitation/wind decrease (Fig. 2 - see also Montecinos and Aceituno, 2003). Hence, Lago Puyehue constitutes a key site for climate teleconnection.

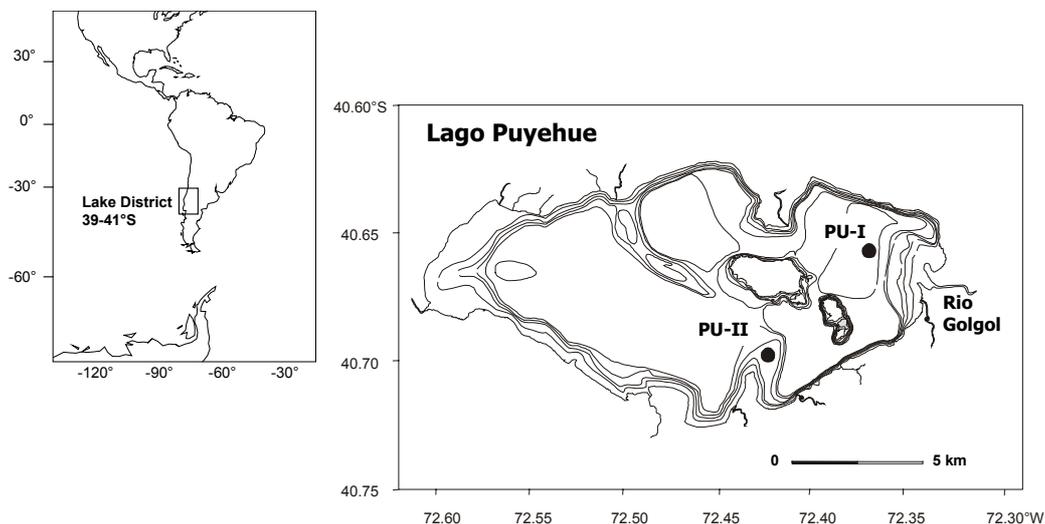


Fig. 1. Map of Lago Puyehue (40.65°S, 72.45°W) with the two coring sites selected by seismic survey during ENSO-Chile campaigns in 2002-03. The PU-I station (underflow site) is about 2 km distant from Rio Golgol mouth. The PU-II core (underflow site) is located on an elevated plateau more preserved from water current and turbidites (Charlet et al. submitted).

In this paper, the annually laminated sediments record from Lago Puyehue (40.70°S - Fig. 1) are analysed by continuous varve-counting and varve thickness measurements over the last millennium. The sediments are analysed at high-resolution (i.e. annual) in order to assess the evolution of the regional paleo-precipitation influenced by the mid-latitude ENSO responses. The calendar ages and the accurate annual sediment accumulation rates estimates are derived from the graded plankton-rich layers (i.e. biogenic varves) produced by the winter turn-over of the nutrients (Fig. 2, see also Campos et al. 1998). The varve chronology is used for dating the regional stratigraphic markers, i.e. volcanic and seismic events that could have influenced the regional climate signal. For the last 600 years, we propose an annual reconstruction of the paleo-precipitation influenced by ENSO. The impact of the strong El Niño events on the lake sediments is assessed from the 1980-2000 calibrated time window. The transcription of the ENSO cycles over the sediment cores is further detailed by the spectral analysis performed on the annual varve thickness record in Fagel et al. (this issue).

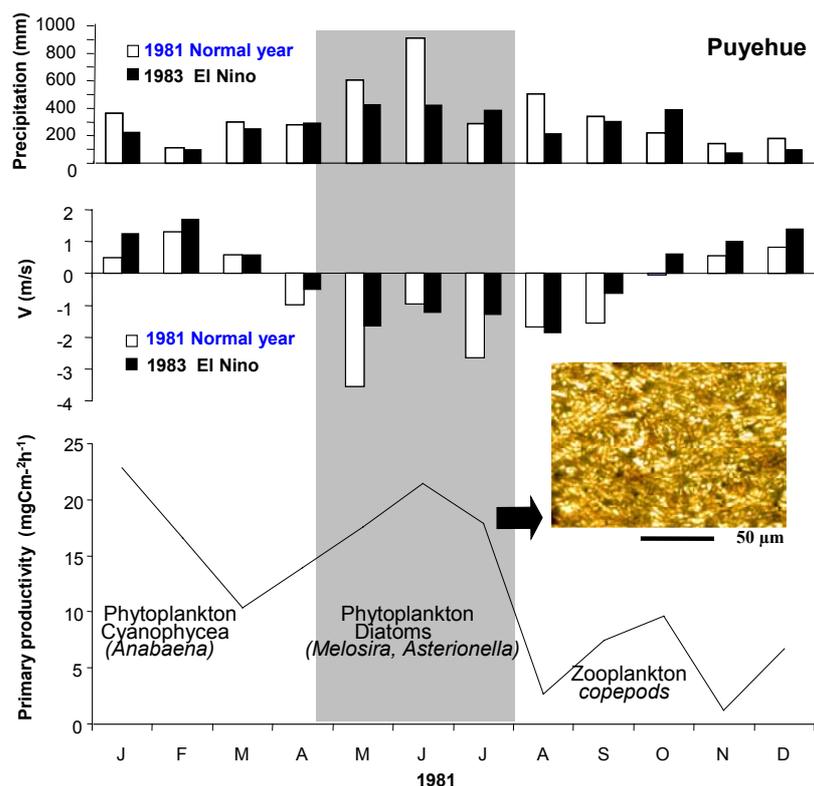


Fig. 2. Precipitation in Lago Puyehue during normal (1981) and El Niño year (1983), note the precipitation decrease in May and June during the 1983 strong El Niño event. (sources : Aguas Calientes, Parque Nacional Puyehue). Wind speed data at 40°S (sources: NOAA, NCEP), note the wind speed decrease during the 1983 event. Primary productivity of the lake in 1981 (sources: Campos et al. 1998), note the phytoplankton (diatoms) increase during the strong precipitation/winds in autumn/winter. The picture represent a diatoms layer deposited after the winter turn-over.

Location and material

Local climate and ENSO linkage

In the Lake District the air temperature in austral summer is ~12°C and decreases up to ~6°C in winter (Aguas Calientes, Parque Nacional Puyehue). The strongest winds occur during the austral autumn/winter transition (~4 m/s in May) and in winter; the winds are 1 m/s only in October (40.9°S, NCEP reanalysis, Kalnay et al. 1996 – Fig. 2). During normal conditions (e.g. 1981), the precipitation are heavier in the austral autumn/winter transition (>500 mm in May and June - Fig. 2) and the precipitation minima are reached in summer (~300 mm/months - Fig. 2). During El Niño years (e.g. 1983 - Fig. 2) we note a significant precipitation deficit in comparison to the normal climate conditions observed over the 1960-1990 period. In addition the local dry response of the El Niño year is also associated with a decrease of the wind speed that could have an impact on the winter turn-over of the biogenic silica (e.g. Melosira, Asterionella - Fig. 2)

Limnology

Lago Puyehue is an oligotrophic and monomictic temperate lake. The lake is stratified in summer and mixed during the austral winter months, driving water circulation, homothermy and nutrient mixing (Fig. 3, see also Sterken et al. submitted). The thermocline is ~20 m depth in summer and ~60 m depth in autumn (Fig. 3, Campos et al. 1998). The lake temperature (epilimnion) is maximum in summer (~18°C) and the water circulation in winter leads to a 9-10°C homothermy (Fig. 3). Maximum nutrients (phosphorus and nitrogen) concentrations occur in autumn and winter (Campos et al. 1998).

The phytoplankton (e.g. *Melosira*, *Asterionella* - Sterken et al. submitted) are more abundant in austral autumn and winter (Fig. 2, Campos et al. 1998); phytoplankton other than diatoms (e.g. Cyanophyceae) is dominant in austral summer months (e.g. *Anabaena* - Fig. 2). Note that the lake is submitted to underflow from the Rio Golgol with maximum floods in winter (i.e. August - Campos et al. 1998).

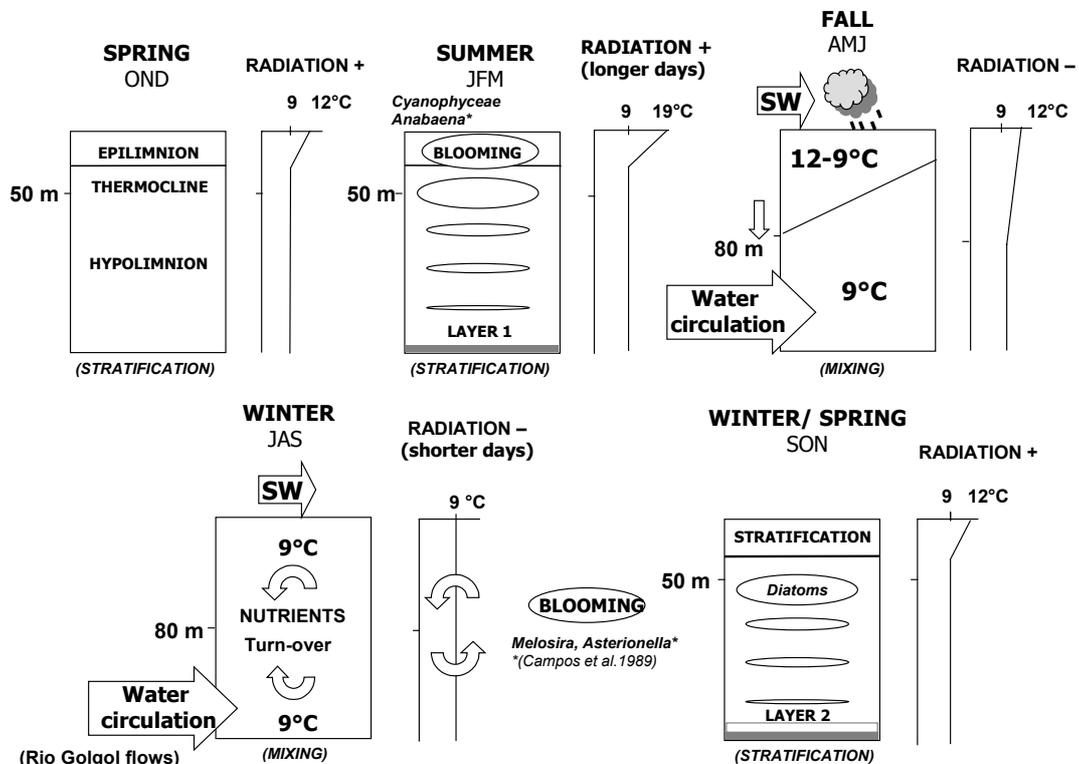


Fig. 3. Schematic reconstruction of varved sediment formation in Lago Puyheue according to lake system. The seasonal thermal lake cycles are represented after Campos et al. 1989. See text for explanations.

Coring

The different basins have been investigated by a high-resolution seismic survey to select the best preserved continuous sediment accumulation zones in the lake, i.e. turbidite free key-sites (ENSO-Chile project, De Batist et al. submitted). Two main coring stations, PU-I and PU-II, were selected during campaigns in 2002 (Fig. 1); they are representative of underflow (PU-I) and interflow (PU-II) key-sites (Charlet et al. submitted). The PU-I station is located in the Western deep Basin (122 m depth), and the PU-II station corresponds to an elevated sub-lacustrine plateau located in the South western basin (48 m depth only). The short cores were collected with a gravity corer from a UWITEC drilling platform ensuring that the water-sediment interface remained intact in the cores. We analyse two short cores with uncompacted sediments: PU-Ip3a (53 cm) and PU-IIp5a (61 cm) (Figs. 4 and 5) collected in 2002. The cores were opened, described and photographed at the University of Liege.

Macroscopical core description

The PU-Ip3a core material is unconsolidated with ~40 to ~70 % of water content. Macroscopically, the fresh core surface is characterized by homogeneous mud or laminated sediments formed by clayey material and diatoms. The laminations are interrupted by three distinct clayey units differentiated by their colour, composition or texture, and by two grained layers (Fig. 4) :

- Unit 1 (10,5 to 15 cm depth from top of core) is formed by coarsely laminated sediments (~5

mm thick). The coarse laminations are made by an alternation of four light brownish clayey layers, one fine grained bed (at 11 cm depth), and three homogeneous dark brownish clayey layers;

- After a sharp transition, Unit 2 (15 to 30.5 cm depth) is formed by compact dark brownish clayey deposits mixed with coarser material (20.5 cm thick);
- Unit 3 (38.5 to 39.5 cm depth) corresponds to a small (1cm thick) and compact homogeneous brownish clayey material;
- Layer 1 (47,5 to 48,5 cm depth) consists of coarse pumices (~0.5 cm diameter) mixed with light brownish-grey clays;
- Layer 2 (55.5 to 55.8 cm depth) is a homogeneous black sandy layer.

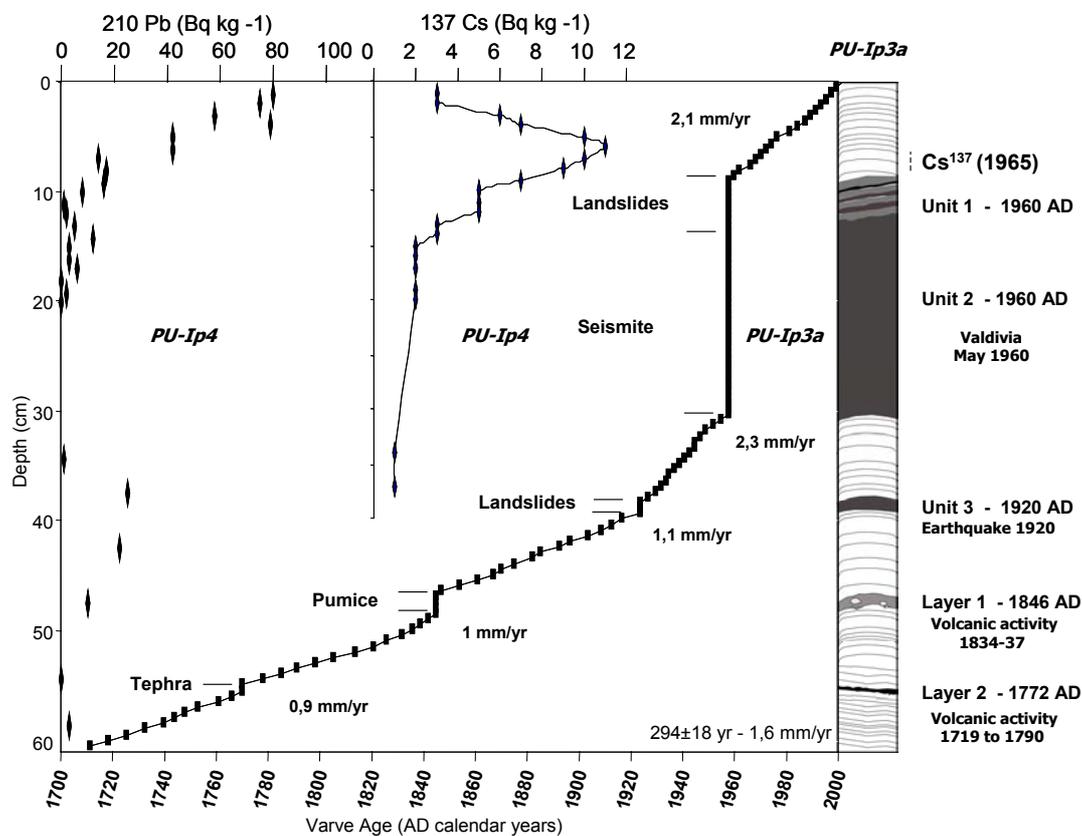


Fig. 4. Stratigraphic column of PU-I underflow site and independent chronostratigraphic markers (on the left). The log is completed from thin-sections. Varve chronology for the time period AD 1706-2000 with sedimentation rates estimates derived from varve-counting and corrected for the intercalated deposits. The Radionuclides profiles of parallel core are represented after Arnaud et al. (submitted) (on the right).

Macroscopically, the PU-IIP5a core surface is homogeneous or characterized by laminations. The laminations are thinner and more regular compare to PU-I core; they are made by light clayey laminations or diatomaceous clays. The sequence present one unit (i.e. clayey sediment) and six additional grained layers (Fig. 5) :

- Unit 1 (4 to 7 cm depth) is formed by a distinct homogeneous light brownish clayey matrix;
- Layer 1 (13.5 to 14 cm depth) is made by black sands;

- Layers 2 to 6 (20.5; 24.5; 41.5; 43.5; 45 cm depths) correspond to five thinner black sandy layers only few microns thick.

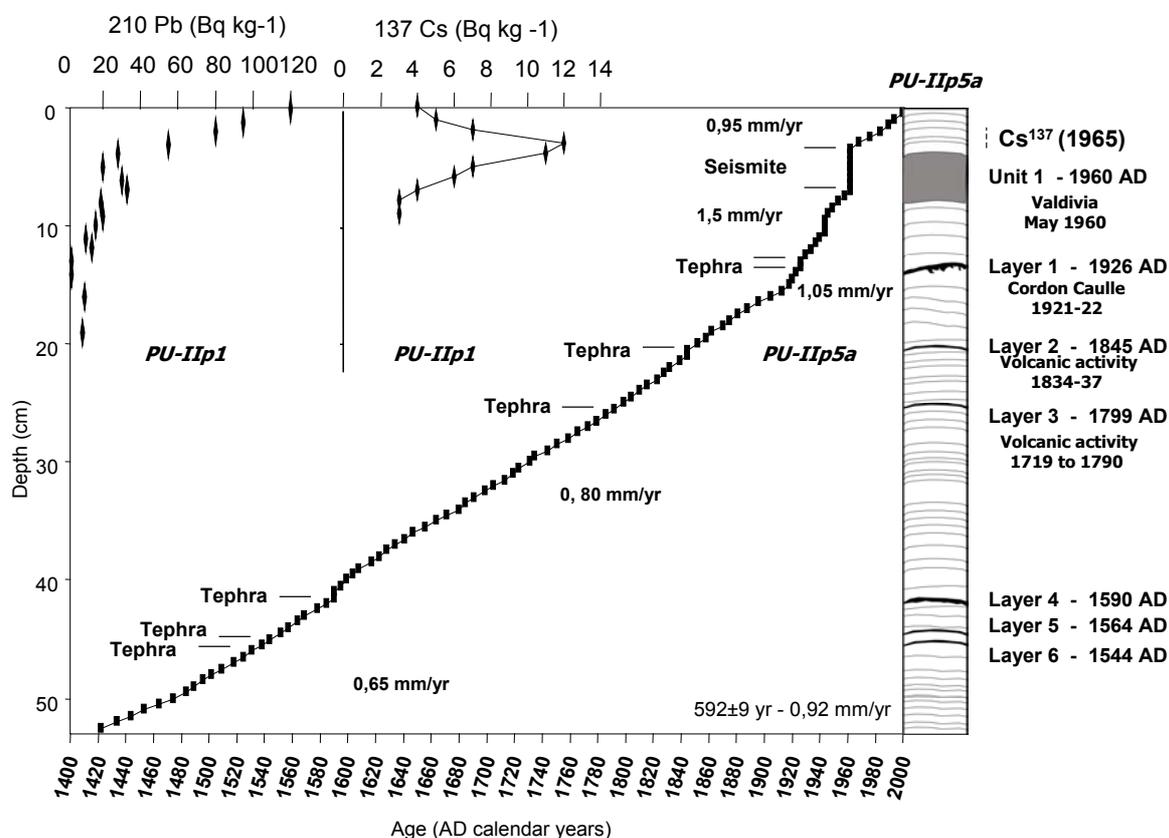


Fig. 5. Core log of PU-II interflow station and independent chronostratigraphic markers (on the left). Varve chronology with sedimentation rates estimates for the time window AD 1408-2000 (on the right). The varve-counting in thin-sections take into account the instantaneous intercalated deposits. The Radionuclides profiles of parallel core are represented after Arnaud et al. (submitted) (on the right).

Methods

Varve pre-treatment by lyophilization

For each core, the working sections were impregnated in order to polish the core surface (like for rock samples) so that laminations can be more easily determined in thin sections (Lamoureux 1994; Lotter and Lemcke 1999; Kemp et al. 2001). Here, we briefly explain the varve pre-treatment detailed in Boës and Fagel (2005).

The core materials were dried and impregnated within the coring tube to avoid post-sampling disturbances, and this also has the beneficial effect of ensuring the technique is relatively rapid. First, the cores were frozen and the solid water phase was sublimated under vacuum (12-36 h - e.g. Kemp et al. 2001). The sublimation pressure was determined according to the phase diagram of ice. Dry cores were impregnated with a low viscosity polymer (Norsodyne S 2010 V) under low vacuum (i.e. 800 to 1000 mbar). Core sediments were polished with diamond discs (MD piano 80 and 600) in order to produce a continuous cover of the cores by large format thin-sections (i.e. 140 × 65 mm).

Varve-counting in thin-sections

All laminations were checked by optical microscopy to identify the internal sediment micro-structures, composition and origin (e.g. Brauer and Negendank 2002; Brauer 2004). Varve like laminations are formed by couplets or by mixed couplets, which represent sediment accumulated during a year. The annual character of the laminations is constrained by independent chronologies, i.e. ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{241}Am (Arnaud et al. submitted) and also by independent chronostratigraphical markers (Figs. 4 and 5 - see discussion paragraph). Couplets are defined by two distinct layers: a light diatom-rich layer (light brownish or yellow clays) and a dark enriched terrigenous organic matter layer with few diatoms (dark brownish clays, see varve description paragraph). The mixed couplets present indistinct limits between the two different layers. Due to the varve micro-facies, each years were determined by the presence of couplets and by the annual pattern of diatom accumulated in the sediments (Card 1997). Cores chronologies were constructed using varve-counting methods after Hajdas (1993) and Lotter and Lemcke (1999). The varve-counting step has been done on the thin-sections at low magnification ($\times 5$, $\times 10$). The varves-years were counted with a constant 5 mm progression and the homogeneous sediments related to the intercalated units, or the fine-grained layers, were measured. For the PU-II core, the same sequences were counted three times per 10 cm step to estimate the counting errors expressed as the cumulative varve number difference (e.g. Brauer et al. 2000). It is important to emphasise here that varve-counting directly from the fresh sediment cores was not possible as the varve structures were only evidenced after the impregnation/polishing step of the material. Furthermore routine automatic counting methods by image analysis, i.e. repeated grey-scale axis at different positions, were not efficient enough. The occurrence of mixed couplets requires a constant visual control of the lateral sediment variations observed in the large format thin-sections. All ages in present paper are given in AD calendar years.

Varve thickness

The varves were measured from enlarged digitised images in order to compare the annual laminae thickness with the climate instrumental data (Zolitchka 1996). The annual thickness (distance in pixels) is manually measured from the thin-sections images with *ImageJ* software (Rasband, W.S., ImageJ, National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA, <http://rsb.info.nih.gov/ij/>, 1997-2004). The thin-sections were digitised with a slide scanner with a constant image acquisition in black and white mode. The varve measurements were performed on digital TIF images in order to capture maximum variations of the thin light clayey laminations enriched by diatoms. For a constant image acquisition, large thin-sections were prepared from the polymerised blocks until an equal thickness was reached. The 30 μm thickness was preferred as it highlights the thinnest diatoms layers in the Lago Puyehue sediments. The varve thickness was measured from 8-bit grey-scale images (0-black; 256-white) to increase the accuracy of the measurements performed in the thin-section. On the digitised images, the maximum light intensities represent the light layers (diatom-rich sediments) and the minimum light intensities represent the dark layers (i.e. diatoms-poor sediments). We have only measured the total varve thickness, as limits between the light diatom and dark brownish layers were not systematically observed. The total varve thickness represents couplets, mixed couplets, including rare episodic thin laminae ($>1\text{mm}$) (i.e. at the PU-I underflow site). The varve thickness is extracted from single pixel lines manually applied on the different laminations. We proceeded repeated lines perpendicular to the laminations to assess the lateral variations of the laminations. The pixel measurements are automatically converted into microns by using calibration with a micrometer, then results are expressed on an age versus depth scale. The blanks linked to cracks were removed from the dataset. The spaces between two consecutive thin-sections ($<1\text{mm}$, due to fisher wire diameter) have been taken into account by adding a blank in the data. It represents a negligible gap in comparison with number of pixel measurements along the cores (~ 4000 per core). Reliable results are provided by taking into consideration the lateral laminated sediment variations during the repetitive measurements.

Results

Varve micro-facies

In both sites, the sedimentary matrix contains a finely light to slightly dark laminated micro-structure under the microscope. In PU-I core, laminations are formed by the alternation of light yellowish clays and dark brownish clays (Fig. 6, picture C). The laminations are micrometric to millimetric (1600 μm average value). In the PU-II core, laminations are micrometric (900 μm average value) and characterized by rhythmic light yellowish clayey mud and dark brownish clayey mud forming series of couplets (Fig. 6, picture F). The components of the laminations were analysed by optical microscope techniques: the thin light brownish or yellowish clayey layers are made by diatoms frustules, the darker layers correspond to organic-rich silty-clay material mixed with terrigenous to organic particles mixed with few diatoms. In the two studied cores, no bioturbation disturbances were observed.

Intercalated deposits micromorphology

In both PU-I and PU-II cores, the laminated sequences contain several intercalated deposits (Tab. 1). They are characterized by pluri-millimetric to centimetric units or by grained layers (Fig. 6, pictures A, B, D, E). Under the microscope, the Unit 1 from the PU-I core is characterized by internal micrometric laminations (<500 μm) enriched with degraded organic matter without diatoms. The Unit 2 presents terrigenous silty-clay sediments mixed with botanical remains (<2 mm) and disturbed diatom assemblages. The Unit 3 presents homogeneous brownish clay laminations without diatoms as in Unit 1. The distinct grained layers are composed by allochthonous material (<500 μm), i.e. opaque minerals, pyroxenes, amphiboles, vesicular glass, or pumice debris which are typical material of the regional soils developed on volcanic deposits, i.e. andosols (Bertrand and Fagel, submitted). The grained layers present three different sedimentological characteristics:

- (1) plurimillimetric fine-grained layer, with diffuse upper and lower limits, composed by rounded heterogeneous grains (weathering minerals) mixed with clays (i.e. the grained layer in Unit 1, Fig. 6 picture A);
- (2) centimetric coarse pumice layer mixed with homogeneous grey-clays (Layer 1);
- (3) plurimillimetric fine grained layer, with sharp upper and lower limits, characterized by well sorted angular opaque grains without clays (Layer 2, Fig. 6, picture B).

In the PU-II core, the thick Unit 1 is characterized by homogeneous clays mixed with diatoms. Two types of grained layers (with allochthonous material) are evidenced (Fig. 6, pictures D, E):

- (1) pluri-millimetric fine grained layer, with sharp upper and lower limits, dominated by angular homogeneous opaque grains without clays (Layer 1 and 4);
- (2) micrometric fine grained distinct layer made by well sorted angular opaque grains (Layers 2, 3, 5, 6).

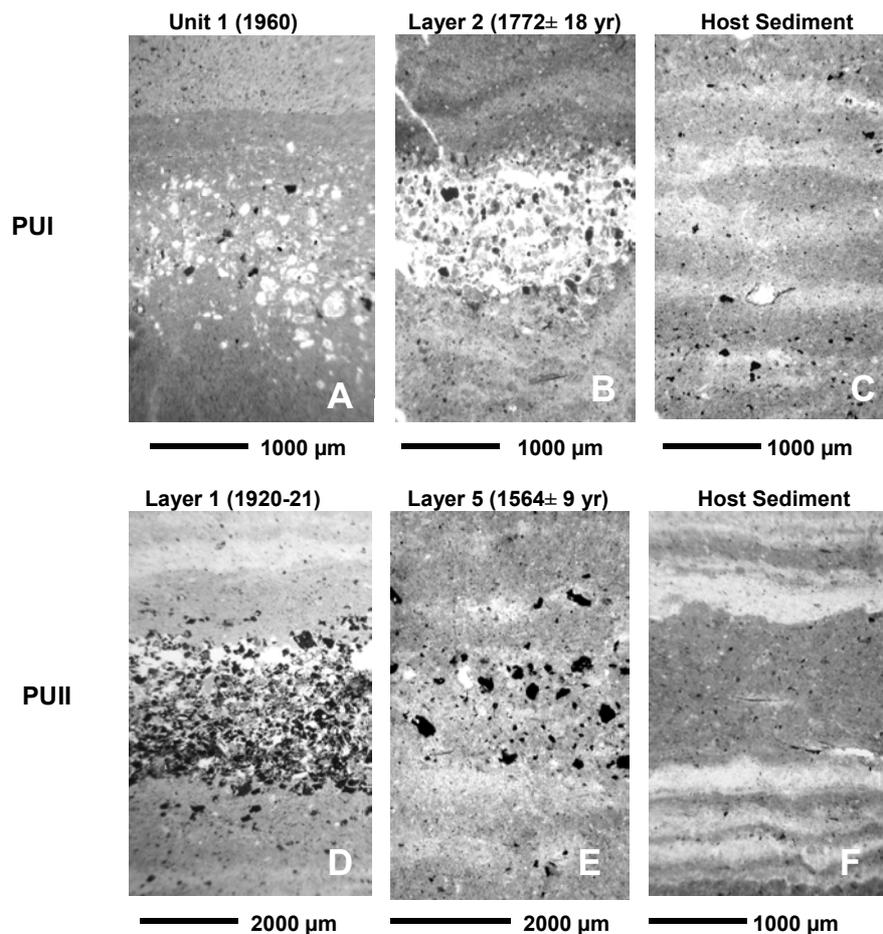


Fig. 6. Micromorphological pictures of PU-I and PU-II cores in thin-sections. (A) fine grained layer composed by rounded heterogeneous grains (<500 µm) of volcanic origin, mixed with diatomaceous clays (PU-I, Unit 1); (B) tephra layer. Note absence of diatomaceous clay matrix (PU-I, Layer 2); (C) varve couplets (PU-I, host sediment); (D) tephra layer (PU-II, Layer 1); (E) tephra layer (PU-II, Layer 5); (F) varve couplets, note varve thickness variability (PU-II, host sediment).

Sedimentation rates corrected from intercalated deposits

In the PU-I core (underflow site), 294 varves years ($\pm 6\%$ error) have been counted, i.e. 1706-2000 AD time window (Fig. 4). The sedimentation rates derived from varve-counting and corrected for the intercalated deposits vary between ~ 0.9 mm/yr to ~ 2.3 mm/yr. Two main phases are recognized (Tab. 1): ~ 2.20 mm/yr (2000 to ~ 1920), ~ 0.95 mm/yr (~ 1920 to ~ 1700) (bottom core). The gaps in the counts are related to four thick intercalated deposits occurring in ~ 1958 (Units 1-2), 1924 (Unit 3), ~ 1846 (Layer 1), ~ 1772 (Layer 2 - Fig. 4, Tab. 1). Note that all ages obtained by varve-counting for PU-I core are given in AD years with an age error bar of maximum ± 18 yr at the bottom core sediments resulting from cumulative error counts.

Core	varve years ± 18	mm/yr	Deposits
PU-I	2000-1959	2,25	
	1958	Event	Unit 1-2
	1957-1946	2	
	1945	Event	Varve anomaly
	1944-1925	2,3	
	1924	Event	Unit 3
	1923-1847	1,1	
	1846	Event	Layer 1
	1845-1773	1	
	1772	Event	Layer 2
1771-1706	0,9		
Core	varve years	mm/yr	Deposits
PU-II	2000-1963	0,95	
	1960 \pm 0	Event	Unit 1
	1961-1945	1,5	
	1944 \pm 3	Event	Varve anomaly
	1943-1927	1,40	
	1926 \pm 3	Event	Layer 1
	1925-1846	1,05	
	1845 \pm 6	Event	Layer 2
	1844-1800	0,85	
	1799 \pm 6	Event	Layer 3
	1798-1591	0,80	
	1590 \pm 12	Event	Layer 4
	1589-1565	0,75	
	1564 \pm 12	Event	Layer 5
	1563-1545	0,85	
	1544 \pm 12	Event	Layer 6
1543-1408	0,65		

Tab. 1. Varve ages in calendar years before present obtained for the different events detected in thin-sections (Figs. 4 and 5), see text for explanations.

In the PU-II core (interflow site), 592 varves years (± 2 % error) have been counted, i.e. AD 1408-2000 time window (Fig. 5). The sedimentation rates vary between ~ 0.6 mm/yr to ~ 1.5 mm/yr, which are approximately half of the PU-I underflow values. Four periods are recognized (Tab. 1): ~ 1.30 mm/yr (2000 to ~ 1920), ~ 1 mm/yr (~ 1920 to ~ 1840), ~ 0.80 mm/yr (~ 1840 to ~ 1540), ~ 0.60 mm/yr (~ 1540 to ~ 1408) (bottom core). Seven thick intercalated events occur in ~ 1962 (Unit 1), ~ 1926 (Layer 1), ~ 1845 (Layer 2), ~ 1799 (Layer 3), ~ 1590 (Layer 4), ~ 1564 (Layer 5), ~ 1544 (Layer 6) (Tab. 1). Note all the varve-ages obtain from the PU-II core are given in AD years with a cumulative error of maximum ± 12 yr at the bottom core. This core provides an accurate error bar estimated each 10 cm (see Tab. 1).

Varve thickness record

The total varve thickness record of PU-I core presents five distinct phases marked by a significant change of the mean varve thickness values [mean = $770 \mu\text{m} \pm 730$ (1 sigma), Fig. 7] : 2000-1950, 1950-1920, 1920-1820, 1820-1770, and 1770-1730. The varve thickness presents four maximum thickness peaks in ~ 1945 , ~ 1923 (Unit 3), ~ 1845 (Layer 1), and ~ 1772 AD (Layer 2).

Total varve thickness record from PU-II site presents eight varve thickness intervals [mean = $550 \mu\text{m} \pm 280$ (1 sigma), Fig. 7] : 2000-1950, 1950-1920, 1920-1820, 1820-1780, 1780-1730, 1730-1630, 1630-1510, and 1510-1400. Note that for the top of the PU-II core, we observe similar periods than in

the PU-I core. The varve record shows three maximum thickness peaks in ~1944, ~1895, ~1845 (Layer 2).

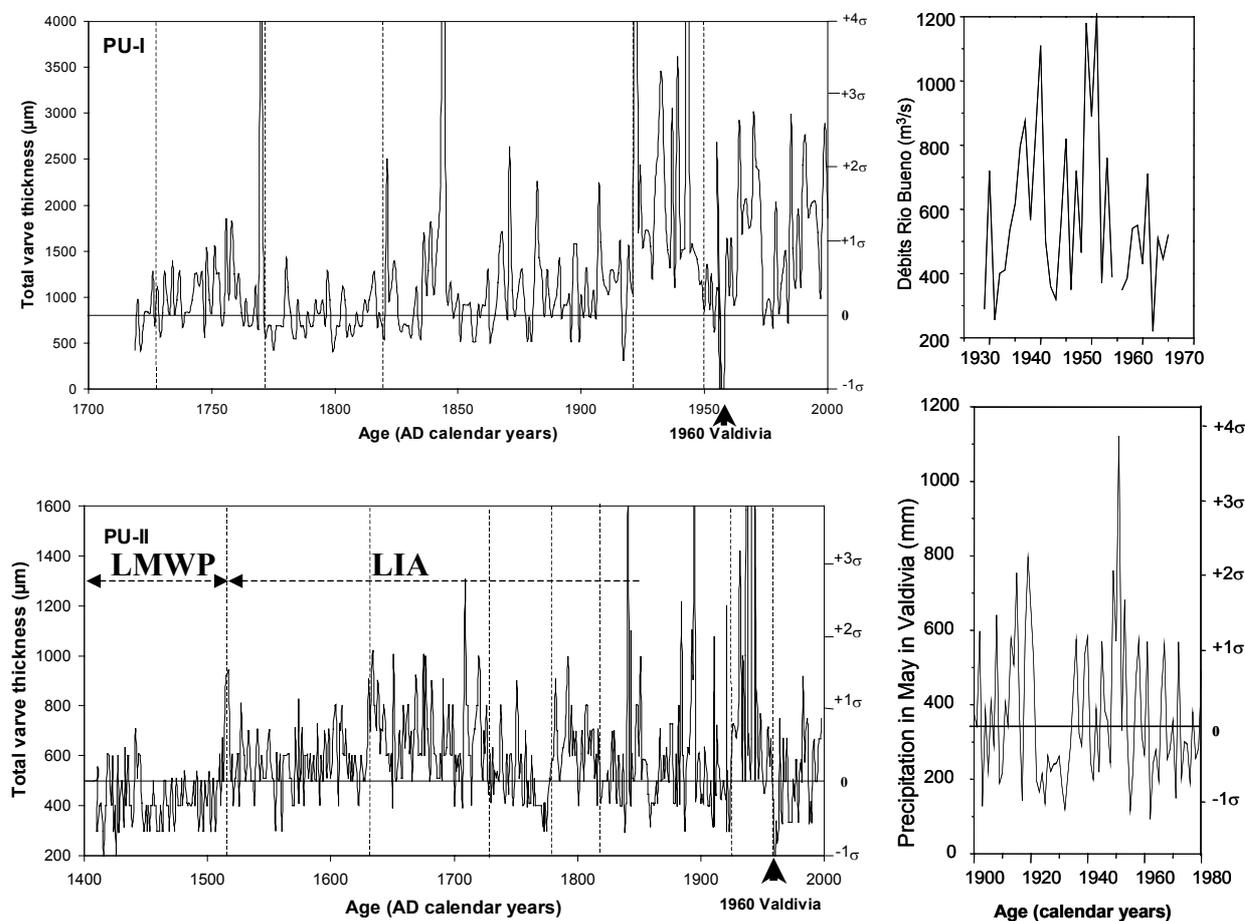


Figure - 7 Total varve thickness for core PU-I from AD 1706 to 2000 and AD 1408 to 2000 for core PU-II. The varve thickness is presented according to age model (the arrows indicate the Valdivia earthquake event of 1960). Note that the highest peaks in PU-I correspond to the age of intercalated events. Precipitation in May (austral autumn/winter transition) in Valdivia over the 1900-2000 time period (on the left). The varve record is interpreted in terms of palaeo-precipitation based on difference in the standard deviation. +3 to +4 σ matching to with maximum precipitation above 700 mm/month in the autumn/winter transition (May and June); likely +2 to +3 σ corresponds to ~600 to 700 mm/month; +1 to +2 σ to ~500 to 600 mm/month; +1 σ to 0 to ~400 to 500 mm/month; 0 to -1 σ to less than < 400 mm/month.

Climate varve relationships

The standardized varve thickness measurements are compared with the available local climate instrumental datasets (Aguas Calientes, Parque Nacional Puyehue, see also Pezoa Gutiérrez 2003) to better understand the climate-varve relationships (Zolitchka 1996). To estimate the strength of the linear relationships between the local 1980-2000 climatic indices (x) with the standardized varve thickness (y), we use the coefficient of determination (r^2).

In both sites, there is no linear regression between the varves and the monthly air temperatures ($r^2 < 0,05$). As an exception, austral summer temperatures in February present a negative relation with the varve thickness ($r^2 = 0.43$, $r = -0.66$), whereas austral autumn/winter temperatures provide a poor explanation of the varve thickness variability ($r^2 = 0.26$, $r = 0.51$ in May).

In the underflow site (PU-I) 6% of the varve thickness variability is explained by the annual precipitation (Fig. 8). There is no significant link between the varve thickness and the austral precipitation in summer/spring ($r^2 < 0.08$), except a weak positive relation with the precipitation of January ($r^2 = 0.10$, $r = 0.32$, $p = 0.00$). In contrast, the varve thickness and the precipitation in winter are positively correlated. The correlation is even more significant if we consider the maximum precipitation months : $r^2 = 0.39$, $r = 0.63$, $p = 0.00$ in June and $r^2 = 0.23$, $r = 0.48$, $p = 0.00$ in August). About 39% of the varve thickness variability is explained by the maximum precipitation in winter (i.e. June - Fig. 8).

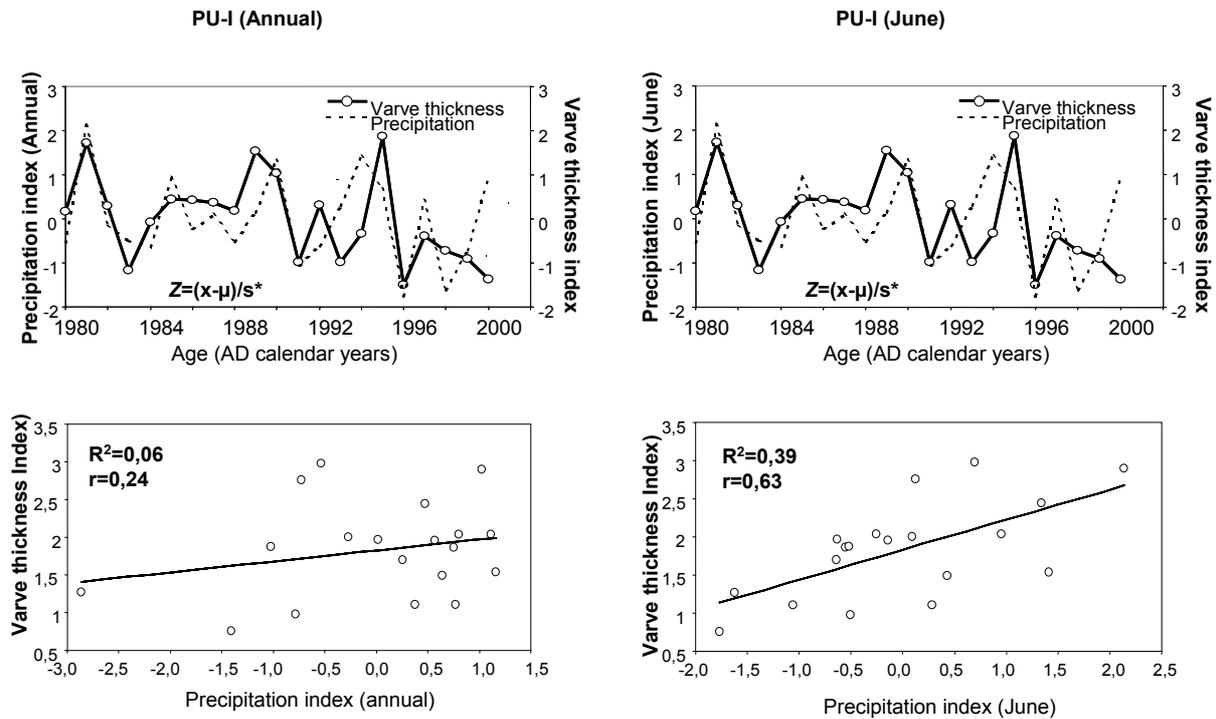


Fig. 8. Relationships between standardized varve thickness measurements with the local annual precipitation index (on the left). Positive correlation between the varve thickness index with the precipitation index in June (on the right).

In the interflow site (PU-II), the annual precipitation explains 21% of the varve thickness variability ($r = 0.46$) (Fig. 9). The comparison between the standardized varve thickness with the monthly climate instrumental data reveals no significant link between the varves and the precipitation in summer/spring. Only 1 to 3% of the varves thickness variability is explained by the austral summer/spring precipitation months (e.g. $r^2 = 0.03$, $r = -0.16$, $p = 0.00$ in December). As an exception a poor varve correlation is observed in February ($r^2 = 0.22$, $r = 0.47$, $p = 0.00$). The overall variability is explained by the austral autumn/winter transition : about 63% of the varve thickness is explained by the precipitation in May ($r = 0.79$, $p = 0.07$).

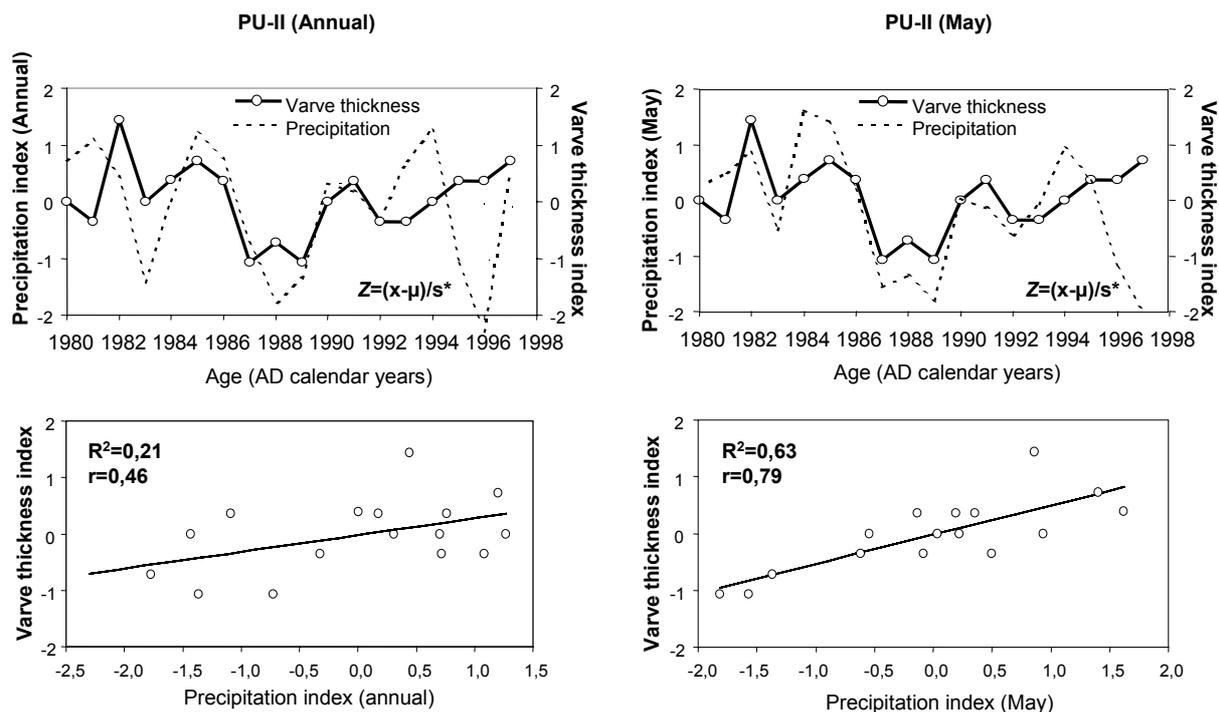


Fig. 9. Relationships between standardized varve thickness measurements with the local annual precipitation index (on the left). Positive correlation between the varve thickness index with the precipitation index in May (on the right).

Discussion

Impact of the volcanic activity on the climate-varve record

The 40-42°S area displays a dozen of still active volcanoes which form the central part of the active Southern Volcanic Zone (SVZ, 33-47°S). According to the existing reports, most recent volcanic activities are related to Calbuco (41°20'S, 72°37'W), Osorno (40°50'S, 72°19'W), and Cordon Caulle and Puyehue volcanoes (Casertano 1963; Gonzales-Ferran 1994).

The PU-I core (AD 1700-2000) presents one pumice layer (Layer 1 at 47 cm depth) attributed to a typical rhyolitic eruption of Cordon Caulle volcano (Lara et al. 2004; Gonzales-Ferran 1994). According to the varve chronology and ^{137}Cs data (Fig. 4 – see also Arnaud et al. submitted and Bara et al. for ^{137}Cs and 1960 tsunami regional signatures), the pumice layer is apparently older than the last known eruption of Cordon Caulle in 1960. The Puyehue or Cordon Caulle volcanoes (40°30'S, 72°15'W) oldest eruption is in AD 1893 which is considered as doubtful (Casertano 1963). In comparison, the activity reports of Osorno and Calbuco volcanoes are longer and we note several eruptions in AD 1834-37-52, and AD 1835, 1837-38 respectively (Gonzales-Ferran 1994). Note also that Calbuco and Puyehue are known to erupt within a few years of each other or together (Casertano 1963). Hence, this could confirm the validity of the age obtained for the pumice layer (i.e. 1846 ±18 yr). The additional tephra layer of ~1772 could be connected with the volcanic activity of Osorno reported between AD 1719-1790 (Gonzales-Ferran 1994).

In PU-II core the volcanic events are related to five distinct tephra layers in ~1926±3 yr (Layer 1), ~1843±6 yr (Layer 2), ~1797 ±6 yr (Layer 3), ~1588±12 yr (Layer 4), ~1562±12 yr (Layer 5), 1542±12 yr (Layer 6) (Fig. 5, Tab. 1). Historic documentary reports indicate an eruption in AD 1921-22 (Cordon Caulle), AD 1834-35-37 (Osorno, Calbuco), AD 1719-1790 (Osorno), and a more important period of earthquake activity in AD 1575 (sources: servicio sismologico universidad de Chile - <http://ssn.dgf.uchile.cl/home/sismohisto.html>, see also e.g. Casertano 1963).

Impact of the sedimentary structures induced by earthquakes

The Nazca South American Plate subduction makes the region tectonically very active and enhance sensitive to large seismic events (e.g. Beck et al. 1998; Campos et al. 2002). In complement to tephra layers, the cores also contain evidence for sedimentary structures induced by earthquakes. Two more important sedimentary features occur at the top of the two studied cores (Figs. 4 and 5). In both cores, the given age is in good agreement with the large earthquake event of Valdivia in 1960 (Veyl 1960). The 1960 earthquake had its epicentre in Valdivia, located 100 km west from Lago Puyehue. The varve-counting methods using high resolution microscopy appears therefore to be a useful method for tracking the regional seismic events recorded in the lake.

In PU-I and PU-II cores the interpretation of the 1960 seism from the varves record (Figs. 4 and 5) is confirmed by the micromorphological observations of a mixed lake unit in thin-section. In the PU-I and PU-II cores, the 1960 event appears to be characterized by pluri-centimetric homogenized lake layers (no varve-count) formed by diatom assemblage mixed with clayey sediments. In the PU-I core, the sedimentary structure induced by the 1960 earthquake event comprise also several superimposed terrigenous layers enriched by botanical remains and reworked sediments (Unit 1 and 2, Fig. 4). These terrigenous layers are likely to have been induced by landslides in the Rio Golgol valley the following month of the tsunami (Chapron, pers. com.). No other event like the 1960 layer has been measured over the last 600 years in the PU-I core. The PU-II core is further not submitted to the hyperpical current (i.e. no sedimentary structures induced by landslides).

Age model reliability

We first applied varve-counting method on the PU-II site, as varve material presented a more regular increment only interrupted by rare thin intercalated deposits. This station is further characterized by typical varve-couplets due to its location on a sub-lacustrine plateau (interflow site). For the uppermost centimeters of the core, the varve calendar ages obtained for the top of the Unit 1 (1960) is confirmed by independent radionuclide profiles obtain between 0 to 14 cm depth on a parallel core (Arnaud et al. submitted):

varve-counting, 1960±0 between 4-7 cm;
²¹⁰Pb, 1962±2 between 4-6,5 cm depth;
¹³⁷Cs, ²⁴¹Am, 1960±6 between 4-6.5 cm depth.

Thus, the sedimentary structure induced by the 1960 event constitutes an important independent chrono-stratigraphic marker that constrains the annual character of the laminated sediments of Lago Puyehue.

At the PU-I station, the internal sediment structure presents similar patterns with more numerous detrital inputs compare to the PU-II site. The PU-I sequence is more complex due to the occurrence of numerous intercalated deposits (i.e. due to the influence of the Rio Golgol). Thus, the intercalated units are thicker with clear limits in thin-section. The cumulative varve-counting error (±18 yr) is larger compared to PU-II core (±9 yr). Results obtain by varve-counting method up to Unit 1 and 2 are in good agreement with the ¹³⁷Cs profile obtained on a parallel core (Arnaud et al. submitted):

varve-counting, 1958±18 between 10 to 30.5 cm depth;
¹³⁷Cs between ~1965 to 1954 from 10 to 37 cm depth.

Limnology and climate relationships

Based on varve micro-facies, the annual increment in Lago Puyehue appears to be mainly related to diatom accumulation, which is itself related to nutrient supply in winter. According to Soto (2002),

deep mixing could be a regulating factor of productivity and biomass (note that the deep mixing is typically characteristic of the Southern Chilean lakes). We argue here that the formation of the annually laminated sediment of Lago Puyehue could be explained by nutrient turn-over cycles and water circulation in the lake. The Lago Puyehue waters are mixed once a year, in winter time (i.e. monomictic lake). One dominant winter climate forcing factor that explains lake mixing is the winter precipitation induced by the strong southern Westerly winds. In winter, the strong precipitation (> 500 mm) and winds (~4m/s) break the lake stratification, and promote water circulation, deep mixing and homothermy (Fig. 3). Water mixing in austral autumn winter seasons drives nutrient turn-over, resulting in significant increases in diatom productivity which helps to explain why diatoms (i.e. *Melosira*, *Asterionella*) are more abundant in autumn and winter lake water (Campos et al. 1998, Sterken et al. submitted). In spring and summer, the lake is oligotrophic and stratified, and the diatoms are less abundant due to a shallow epilimnion (Fig. 3 – Campos et al. 1998).

Precipitation and varve thickness links

The annual laminae thickness is better explained by the strongest precipitation months, i.e. May and June, in connection with strong winds and fast hydrological responses from the watershed that increase lake water turbulence. Austral summer precipitations and regional temperatures changes (Villalba 1990, 1996) that could have had an effect on algal blooms and organic matter seems not to be significant for the explanation of the varve couplets formations in Lago Puyehue. We argue that the light layers enriched with diatoms are deposited at the end of winter and early spring, when the water stratification brings to an end the biogenic silica turn-over. Thus the diatom rich layers appear to be deposited in a relatively short time period, thus providing the annual gradation suitable for climate reconstructions of ENSO influences in southern Chile. This interpretation of the varve micro-facies is further supported by the correlations with local instrumental climate data: the varve thickness increases during heavy rainfall years and decreases during precipitation deficits and strong ENSO years (i.e. 1983 - Figs. 8 and 9, see also Fagel et al. this issue). Our interpretation of the varve thickness in terms of precipitation record of the autumn/winter conditions is further supported by a significant link between the precipitation data (1900-1980) from Valdivia that show an increase of the precipitation in May (autumn/winter transition) between the AD 1930 to 1950 interval as seen in the varve thickness record of Lago Puyehue (Fig. 7).

Regional precipitation changes since AD 1400

Based on the positive correlation between the varve thickness index from the interflow site (PU-II) with the precipitation index calculated over the 1980-2000 period (Fig. 9), we evaluate the main precipitation changes over the last 600 years (Fig. 7). Our precipitation estimates are derived from the autumn/winter precipitation datasets from Puyehue (1980-2000) and Valdivia (1900-1980). The long term estimates from the varve thickness are constrained by a significant correspondence between the highest varve thickness index observed in the mid 20th century [mean = 550 mm ±280 (1 sigma), Fig. 7] with the precipitation peak in autumn/winter observed during the same time period in the 1900-2000 Valdivia precipitation database [mean = 370 mm ±190 (1 sigma) in May, Fig. 7].

The eight varve thickness periods described in the last 600 years record from the interflow-site (PU-II) could be interpreted as following (Fig. 7):

- (1) From AD ~1400 (bottom core) to ~1510 the varve thickness is significantly thinner by comparison with the upper part of the record (-0.7 and -1 σ). This could be consistent with low nutrient supply and a dry period characterized by autumn/winter months precipitation minima (<400 mm/month). This could have been further reinforced by a lower lake level in connection with the Late Medieval Warm Period as emphasized by Goose et al. (2004) in the Southern Ocean.

- (2) Between AD ~1510 to ~1630 the varve thickness index significantly increases (+0.5 σ). We interpret this evolution as a period of autumn/winter precipitation above 400 mm/month. This period presents varve thickness values slightly above the present day values. We interpret this period as slightly more humid period by comparison with the present day regional climate conditions.
- (3) From AD ~1630 to ~1730, the varve thickness significantly increases (+1.5 σ). Hence this could be consistent with a more heavier autumn/winter precipitation period (~ 500 mm) and also with a higher lake level by comparison with the present day lake level.
- (4) From AD ~1730 to ~1780 we note a significant varve index decrease (from +1 σ to -0.5 σ). It could be explained by a short period of lower regional precipitation, i.e. dryer autumn/winter with less turbulence and less nutrients turnover during the winter season.
- (5) From AD ~1780 to ~1820 the varve thickness index increases (+1 σ), suggesting similar humid conditions than during the AD 1630 -1730 interval.
- (6) From AD ~1820 to ~1920 the varve index is lower than during the previous interval (AD~1780 to ~1820), but with stronger amplitudes. It may indicate a stronger inter-annual precipitation variability.
- (7) Within the AD ~1920 to ~1950 interval the varve index strongly increases up to +3 σ (>700 mm). It is consistent with a more humid phase as noticed in the precipitation dataset from Valdivia. For instance the precipitation have increased during the autumn/winter months of the years 1919, 1922, 1926, 1949, 1951, 1953 by a factor of two by comparison with the seasonal average calculated over the 1900-1980 period (i.e. 380 mm for May and June) (Fig. 7). This could be consistent with a higher lake level.
- (8) Between AD ~1950 to 2000 precipitation in autumn/winter decreases (-0,25 σ) up to present day conditions close to the 1980-2000 seasonal average (~450 mm in May in Puyehue).

Conclusions

Our study shows that Lago Puyehue sediments provide an annual resolution controlled by the annual diatom productivity. The varved micro-structure is related to the annual thermal lake cycle and to the biologic silica turn-over. The strong autumn/winter westerlies/precipitation months constitute the dominant climatic forcing factors that control nutrient supply, biogenic silica turn-over and hence the annual laminae thickness. For the present day climate conditions the precipitation deficits are connected to the El Niño years. The correlation between the annual laminae thickness with the climate instrumental data shows that the biogenic varves are rather correlated with the precipitation than with the annual temperatures. Hence Lago Puyehue varve sequence is a key site to assess ENSO teleconnections. The varve thickness is strongly correlated to the autumn and winter precipitation months. The correlation with the precipitation is maximum in May and June ($r = 0.75$). Moreover we observe that the varve thickness increase during heavy rainfall autumn/winter periods. Our results show one significant maximum peak of winter precipitation (> 900 mm) in the mid 20th century. In addition a significant period with lower winter precipitation (< 300 mm) before the 15th century could be interpreted as a late Medieval like dry period. Although more data about the temperature evolution in the Southern Hemisphere are needed, available paleoclimatic proxies give evidence of warm Southern Ocean conditions during the 14th and 15th centuries (Goosse et al. 2004). The benefit of the results obtained on these short cores will be used in future research for the assessment of past climate-varve record that could not be compared with climate instrumental data.

Acknowledgments

This study has been financially supported by OSTC ENSO-Chile project (EV 12/10B, M. De Batist - coordinator). We particularly thank M. De Batist and M. Chapron that introduced X. Boës to ENSO project. We thank the Chambery teams for support C. Beck, F. Arnaud, V. Lignier, and the Chilean

teams A. Pena, R. Urrutia, W. San Martin for assistance during the coring campaign in Lago Puyehue in 2002. We thanks F. Boulvain, J.P. Culus and F. Noebert for laboratory access (ULg). Thanks are due to M. Sterken, L. Vargas-Ramirez, F. Charlet and S. Bertrand for inter-attractive discussions that lead us to a better comprehension of Lago Puyehue sediments. The author thanks M.F. Loure and A. Mackay for the helpful comments. X.B is supported by a Ph-D FNRS-FRIA and CGRI grants.

References

- Arnaud F., Magand O., Chapron E., Boës X., Bertrand S., and Mélières M.A., 2005. Radionuclide profiles (^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{241}AM) as help for dating recent sediments in highly active geodynamic settings (Puyehue and Icalma Lakes, Chilean Lake District). (in press).
- Barra R., Cisternas M., Suarez C., Araneda A., Pinones O., and Popp P., 2004. PCBs and HCHs in a salt-marsh sediment record from South-Central Chile: use of tsunami signatures and ^{137}Cs fallout as temporal markers *Chemosphere*. 55: 965–972.
- Beck S., Barrientos S., Kausel E. and Reyes M., 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction Askew et Alzone. *J. of South Am. Earth Sci.* 11: 115-129.
- Bertrand S., and Fagel N., submitted. New evidences for volcanic origin of Trumaos parental material in the Lake District, Chile, 40°S. Submitted to *Revista Geologica de Chile*.
- Boës X., and Fagel N., 2005. Impregnation method for detecting annual laminations in sediment cores: an overview. *Sedim. Geol.* 179, 185-194.
- Brauer A., Endres C., Zolitschka B., and Negendank F.W., 2000. AMS radiocarbon and varve chronology from the annually laminated sediments record of Lake Meerfelder Maar, Germany. *Radiocarbon* 42: 335-368.
- Brauer A., and Negendank J.F.W., 2002. The value of annually laminated sediments in palaeoenvironment reconstructions. *Quart. Inter.* 88: 1-3.
- Brauer A., 2004. Annually laminated lake sediments and their palaeoclimatic relevance. In: Fischer H., Kumke T., Lohmann G., Flöser G., Miller H., von Storch H., and Negendank J.F.W. (Eds.) *The Climate in Historical Times. Towards a Synthesis of Holocene Proxy Data and Climate Models*. Springer, pp. 109-128.
- Campos H., Steffen W., Agüero G., Parra O., and Zuniga L., 1989. Estudios Limnológicos en el lago Puyehue (Chile): Morfometría, factores físicos y químicos, plankton y productividad primaria. *Medio Ambiente*. 10: 36-53.
- Campos J., Hatzfeld D., Madariaga R., Lopez G., Kausel E., Zollo A., Iannacone G., Fromm R., Barrientos S., and Lyon-Caen H., 2002. A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile. *Physics of the Earth and Planet. Interiors*. 132: 177-195.
- Card V., 1997. Varve-counting by the annual pattern of diatoms accumulated in the sediments of Big Watab Lake, Minnesota, AD 1837-1990. *Boreas*. 26: 103-112.
- Casertano L., 1963. General characteristics of active Andean volcanoes and a summary of their activities during recent centuries. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 53: 1415-1433.
- Charlet F. et al. (submitted)
- De Batist M. et al. (submitted)

- Fagel N., Boës X., and Loutre M.F., this issue. Climate oscillations evidenced by spectral analysis of Southern Chilean lacustrine sediments: the assessment of ENSO over the last 600 years. *J. of Paleolimn.*
- Gonzales-Ferran O., 1994. *Volcanes de Chile*, Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile, 640 pp.
- Goosse H., Masson-Delmotte V., Renssen H., Delmotte M., Fichefet T., Morgan V., van Ommen T., Khim B. K., and Stenni B., 2004. A late medieval warm period in the Southern Ocean as a delayed response to external forcing? *Geophys. Res. Lett.* 31 : 1-5.
- Hajdas-Skowronek I., 1993. Extension of the radiocarbon calibration curve by AMS dating of laminated sediments of lake Soppensee and lake Holzmaar. Thesis, 148 pp.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., and Reynolds R., 1996. The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77: 437-471.
- Kemp A.E.S., Dean J., Pearce R.B., and Pike J., 2001. Recognition and analysis of bedding and sediment fabric features. In: Last W.M., Smol J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake sediments. Physical and geochemical Methods*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands. Vol. 2, pp. 7-22.
- Lamoureux S.F., 1994. Embedding unfrozen lake sediments for thin-section preparation. *J. Paleolimnol.* 10: 141-146.
- Lamy F., Hebbeln D., and Wefer G., 1999. High-Resolution Marine Record of Climatic Change in Mid-latitude Chile during the Last 28,000 Years Based on Terrigenous Sediment Parameters. *Quat. Res.* 51: 83-93.
- Lamy F., Hebbeln D., Röhl U. and Wefer G., 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth. Planet Sci. Lett.* 185: 369-38.
- Lara L., Naranjo J.A. and Moreno H., 2004. Rhyodacitic fissure eruption in Southern Andes (Cordón Caulle; 40.5°S) after the 1960 (Mw 9.5) Chilean earthquake: a structural interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 138: 127-138.
- Lotter A.F., and Lemcke G., 1999. Methods for preparing and counting biochemical varves. *Boreas.* 28: 243-252.
- Montecinos A., and Aceituno P., 2003. Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *Amer. Meteorolog. Soc.* 16: 281-296.
- Pezoa Gutiérrez L.S., 2003. Recopilación y análisis de la variación de las temperaturas (periodo 1965-2001) y las precipitaciones (periodo 1931-2001) a partir de la información de estaciones meteorológicas de Chile entre los 33° y 53° de latitud Sur. Universidad Austral de Chile, Thesis, 99 pp.
- Soto D., 2002. Patrones oligotróficos en lagos del sur de Chile: relevancia de los nutrientes y de la profundidad de mezcla. *Revista Chilena de Historia Natural.* 75: 377-393.
- Sterken M., Verleyen E., Sabbe K., Terry G., Charlet F., Bertrand S., Boes X., Fagel N., De Batist M., and Vyverman W., this issue. Late Quaternary climatic changes in southern Chile, as recorded in a diatom sequence of Lago Puyehue (40°40'S). *J. of Paleolimn.*

CHAPITRE 4 – Article : Relationships between Southern Chilean varved lake sediments, precipitation and ENSO for the last 600 years (Boës and Fagel, Journal of Paleolimnology, 2006)

- van Geel B., Heusser C.J., Renssen H., and 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.
- Veyl C., 1960. Los fenómenos volcánicos y sísmicos de fines de mayo de 1960 en el sur de Chile. Universidad de Concepción, Departamento de Geología y Mineralogía, 42 p. Concepción.
- Villalba R., 1990. Climatic fluctuations in northern Patagonia during the last 1000 years as inferred from tree-ring records. *Quaternary Research*. 34: 346-360.
- Villalba R., 1996. Interdecadal climatic variations in millennial temperature reconstructions from South America. In: Jones P.D., Bradley R.S. and Jouzel J. (Eds.), *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*. NATO ASI series. 141, 161-189.
- Zolitchka B., 1996. High resolution lacustrine sediments and their potential for palaeoclimatic reconstruction. In : Jones P.D., Bradley R.S. and Jouzel J. (Eds), *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*. NATO ASI series. 141, pp. 453-478.

CHAPITRE 5 – Oscillations périodiques de type El Niño et sédimentation lacustre en Amérique du Sud au cours des six derniers siècles

1. Introduction

L'étude des données météorologiques du siècle passé montre que le climat est dominé par plusieurs modes d'oscillations climatiques décennales à pluriannuelles : ENSO (El Niño Southern Oscillation), PDO (Pacific Decadal Oscillation), et QBO (Quasi-Biennial Oscillation) (Kalnay et al., 1996 ; NCEP, NOAA).

ENSO est un phénomène climatique pluriannuel généré dans l'Océan Pacifique Equatorial (voir chapitre 1). Son influence s'étend sur toute la ceinture du Pacifique (Trenberth, 1997). PDO est une oscillation très semblable à ENSO, mais celle-ci est observée dans la zone du Pacifique Nord (Trenberth and Hurrell, 1994). Comme ENSO, PDO est générée par un courant périodique chaud apparaissant à la surface de l'Océan Pacifique. Pendant une phase positive, les eaux de surface du nord-ouest du Pacifique se refroidissent, suite à la remontée d'eaux profondes (« upwelling ») et les eaux de surface dans le Pacifique Nord-Est se réchauffent. QBO représente un élément fondamental dans la régulation du phénomène El Niño (Rasmusson *et al.*, 1990). QBO est générée au niveau de l'équateur : tous les 20 à 30 mois, la direction des vents stratosphériques qui circulent autour du globe s'inverse soit vers l'est, soit vers l'ouest (Reed *et al.*, 1961).

Ces modes climatiques peuvent être reconstitués sur de plus longues périodes par l'analyse spectrale d'archives climatiques à haute résolution (e.g., Villalba, 1990, 1996 ; Moy *et al.*, 2002 ; Dean and Kemp, 2004). Dans le Pacifique Nord, en Colombie Britannique, des analyses spectrales effectuées sur une séquence varvée (Saanlich Inlet) ont récemment permis de reconstituer des périodicités El Niño des deux derniers millénaires (Dean and Kemp, 2004). Les mêmes méthodes ont été appliquées à des sédiments lacustres des Andes Equatoriales (2°S Laguna Pallcacocha - Moy *et al.*, 2002). Cette étude a montré que la fréquence des périodicités ENSO s'intensifiait à partir de 7000 ans cal BP. Plus au sud encore, au Chili, des analyses spectrales de cernes d'arbres ont révélé la présence de périodicités associées à la circulation thermohaline et à ENSO (Villalba, 1996). C'est dans ce contexte que les archives lacustres au sud du Chili (38-42°S) ont été étudiées pour reconstituer les cycles ENSO dans la zone des westerlies du Pacifique Sud (De Batist *et al.*, en prép. ; Fagel *et al.*, 2006).

Pour l'Amérique du Sud, les reconstitutions paléoclimatiques sont principalement basées sur des études palynologiques et dendrochronologiques (e.g., Villalba, 1990 ; Villalba, 1996 ; Moreno *et al.*, 2001 ; Abarzu'a *et al.*, 2004), des sédiments marins (Dawson and O'Hare, 2000 ; Lamy *et al.*, 2001, 2002 ; Vargas *et al.*, 2004) et des carottes de glace (Thompson *et al.*, 1985, 1995, 2000 ; Thompson, 2000). Peu de données proviennent des lacs pourtant nombreux dans cette partie du globe (voir chapitre 1).

A 40°S, le Lac Puyehue est géographiquement bien situé par rapport à la circulation des westerlies en hiver (voir chapitre 1). Les précipitations de la région augmentent pendant l'automne et l'hiver austral (de mai à août – voir chapitre 4). Des précipitations plus abondantes (>500 mm/mois) atteignent le lac en mai/juin (source : Aguas Calientes, Parque Nacional Puyehue). Selon Montecinos et Aceituno (2003), les précipitations de cette région diminuent anormalement les années El Niño (chapitre 4) du fait des téléconnexions avec la variabilité climatique de l'Océan Pacifique (ENSO).

Ce chapitre est consacré à l'étude des cycles annuels enregistrés par les varves du Lac Puyehue. L'évolution des périodicités des sédiments varvés est analysée sur les six derniers siècles (i.e., le Petit Age Glaciaire). Deux séquences sédimentaires sont étudiées simultanément : un site influencé par les courants de fond ou « underflows » et un site influencé par les courants intermédiaires ou

« interflows » (chapitre 4). Pour chaque site, les épaisseurs annuelles de sédiments sont traitées par analyses spectrales (analyses effectuées par Marie France Loutre, UCL). Pour valider les résultats de ces analyses, l'épaisseur standardisée des varves est ensuite comparée aux principaux index climatiques de la région du Pacifique.

2. Matériel

Deux carottes courtes, PU-Ip3a (53 cm) et PU-IIp5a (61 cm), ont été étudiées en lames minces (chapitre 4). Cette étude montre que des dépôts millimétriques sont formés par du matériel argileux mélangé à des diatomées. Les dépôts successifs forment des lamines saisonnières ou couplets. Les lamines claires, enrichies en phytoplancton se forment par l'action des vents et des précipitations plus élevées lors de la saison hivernale. Les conditions météorologiques induisent un brassage des eaux du lac et par conséquent un renouvellement de la silice biogénique chaque hiver (voir le chapitre 4 et Campos *et al.*, 1989) (Fig. 6.1 B).

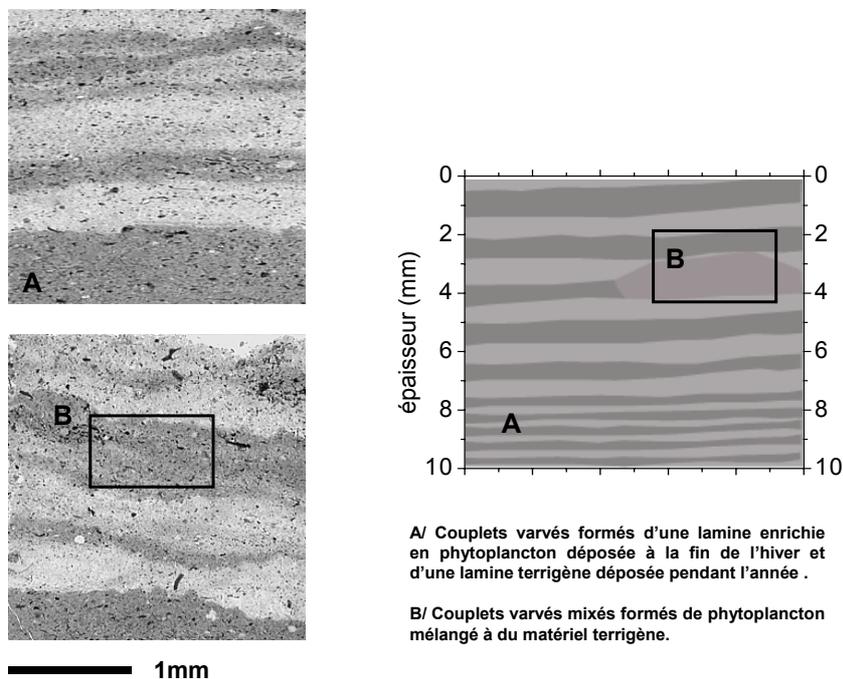


Figure - 6.1. Définition des couplets varvés et des couplets "mélangés" observés dans les sédiments du Lac Puyehue. A gauche, les images montrent une séquence varvée typique formée de couplets saisonniers (A), et ponctuellement mélangés (B). A droite, vue schématique des deux principales microstructures varvées . Notez que les taux de sédimentation du site PU-I sont deux fois plus élevés que sur le site PU-II.

Chronologie des varves

Les âges (AD années calendaires) et les taux de sédimentation ont été calculés à partir des méthodes de comptage des varves (e.g., Lamoureux, 2001) après soustraction des dépôts intercalés (Fig. 6.2 – voir chapitre 4). Les deux carottes couvrent les derniers siècles de notre ère. La carotte de 53 cm du site PU-I couvre la période entre 1706 (± 18 ans) et 2000, tandis que la carotte de 61 cm du site PU-II couvre la période entre 1408 (± 9 ans) et 1998.

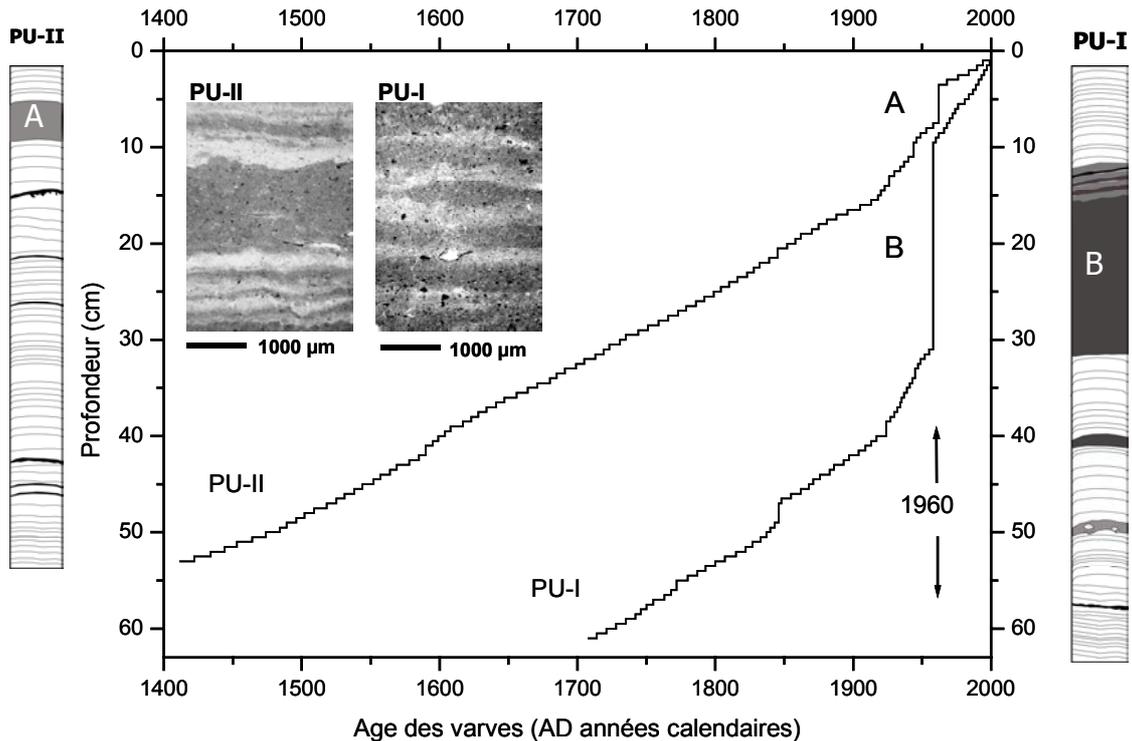


Figure - 6.2. Matériel et chronologie des varves des deux carottes analysées pour l'analyse spectrale : PU-I (site « undeflows ») et PU-II (site « interflows »). La chronologie des varves est cohérente avec les méthodes de datation indépendantes (^{137}Cs et ^{210}Pb - Arnaud *et al.*, 2005). Les couches A et B correspondent au tremblement de terre de Valdivia de 1960. A gauche, images de séquence varvée observées sur chacun des deux sites. Notez que les taux de sédimentation sur le site PU-I sont approximativement le double de ceux du site PU-II (~2 mm/an contre ~1mm/an).

Index d'épaisseur des varves

Pour comparer les épaisseurs annuelles des dépôts lacustres avec les données climatiques instrumentales, un index calculé à partir des épaisseurs de varves a été calculé selon Zolitchka (1996). La présence de couplets mélangés ne permet pas de faire une reconstitution climatique saisonnière, mais la résolution annuelle des dépôts permet de faire des comptages de varves continus (Fig. 6.1). Pour l'analyse spectrale, seule l'épaisseur totale (annuelle) des varves est donc prise en considération. L'épaisseur standardisée des varves, corrigée des dépôts épisodiques (sables volcaniques), définit "l'index des varves". Par comparaison avec les données météorologiques, l'index des épaisseurs de varves est utilisé comme un index des paléoprécipitations. Les précipitations plus élevées de la transition automne/hiver (i.e., index positif des précipitations) sont significativement corrélées avec un index positif des épaisseurs de varves (voir chapitre 4). En revanche, les années de précipitations déficitaires sont marquées par la diminution de l'épaisseur totale des varves (i.e., index négatif des épaisseurs de varves et des précipitations). Ces années plus sèches, associées à des vents moins forts en automne/hiver, sont interprétées comme des manifestations locales des épisodes El Niño (voir chapitre 4).

3. Analyse spectrale

L'analyse spectrale des varves a été réalisée à l'Institut d'Astronomie et de Géophysique Georges Lemaître par Marie France Loutre (UCL). Plusieurs méthodes ont été appliquées pour identifier les périodicités dans le matériel carotté (Fagel *et al.*, 2006). La méthode évolutive MTM (pour Multi Taper Method) et la méthode en ondelette WT (pour Wavelet Transform) permettent notamment d'identifier la récurrence des périodicités les plus robustes.

La méthode évolutive MTM (Thomson, 1982 ; Percival and Walden, 1993) est utilisée pour estimer l'ensemble des périodicités présentes dans une série temporelle (Park, 1992). Elle permet de détecter la présence de spectres avec une signification statistique élevée (test de Fischer-Snedecor - Kendall and Stuart, 1977).

L'analyse en ondelette WT (Daubechies, 1992 ; Lau and Weng, 1995 ; Torrence and Compo, 1997 ; Mallat, 1998) permet d'extraire la fréquence temporelle des périodicités. Des composantes intermittentes peuvent être ainsi détectées. L'analyse en ondelette de Morlet (Morlet, 1983) a été également utilisée pour décomposer les séries. Cette méthode compare le signal enregistré à une longueur d'onde connue, soit dilatée, soit translatée. Pour plus de détails au sujet des différentes méthodes, voir Ghil *et al.* (2002). Le logiciel pour l'analyse spectrale est disponible sur Internet (<http://www.atmos.ucla.edu/tcd/ssa>).

4. Résultats

Site PU-I (site « underflows »)

Avec la méthode évolutive MTM, des périodicités à ~3 années apparaissent dans une large part de l'intervalle étudié, principalement dans la partie la plus récente (Fig. 6.3 A). Deux périodes à ~5,2 et 23 années sont reconnues entre les 19^{ème} et 20^{ème} siècles. L'analyse en ondelette WT montre également des périodicités probables de 22 à 24 ans et de 60 à 78 ans (Fig. 6.3 B). L'ensemble des méthodes appliquées sur la séquence permet d'identifier les périodicités suivantes : 24 ; 12,6 ; 3 ; 2,7 et 2,1 ans (Fagel *et al.*, 2006).

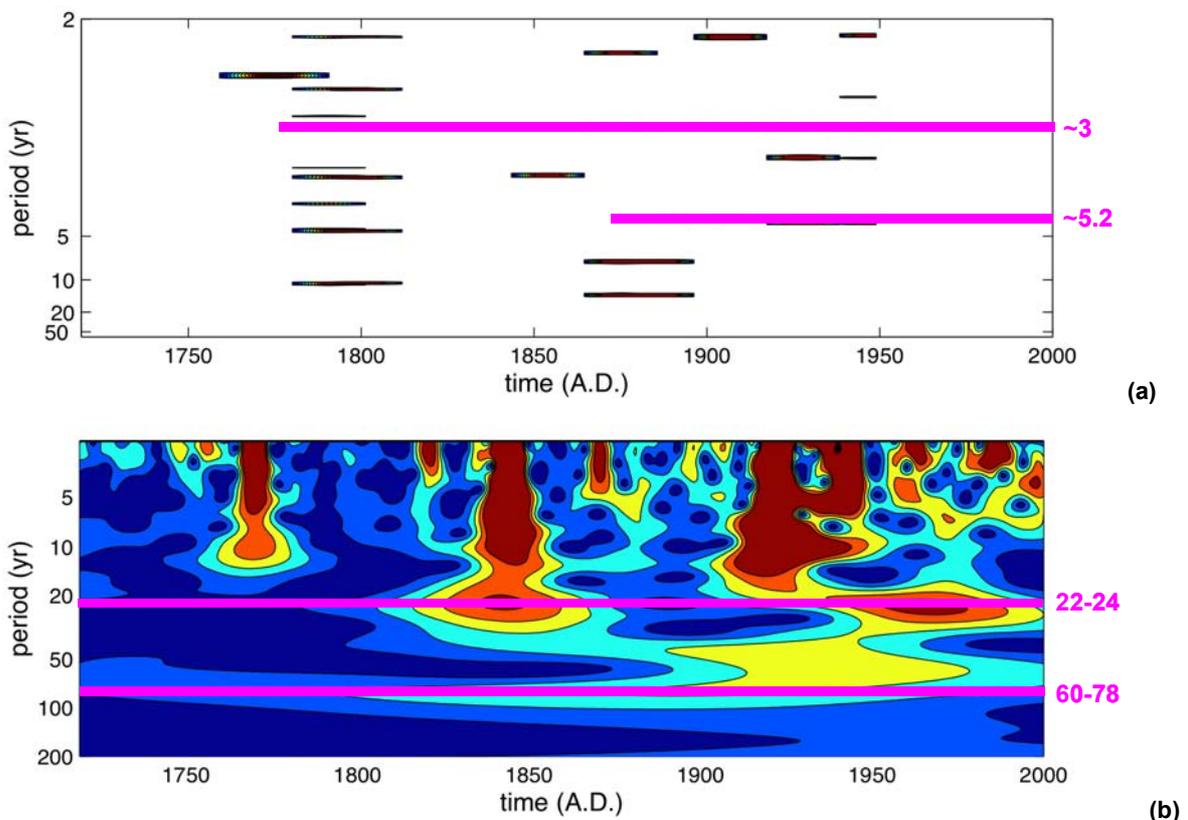


Figure - 6.3. (a) Spectre évolutif des épaisseurs de varves obtenu par la méthode Multi Taper sur la carotte PU-I. Seules les périodes significatives à 90% ou plus sont représentées. (b) Spectre obtenu par la méthode en ondelette WT. Les bandes indiquent les périodicités les plus significatives sur le long terme (Fagel *et al.*, 2006).

Site PU-II (« interflow »)

Les signatures spectrales sont analysées sur la longueur totale de la carotte (~590 ans). Les périodicités les plus robustes sont de 43 ; 15 ; 9 ; 4,4 ; 3,2 et 2,4 ans (Figs. 6.4 A et 6.4 B). Parmi les périodicités observées avec la méthode Multi Taper, uniquement celles de 4,4 ; 3 ; 2,4 et 2,25 ans sont significatives à 95%. Un changement dans les périodicités est plus marqué entre 1500 et 1700. Sur cet intervalle de temps, une périodicité qui diminue progressivement de 8.8 à 6.5 ans est observée. Par ailleurs, une périodicité de 4,4 ans apparaît vers 1550 et elle diminue progressivement à 4 ans jusqu'en 1820. Les périodicités inférieures à 3 ans apparaissent principalement entre 1500 et 1860 : une période de 2,6 ans se distingue entre 1500 et 1700 et une autre de 2,2 ans est observée entre 1700 et 1860 AD. L'analyse en ondelette (Fig. 6.4 B) permet d'identifier des périodicités plus longues, notamment de ~40 ans au 15^{ème} siècle, de 31 ans au 17^{ème} siècle (qui augmente à 35 ans au 18^{ème} siècle) et une périodicité de 50 ans au 20^{ème} siècle.

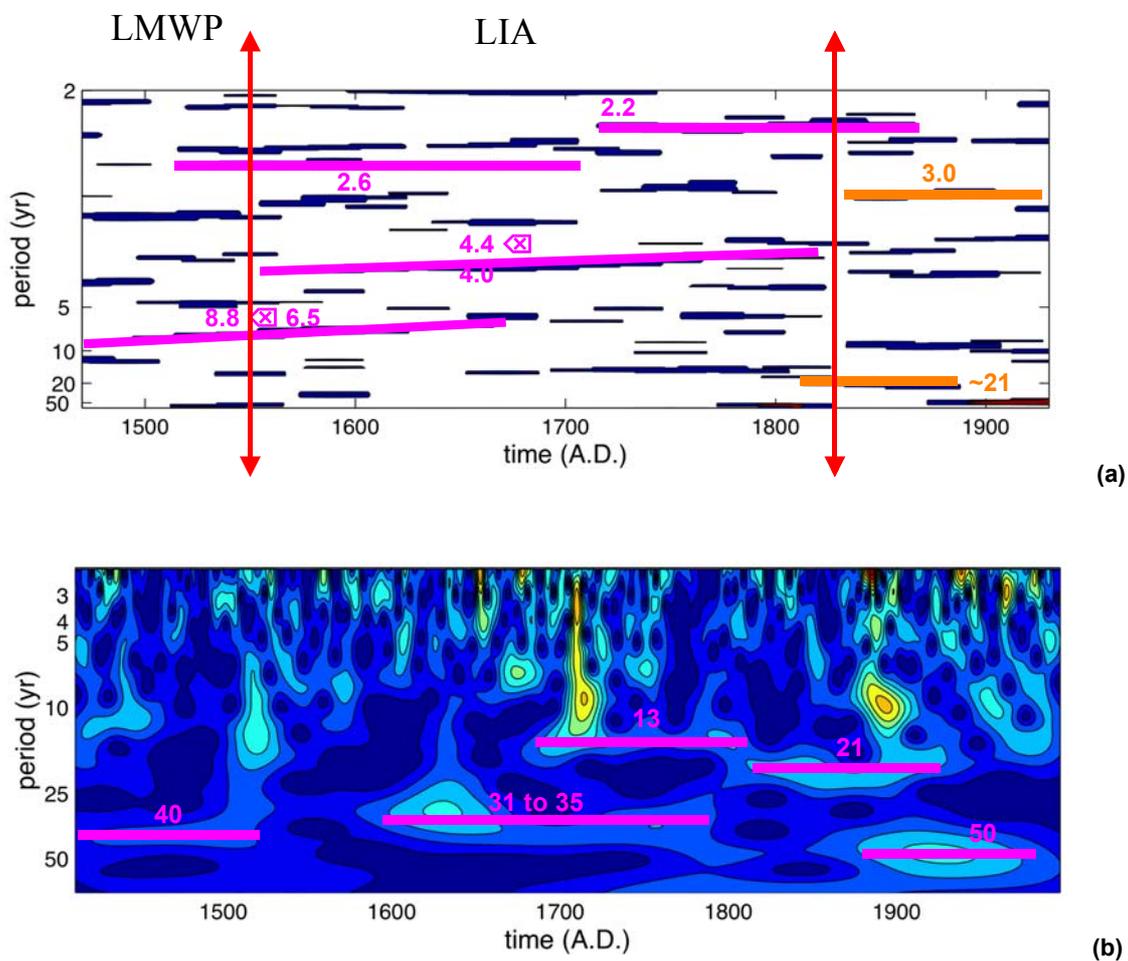


Figure - 6.4. (a) Spectre évolutif des épaisseurs de varves obtenu par la méthode Multi Taper sur la carotte PU-II. Seules les périodes significatives à 90% ou plus sont présentées. (b) Spectre obtenu par la méthode en ondelette WT. Les bandes indiquent les périodicités les plus significatives sur le long terme (Fagel *et al.*, 2006). LMWP = optimum tardif du Moyen Age ; LIA = Petit Age Glaciaire.

5. Discussion

5.1. Comparaison des bandes spectrales

5.1.1. Corrélations entre les sites PU-I et PU-II

Sur le site PU-I, les résultats de l'analyse spectrale montrent des périodicités courtes. Les fréquences les plus significatives (à 95%) sont observées vers 2,1 ; 2,6 et 3 ans. Par comparaison, le site PU-II présente des bandes spectrales plus proches : 2,25 ; 2,4 ; 3 ; 3,2 et 4,4 ans. Seule la bande spectrale de 3 ans a été identifiée par les deux méthodes (Multi Taper et WT). Dans la carotte PU-II, les bandes spectrales de 2,4 ; 3,2 et 4,4 ans ont été détectées par les deux méthodes.

5.1.2. Corrélations entre les indices climatiques locaux et les varves

Dans le but de mieux comprendre la signification des périodicités reconnues par l'analyse spectrale, l'index d'épaisseur des varves est comparé avec les principaux indices climatiques du Pacifique. L'index des varves est d'abord corrélé avec les données de la station météorologique la plus proche (Puyehue), afin de comprendre l'impact des facteurs climatiques locaux sur la sédimentation des varves (voir chapitre 4).

Site underflows (PU-I)

Pour ce site, la corrélation entre l'épaisseur totale des varves et les données instrumentales locales suggère une certaine influence des vents, des précipitations et de la température sur les dépôts lacustres (Tab. 6,1 ; Fig. 6,5 A). L'index des dépôts laminés de PU-I est positivement corrélé avec les caractéristiques climatiques du mois de juin (début de l'hiver austral):

- $r_{\text{varve-température}} = 0,63$ (en juin) ;
- $r_{\text{varve - vents}} = 0,59$ (en juin) ;
- $r_{\text{varve-précipitations}} = 0,53$ (en juin).

Site « interflows » (PU-II)

Pour ce site, l'épaisseur totale des varves est significativement corrélée aux paramètres climatiques de l'automne/hiver austral (Tab. 6.1, Fig. 6.5 B). Une corrélation positive plus forte est observée entre les épaisseurs des varves et la variation des précipitations de mai ($r = 0,79$), c'est-à-dire, avec le mois présentant les précipitations les plus élevées de l'année. En mai, une faible relation positive avec les températures est également observée ($r = 0,51$). Comme pour le site de PU-I, il y a une très faible relation négative entre les varves et les vents pour le mois de juin ($r = -0,50$). Sont pris en considération les coefficients de corrélation supérieurs ou égaux à 0,50. Bien que ces coefficients restent statistiquement peu significatifs, ils contrastent néanmoins avec les valeurs adjacente. La relation est plus forte avec les températures d'été ($r = 0,66$ en février) et est peut-être liée au maximum de radiation de janvier (850 W/m^2 - Aguas Calientes, Parque Nacional Puyehue) qui affecte l'activité de la biomasse présente dans la colonne d'eau (voir également Campos *et al.*, 1989).

- $r_{\text{varve-température}} = 0,51$ (en mai) ; $r_{\text{varve-température}} = 0,66$ (en février) ;
- $r_{\text{varve - vents}} = 0,50$ (en juin) ; $r_{\text{varve - vents}} = 0,58$ (en décembre) ;
- $r_{\text{varve-précipitations}} = 0,79$ (en mai).

CHAPITRE 5 – Sédimentation lacustre et Oscillations climatiques des six derniers siècles

Paramètres climatiques	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Annuel
Précipitations (mm)	187,4	162,3	233,9	330,7	456,8	524,3	395,4	350,9	255,1	270,8	234,6	230,8	302,7
Température (°C)	13	13	11	8,5	7	5	4,5	5,5	6,5	8,5	10,5	12,5	8,5
Radiation (w/m2)	832	695	540	375	261	198	277	314	387	594	654	786	493
Vitesse des vents (m/s)	2	2	2	2	2	4	2	4	2	1	2	2	2
Direction des vents	S	S	S	N	N	N	N	N	N	W	W	W	N
Site underflow (PU-I)													
Index des précipitations	0,38	-0,13	-0,10	0,28	0,27	0,53	0,49	-0,22	0,34	-0,11	-0,02	-0,14	-0,22
Index de la température	0,32	-0,05	-0,11	0,15	0,19	0,63	-0,09	0,48	0,00	-0,11	-0,05	-0,28	-0,19
Index des vents	-0,14	-0,38	0,15	-0,14	0,02	0,59	0,18	0,46	0,08	0,08	-0,05	0,04	-0,25
SOI Tahiti Darwin	0,39	0,31	0,41	0,44	0,38	0,49	0,50	0,23	0,24	0,27	0,04	0,14	0,52
SOI Equat East Pacif	0,03	0,36	0,13	-0,14	0,17	0,26	0,32	0,11	0,35	0,35	0,05	0,39	0,34
SOI Indonesie	-0,12	0,01	-0,08	-0,16	-0,49	-0,13	-0,14	-0,45	-0,08	-0,19	-0,18	0,29	-0,19
Index de PDO	-0,06	-0,01	-0,21	-0,15	-0,19	-0,09	-0,17	-0,27	-0,06	-0,17	-0,23	-0,19	-0,21
Index de QBO	-0,04	-0,06	0,03	0,06	0,11	0,20	0,32	0,35	0,32	0,27	0,23	0,14	0,16
Index de AAO	0,36	0,34	-0,23	-0,22	0,05	0,18	-0,37	-0,28	0,24	-0,21	0,37	0,26	0,08
NOI	-0,01	0,35	0,11	0,10	0,35	-0,17	0,14	0,01	0,16	0,17	0,13	0,34	-0,12
PNI													0,12
Site interflow (PU-II)													
Index des précipitations	0,03	0,47	0,05	-0,06	0,79	-0,05	0,22	0,14	-0,05	0,15	-0,08	-0,16	0,41
Index de la température	0,02	-0,66	-0,03	0,10	0,51	-0,10	0,17	0,20	0,47	-0,23	-0,20	0,34	0,18
Index des vents	-0,10	0,12	-0,19	-0,24	0,17	-0,50	0,10	-0,03	-0,40	-0,08	-0,28	-0,58	-0,36
SOI Tahiti Darwin	0,24	0,27	0,25	0,13	-0,30	-0,20	-0,25	-0,24	-0,42	-0,41	-0,63	-0,46	-0,21
SOI Equat East Pacif	0,36	0,08	-0,18	0,30	-0,03	-0,25	-0,28	-0,35	-0,26	-0,33	-0,39	-0,39	-0,25
SOI Indonesie	0,00	-0,42	-0,11	-0,15	0,02	0,07	0,00	0,11	0,35	0,30	0,28	-0,09	0,01
Index de PDO	-0,03	-0,06	-0,09	-0,26	-0,40	-0,21	-0,15	-0,17	0,03	0,02	-0,19	0,00	-0,26
Index de QBO	-0,10	-0,03	-0,01	0,06	0,12	0,19	0,20	0,13	0,13	0,18	0,20	0,17	0,15
Index de AAO	0,11	-0,08	0,41	0,40	-0,11	-0,03	-0,01	0,05	0,43	0,01	-0,48	-0,37	0,03
NOI	-0,10	0,15	0,06	0,26	-0,07	-0,10	-0,14	0,10	-0,31	0,06	-0,46	-0,51	-0,12
PNI													0,49

Table - 6.1. Tableau récapitulatif des corrélations entre les données climatiques instrumentales mensuelles et l'épaisseur des varves du Lac Puyehue. En haut, valeurs moyennes mensuelles des précipitations, des températures et de la radiation solaire, dérivées des séries de données météorologiques entre 1980-2000 (sources : Aguas Calientes, Parque Nacional Puyehue ; NCEP, NOAA). La vitesse des vents et leur direction sont reportées d'après Müller (1983). Au centre et en bas, corrélations entre l'index des varves (PU-I et PU-II) et les données climatiques mensuelles (précipitations, température, vent, index SOI, PDO, QBO, AAO et index du Pacifique Nord (NOI et PNI)). Les zones ombrées indiquent les corrélations les plus élevées. Les index climatiques sont extraits de <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/> et <http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>.

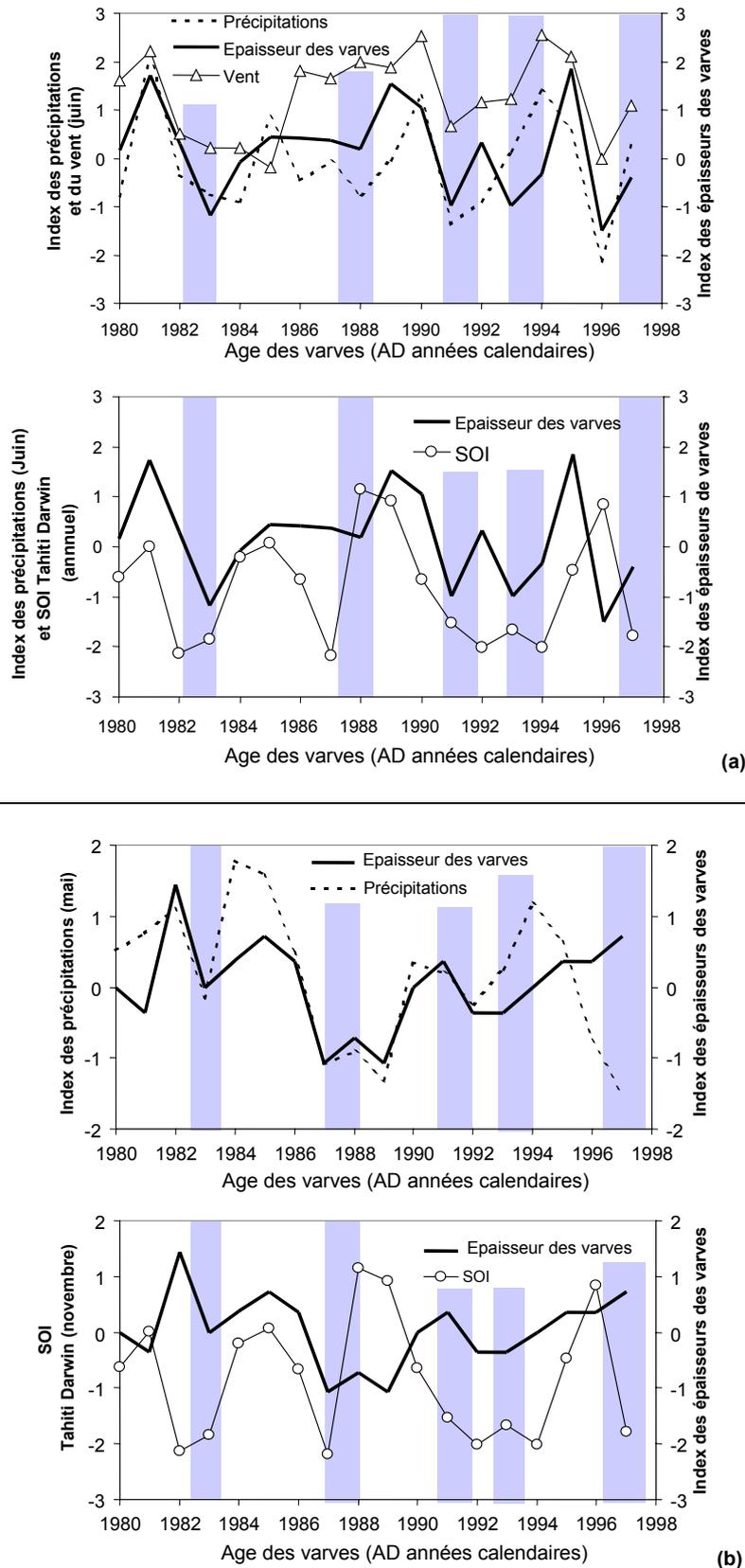


Figure – 6.5. (a) Comparaison entre l'index d'épaisseur des varves du site « underflows » (PU-I) et les index des précipitations et des vents locaux entre 1980 et 2000 (graphique supérieur) et comparaison entre l'index des épaisseurs des varves et l'index SOI_{Tahiti-Darwin} (graphique inférieur). (b) Comparaison entre l'index des épaisseurs des varves du site « interflows » (PU-II) et les index des précipitations et des vents locaux entre 1980 et 2000 (graphique supérieur) et comparaison entre l'index des épaisseurs des varves et l'index SOI_{Tahiti-Darwin} (graphique inférieur). Les zones ombrées représentent les épisodes El Niño. L'épisode El Niño de 1983 est le plus fort du 20^{ème} siècle (voir le tableau 6.1 pour connaître les valeurs des coefficients de corrélation).

5.2. Téléconnexions

5.2.1. Connexions climatiques entre le Pacifique Nord et Sud

L'analyse spectrale des varves du Lac Puyehue peut être comparée à d'autres analyses spectrales de varves dans le Pacifique Nord, par exemple, le Saanich Inlet (49°N) en Colombie Britannique (Dean and Kemp, 2004). Les varves de ce Fjord montrent des périodicités de 2,5 ; 3,6 et 14,8 ans. Ces périodicités sont respectivement mises en relation avec les oscillations climatiques QBO, ENSO et PDO. Les varves du Lac Puyehue montrent quant à elles des périodicités de 2,25 et 2,4 ans. Celles-ci sont cohérentes avec la bande spectrale de QBO, qui est un élément régulant la variabilité de ENSO (Rasmusson *et al.*, 1990). Par ailleurs, les périodes de 3 ; 3,2 et 4 ans sont cohérentes avec la bande spectrale moyenne de ENSO, celle-ci étant de 4 ans (Cane, 2005). Selon Dean et Kemp (2004) les périodicités autour de 8-9 ans peuvent être interprétées comme étant liées à l'alternance entre les réponses faibles ou fortes aux phénomènes El Niño ou La Nina. Selon les mêmes auteurs, la période de ~15 ans pourrait être également liée à PDO. Les données du Fjord de Saanich et du Lac Puyehue suggèrent donc des téléconnexions entre le Pacifique Nord et le Pacifique Sud générées par le phénomène ENSO.

5.2.2. Corrélation entre l'index des varves et les indices climatiques globaux

L'index des varves est comparé aux indices climatiques mensuels disponibles (source : NOAA, NCEP) dans le but de comprendre l'influence des différents paramètres climatiques régionaux et globaux sur l'enregistrement climatique des varves en Amérique du Sud :

- SOI_{Tahiti-Darwin} (Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index) ;
- SOI_{Equatorial-Eastern Pacific} (Equatorial-Eastern Pacific Southern Oscillation Index) ;
- SOI_{Indonesia} (Indonesia Southern Oscillation Index) ;
- PDO (Pacific Decadal Oscillation) ;
- QBO (Quasi-Biennial Oscillation) ;
- AAO (Antarctic Oscillation).

L'index des varves est également comparé aux index du Pacifique Nord : PNI (Pacific Northwest Index) et NOI (North Oscillation Index). L'index NOI est l'équivalent de l'index SOI et est basé sur la différence de pression entre le Pacifique Nord et Darwin (Schwing *et al.*, 2002). A l'exception de PNI, l'index des varves du Lac Puyehue a été systématiquement comparé aux valeurs mensuelles des différents index pour évaluer les relations possibles (Tab. 6.1).

Il n'existe pas de relation statistique significative entre l'épaisseur des varves du site « underflows » PU-I et les paramètres climatiques globaux, excepté un faible lien avec l'index annuel SOI_{Tahiti-Darwin} (Tab. 6.1). En revanche, pour le site de PU-II, une relation plus significative est observée avec l'index SOI_{Tahiti-Darwin} ($r = -0,63$ en novembre – Tab. 6.1). Des corrélations supplémentaires avec l'index des vents du mois de décembre ($r = -0,58$) et une faible relation négative avec NOI en décembre ($r = -0,51$) sont également observées.

5.2.3 Relation entre les varves lacustres et EL Niño

L'index des varves des deux sites montre une relation uniquement avec SOI (Tab. 6.1). L'épaisseur des varves serait donc partiellement liée à la variabilité de ENSO en Amérique du Sud : les épaisseurs de varves sont plus importantes lors des années plus humides et moins épaisses lors des années El Niño. Les résultats sur les vingt dernières années montrent des variations cohérentes entre l'épaisseur des varves, les diminutions locales des précipitations et les épisodes El Niño (Figs. 6.5 A et 6.5 B ; Tab. 6.1). Cette relation est particulièrement marquée pour l'épisode El Niño de 1983 qui est décrit par une brusque transition entre une varve épaisse (index positif) et une varve très fine (index négatif).

Localement, les valeurs des précipitations mensuelles montrent que les déficits en précipitations des années El Niño sont plus visibles pendant la période humide, c'est-à-dire en automne/hiver. La corrélation la plus forte entre les précipitations et SOI_{Tahiti-Darwin} est en effet observée en hiver (Tab. 6.2). L'hypothèse selon laquelle l'index des varves reflète des anomalies de précipitations lors des mois les plus pluvieux (mai /juin/juillet) semble donc vérifiée. Cette époque de l'année correspond à la période où la quantité de silice biogénique augmente, ce qui influence l'épaisseur des varves (voir chapitre 4).

Précipitations (Puyehue 1980-2000)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Annuel	
SOI (Tahiti-Darwin, 1980-2000)	J	0,19	0,31	0,03	-0,02	0,09	0,14	0,23	0,36	-0,01	-0,35	0,45	0,19	0,37
	F	0,07	0,43	-0,05	-0,01	0,05	0,18	0,34	0,12	-0,09	-0,19	0,55	0,23	0,37
	M	0,06	0,30	0,17	-0,06	0,05	0,09	0,16	0,21	-0,18	-0,26	0,36	-0,08	0,19
	A	0,16	0,31	0,13	-0,24	-0,01	0,05	-0,06	0,26	-0,03	-0,18	0,15	-0,11	0,10
	M	0,23	-0,12	0,10	-0,27	-0,02	0,07	-0,61	0,28	-0,06	-0,05	-0,35	-0,30	-0,25
	J	0,13	-0,07	-0,01	-0,24	-0,10	-0,15	-0,60	0,41	-0,19	-0,44	-0,36	-0,15	-0,41
	J	0,13	-0,22	-0,16	-0,26	-0,21	-0,22	-0,64	0,42	-0,22	-0,48	-0,27	-0,06	-0,50
	A	-0,14	-0,06	-0,11	-0,33	-0,10	-0,23	-0,64	0,32	0,01	-0,20	-0,38	-0,19	-0,47
	S	0,03	-0,19	-0,07	-0,40	-0,34	-0,22	-0,51	0,09	-0,18	-0,10	-0,30	-0,36	-0,59
	O	-0,09	-0,10	-0,16	-0,30	-0,41	-0,24	-0,34	0,35	-0,16	-0,47	-0,11	-0,30	-0,54
	N	-0,12	-0,25	-0,14	-0,37	-0,37	-0,07	-0,22	0,17	0,04	-0,32	-0,10	-0,12	-0,44
	D	-0,08	-0,26	0,01	-0,35	-0,36	-0,15	-0,39	0,27	0,06	-0,35	-0,15	-0,35	-0,48
	Annuel	0,08	0,07	-0,03	-0,35	-0,21	-0,07	-0,33	0,42	-0,13	-0,44	0,03	-0,17	-0,26

Table – 6.2. Coefficients de corrélation entre les index des précipitations locales et SOI_{Tahiti-Darwin} pour la période 1980-2000 (sources : Aguas Calientes, Parque Nacional Puyehue ; NOAA, NCEP). Les zones ombrées indiquent les corrélations les plus élevées. Notez que les corrélations maximales entre SOI et les précipitations régionales sont obtenues au début de l'hiver austral.

6. El Niño et le Petit Age Glaciaire en Amérique du Sud

En Amérique du Sud, le Petit Age Glaciaire ou LIA (pour Little Ice Age) serait observé entre les 13^{ème} et le 19^{ème} siècle. Sa durée ainsi que ses caractéristiques climatiques (climat plus sec ou plus humide) varient selon la latitude (Markgraf *et al.*, 2000). Par exemple, le début du LIA au Pérou est marqué par une augmentation de l'accumulation de la glace dans la carotte de Quelccaya (14°S) durant la période ~1480-1880 (Thompson *et al.*, 1985, 1986, 1995, 2000). Plus au Sud, les dépôts annuels du Lac Puyehue (40°S) fournissent une documentation précise sur les paléoprécipitations au cours du LIA ; celles-ci augmentent significativement après 1520 (chapitre 4). Pour les derniers 600 ans, les résultats de la méthode Multi Taper montrent la présence de périodicités de 4,4 et 4 ans. Ces bandes spectrales sont cohérentes avec le phénomène El Niño qui se manifeste en moyenne tous les quatre ans dans l'Océan Pacifique Equatorial (Cane, 2005). Cette signature spectrale est présente à 95% entre ~1550 et 1820, c'est-à-dire durant l'intervalle du Petit Age Glaciaire qui connaît des précipitations globalement plus élevées (Fig. 6.4 A).

Ces résultats suggèrent par conséquent que, dans la région des lacs au sud du Chili, LIA est associé à des périodicités ENSO plus fréquentes. La période du Petit Age Glaciaire est globalement plus humide, mais chaque événement El Niño peut être expliqué par des anomalies négatives de précipitations lors des mois d'automne/hiver. Cette hypothèse est également confirmée par la corrélation entre l'index des varves et l'index SOI pour les vingt dernières années (Tab. 6.2). L'interprétation de phases El Niño pendant le LIA est également cohérente avec la chronologie historique des épisodes El Niño répertoriés au cours des quatre derniers siècles (Quinn *et al.*, 1987 ; Ortlieb and Macharé, 1993).

En comparaison, le Petit Age Glaciaire dans la carotte de glace de Quelccaya (~1480-1880) est caractérisé par des déficits de précipitations neigeuses indiquant l'influence répétée d'El Niño (Thompson *et al.*, 1986 ; Ortlieb and Macharé, 1993). Dans les dépôts laminés marins du nord des

côtes chiliennes (23°S), un changement de la productivité primaire observé à partir de la seconde moitié du 19^{ème} siècle a été attribué à des changements de type ENSO à la fin du Petit Age Glaciaire (Vargas *et al.*, 2004). Finalement, en Amérique du Sud, le phénomène quasi périodique ENSO se manifeste par des anomalies climatiques différentes, hausse de l'humidité ou sécheresse, selon les latitudes (e.g., Hebbeln *et al.*, 2000 ; Montecinos and Aceituno, 2003). Les manifestations latitudinales d'ENSO ont pu changer au cours de l'Holocène (e.g., Martin *et al.*, 1993 ; Markgraf *et al.*, 2000 ; Lamy *et al.*, 2001; 2002).

7. Conclusions

Parmi les archives climatiques naturelles, les résolutions qu'offrent les varves permettent de reconstituer des fluctuations climatiques de courtes périodicités telles que El Niño. L'analyse spectrale de varves lacustres du sud du Chili (Lac Puyehue, 40°S) révèle la présence de plusieurs périodicités de pluriannuelles (2,4 ; 3,2 et 4,4 ans) à décennales (15 ; 41 ans). Ces dernières sont cohérentes avec les principaux index climatiques du Pacifique Sud (QBO, ENSO et PDO) et du Pacifique Nord (PNI et NOI). Les périodicités enregistrées dans le Lac Puyehue peuvent ainsi être comparées à celles d'un environnement varvé du Pacifique Nord (Saanich Inlet - Dean and Kemp, 2004) sur lequel les mêmes méthodes ont été appliquées.

Lors des vingt dernières années, les événements El Niño sont marqués à la fois par des déficits en précipitations et des diminutions abruptes de l'épaisseur des varves lacustres au sud du Chili. Les corrélations entre l'index d'épaisseur des varves et l'index des précipitations et SOI, confirment le contrôle exercé par ENSO sur la formation des varves lacustres à 40°S, c'est-à-dire à la latitude des westerlies en hiver.

Pour les six derniers siècles, les périodicités les plus robustes révélées par l'analyse spectrale évoluent de 4,4 à 4 ans entre ~1550 et 1820 AD. Sur cet intervalle, la bande spectrale est cohérente avec celle de El Niño dans l'Océan Pacifique Equatorial. L'intervalle entre 1550 et 1820 AD est donc caractérisé par une cyclicité ENSO plus intense lors de la période équivalente au Petit Age Glaciaire en Europe. Ces résultats démontrent non seulement que le Petit Age glaciaire existe au Sud de l'Amérique, mais également que ce dernier est combiné à la présence du phénomène El Niño.

Références bibliographiques

- Abarzu'a A.M., Villagran C., and Moreno P.I., 2004. Deglacial and postglacial climate history in east-central Isla Grande de Chiloe, Southern Chile (43°S). *Quater. Res.* 62, 49-59.
- Arnaud F., Magand O., Chapron E., Bertrand S., Boës X., and Mélières M.A., 2005. Radionuclides profiles (²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs, ²⁴¹Am) as an help for dating recent sediments in highly active geodynamic setting (Lakes Puyehue and Icalma, Chilean Lake District). *Science of the Total Environment*, sous presse.
- Campos H., Steffen W., Agüero G., Parra O., and Zuniga L., 1989. Estudios Limnológicos en el lago Puyehue (Chile): Morfometria, factores físicos y químicos, plankton y productividad primaria. *Medio Ambiente* 10, 36-53.
- Cane M.A., 2005. The evolution of El Niño, past and future. *Earth Planet. Sci. Letters* 230, 227–240.
- Dawson A.G., and O'Hare G., 2000. Ocean-atmosphere circulation and global climate, *Geography* 85, 193-208.
- Daubechies I., 1992. Ten lectures on wavelets. Society for Industrial and Applied Mathematics Press, vol 16 of CBMS-NSF Regional Conference Series in Applied Mathematics, Philadelphia USA, pp.

357.

- De Batist M., Fagel N., Chapron E., and Loutre M.F., en préparation. Titre non communiqué. *J. of Paleolimn.*
- Dean J.M., and Kemp A.E.S., 2004. A 2100 year BP record of the Pacific Decadal Oscillation, El Niño Southern Oscillation and Quasi-Biennial Oscillation in marine production and fluvial input from Saanich Inlet, British Columbia. *Palaeogeo. Palaeoclim. Palaeocean.* 213, 207-229.
- Fagel N., Boës X., and Loutre M.F., 2006. Climate oscillations evidenced by spectral analysis of Southern Chilean lacustrine sediments: the assessment of ENSO over the last 600 years, accepté pour publication à *J. of Paleolimn.*
- Ghil M., Allen M. R., Dettinger M.D., Ide K., Kondrashov D., Mann M. E., Robertson A.W., Saunders A., Tian Y., Varadi F., and Yiou P., 2002. Advanced spectral methods for climatic time Series. *Rev. Geophys.*, 40, 0-41.
- Hebbeln D., Marchand M., and Wefer G., 2000. Seasonal variations of the particle flux in the Peru-Chile current at 30°S under “normal” and El Niño conditions. *Deep-Sea Research* 47, 2101-2128.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., and Reynolds R., 1996. The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77, 437-471.
- Kendall M., and Stuart A., 1977. *The Advanced Theory of Statistics*, vol. 2, 4th ed., Macmillan, Old Tappan, 496 pp.
- Lamoureux S.F., 2001. Varve chronology techniques. In: Last W. M. and Smol J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake sediments. Vol.1: Basin analysis, and chronological techniques.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands, pp. 247-260.
- Lamy F., Hebbeln D., Rohl U., and Wefer G., 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 185, 369-382.
- Lamy F., Ruhlemann C., Hebbeln D., and Wefer G., 2002. High- and low-latitude climate control on the position of the southern Peru-Chile Current during the Holocene. *Paleoceanography* 17, 1-10.
- Lau K.M., and Weng H.Y., 1995. Climate signal detection using wavelet transform: how to make a time series sing. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 76, 2391-2402.
- Mallat S., 1998. *A wavelet tour of signal processing.* Academic Press, San Diego, CA, USA, pp. 577.
- Markgraf V., Baumgartner T.R, Bradbury J.P., Diaz H.F., Dunbar R.B., Luckman B.H., Seltzer G.O., Swetnam T. W., and Villalba R., 2000. Paleoclimate reconstruction along the Pole Equator Pole transect of the Americas (PEP 1). *Quat. Sci. Rev.* 19, 125-140.
- Martin L., Fournier M., Mourguiart P., Sifeddine A., Turcq B., Flexor J.M., and Absy M.L., 1993. Southern Oscillation Signal in South American Palaeoclimatic Data of the Last 7000 Years. *Quat. Res.* 39, 338-346.
- Montecinos A., and Aceituno P., 2003. Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *Amer. Meteorolog. Soc.* 16, 281-296.
- Moreno P.I., Jacobson G.L., Lowell T.V., and Denton G.H., 2001. Inter hemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile. *Nature* 409, 804-808.

- Morlet J., 1983. Sampling theory and wave propagation. NATO ASI series, FI, Springer, pp. 233-261.
- Moy C.M., Seltzer G.O., Rodbell D.T., and Anderson D.M., 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420, 162-165.
- Müller M., 1983. Handbuch ausgewählter Klimastationen der Erde. Universität Trier. Forschungsstelle Bodenerosion.
- Ortlieb L., and Macharé J., 1993. Former El Niño events: records from western South America. *Gl. Planet. Change* 7, 181-202.
- Park J., 1992. Envelope estimation for quasi-periodic geophysical signals in noise: A multitaper approach, in *Statistics in the Environmental and Earth Sciences*, edited by A. T. Walden and P. Guttorp, pp. 189-219, Edward Arnold, London.
- Percival D.B., and Walden A.T., 1993. *Spectral Analysis for Physical Applications*, Cambridge Univ. Press, New York. 583 pp.
- Quinn W.H., Neal W.T., and Antunez de Mayolo S.E., 1987. El Niño occurrences over the past four-and-a-half centuries. *J. Geophys. Res.* 92, 449-461.
- Rasmusson E.M., Wang X., and Ropelewski C.F., 1990. The biennial component of ENSO variability. *Journal of Marine Systems* 1, 71-96.
- Reed R.J., Campbell W.J., Rasmussen L.A., and Rogers D.G., 1961. Evidence of a downward-propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere. *J. Geophys. Res.* 66, 813-818.
- Schwing F.B., Murphree T., and Green P.M., 2002. The Northern Oscillation Index (NOI): a new climate index for the northeast Pacific. *Progress in Oceanogr.* 53, 115-139.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Bolzan J.F., and Koci B.R., 1985. A 1500-yr record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya Ice Cap, Peru. *Science* 226, 50-53.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Dansgaard W., and Grootes P.M., 1986. The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science* 234, 361-364.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M.E., Lin P.N., Henderson K. A., Cole-Dai J., Bolzan J.F., and Liu K.B., 1995. Late glacial stage and Holocene tropical Ice core from Huascarán, Peru. *Science* 269, 46-50.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., and Henderson K.A., 2000. Ice core paleoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *J. Quatern. Sci.* 15, 377-394.
- Thompson L.G., 2000. Ice core evidence for climate change in the Tropics: implications for our future. *Quatern. Sci. Rev.* 19, 19-35.
- Thomson D.J., 1982. Spectrum estimation and harmonic analysis, *Proc. IEEE*, 70, 1055-1096.
- Torrence C., and Compo G.P., 1997. A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79, 61-78.
- Trenberth K.E., 1997. The definitions of El Niño. *Bull. Amer. Meteorolog. Soc.* 78, 2771-2777.

- Trenberth K.E., and Hurrell J.W., 1994. Decadal atmosphere–ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics* 9, 303–319.
- Vargas G., Ortlieb L., Pichon J.J., Bertaux J., and Pujos M., 2004. Sedimentary facies and high resolution primary production inferences from laminated diatomaceous sediments of northern Chile (23°S). *Mar. Geol.* 211, 79-99.
- Villalba R., 1990. Climatic fluctuations in northern Patagonia during the last 1000 years as inferred from tree-ring records. *Quat. Res.* 34, 346-360.
- Villalba R., 1996. Interdecadal climatic variations in millennial temperature reconstructions from South America. In: Jones P.D., Bradley R.S. and Jouzel J. (Eds.), *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*. NATO ASI series. 141, 161-189.
- Zolitchka B., 1996. High resolution lacustrine sediments and their potential for palaeoclimatic reconstruction. In: Jones P.D., Bradley R.S., and Jouzel J. (Eds.), *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*. NATO ASI series. 141, 453-478.

CHAPITRE 6 – Le climat en Amérique du Sud (Lac Puyehue, 40°S) depuis la dernière glaciation

1. Introduction

Les comparaisons inter-hémisphériques constituent une démarche importante dans les reconstitutions paléoclimatiques. Cependant, de telles comparaisons doivent impérativement s'appuyer sur des chronologies calendaires calibrées (ans cal BP). Les archives annuelles sont essentielles à l'étude de la variabilité du climat dans le temps (e.g., Dunbar and Cole, 1999). Parmi les archives naturelles à haute résolution (carottes de glace, cernes d'arbres, coraux, etc.), les sédiments annuellement varvés fournissent des données chronologiques et paléoclimatiques très précises (e.g., Goslar, 1998 ; Goslar *et al.*, 2000a ; Dean and Kemp, 2004 ; Ojala and Alenius, 2005). Les varves biogéniques constituent des enregistrements particulièrement fiables pour identifier les changements climatiques abrupts, comme par exemple la dernière inversion froide du Dryas Récent entre 11600 et 12900 ans cal BP (Hughen *et al.*, 1996, 1998). L'acquisition de nouvelles données paléoclimatiques calibrées dans l'hémisphère Sud est déterminante pour comprendre la genèse et la propagation d'un événement climatique global tel que le Dryas Récent (Hajdas *et al.*, 2003).

Il existe peu de reconstitutions paléoclimatiques de type annuel en Amérique du Sud, alors que les archives naturelles de cette région permettent de reconstituer les oscillations climatiques périodiques de ENSO (chapitre 5). Depuis que cette oscillation climatique est reconnue comme étant l'un des facteurs climatiques dominants de la planète (e.g., Trenberth, 1997), il apparaît important d'évaluer ses manifestations aux différentes latitudes (De Batist *et al.*, en prép.).

La dernière déglaciation est une période clé pour comprendre l'apparition des refroidissements climatiques abrupts. Cependant, l'établissement de la chronologie de cette période se trouve confronté aux limites actuelles des méthodes de calibrage du radiocarbone (Hughen *et al.*, 1998, 2000 ; Hajdas *et al.*, 2003). Dans ce contexte, les sédiments du Lac Puyehue constituent une archive capitale pour l'hémisphère Sud. Les chapitres 4 et 5 ont en effet montré que les sédiments de ce lac fournissent la résolution temporelle indispensable à la détection de signaux climatiques à l'échelle annuelle (e.g., cycles ENSO pendant le Petit Age Glaciaire – chapitre 5). Par ailleurs, plusieurs questions restent ouvertes : ENSO est-il la cause ou la conséquence des périodes glaciaires (e.g., Koutavas *et al.*, 2002)? Quel est le lien entre ENSO et les événements climatiques abrupts tels que le Dryas Récent ? Pour cette dernière question, les sédiments lacustres d'Amérique du Sud peuvent servir à mieux dater les derniers changements climatiques de la période glaciaire (e.g., Dryas Récent) et l'apparition de nouvelles dynamiques telles que ENSO dans l'hémisphère Sud.

Dans ce chapitre, une reconstitution paléoclimatique est proposée à partir des données sédimentologiques des varves lacustres. L'âge des dépôts est calibré par la chronologie des varves entre ~17000-11000 ans cal BP. Des datations radiocarbone obtenues à partir du matériel varvé sont présentées parallèlement aux âges calendaires obtenus par comptages de varves en lames minces (comptages manuels et semi-automatiques). La chronologie des changements climatiques au sud du Chili, et en particulier, l'impact d'une phase froide locale équivalente au Dryas Récent, est discutée. Ces données régionales sont comparées à d'autres enregistrements de type haute résolution ou annuels, selon un axe Nord-Sud : la carotte de glace GISP 2 au Groenland, les varves du Bassin de Cariaco et la carotte de glace Byrd en Antarctique (Fig. 7.1).

En raison des propriétés physiques du sédiment, les fluctuations des niveaux de gris des varves lacustres constituent un excellent traceur ou « proxy » pour calibrer l'âge des dépôts varvés (voir également Hughen *et al.*, 1998). De plus, la comparaison entre les données climatiques récentes et les

variations de l'épaisseur des varves montre un lien avec la variabilité des précipitations régionales influencées par la trajectoire des westerlies en hiver (voir chapitres 4 et 5).

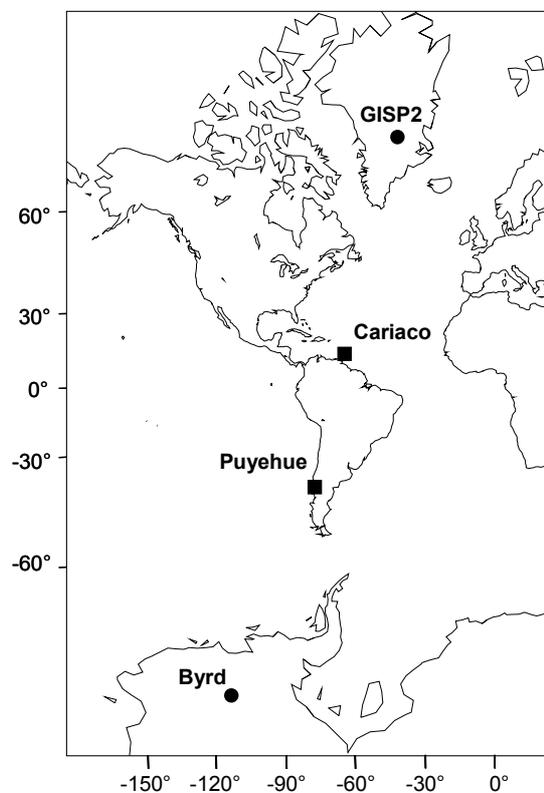


Figure – 7.1. Localisation des différentes archives climatiques annuelles mises en relation dans cette étude : les couches de glace annuelles de la carotte GISP 2 au Groenland (Stuiver *et al.*, 1995) ; les varves marines du Bassin de Cariaco (Hughen *et al.*, 1998) ; les sédiments lacustres varvés du Lac Puyehue (cette étude) ; la carotte de glace Byrd en Antarctique (Blunier *et al.*, 1998). Les carrés représentent les archives varvées et les ronds, les archives de glace.

2. Matériel

2.1. Sections des carottes varvées

Les carottes étudiées dans ce chapitre ont été prélevées dans le bassin situé au sud-ouest du lac. Celui-ci présente une zone d'accumulation sédimentaire plus continue due à la présence d'un plateau sub-lacustre (Charlet *et al.*, soumis). Le plateau (~50 m de profondeur) étant protégé des courants de fond ou « underflows », il constitue un site de carottage clé pour atteindre des sédiments accumulés depuis le Tardiglaciaire. La station de carottage PU-II (40°39.77'S, 72°22.155'O) est située à 48 m de profondeur et a été sélectionnée à partir des profils sismiques à haute résolution (Charlet *et al.*, soumis). Le site PU-II permet une reconstitution paléoclimatique des dix-huit derniers millénaires (Bertrand *et al.*, 2006 ; Sterken *et al.*, 2006 ; Vargas-Ramirez *et al.*, 2006). Longue de douze mètres, cette carotte comprend huit sections de trois mètres chacune. Seuls les trois mètres cinquante situés à la base de la carotte (de 767 à 1121 cm - Fig. 7.2) sont étudiés en détail dans ce chapitre. Cette section est caractérisée par une sédimentation varvée continue.

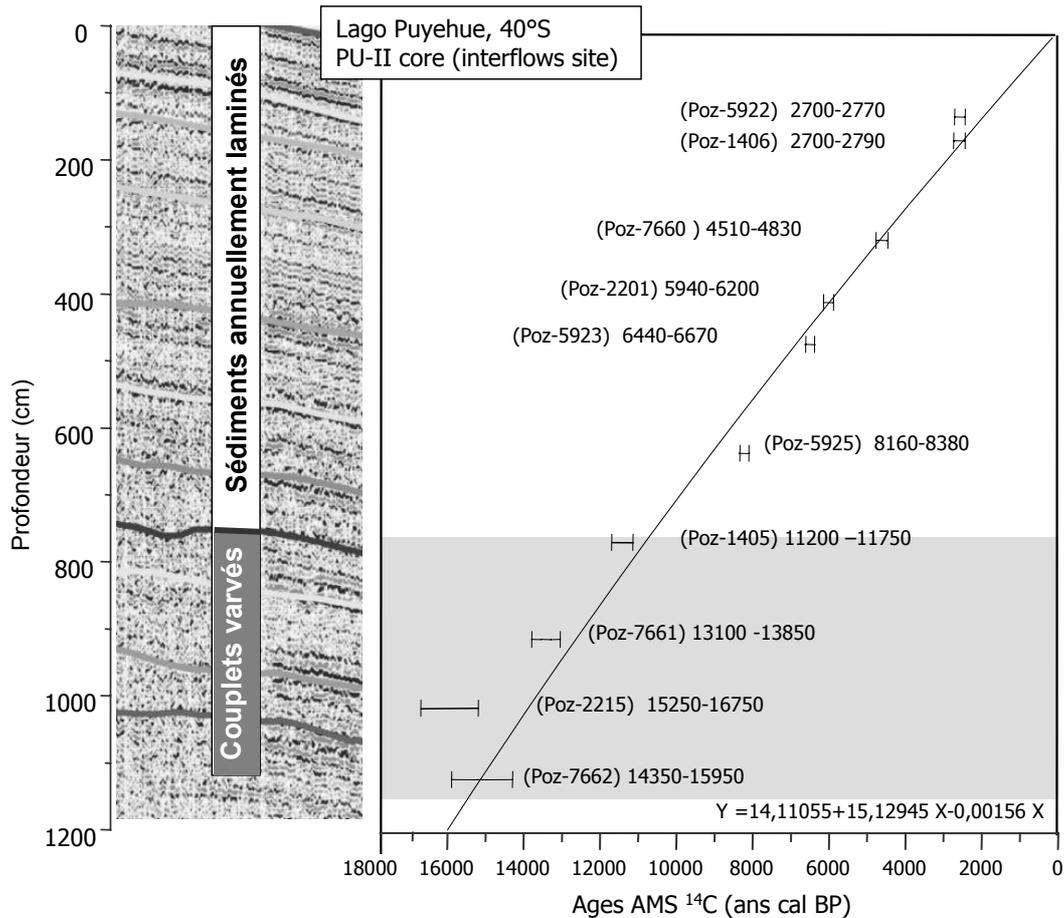


Figure – 7.2. Position de la carotte PU-II (site « interflows ») en fonction du profil/unités sismiques (Charlet *et al.*, soumis). La limite à ~760 cm sur le profil (à gauche) souligne la limite supérieure de la séquence varvée étudiée dans ce chapitre (zone grisée). A droite, les âges ¹⁴C AMS (Poznan Radiocarbon Laboratory) sont donnés en années calibrées BP (i.e., avant 1950). L'âge estimé au sommet de la séquence varvée (10855 ans cal BP) est calculé à partir des données ¹⁴C AMS calibrées avant l'âge plateau à ~10000 ans BP. Pour la partie inférieure de la séquence, la calibration des âges radiocarbones devient imprécise (~800-1600 ans). La chronologie des varves du Lac Puyehue permet donc de préciser la chronologie des événements climatiques au sud du Chili.

2.2. Sédimentologie et chronostratigraphie

Macroscopiquement, la surface des carottes fraîches est caractérisée par des dépôts meubles homogènes ou laminés non consolidés. Les laminations sont millimétriques et sont constituées d'un matériel argileux mélangé à du phytoplancton (diatomées). Les sédiments laminés présentent plusieurs dépôts intercalés, des dépôts volcaniques et/ou des dépôts homogènes liés aux tremblements de terre régionaux (Fig. 7.4). Les dépôts volcaniques enregistrés dans les sédiments du Lac Puyehue sont principalement liés à l'activité des volcans proches Osorno (41°S) et Puyehue/Cordon Caulle (40°S). Les structures sédimentaires de type homogénites (séismites) sont liées à l'activité tectonique observée entre 39-41°S (Beck *et al.*, 1998 ; Campos *et al.*, 2002).

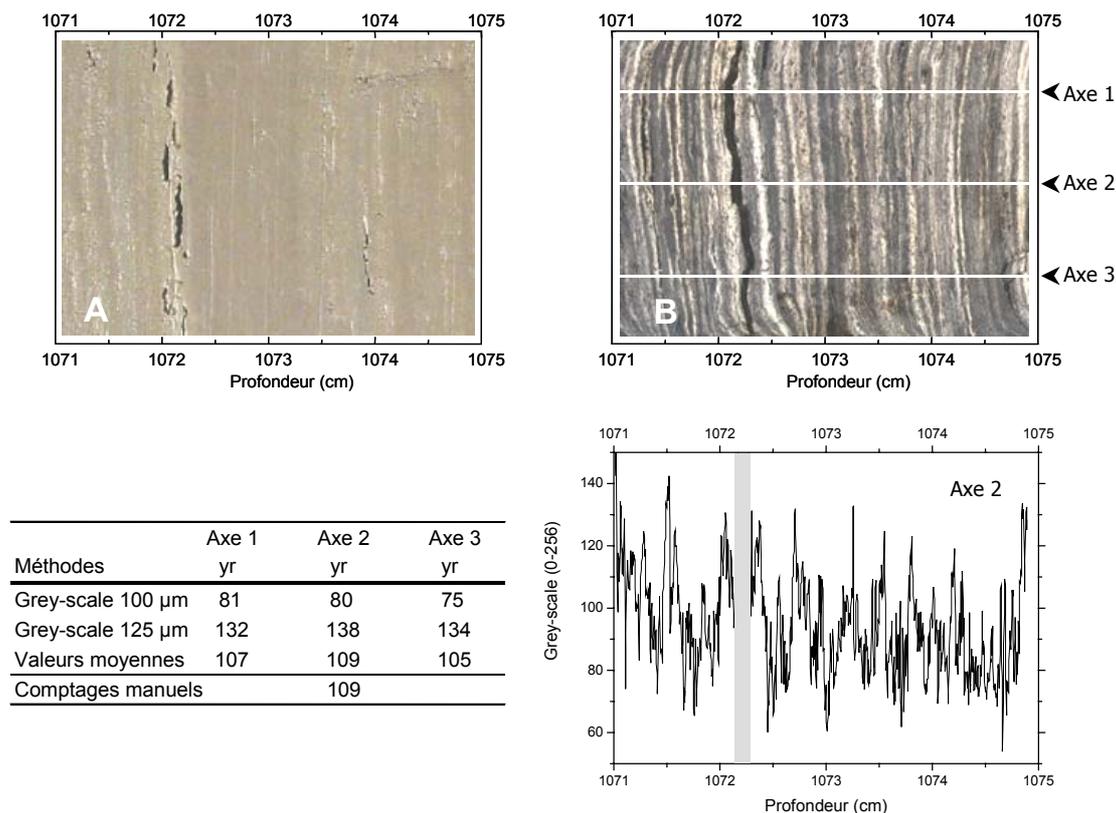


Figure – 7.3. (A) Vue de la surface d'une carotte apparaissant homogène voir faiblement laminée. (B) Vue micromorphologique de la même section après le pré-traitement par induration pour l'étude des varves (Boës and Fagel, 2005). Exemple de mesures de niveaux de gris (ou grey-scale) effectuées sur différents axes (à droite). Tableau comparatif des différents résultats obtenus sur trois axes appliqués sur la section de carotte (à gauche). L'axe central de la carotte (axe 2) est sélectionné pour effectuer des comptages semi-automatiques, les parties latérales présentent davantage de compactions dues au forage.

La structure interne des lamines (varves) a été observée seulement après le traitement des douze mètres de carottes par la lyophilisation (Fig. 7.3 B). Entre 0 et ~750 cm de profondeur, la surface des carottes polymérisées et polies présente des dépôts laminés (Figs. 7.2). Pour le premier mètre de carotte, le caractère annuel des dépôts laminés est confirmé par la corrélation entre les différentes méthodes de datation indépendantes, i.e. comptages de varves, ^{137}Cs , ^{210}Pb et marqueurs historiques (chapitre 4). Entre ~750 et ~1113 cm, la surface des carottes est caractérisée par des couplets dont les caractéristiques sont très proches des varves glaciaires (Fig. 7.3 B). Un couplet est défini par deux lamines distinctes qui représentent le sédiment accumulé au cours d'une saison complète (de ~0.2 à 0.8 mm/an). Le matériel des carottes présente ainsi un faciès laminé avec un incrément régulier composé d'une lamine claire, enrichie en phytoplancton (diatomées) présentant une forte réflectance (Fig. 7.3 B) et d'une lamine foncée, enrichie en particules organiques et terrigènes (argiles homogènes) présentant une faible réflectance (Fig. 7.3 B). Les dépôts ne montrent aucune perturbation liée à la présence de poches de gaz ou à l'activité de la faune benthique. Le caractère annuel des sédiments laminés est par ailleurs contraint par une corrélation significative entre les taux d'accumulation estimés par les varves et les taux calculés à partir des âges radiocarbone (0.45 mm/an – Fig. 7.4).

La chronologie ^{14}C de la carotte se base sur dix dates obtenues par la méthode AMS au laboratoire de datation par le radiocarbone de Poznan (Fig. 7.2 – voir également Bertrand, 2005). Les âges ^{14}C , calibrés avec le logiciel *Oxcal* sont exprimés en années calendaires avant le Présent (BP, 1950). La profondeur exacte de la séquence varvée est contrôlée par un horizon marqueur : un sable noir d'origine volcanique situé à 774 cm de profondeur (T1 dans la Fig. 7.4). L'âge au sommet de la

séquence (767 cm de profondeur) est de 10855 ans cal BP. Celui-ci est calculé par une régression polynomiale sur le logiciel *Origin* à partir des niveaux datés par le ^{14}C (Fig. 7.2).

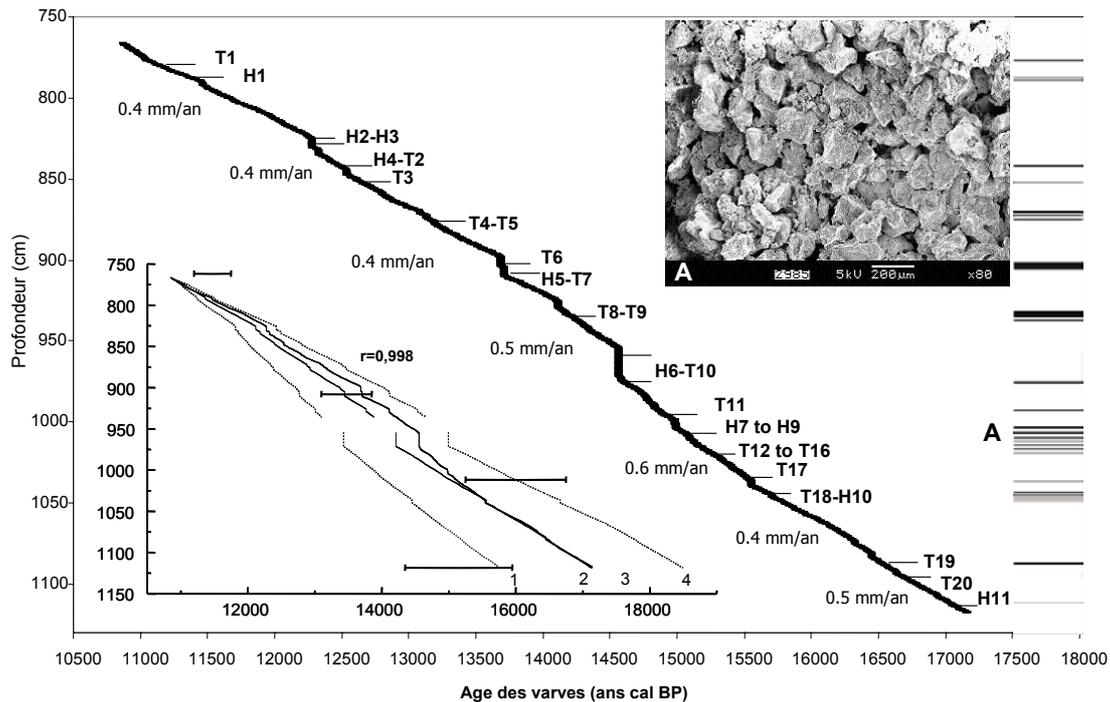


Figure – 7.4. Chronologie des varves pour la période comprise entre 17150 et 10855 ans cal BP. La chronologie est dérivée des comptages manuels et semi-automatiques (niveaux de gris), après correction des dépôts instantanés. A droite, colonne lithologique schématisée avec les niveaux intercalés détectés en lames minces : T = téphras ; H = homogénites (turbidites et/ou séismites). Sur le côté droit, vue au microscope électronique à balayage d'un lit de téphra (A) intercalé dans la séquence varvée (T12). A gauche, les comptages manuels et semi-automatiques sont présentés parallèlement avec les niveaux datés par la méthode du radiocarbone. 1 = filtre à 125 μm ; 2 = âge « réel » des varves calculé à partir des deux filtres utilisés pour le comptage semi-automatique ; 3 = âge des varves obtenu par la méthode standard de comptage en lames minces ; 4 = filtre à 100 μm . Les barres d'erreurs exprimées en années sont reportées à la figure 7.8.

2.3. Limnologie et formation des varves

La limnologie du lac Puyehue est présentée dans le chapitre 4, les principales informations concernant la formation des varves sont brièvement présentées :

Le Lac Puyehue est un lac monomictique avec une période de circulation de l'eau en hiver et une période de stagnation en été (épilimnion). Durant l'hiver austral, les vents forts et les précipitations abondantes entraînent un brassage des eaux, ce qui occasionne une homogénéisation de la température de l'eau et un meilleur renouvellement des nutriments. Ce phénomène entraîne une augmentation de la productivité du phytoplancton (e.g., *Melosira*, *Asterionella* - Campos *et al.*, 1989 ; Sterken *et al.*, 2006) (Campos *et al.*, 1989). La productivité du phytoplancton décroît ensuite durant l'été austral suite à une faible rétention de la biomasse dans l'épilimnion (~20 m - Campos *et al.*, 1989 ; Soto, 2002).

La formation des couplets varvés à la base de la carotte serait principalement expliquée par le cycle thermique annuel du lac (stratification au printemps/été austral et circulation/brassage en automne/hiver austral). L'augmentation significative du phytoplancton en automne et en hiver explique la présence d'une couche claire distincte, enrichie en phytoplancton, dans les dépôts lacustres. La lamine claire serait produite par la floculation en masse du phytoplancton à la fin de l'hiver et au début du printemps, suite au retour à la stratification thermique des eaux. Le temps de réponse très court entre la formation des diatomées et leur sédimentation en masse, favoriserait la formation et l'accumulation continue de varves lacustres. Cependant, la structure des couplets varvés est plus nette à la base de la carotte (i.e. varves tardiglaciaires - Fig. 7.2) qu'au sommet de celle-ci.

Cette information suggère que les variations saisonnières sont moins contrastées à l'Holocène récent que lors du Tardiglaciaire.

3. Méthode

3.1. Pré-traitement des sédiments varvés et comptage des varves

La carotte a été traitée par lyophilisation selon le protocole décrit au chapitre 2 (voir également Kemp *et al.*, 2001 ; Boës and Fagel, 2005). Les dépôts varvés ont été observés seulement à la fin du pré-traitement des échantillons (Fig. 7.3). Les lamines sont caractérisées en microscopie optique afin d'identifier les microstructures internes et la composition du sédiment (e.g., Brauer and Negendank, 2002 ; Brauer, 2004). A un faible grossissement, les couplets les plus épais ($>300\ \mu\text{m}$) présentent des limites distinctes entre les différentes couches saisonnières. Les laminations observées en lames minces sont plus visibles à la base de la carotte que dans les sédiments de surface. Il faut cependant noter que les varves plus fines ($<300\ \mu\text{m}$) sont uniquement observées à fort grossissement au microscope. Leur détection permet de faire un comptage de varves précis. La chronologie de la carotte est établie en utilisant les méthodes standards de comptage des varves d'après Hajdas-Skowronek (1993) et Lotter and Lemcke (1999). L'étape de comptage manuel est effectuée sur lames minces à différents grossissements ($\times 5$, $\times 10$). Chaque varve est comptée par tranches successives de 5 mm de sédiments le long d'une lame mince. La procédure de comptage est interrompue lorsque des dépôts non annuels sont identifiés (Fig. 7.4). Les comptages manuels sont contraints par des comptages semi-automatiques des lamines saisonnières enrichies en phytoplancton. Celles-ci sont détectées par les niveaux de gris ou « grey-scale » sur les images digitales des lames minces.

3.2. Comptage semi-automatique

La réflectance relative ou niveaux de gris des lamines claires enrichies en phytoplancton (Figs. 7.3 B et 7.5 A) a été utilisée pour compter les varves (Hughen *et al.*, 1998 ; Nederbragt and Thurow, 2001). Pour mesurer la réflectance des sédiments, l'équipement le plus utilisé est le spectrophotomètre (modèle Minolta type CM-2002), mais ce dernier ne fournit pas une résolution spatiale suffisante pour être appliqué aux sédiments varvés (Nederbragt and Thurow, 2001). Les niveaux de gris mesurés à partir d'une couverture continue de lames minces permettent d'obtenir une résolution plus élevée. Ils sont mesurés avec le logiciel ImageJ (Rasband W.S., ImageJ, National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA, <http://rsb.info.nih.gov/ij/>, 1997-2004).

Le comptage semi-automatique des varves est réalisé à partir des valeurs de densité des niveaux de gris mesurées sur les varves claires (~ 125 à $500\ \mu\text{m}$ d'épaisseur). Chaque mesure de niveaux de gris est comparée aux cinq valeurs moyennes adjacentes ($100\ \mu\text{m}$ de distance). Les lamines claires enrichies en phytoplancton sont détectées par les valeurs de niveaux de gris les plus élevées. La différence mesurée entre les lamines claires et sombres est exprimée en format binaire (0 = sombres ; 1 = claires). Une année est comptée lorsqu'une lamine claire d'épaisseur supérieure à 100 ou $125\ \mu\text{m}$ est détectée par les niveaux de gris. Les deux différents filtres appliqués (Fig. 7.4) correspondent à l'épaisseur minimum et maximum des lamines enrichies en phytoplancton observées au microscope pétrographique (Fig. 7.3) et au microscope à balayage (Fig. 7.5). Dans les séquences varvées les plus épaisses (i.e., varves claires $>125\ \mu\text{m}$), l'utilisation du filtre à $100\ \mu\text{m}$ peut provoquer une sur-estimation du nombre de lamines annuelles, tandis que le filtre à $125\ \mu\text{m}$ peut entraîner une légère sous-estimation du nombre total de varves et donc des années « réelles ».

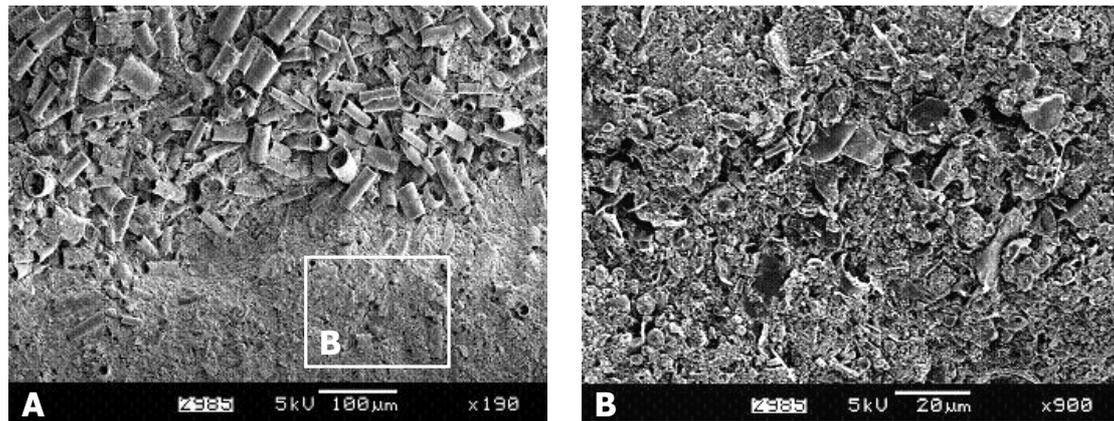


Figure – 7.5. Images de sédiments lacustres formés de couplets varvés enrichis en phytoplancton (lamine claire - A) et en matières organiques et terrigènes (lamine sombre - B). Les propriétés physiques du sédiment permettent d'extraire une chronologie en âge calendaire en utilisant la réflectance spécifique ou niveaux de gris des lamines claires produites par le phytoplancton. Les lamines claires représentent environ 43% de l'épaisseur totale des varves.

3.3. Estimation des âges calendaires

Les âges calendaires sont estimés sur la base du nombre d'années calculées à partir des deux filtres à 100 et 125 µm. Environ 300 000 valeurs de niveaux de gris ont été mesurées automatiquement pour les ~3.5 m de carottes étudiées. Les comptages automatiques ont ensuite été vérifiés visuellement. Les comptages dans les intervalles homogènes ont été enlevés de la base de donnée. Les niveaux blancs isolés considérés comme des artefacts (craquelures) ont été également soustraits.

Afin de valider les comptages, la reproductibilité de la méthode de comptage par les niveaux de gris a été testée (Fig. 7.3). Les différents axes de mesures fournissent des résultats très proches : 105, 107 et 109 varves ont été comptées selon les trois axes. Les résultats sont quasi identiques à ceux des comptages en lames minces et ce, spécialement sur l'axe central. L'axe central est le plus à l'écart des déformations dues au carottage. Par conséquent, l'épaisseur des varves n'a pas été calculée à partir des trois axes de mesures, car cette procédure aurait introduit des erreurs dans le comptage des varves. Les deux méthodes de comptages indépendantes, manuelle et semi-automatique, montrent une excellente corrélation ($r = 0,99$), ce qui permet de bien contraindre l'erreur d'âge en fonction de la profondeur pour cette séquence lacustre (Fig. 7.3).

3.4. Niveaux de gris et épaisseur des varves

Les niveaux de gris sont utilisés pour obtenir un enregistrement continu des épaisseurs de varves couvrant environ 6000 ans (base de la carotte). Les niveaux de gris permettent de traduire l'épaisseur des varves produite par la variation des dépôts sombres et clairs. Les épaisseurs sont extraites de la base de donnée des niveaux de gris en format binaire [0/1]. Chaque valeur de pixel représente une distance connue de 25 µm. Par exemple, dix cellules successives [1] correspondent à une varve claire épaisse de 250 µm. La même procédure est appliquée aux lamines sombres [0] accumulées durant la phase stratifiée des eaux du lac (printemps/été). Finalement, l'épaisseur totale des varves qui représente une année de sédimentation dans le lac peut être estimée.

4. Résultats

4.1. Comptages de varves et dépôts intercalés

Dans la séquence varvée étudiée, 6309 varves ont été comptées manuellement entre 10855 et 17163 ans cal BP (Fig. 7.4). Les comptages semi-automatiques donnent un résultat de 6279 années après

soustraction des niveaux instantanés et des craquelures observés sur les lames minces. Les taux de sédimentation varient entre ~0,2 et 0,8 mm/an (moyenne) avec des taux de sédimentation plus forts [moyenne = 0,5 ± 0,1 mm/an (+1 sigma)] entre ~15100 et 14500 ans cal BP (Fig. 7.4). Plusieurs dépôts intercalés homogènes (>2 cm) sont observés à 15550 ans cal BP (H10), 14560 ans cal BP (H6), 13710 ans cal BP (H5), et ~12300 ans cal BP (H2 - Fig. 7.4). Deux dépôts de sables noirs plus importants sont observés à 14100 ans cal BP (T8) et 13680 an cal BP (T6). Une période marquée par des lits répétés de sables fins est également observée entre ~15500 et 14980 ans cal BP (de T12 à T16 - Fig. 7.4, Tab. 7.1). L'estimation des barres d'erreurs est donnée à la table 7.1., celle-ci est exprimée par la différence entre les comptages manuels et semi-automatiques. Les principaux événements intercalés corrigés sont reportés ci-dessous.

Ages (varves) (ans cal BP)	Dépôts instantanés	Téphras
11037±20	T1	
11466±43	H1	
12279±78	H2a	
12328±73	H2b	
12409±71	H3	
12539±67	H4-T2	T837
12611±72	T3	
13127±120	T4	
13189±127	T5	
13686±163	T6	T901
13710±132	H5-T7	
14114±172	T8	T929
14172±161	T9	T933
14560±173	H6-T10	
14764±130	T11	
14777±116	H7	
14831±102	H8	
14980±96	T12a	T1003
14983±86	T12b	
14984±73	T12c	
14988±68	H9	
15065±59	T13	T1005
15092±53	T14	
15130±43	T15	
15152±31	T16	
15402±13	T17	
15542±7	T18	
15549±6	H10	
16323±10	T19	
16328±4	T20	
16450±1	H11	

Table. – 7.1. Ages en années calendaires (BP) obtenus pour les différentes couches intercalées (détectées en lames minces) dans la carotte PU-II. T = Téphras ; H = Homogénites (figure 7.4 ; voir également Bertrand, 2005). A droite, les lits de téphras détectés et analysés en téphrologie dans Bertrand (2005).

4.2. Epaisseur des varves et âge des dépôts instantanés

L'épaisseur totale des varves varie de 200 à 1000 µm [moyenne = 275 µm ± 80 (1 sigma)]. Celle-ci révèle une grande variabilité interannuelle, mais l'épaisseur moyenne des lamines claires et des lamines sombres varie dans des proportions égales [moyenne = 140 µm ± 54 (1 sigma)]. La variation des épaisseurs de varves est expliquée à 57% par l'épaisseur des lamines sombres (r = 0.77). L'épaisseur totale des varves augmente significativement (+5 σ par rapport à la moyenne) entre ~17150 et 16150 ans cal BP puis diminue (-2 σ par rapport à la moyenne) entre ~16150 et 10850 ans cal BP. Pour la période comprise entre ~16150 et 10855 ans cal BP, les données indiquent deux

périodes marquées par des augmentations significatives (+3 σ par rapport à la moyenne) entre ~15600 et 15300 ans cal BP et entre ~13300 et 12200 ans cal BP (Fig. 7.6).

4.3. Index des niveaux de gris

Pour évaluer la variabilité des épaisseurs et de la lithologie des dépôts lacustres, les mesures de niveaux de gris (GS) ont été standardisées. L'équation suivante a été appliquée (Zolitchka, 1996) :

$$Z = \frac{Gs - \mu}{Sd}$$

où Gs est une valeur de densité de gris, μ est la valeur moyenne des niveaux de gris pour la série étudiée, Sd est l'écart type des valeurs de niveaux de gris. L'index, corrigé des dépôts intercalés, varie entre -2 et +2 unités.

Par rapport à l'évolution dans le temps, l'index des varves est négatif (-2 σ) entre ~17150 et 15500 ans cal BP (Fig. 7.6). Ensuite il devient positif entre 15500 et 11000 ans cal BP avec quelques variations négatives. Les principaux changements sont observés à ~15500 et à 14800 ans cal BP, où l'index des varves passe de -1 à +1 unité. La période entre ~13300 et 12200 ans cal BP présente deux événements longs de quelques centaines d'années caractérisés par un index négatif (-1 unité), (i) de ~13300 à 12900 ans cal BP et (ii) de ~12500 à 12200 ans cal BP. Entre les deux phases, un événement caractérisé par un index positif (+2 σ) est observé entre ~12600 et 12900 ans cal BP (Figs. 7.6 et 7.7). Après 12200 ans cal BP, l'index des varves augmente de façon significative en deux phases, de ~12200 jusqu'à 11500 ans cal BP et après ~11500 ans cal BP.

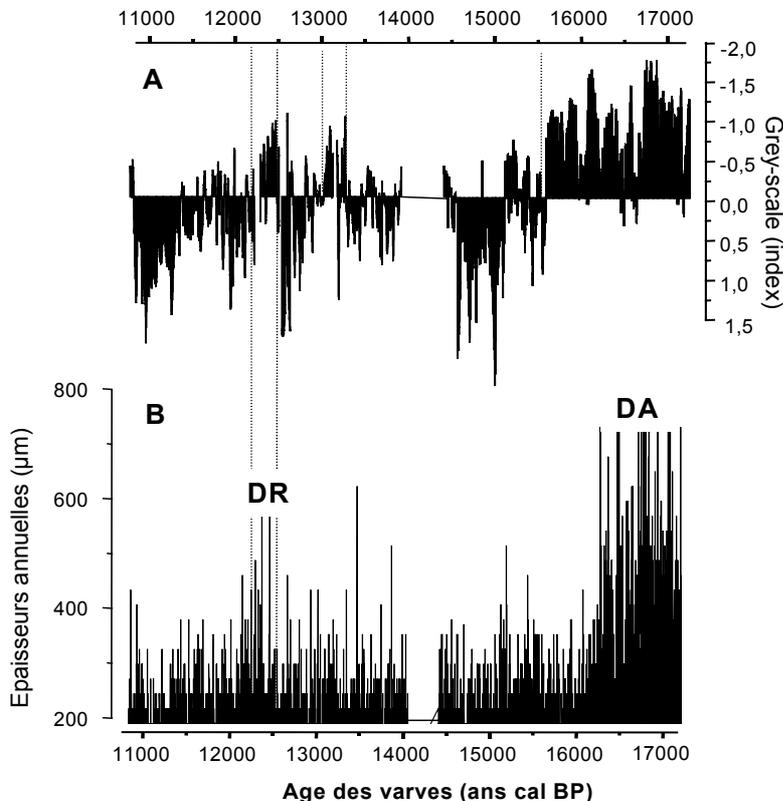


Figure – 7.6. (A) Index des niveaux de gris des varves (grey-scale) lissé sur 100 points et (B) courbe des épaisseurs des lamines entre le Tardiglaciaire et la Terminaison I (~17200 et 10850 ans cal BP). L'index des niveaux de gris est corrigé des dépôts intercalés. Les niveaux de gris n'ont pas été mesurés entre 936 et 954 cm de profondeur, mais le nombre d'années écoulées a été déterminé à partir des comptages de varves en lames minces (320 ans). DR = Dryas Récent ; DA = Dryas Ancien.

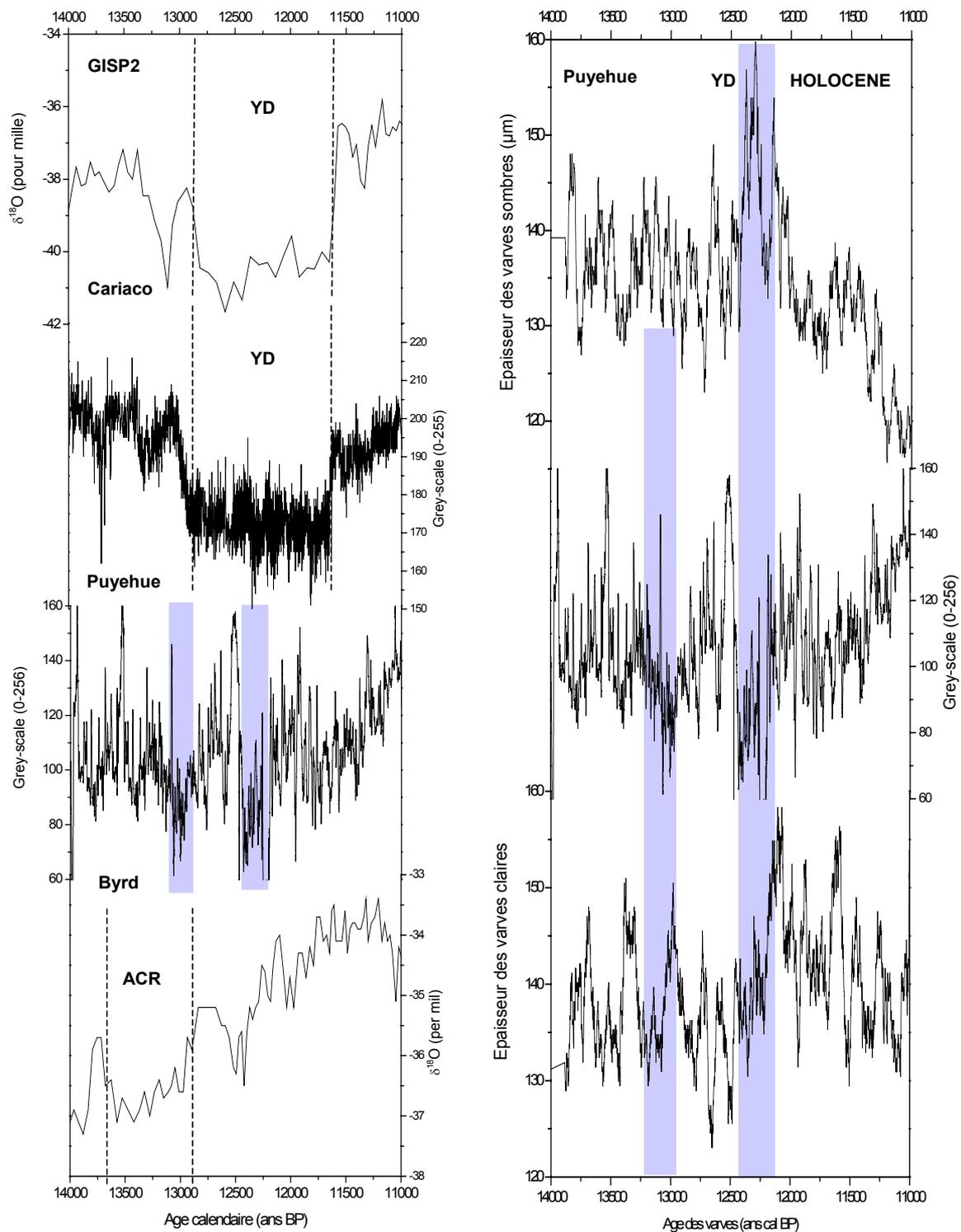


Figure – 7.7. Comparaison entre les données annuelles du Lac Puyehue et les enregistrements de type annuel pour la période équivalente au Dryas Récent : l'événement appelé « Antarctic Cold Reversal » (ACR) dans la carotte de glace Byrd en Antarctique (80°S, 119°W ~13700 - 12900 ans cal BP - Blunier *et al.*, 1998) ; le Dryas Récent (YD) enregistré dans les varves du Bassin de Cariaco (10°N, 64°W ~12900-11600 ans cal BP - Hughen *et al.*, 1998) et dans la carotte de glace GISP2 au Groenland (71°N, 36°W ~12800-11600 ans cal BP - Stuiver *et al.*, 1995). L'enregistrement des varves du Lac Puyehue suggère la présence de deux phases froides et humides (bandes grisées) : (1) entre ~13300 et 12900 ans cal BP et (2) entre ~12500 et 12200 ans cal BP. La première phase est contemporaine de ACR, la seconde du DR. Les données suggèrent également que les deux phases sont interrompues par un changement climatique abrupt chaud et sec (entre ~12900 et 12500 ans cal BP).

5. Discussion

5.1. Validité du modèle d'âge des varves

Les âges calendaires calculés à partir du comptage semi-automatique des varves fournissent des résultats très cohérents avec ceux effectués par comptages manuels en lames minces. La corrélation entre les deux méthodes est excellente ($r = 0,998$ – Fig. 7.4). La barre d'erreur du modèle d'âge des varves est estimée à partir de la différence entre les deux méthodes de comptage utilisées. L'erreur est comprise entre ± 50 ans et ± 170 ans, avec une erreur maximale entre ~ 13500 et 14500 ans cal BP (Fig. 7.8). Pour l'intervalle sans valeur de niveaux de gris, de 936 à 954 cm, une correction de 320 années a été appliquée. Cette correction est estimée à partir du comptage manuel en lames minces.

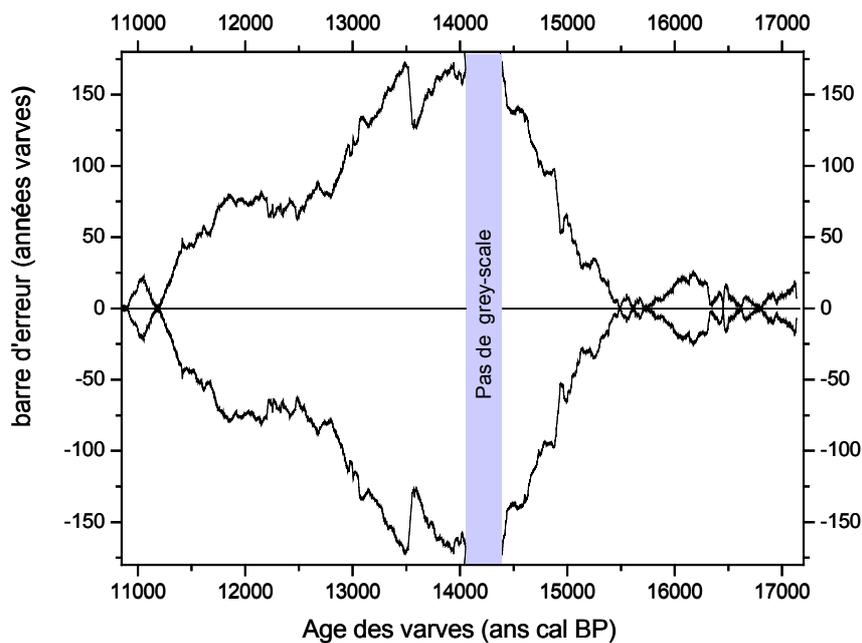


Figure – 7.8. Barres d'erreur d'âge des varves entre ~ 17150 et 10855 ans cal BP. La barre d'erreur pour l'intervalle 936 to 954 cm (de ~ 14000 à 14300 ans cal BP) n'a pas été calculée en raison de l'absence de mesure de niveaux de gris (ou grey-scale). L'âge de cet intervalle (320 années) est corrigé par le comptage des varves en lames minces.

La chronologie des varves permet de calibrer le modèle d'âge interpolé à partir des niveaux datés par la méthode du radiocarbone. L'âge à la base de la carotte (11021 cm) est ainsi réévalué à ~ 17200 ans cal BP (âge varves) au lieu de ~ 17900 ans cal BP (extrapolation à partir des âges radiocarbones). Par ailleurs, les varves permettent de dater les marqueurs stratigraphiques régionaux, i.e. les événements volcaniques et sismiques (Tab. 7.1). Plusieurs raisons peuvent expliquer la différence d'âge de 700 années observée entre les niveaux datés par la méthode du radiocarbone et les âges calibrés par comptage de varves.

- (1) Les dates ^{14}C AMS sont plus précises entre 120 et 900 cm de profondeur : l'intervalle d'incertitude des âges calibrés est de l'ordre de 100 à 500 ans (Fig. 7.2). Cet intervalle d'incertitude augmente avec la profondeur à partir de 900 cm de profondeur (12500 ans cal BP) : il est de l'ordre de 750 ans à 908 cm et de 1600 ans à 1012 cm (Fig. 7.2). La séquence varvée commence par ailleurs à 767 cm, c'est-à-dire plusieurs siècles avant les niveaux moins bien datés par le ^{14}C (i.e., âges plateaux du Dryas Récent). L'âge "flottant" du début de la séquence des varves est par conséquent bien calibré et ne peut pas être la cause de ce décalage.
- (2) Durant le Tardiglaciaire, la concentration en ^{14}C dans l'atmosphère varie fortement. Les

âges ^{14}C non corrigés s'alignent sur un plateau à ~10000 ans BP (Younger Dryas) qui explique la difficulté de bien dater cet intervalle (Hughen *et al.*, 1998 ; Goslar *et al.*, 2000b ; Hajdas *et al.*, 2003).

- (3) De nombreux volcans actifs sont répertoriés dans le bassin versant du Lac Puyehue. Au moins vingt niveaux volcaniques sont observés dans la séquence étudiée. Ils représentent une épaisseur cumulée de 15 cm, soit moins de 2 % de la série sédimentaire. Les émanations volcaniques de CO_2 liées à différentes éruptions volcaniques sont appauvries en radiocarbone et peuvent être à l'origine d'un vieillissement des âges radiocarbones. Cependant, seules les éruptions volcaniques proches ont pu influencer l'activité du radiocarbone, car l'effet sur les organismes végétaux se limite à des distances de deux cents mètres (Bruns *et al.*, 1980).
- (4) L'effet de réservoir en carbone d'un lac peut également provoquer un vieillissement des âges obtenus par la méthode du radiocarbone (Mebus Geyh, com. pers.). Les sédiments du Lac Puyehue ne sont pas carbonatés, mais ils sont enrichis en matière organique. L'effet de réservoir en carbone de la matière organique du Lac Puyehue n'est pas connu. Par conséquent, il est difficile d'appliquer une correction pour obtenir des âges ^{14}C plus précis.

5.2. Signification de l'index des niveaux de gris et de l'épaisseur des varves

L'index des niveaux de gris des varves permet de suivre les variations lithologiques liées aux apports en silice biogénique. Durant les phases froides, l'activité de la silice biogénique est réduite, les varves enrichies en matériaux terrigènes et organiques sont alors dominantes. La dominance des niveaux sombres se traduit par un index négatif des niveaux de gris. Sur l'ensemble de la séquence, l'index négatif/positif reflète donc l'évolution du rapport entre la silice biogénique (laminas claires) et les matériaux terrigènes et détritiques (laminas sombres). Lorsque les varves sombres (claires) sont dominantes, l'indice des niveaux de gris devient négatif (positif).

Les variations d'épaisseur des varves constituent un excellent traceur pour reconstituer le flux des apports biogéniques et terrigènes. Les varves biogéniques épaisses traduisent de fortes précipitations régionales en hiver. Les précipitations plus abondantes en hiver entraînent un brassage des eaux, une remontée des nutriments, ainsi qu'une augmentation de la productivité du lac (chapitres 4 et 5). L'augmentation des flux et des nutriments aurait pour effet d'augmenter également la productivité des diatomées et par conséquent l'épaisseur totale des couplets annuels. En revanche, les phases plus sèches seraient liées à des hivers plus secs qui auraient pour conséquence de réduire la productivité du lac, ainsi que l'épaisseur des couplets (Fig. 7.6). Les laminas sombres seraient en quelque sorte un bruit de fond continu : l'accumulation et la formation des varves seraient essentiellement contrôlées par la productivité saisonnière des diatomées.

5.3. Enregistrement climatique des varves entre 17200 et 11000 ans cal BP

L'interprétation climatique des niveaux de gris se base sur l'hypothèse selon laquelle les index négatifs marquent les climats froids et les index positifs marquent les climats chauds. De même, l'épaisseur totale des varves peut être interprétée en terme de variation des précipitations régionales. Les varves épaisses marquent la présence de précipitations élevées. Inversement, les varves fines marquent les périodes de déficits en précipitations. En considérant ces deux hypothèses, six périodes climatiques sont observées dans l'intervalle ~17200 à 11000 ans cal BP (Fig. 7.6).

- (1) Entre ~17200 et ~16150 ans cal BP, les couplets varvés sont plus sombres (index négatif des niveaux de gris) et plus épais (>270 μm). Cette période serait caractérisée par un climat froid et humide. Ces résultats sont cohérents avec le palynofaciès : *Nothofagus*

dombeyi et *Myrtaceae* apparaissent à la base de la carotte. Ces deux taxons suggèrent en effet la présence de la forêt pluviale valdivienne. Cette dernière est associée à des basses températures et à des conditions humides (Vargas-Ramirez *et al.*, accepté).

- (2) Entre ~16150 et ~15500 ans cal BP, les varves restent sombres, mais elles sont moins épaisses (<270 μm). Cette évolution est significative d'un climat toujours froid mais plus sec.
- (3) De ~15500 à 15000 ans cal BP, les varves sont sombres et claires, ce qui suggère une instabilité climatique. Les varves restent cependant peu épaisses (<270 μm), ce qui suggère un climat sec. Le climat aurait connu en revanche de nombreuses inversions froides et chaudes.
- (4) De 15000 à 13500 ans cal BP, les varves sont plus claires et l'index des niveaux de gris est marqué par des valeurs plus positives. Cette évolution suggère la présence d'un climat plus chaud.
- (5) Entre ~13300 et ~12200 ans cal BP, les varves sont globalement plus sombres avec des lamines plus épaisses (>270 μm) qui soulignent la présence d'un climat plus humide. Le changement d'index des niveaux de gris permet d'observer deux phases marquées par un climat plus froid entre ~13300 et 12900 et entre ~12500 et ~12200 ans cal BP. Les deux phases sont séparées par un changement climatique plus chaud et sec très bref (de 12800 à 12600 ans cal BP).
- (6) De ~12200 à ~11000 ans cal BP, la présence de varves moins épaisses (<270 μm) et claires (index positif du niveaux de gris) est compatible avec un climat chaud et sec. Le réchauffement du climat devient plus marqué après ~11500 ans cal BP.

5.4. Inversion climatique froide du Dryas Récent dans l'hémisphère Sud

L'évaluation de la chronologie et de l'extension géographique de l'événement du Dryas Récent est un axe de recherche déterminant pour la compréhension de l'apparition, la propagation et la synchronisation d'événements globaux du même type (e.g., Heusser and Rabassa, 1987 ; Markgraff, 1991, 1993 ; Hajdas *et al.*, sous presse). Par ailleurs, le Dryas Récent représente une période clé marquée par un changement de la teneur en ^{14}C dans l'atmosphère. Cette variation complique les chronologies établies par la méthode du radiocarbone pour la transition Pléistocène/Holocène (Hughen *et al.*, 1998 ; Goslar *et al.*, 2000b ; Hajdas *et al.*, 2003). Il est donc nécessaire de calibrer cet intervalle de temps avec d'autres méthodes de datation que le radiocarbone (Stuiver and Braziunas, 1993).

En ce qui concerne les connexions inter-hémisphériques entre le Sud et le Nord, les différentes données paléoclimatiques montrent que le Dryas Récent est un événement global. Dans l'hémisphère Sud, les modèles paléoclimatiques produits à partir d'archives annuelles de carottes de glace ou de sédiments varvés (e.g., Thompson *et al.*, 1995, 2000 ; Hajdas *et al.*, 2003) sont encore rares. Ceci explique en grande partie l'incertitude concernant la présence ou non du Dryas Récent dans cette région (Peteet, 1995 ; Hajdas *et al.*, 2003). Cependant, récemment, des données ^{14}C AMS à haute résolution ont été obtenues dans deux environnements lacustres du Sud du Chili (Lac Huelmo ; 41.31°S, 73°O) et de l'Argentine (Lac Mascardi ; 41.08°S, 71.34°O) (Hajdas *et al.*, 2003). Ces nouvelles données suggèrent la présence d'un épisode froid appelé « Huelmo/Mascardi Cold Reversal » (11600-13400 ans cal BP). Cet événement est marqué par une augmentation abrupte de *Podocarpus* et de *Nothofagus* entre ~13400 et 13200 ans cal BP. Les espèces *Podocarpus* et *Nothofagus* diminuent ensuite rapidement entre ~12800 et 12600 ans cal BP (Moreno *et al.*, 2001 ; Hajdas *et al.*, 2003). Dans le Lac Mascardi l'événement froid se caractérise par une augmentation de la susceptibilité magnétique entre 11600 et 13400 ans cal BP (Hajdas *et al.*, 2003). En Antarctique, la carotte de glace Byrd (80°S, 119°W - Fig. 7.1) se caractérise par de faibles valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ durant

l'épisode appelé « Atlantic Cold Reversal » (ACR) entre ~13700 et 12900 ans cal BP (Blunier *et al.*, 1998 - Fig. 7.8). Dans la région Atlantique tropicale, les varves enrichies en phytoplancton du bassin du Cariaco (10°N, 64°W - Fig. 7.1) permettent de dater le Dryas Récent avec précision. Ce dernier est marqué par des valeurs de niveaux de gris très basses entre ~12900 et 11600 ans cal BP (Hughen *et al.*, 1998 - Fig. 7.8). Plus au Nord, la carotte de glace GISP 2 (71°N, 36°W - Fig. 7.1) a produit un enregistrement détaillé du Dryas Récent de la période entre 12800 et 11600 ans cal BP (Stuiver *et al.*, 1995 - Fig. 7.8).

Dans ce contexte, les sédiments lacustres du Lac Puyehue fournissent des données importantes grâce à la résolution obtenue par comptage de varves. Des faibles valeurs de niveaux de gris montrent deux inversions climatiques froides (index négatif, phase froide) associées à des épaisseurs de varves plus importantes (phase humide) de ~13300 à 12900 et de ~12500 à 12200 ans cal BP (Fig. 7.7). Les données suggèrent qu'un événement froid et humide s'est développé en deux phases, séparées par un épisode chaud et sec entre ~12900 et 12500 ans cal BP (Fig. 7.7). La phase froide la plus ancienne est synchrone avec l'Antarctic Cold Reversal, tel qu'il est enregistré dans la carotte de glace Byrd dans l'hémisphère Sud (Blunier *et al.*, 1998). La seconde phase froide coïncide avec l'événement froid du Younger Dryas, tel qu'il est enregistré dans la carotte de glace GISP 2 dans l'hémisphère Nord (Stuiver *et al.*, 1995 - Fig. 7.7). L'interprétation d'une phase froide entre ~13300 et 12900 ans cal BP est par ailleurs cohérente avec la chronologie ^{14}C à haute résolution de l'événement Huelmo/Mascardi au sud du Chili (Hajdas *et al.*, 2003). Le changement abrupt, chaud et sec, qui s'est produit entre ~12900 et 12500 ans cal BP vient renforcer l'hypothèse selon laquelle des perturbations locales liées aux incendies de forêt ont pu être enregistrées durant un épisode froid équivalent au Dryas Récent au sud du Chili (Moreno *et al.*, 2001 ; Moreno, 2000).

6. Conclusions

Le Lac Puyehue se caractérise par une sédimentation de type varvé : les dépôts annuels sont détectés par la présence de couplets formés par des lamines enrichies en phytoplancton et par des lamines sombres enrichies en matières organiques et terrigènes. Les lamines claires seraient déposées à la fin de l'hiver austral du fait de la floculation en masse du phytoplancton (diatomées), suite à la stratification thermique des eaux au printemps.

Le caractère varvé des sédiments permet d'établir une chronologie précise, basée sur le comptage des varves, de la déglaciation au sud du Chili. Celle-ci se base sur la réflectance spécifique des lamines annuelles enrichies en phytoplancton. Les comptages effectués avec la méthode des niveaux de gris permettent d'acquérir un relevé continu des variations d'épaisseur des varves sur ~6000 ans. Les résultats démontrent que les comptages semi-automatiques confirment les résultats obtenus par les comptages manuels en lames minces. Les résultats obtenus couvrent la période entre ~17000 et 11000 ans cal BP, une période clé pour le calibrage du radiocarbone.

L'index des niveaux de gris des varves permet d'interpréter la variabilité du climat régional : l'index est négatif lorsque l'activité de la silice biogénique est réduite, c'est-à-dire durant les phases plus froides. L'index est inversement positif lors des phases plus chaudes. L'épaisseur des varves est quant à elle plus importante lors des phases humides et inversement plus faible lors des périodes sèches.

L'index des niveaux de gris et la variation annuelle des épaisseurs des dépôts lacustres permettent de suivre les différentes étapes de la déglaciation. Cinq phases successives sont observées. En particulier, deux phases froides et humides sont synchrones de l'événement régional « Huelmo-Mascardi » : (i) entre ~13300 et 12900 ans cal BP et (ii) entre ~12500 et 12200 ans cal BP. La première phase semble synchrone avec « l'Atlantic Cold Reversal » reconnu dans l'hémisphère Sud, et la seconde avec le Dryas Récent, tel qu'il est enregistré dans l'hémisphère Nord. Les deux phases sont interrompues par un événement chaud et sec d'une durée estimée à 400 ans seulement.

L'enregistrement de la dernière déglaciation dans les sédiments du Lac Puyehue fournit une résolution annuelle essentielle à l'amélioration de la connaissance des événements climatiques régionaux et

globaux. Avec ces nouveaux résultats, il devient possible de comparer avec la même résolution la chronologie de la dernière déglaciation au Sud du Chili avec d'autres enregistrements annuels. Cette démarche permet ainsi d'établir des comparaisons inter-hémisphériques sur des bases chronologiques corrigées.

Références bibliographiques

- Beck S., Barrientos S., Kausel E., and Reyes M., 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction. *J. of South Am. Earth Sci.* 11, 115-129.
- Bertrand S., Charlet F., Charlier B., Renson V., Fagel N., 2006. Climate variability of southern Chile since the Last Glacial Maximum : a continuous sedimentological record from Lago Puyehue, 40°S. accepté pour publication à *J. of Paleolimn.*
- Bertrand S., 2005. Sédimentation lacustre postérieure au dernier maximum glaciaire dans les lacs Icalma et Puyehue (Chili méridional) : reconstitution de la variabilité climatique et des événements sismo-tectoniques. Thèse, Université de Liège, 266 pp.
- Blunier T., Chappellaz J., Schwander J., Dallenbach A., Stauffer B., Stocker T., Raynaud D., Jouzel J., Clausen H.B., Hammer C.U., and Johnsen S.J., 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature* 394, 739-743.
- Böes X., and Fagel N., 2005. Impregnation method for tracking annual laminations in sediment cores: an overview. *Sedim. Geol.* 179, 185-194.
- Brauer A., and Negendank J.F.W., 2002. The value of annually laminated sediments in palaeoenvironment reconstructions. *Quat. Inter.* 88, 1-3.
- Brauer A., 2004. Annually laminated lake sediments and their palaeoclimatic relevance. In: Fischer H., Kumke T., Lohmann G., Flöser G., Miller H., von Storch H., and Negendank J.F.W. (Eds). *The Climate in Historical Times. Towards a Synthesis of Holocene Proxy Data and Climate Models.* Springer, pp. 109-128.
- Bruns M., Levin I., Munnich K.O., Hubberten H.W., and Fillipakis S., 1980. Regional Sources of Volcanic Carbon Dioxide and their influence on $\delta^{14}C$ content of present-day plant material. *Radiocarbon* 22, 532-536.
- Campos H., Steffen W., Agüero G., Parra O., and Zuniga L., 1989. Estudios Limnológicos en el lago Puyehue (Chile): Morfometría, factores físicos y químicos, Fitoplankton y productividad primaria. *Medio Ambiente* 10, 36-53.
- Campos J., Hatzfeld D., Madariaga R., Lopez G., Kausel E., Zollo A., Iannacone G., Fromm R., Barrientos S., and Lyon-Caen H., 2002. A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile. *Physics of the Earth and Planet. Interiors* 132, 177-195.
- Charlet *et al.* soumis à *J. of Paleolimn.* Titre non communiqué.
- Dean J.M., and Kemp A.E.S., 2004. A 2100 year BP record of the Pacific Decadal Oscillation, El Niño Southern Oscillation and Quasi-Biennial Oscillation in marine production and fluvial input from Saanich Inlet, British Columbia. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeocean.* 213, 207-229.
- De Batist M., Fagel N., Chapron E., and Loutre M.F., en préparation. Titre non communiqué. *J. of Paleolimn.*

- Dunbar, R.B., and Cole J.E., 1999, Annual Records of Tropical Systems, PAGES Workshop Report Series, 99-1, Pages, Bern Switzerland, 72 pp.
- Goslar T., 1998. Record of laminae thickness of the lake Gosciadz sediments, and its correlation with absolute dated tree-ring width sequences. In: Ralska-Jasiewiczowa M., T. Goslar T., Madeyska T., Starkel L. (Eds.), Lakes Gosciadz, central Poland a monographic study Part 1, Krakow, pp. 104-110.
- Goslar T., Arnold M., Tisnerat-Laborde N., Hatté C., Patterne M., and Ralska-Jasiewiczowa M., 2000a. Radiocarbon calibration by means of varves versus ^{14}C ages of terrestrial macrofossils from Lake Gosciadz and Lake Perespilno, Poland. *Radiocarbon* 42, 335-348.
- Goslar T., Arnold M., Tisnerat-Laborde N., Czernik J., Wi K. and Ckowski E., 2000b. Variations of Younger Dryas atmospheric radiocarbon explicable without ocean circulation changes. *Nature* 403, 877-880.
- Hajdas-Skowronek I., 1993. Extension of the radiocarbon calibration curve by AMS dating of laminated sediments of lake Soppensee and lake Holzmaar. Thesis, 148 pp.
- Hajdas I., Bonani G., Moreno P., and Ariztegui D., 2003. Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quat. Res.* 59, 70-78.
- Hajdas I., Lowe D.J., Newnham R.M., and Bonani G., in press. Timing of the late-glacial climate reversal in the Southern Hemisphere: a high-precision radiocarbon chronology for Kaipo bog, New Zealand. *Quaternary Research* (in press).
- Heusser C.J., and Rabassa J., 1987. Cold Climatic Episode of Younger Dryas Age in Tierra-Del-Fuego. *Nature* 328, 609-611.
- Hughen K.A., Overpeck L.C., and Trumbore S., 1996. Rapid climate change in the tropical North Atlantic region during the last deglaciation. *Nature* 380, 51-54.
- Hughen K.A., Overpeck J.T., Lehman S.C., Kashgarian M., Southon J., Peterson L.C., Alley R., and Sigman D.M., 1998. Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature* 391, 65-68.
- Hughen K.A., Southon J., Lehman S.C., and Overpeck J.T., 2000. Synchronous Radiocarbon and Climate Shifts During the Last Deglaciation. *Science* 290, 1951-1954.
- Kemp A.E.S., Dean J., Pearce R.B., and Pike J., 2001. Recognition and analysis of bedding and sediment fabric features. In: Last W.M. and Smol J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake sediments. Physical and geochemical Methods*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands. 2, pp. 7-22.
- Koutavas A., Lynch-Stieglitz J., Marchitto T.M., and Sachs J.P., 2002. El Nino-Like Pattern in Ice Age Tropical Pacific Sea Surface Temperature. *Science* 297, 226-230.
- Lotter A.F., and Lemcke G., 1999. Methods for preparing and counting biochemical varves. *Boreas* 28, 243-252.
- Markgraf V., 1991. Younger Dryas in southern South America ? *Boreas* 20, 63-69.
- Markgraf V., 1993. Younger Dryas in southernmost south America -an update. *Quat. Sci. Rev.* 12, 351-355.
- Moreno P., 2000. Climate, Fire, and Vegetation between About 13,000 and 9200 ^{14}C yr BP in the

- Chilean Lake District. *Quat. Res.* 54, 81-89.
- Moreno P.I., Jacobson G.L., Lowell T.V., and Denton G.H., 2001. Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile. *Nature* 409, 804-808.
- Nederbragt A.J., and Thurow J.W., 2001. A 6000 yr varve record of Holocene climate in Saanich Inlet, British Columbia, from digital sediment colour analysis of ODP Leg 169S cores. *Mar. Geol.* 174, 95-110.
- Nederbragt A.J., and Thurow J.W., 2004. Digital sediment colour analysis as a method to obtain high resolution climate proxy records. In: Francus P. (Ed.), *Image analysis, sediments and paleoenvironments*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 105-124.
- Ojala A.E.K., and Alenius T., 2005. 10 000 years of interannual sedimentation recorded in the Lake Nautajärvi (Finland) clastic-organic varves. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 219, 285-302.
- Peteet D., 1995. Global Younger Dryas ? *Quat. Inter.* 28, 93-104.
- Soto D., 2002. Oligotrophic patterns in southern Chilean lakes: the relevance of nutrients and mixing depth. *Patrones oligotróficos en lagos del sur de Chile: relevancia de los nutrientes y de la profundidad de mezcla. Revista Chilena de Historia Natural* 75, 377-393.
- Sterken M., Verleyen E., Sabbe K., Terryn G., Charlet F., Bertrand S., Boes X., Fagel N., De Batist M., and Vyverman W., 2006. Late Quaternary climatic changes in southern Chile, as recorded in a diatom sequence of Lago Puyehue (40°40'S). *accepted for publication in J. of Paleolimn.*
- Stuiver M., and Braziunas T.F., 1993. Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples back to 10000 BC. *Radiocarbon* 35, 137-189.
- Stuiver M., Grootes P.M., and Braziunas T.F., 1995. The GISP 2 ^{18}O climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. *Quat. Res.* 44, 341-354.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M.E., Lin P.N., Henderson K. A., Cole-Dai J., Bolzan J.F. and Liu K.B., 1995. Late glacial stage and Holocene tropical Ice core from Huascaran, Peru. *Science* 269, 46-50.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., and Henderson K.A., 2000. Ice core paleoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *J. Quat. Sci.* 15, 377-394.
- Trenberth K.E., 1997. The definitions of El Niño. *Bull. Amer. Meteorolog. Soc.* 78, 2771-2777.
- Vargas-Ramirez L., Roche E., Gerrienne P., Hooghiemstra H., 2006. Pollen based record of Late glacial-Holocene climatic variability in Southern Lake District, Chile. *accepted for publication in J. of Paleolimn.*
- Zolitchka B., 1996. High resolution lacustrine sediments and their potential for palaeoclimatic reconstruction. In : Jones P.D., Bradley R.S. and Jouzel J. (Eds.), *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*. NATO ASI series 141, pp. 453-478.

Timing of Late Glacial and Younger Dryas cold reversal in Southern Chile varved sediments

Xavier Boës*, Nathalie Fagel

URAP Clays and Paleoclimate Research Unit, Geology Department, University of Liege, Allée du 6 Août, B18, B-4000 Liege, Belgium.

* Corresponding author: Xavier.Boës@ulg.ac.be

Abstract

The timing of the Last Deglaciation in Southern Chile is re-evaluated from a calendar varve chronology (Lago Puyehue, 40°S). The climate shifts are analysed by continuous annual varve-thickness measurements through the ~17000 to 11000 cal yr BP time-window (~3.5 m sediment core). The varve-years are determined by the alternation of light (phytoplankton-rich) and dark (terrigenous and organic-rich) layers forming graded annual couplets (~0.2 to 0.8 mm/yr). The varve-chronology is constructed by conventional varve-counting methods on thin-sections after correction for instantaneous volcanic and/or seismic events detected in the thin-sections. The calibrated varve age-model derived from the manual varve-counting is constrained by high-resolution grey-scale (GS) semi-automatic counts of the annual light phytoplankton-rich layers (~120 to 300 µm thick). Due to physical sediment properties the GS constitutes a proxy record of the phytoplankton/terrigenous varve thickness variations through the sediment record. The varve-couplets are thicker/thinner (>300µm) during humid/dry phases and darker/lighter (negative/positive annual grey-scale index) during cold/warm phases. Our results show that at 40°S the last deglaciation took place in two phases between ~17200 and ~15500 cal yr BP. We note a climate instability between ~15500 to 13300 cal yr BP and a significant dry phase between ~15000 to 14500 cal yr BP. We evidence a cold event in two phases between ~13300 to 12200 cal yr BP interrupted by a dry event between ~12800-12600 cal yr BP. The onset of a significant warmer period is observed after ~11500 cal yr BP. Our results provide a new evidence of a Younger Dryas cool reversal in Southern Chile, i.e. the Huelmo/Mascardi event (Hajdas et al. 2003) associated with an abrupt dry pulse at ~12800-12600 cal yr BP. The high-resolution grey-scale measurements performed on the biogenic varves from Lago Puyehue provide a reliable calibrated chronology of the regional environmental and climate shifts during the last deglaciation.

Key words:

Chile, Lake District, varve chronology, grey-scale, Termination I, Younger-Dryas.

Introduction

Paleoclimate reconstruction expressed with calibrated ages is a crucial approach for modeling inter-hemispheric connections and past and present climate linkages. Among the available high-resolution chrono-stratigraphic archives (ices cores, tree rings, corals etc.) the varved sediments present suitable annual resolutions for tracing the accumulation rates and the climate variability from continental (e.g. Goslar 1998; Goslar et al. 2000a; Ojala and Alenius, 2005) and marine settings (e.g. Nederbragt and Thurow 2001; Dean and Kemp 2004). In particular the biogenic varves are considered as an accurate proxy to determine the timing of short-term climate changes like for example the Younger Dryas (YD) (Hughen et al. 1996, 1998). The acquisition of new calibrated data from the Southern hemisphere is essential for understanding the propagation of the widespread YD cold event (Hajdas et al. 2003). Moreover we do not know yet how the quasi-periodic climate cycle related to El Niño Southern Oscillation (ENSO) influenced past climate in Southern America. For instance is ENSO the cause or the consequence of long climate changes like the Glacial period (e.g. Koutavas et al. 2002) or of short events like the YD ? As we know ENSO is one of the most important process affecting the Present day climate (e.g. Trenberth 1997) the investigation of periodic ENSO like cycles in Southern America require resolved annual records (De Batist et al. this issue).

The Southern Chilean Lakes, i.e. Lake District (39-41°S), provide high-resolution sediment archives to reconstruct the extreme latitude climate changes involved by El Niño southern oscillation (ENSO-Chile project - De Batist et al. this issue). A previous study has shown that Lago Puyehue (40°S) sediments provide the indispensable annual resolution for the detection of quasi-periodic responses like ENSO, as emphasized by Fagel et al. (this issue) for the last 600 yr, i.e. ENSO during the Little Ice Age (LIA). As Lago Puyehue contains a long laminated/varved sediment record connected to precipitation (Boës and Fagel this issue), this lake represents a chance for detecting the quasi-periodic (ENSO) or rapid (YD) climate changes over Termination I, i.e. a key-period beyond the limit of the high-resolution radiocarbon calibration based on tree-rings (Hughen et al. 1998, 2000; Hajdas et al. 2003).

In this paper we propose a paleoclimate reconstruction based on a calendar varve chronology for the ~17000 to ~11000 cal yr BP period. The calibrated AMS ¹⁴C ages extracted from the varved material are presented in parallel with the calendar ages obtained by varve-counting and grey-scale (GS) semi-automatic counts on thin-sections. The timing of the climate shifts in Southern Chile, in particular the impact of a local cold phase equivalent to the YD, is discussed based on the annual fluctuation of the biogenic and terrigenous seasonal layers. The annual data from Lago Puyehue are compared to other annual records along a North-South transect (Fig. 1 - GISP2 Greenland ice core, Cariaco Basin varves record and Byrd Antarctica ice core). We argue that due to the physical sediment properties the GS constitutes an excellent proxy for detecting and counting each individual varve-years (see also Hughen et al. 1998). In addition, the seasonal varve thickness is linked with the nutrients/precipitation changes through the studied sediment record.

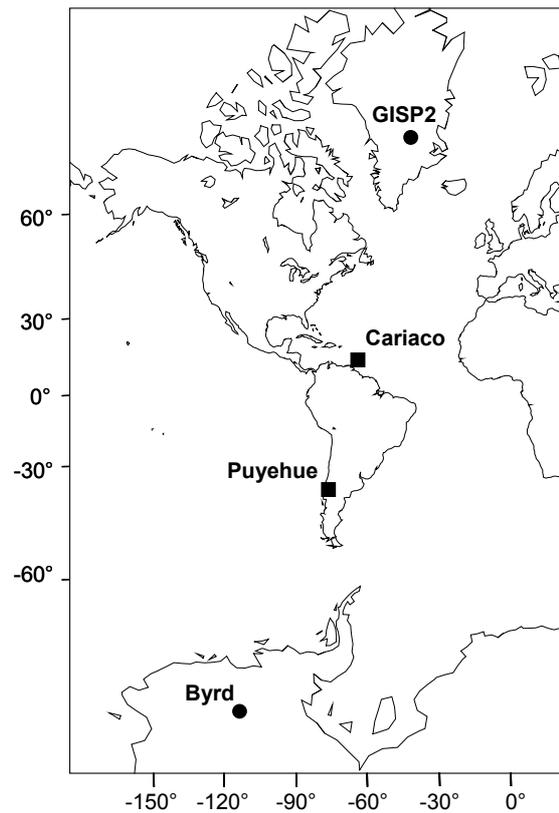


Fig. 1. World map showing the location of the different annual archives compared in this study: GISP2 Greenland ice core record (Stuiver et al. 1995); Cariaco Basin marine varve record (Hughen et al. 1998); Lago Puyehue varved sediments (this issue); Byrd, Antarctica ice core (Blunier et al. 1998).

Material

Core location

The different basins of Lago Puyehue have been investigated by a high-resolution seismic survey in 2002 in order to select the best coring stations for a high-resolution regional palaeoclimate reconstruction (ENSO-Chile project - De Batist et al. this issue). The South western basin of the lake presents a more continuous sediment accumulation zone due to the presence of a sub-lacustrine plateau (Charlet et al. this issue). The plateau (~50 m depth) constitutes a turbidite free key-site isolated from the deepest lake basin (~120 m) and from the river runoff influences of the Rio Golgol. A coring station (PU-II, 40°39.77'S, 72°22.155'W, 48 m depth) has been selected according to seismic profiles for a continuous paleoclimate reconstruction over the last 18000 years (Bertrand et al. this issue, Sterken et al. this issue Vargas-Ramirez et al. this issue). A ~12 meter long core has been collected with a UWITEC drilling platform, i.e. eight overlapped cores sections of three meter long each. We analyse the climate evolution around Termination I, i.e. the two bottom core sections that contain typical annual varve-couplets (from 767 to 1121 cm depth - Fig. 2).

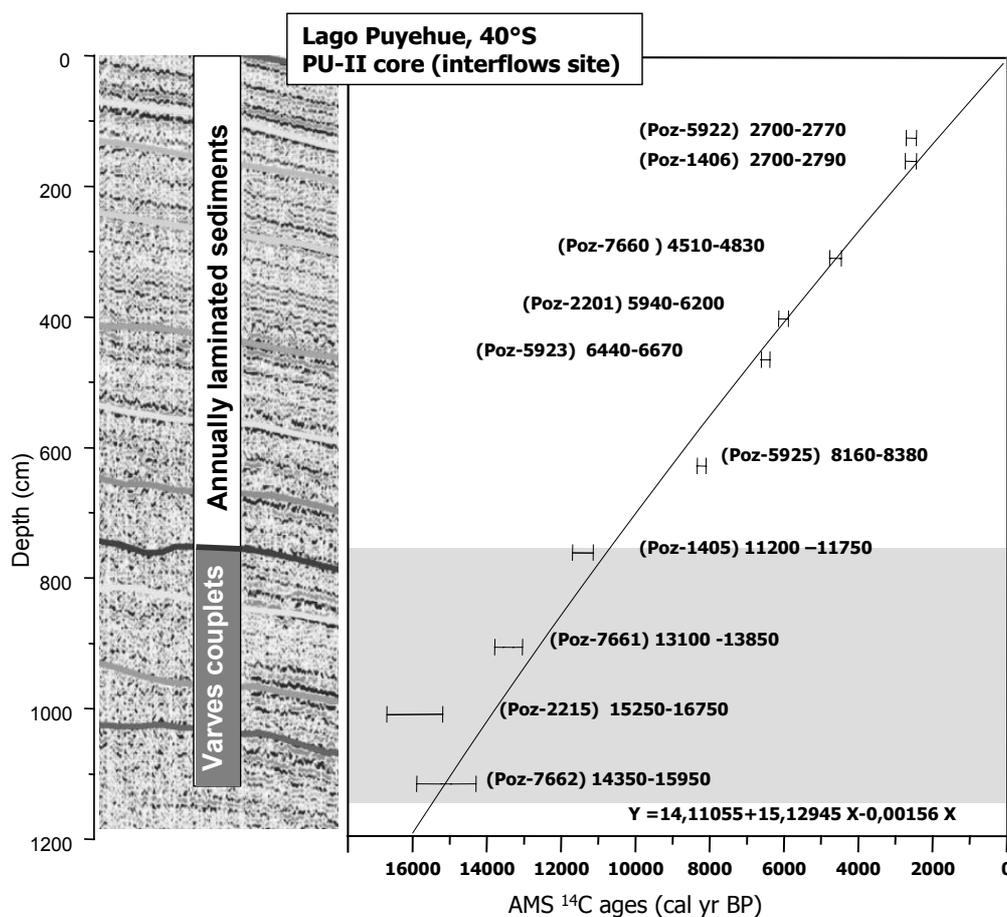


Fig. 2. Position of the PU-II core (interflow site) according to the seismic profile/units (Charlet et al, this issue). Note the limit at ~760 on the profile (left) underline the top of the sediment sequence formed by annual varve-couplets. The shading zone indicates the extension of studied varved sediment sequence in the present paper. On the right, the AMS ¹⁴C ages from Poznan Radiocarbon Laboratory are given in calibrated years Before Present BP). The age at the top of the varve-chronology (10855 cal yr BP) is obtained from the most accurate AMS ¹⁴C data, i.e. before the radiocarbon age plateau at ~10000 yr BP, then the calibrated age interval increase with depth (~800-1600 yr age intervals). The varve record of Lago Puyehue presents an opportunity to acquire calibrated ages over the Late Glacial climate evolution.

Sedimentology and chronostratigraphy

Macroscopically the fresh core surface is characterized by unconsolidated homogeneous or laminated sediments with ~40 to 70% of water (Fig. 3 A). The laminations are millimetric and formed by clayey material mixed with phytoplankton (diatoms). The sediments present several intercalated beds, i.e. tephra layers related to volcanic events and/or homogeneous layers related to major seismic events (Fig. 4). The regional volcanic activity recorded in Lago Puyehue sediments is mainly related to Osorno (41°S) and Cordon Caulle/Puyehue (40°S) volcanoes (Bertrand et al. this issue). The seismic layers recorded in Lago Puyehue sediments are related to the strong tectonic activity reported between 39-41°S (Beck et al. 1998; Campos et al. 2002; Boës and Fagel this issue).

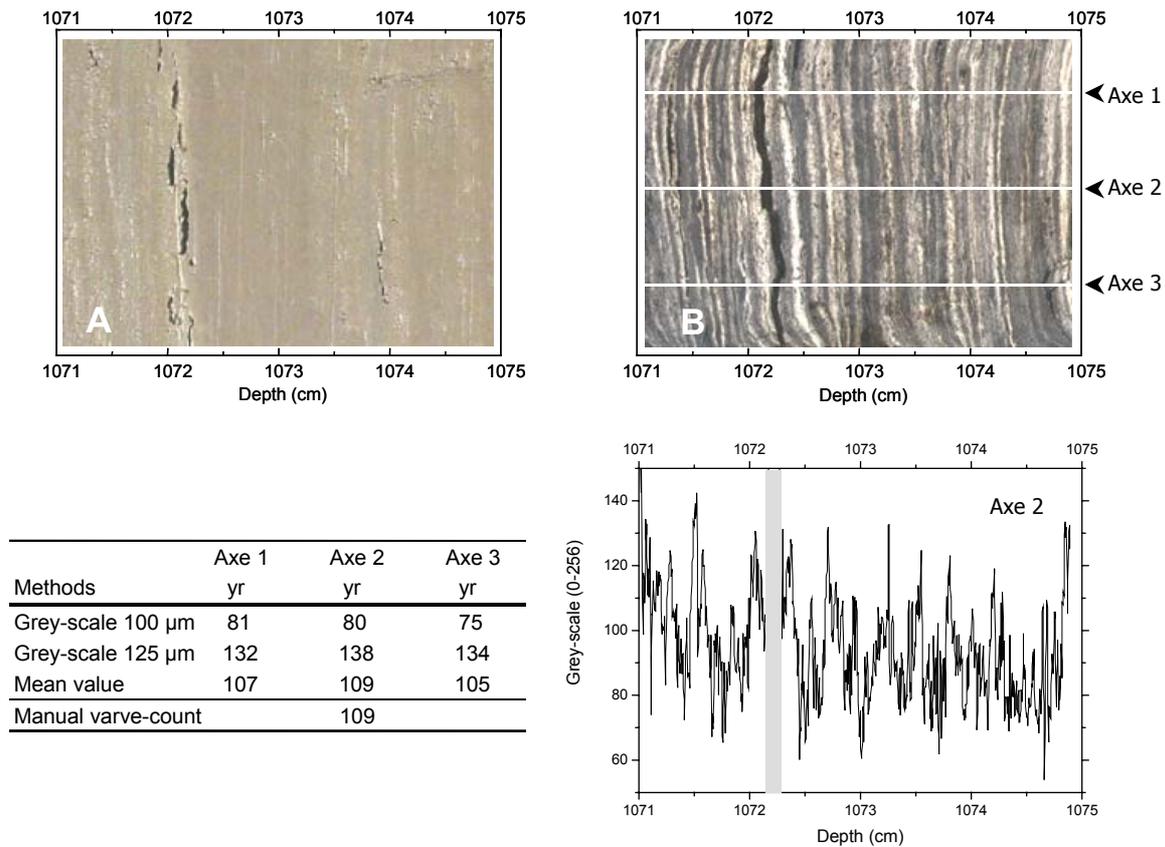


Fig. 3. Macroscopic view of the homogeneous fresh core surface (A) and (B) micromorphological picture of the same core section after the varve pre-treatment used in this study (Boës and Fagel, 2005). In the lower part we show an example of grey-scale axe measurement applied on the sediment core (right). On the left we compare the different results obtained from the different axes applied. We have used the most central axe (axe 2) for the semi-automatic varve-counting step as the lateral part of the core are deformed by the coring (see text for explanation).

The internal varve structures were observed only after the whole sediment core was treated by lyophilisation and polymerization (Fig. 3 B). Between 0 to ~ 750 cm depth the polymerized and polished core surface presents laminated sediments (Fig. 2). For the top of the core PU-II the annual character of the sediment is supported by excellent correlation between the different dating methods, i.e. varve counting, ^{137}Cs , ^{210}Pb and historic reports (Boës and Fagel, this issue). From ~ 750 cm to ~ 1113 cm the core surface is characterized by glacial varve like couplets (Fig. 3 B). A couplet is defined by two distinct layers which represent sediment accumulated after one full season (~ 0.2 to 0.8 mm/yr), i.e. a high reflectance (light), phytoplankton-rich layer (diatoms - Fig. 5 A), and a low reflectance (dark) terrigenous-rich layer (homogeneous clays - Fig. 5 B). The core material presents a regular varve increment undisturbed by turbidites, gas, or benthic faunal activity.

The annual character of the sediments is further constrained by a significant connection with the ^{14}C chronology. The radiocarbon stratigraphy of the core is supported by ten AMS ^{14}C data from Poznan Radiocarbon Laboratory (Fig. 2 - see also Bertrand et al. this issue). The ages have been calibrated with *Oxcal* and are expressed in calendar years Before Present (BP, 1950). The depth of the varve sequence is controlled by a marker horizon: a tephra bed at 774 cm depth (T1 in Fig 4). The age at the top of the studied varve sequence, i.e. 10855 cal yr BP at 767 cm, is calculated from the AMS ^{14}C age model calculated by polynomial regression (Fig. 2).

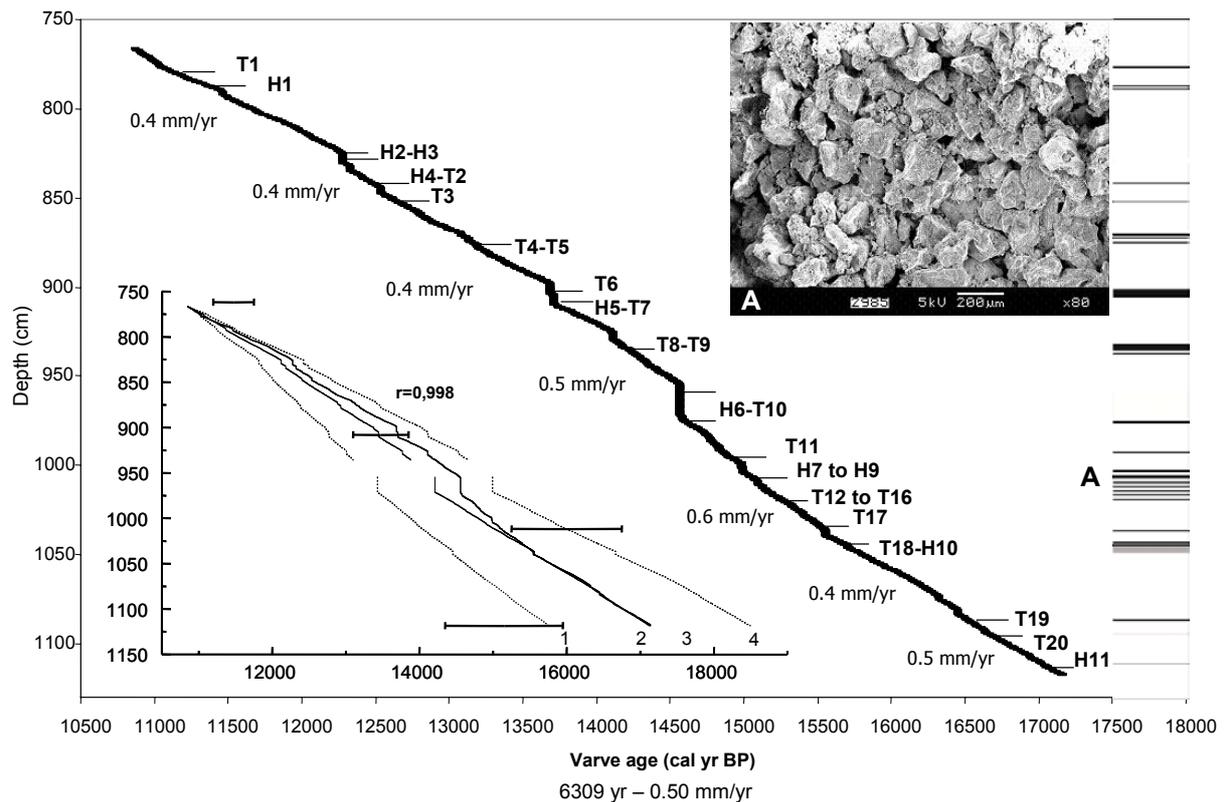


Fig. 4. Varve chronology for the time-window 17150-10855 cal yr BP derived from manual varve-counting and corrected for the intercalated deposits (volcanic and seismic layers). On the right, schematic stratigraphic column of the studied core with the instantaneous deposits detected in thin-sections: T = tephra layers, H = homogenite/ seismic layers. Note that the seismic event at ~14560 cal yr BP (H6) is the most important event (~15 cm thick) recorded in the core. On the right corner a BSE view (A) of a fine grained intercalated tephra layer in the varve record (T12). On the left, the manual and semi-automatic varve ages are represented according to the four radiocarbon dated levels of the studied core sequence. 1 = 125 μ m filter, 2 = varve ages obtain by semi-automatic counts from the two filters, 3 = varve age obtain by the standard varve counting method, 4 = 100 μ m filter. The age error bars are presented in figure 8 (see text for explanation).

Limnology and varve-years formation

Lago Puyehue is a monomictic lake with water circulation in winter and stratification in summer (epilimnion). In winter the strong precipitation/winds together with lower solar radiation are responsible for water circulation and nutrients turnover. Thus, the phytoplankton productivity (e.g. *Melosira*, *Asterionella* - Campos et al. 1989; Sterken et al., this issue) in lake water increases during the strong austral autumn/winter precipitation months (Campos et al. 1989; Boës and Fagel, this issue). The phytoplankton productivity decreases in summer due to the minimum retention of the epilimnion (~20 m - Campos et al. 1989; Soto 2002).

The varve-couplets formation is explained by the strong seasonal fluctuation of the temperature gradient in the lake, i.e. stratification (austral spring/summer) and water circulation (Austral winter). The thermal water circulation in winter is responsible for homothermy and nutrients increase (Campos et al. 1989). The significant increase of the phytoplankton in autumn/winter explains the formation of a distinct light phytoplankton-rich layer. The light layer is produced at the end of winter/early spring due to mass flocculation of the phytoplankton involved by the re-stratification of the lake water column (Boës and Fagel, this issue). The internal structures of the varve couplets observed at the bottom core sediments is more apparent (i.e. "Late Glacial varves" - Fig. 2) than the laminated sequences deposited under Holocene climate conditions.

Methods

Varved sediment pre-treatment

The total core length was treated by an improved lyophilization method allowing the detection of the varved structures in the sediment cores (Boës and Fagel, 2005). Core materials were dried and impregnated within the coring tube to avoid post-sampling disturbances of the microscopic varve arrangement. The cores were freeze-dried, then impregnated by resin under low vacuum (Kemp et al. 2001). The polymerised core surfaces were polished in order to prepare thin-sections. The varve-like laminations were observed only after the achievement of the varve pre-treatment (Fig. 3). We use large format thin-sections (140×65 mm) to better assess the lateral varves number/thickness variations through the cores.

Manual varve-counting

First the laminations are characterized by optical microscopy to identify the internal sediment microstructures, composition and origin (e.g. Brauer and Negendank 2002; Brauer 2004). At low magnification the thick couplets (> 300 µm) present distinct limits between the two different seasonal layers. However thinnest varves (<300 µm) are only observed under the microscope : their detection allow the varve-counting through the cores. The manual varve-counting in thin-section is preferred to the methods using X-ray radiographs or enlarged images, due to the presence of thin microscopic layers that requires an optical determination of the components under microscope. The core chronology is constructed using the standards varve-counting methods after Hajdas (1993) and Lotter and Lemcke (1999). The manual varve-counting step is performed on thin-sections at low magnification (×5, ×10). Each varves-years are counted with a constant 5 mm progression step. The counting procedure is interrupted thought the intercalated instantaneous layers detected in the thin-sections (Fig. 4). The manual varve-counting is further constrained by high-resolution semi-automatic grey-density measurements of the light phytoplankton-rich layers that are assumed to be deposited every years.

Acquisition of grey-scale

The relative reflectance or grey-scale of the light phytoplankton-rich layers (~100 to 500 µm, Fig. 3, 5) can be used for varve-counting (Hughen et al. 1998; Nederbragt and Thurow 2001). The more commonly used reflectance measurements tool is the spectrophotometer (Model CM-2002) but its spatial resolution is not sufficient for tracing the thin laminations (Nederbragt and Thurow 2001). We use the grey-scale from continuous thin-sections cover of the core to compile the ~6000 yr varved record. The light laminae thickness (distance in pixels) is measured with *ImageJ* software (Rasband W.S., *ImageJ*, National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA, <http://rsb.info.nih.gov/ij/>, 1997-2004). Thin-sections are digitised with a slide scanner with a constant image acquisition in black and white mode. The measurements are performed on digital TIF images in order to capture maximum variations linked to the thin light phytoplankton-rich layers (Nederbragt and Thurow 2001). The grey-scale is measured from a single pixel line manually applied on each digitised images of thin-sections. Grey-density values are extracted from 8-bit grey-scale images, i.e. pixel measurements are automatically converted into values between 0 to 256 (black to white) (Nederbragt and Thurow 2001, 2004). The grey-scale values are transferred into *Origin* format. The errors values mainly related to cracks (256 units) are removed from the database.

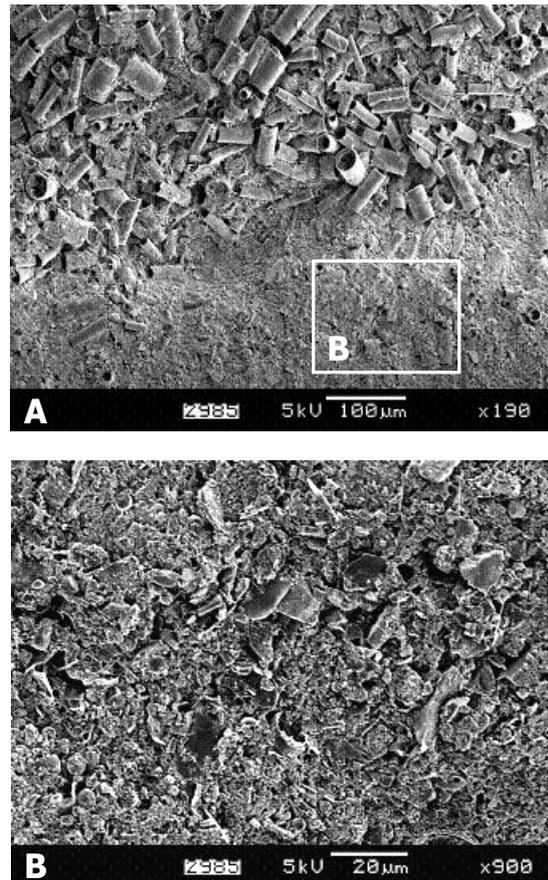


Fig. 5. BSE view of a varve couplet (A) formed by a light Phytoplankton-rich layer and a dark terrigenous-rich layer (B). Due to the physical sediment properties, an accurate calendar varve chronology may be constructed by using the reflectance (grey-scale) of the annual light layers through the sediment record that explains 55% of the total varve thickness (see text for explanations).

Semi-automatic varve-counting

Semi-automatic varve-counting is performed using the grey-scale values of the distinct light varve-layers (~125 to 400 µm thick). Each grey-scale measurement is compared to a five adjacent averaging value (i.e. 100 µm distance) in order to correct for the evolution of the mean grey density values through the core. Due to sediment physical properties, the light phytoplankton-rich layers are detected by the highest grey-density values by comparison with the adjacent dark terrigenous varve-layers. The measured difference between the dark and light values are expressed into a binary format {0=dark, 1=light}. A varve-year is counted when a light layer thicker than 100 or 125 µm is detected by the grey-scale. The two different filters correspond to the minimum thickness of the light phytoplankton-rich layers observed under the microscope (Figs. 3 and 5). In the thickest varve sequences (i.e. light varve layers >125 µm) the use of the 100 µm filter may overestimate the real number of varve-years, while in the thinnest varves sequence (i.e. light varve layers <125 µm) the use of the 125 µm filter can under-estimate the real number of varve-years.

Calendar years estimate

The number of varve-years is calculated from the 100 and 125 µm GS filters, i.e. ~300 000 grey-scale values for the ~3.5 m core. The counts are carefully checked and if necessary, the counting-errors noticed in the homogeneous horizons observed in thin-sections (instantaneous volcanic and seismic deposits) are removed from the database.

We test the reproducibility of the semi-automatic grey-scale measurements. In the figure 3, we show that similar results were obtained along three different axes. The different axes provide 107, 109 and 105 varve-years, respectively (Fig. 3). In addition the results are consistent with the manual counting, especially for the central axe (Fig. 3). We note the central axe is less affected by lateral sediment compaction during coring. As a consequence, we do not calculate a mean value from the three parallel axes as this procedure would have introduced counting-errors. The counting performed on the central axe constrains the results obtained by manual varve-counting method as it provides an independent and automatic estimate of the number of varves-years.

Grey-scale to varve-thickness

We use the accurate grey-scale measurements to extract the continuous varve-thickness record through the ~6000 yr sediment core record. The seasonal varve-thickness related to dark/light layers is directly extracted from the binary {0/1} grey-scale database, as each grey-scale measurement represents a distance of 25 μm . For instance ten successive 1-units correspond to an individual light varve-layer of 250 μm thickness composed by phytoplankton accumulated after the winter turn-over. The same procedure is applied to the dark layers accumulated during lake water stratification periods (summer and spring). Finally we calculate the total laminae thickness as it represents “one year” of sediment accumulation.

Results

Varve counting and intercalated layers

In the studied varve-sequence 6309 varves-years have been manually counted (between 10855 to 17163 cal yr BP - Fig. 4) against 6279 according to the grey-scale method. For the studied core interval the sedimentation rates vary between ~0.2 to 0.8 mm/yr (mean ~0.5 mm/yr) with higher sedimentation rates (+1 sigma from the mean) observed between ~15100 to 14500 cal yr BP (Fig. 4). We observe several major seismic events related to thick homogeneous intercalated units (>2 cm) at 15550 cal yr BP (H10), 14560 cal yr BP (H6), 13710 cal yr BP (H5), ~12300 cal yr BP (H2 - Fig. 4, see Table 1 for age error bars). In addition two main volcanic layers are observed at 14100 cal yr BP (T8) and 13680 cal yr BP (T6); a period marked by a more frequent regional volcanic activity is observed between ~15500 to 14980 cal yr BP (T12 to T16 - Fig. 4, Table 1).

The annual-thickness record

We note the total varve thickness [mean = 275 $\mu\text{m} \pm 80$ (1 sigma)] is thicker (+5 σ from the mean) between ~17150 to 16150 cal yr BP and thinner (-2 σ from the mean) between ~16150 to 10850 cal yr BP. The light/dark varve thickness reveal a great variability, but an equal correlation with the total varve-thickness: about ~56% of the varve-couplets variability is explained by the thickness of the dark layers ($r=0.75$) against ~54% for the light layers ($r=0.74$).

For the period ~16150 to 10855 cal yr BP we evidence two more significant increases (>mean+3 σ) of the total varve-thickness between (1) ~15600 to 15300 cal yr BP [mean = 275 $\mu\text{m} \pm 80$ (1 sigma)] and, (2) between ~13300 to 12200 cal yr BP (Fig. 6).

Varve ages (cal yr BP)	Instantaneous deposits	Tephra layers
11037±20	T1	
11466±43	H1	
12279±78	H2a	
12328±73	H2b	
12409±71	H3	
12539±67	H4-T2	T837
12611±72	T3	
13127±120	T4	
13189±127	T5	
13686±163	T6	T901
13710±132	H5-T7	
14114±172	T8	T929
14172±161	T9	T933
14560±173	H6-T10	
14764±130	T11	
14777±116	H7	
14831±102	H8	
14980±96	T12a	T1003
14983±86	T12b	
14984±73	T12c	
14988±68	H9	
15065±59	T13	T1005
15092±53	T14	
15130±43	T15	
15152±31	T16	
15402±13	T17	
15542±7	T18	
15549±6	H10	
16323±10	T19	
16328±4	T20	
16450±1	H11	

Table 1. Varve ages in calendar years before present obtained for the different intercalated tephra (T) and homogeneous (H) layers detected in thin-sections (see Fig. 4). On the left, the analysed tephra levels in Bertrand et al. (this issue). The varve ages are expressed with the error bars (see Fig. 8 and text for explanations).

The grey-scale index

For the standardization of the grey-scale measurements, the following equation has been applied (Zolitchka 1996) :

$$Z = \frac{Gs - \mu}{Sd}$$

where Gs is the grey-scale value, μ the mean value of the grey-scale dataset, Sd is the standard deviation of the grey-scale over the studied period. The varve grey-scale (GS) index is corrected from the intercalated events and varies between -2 to $+2$ units (Fig. 6).

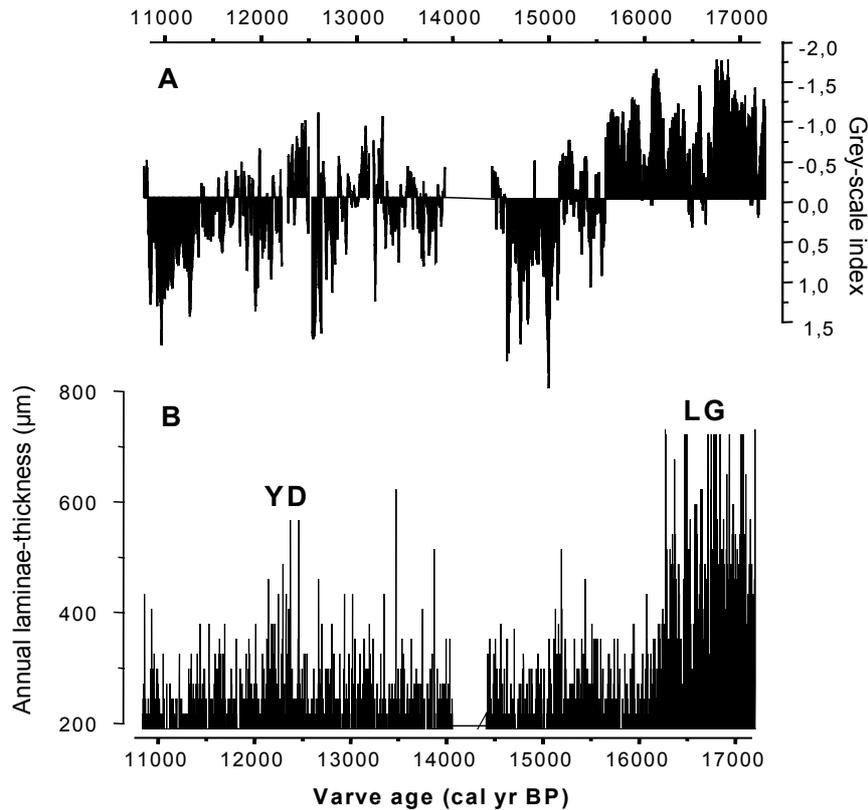


Fig. 6. Smoothed annual grey-scale index and annual laminae thickness records between 17200-10850 cal yr BP, i.e. le Late Glacial and Termination I interval. Note the annual grey-scale index is corrected from the volcanic/seismic intercalated layers. Note the thin-sections between 936 to 954 cm depth have not been measured by the grey-scale, but the varve years were determined in thin sections (320 years). YD = Younger Dryas, LG= Late Glacial.

The deglaciation time-window is characterized by significant low (-2σ) grey-scale (GS) indices, i.e. from ~17150 to 15500 cal yr BP (Fig. 6). During this period the GS index varies between -1.5 to -0.5 units only. An important shift is observed at ~15500 cal yr BP: the GS increases from -1 to $+1$ unit and then evolves between approximately $+0.5$ to -0.5 units until ~15000 cal yr BP. The GS index increases up to 2 units from ~15000 to 14500 cal yr BP. The period between ~14500 to 13300 cal yr BP is marked by a slight GS fluctuation from $+0.5$ to -0.5 units. The period between ~13300 to 12200 cal yr BP presents two several hundred years old events characterized by low GS indices (i.e., approximately -1 unit) from ~13300 to 12900 cal. yr BP and 12500 to 12200 cal. yr BP and a hundred years old event characterized by higher GS indices ($+2 \sigma$) at around ~12600-12900 cal yr BP cal yr BP (Fig. 6, 7). Then the GS significantly increases in two steps (since ~12200 to 11500 cal yr BP period and, after ~11500 cal yr BP).

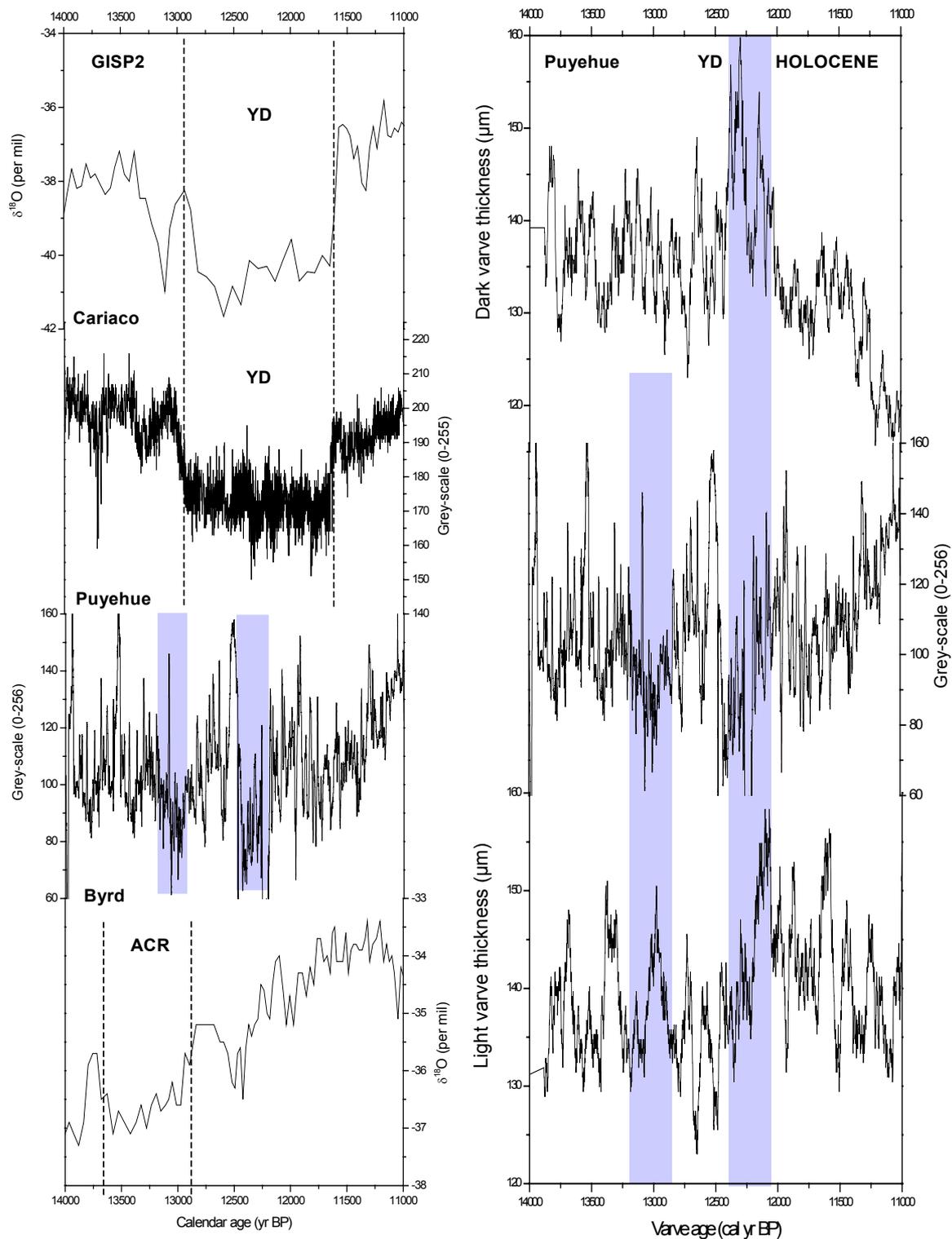


Fig. 7. Comparison between the Lago Puyehue annual varve core record with other annual ice-core and marine records along a North-South transect during the Younger Dryas like cold event. The Antarctic Cold Reversal (ACR) recorded in the Antarctica Byrd ice core record (80°S, 119°W, ~13600-12900 cal yr BP - Blunier et al. 1998). The Younger Dryas (YD) in the Tropical Atlantic Cariaco varve core record (10°N, 64°W, ~12900-11600 cal yr BP - Hughen et al. 1998) and, in the Greenland GISP2 ice core (71°N, 36°W, ~12800-11600 cal yr BP - Stuiver et al. 1995). In Lago Puyehue varve record we evidence two colder and wetter phases: (1) between ~13300 and 12900 cal yr BP; (2) between ~12500 and 12200 cal yr BP. The first phase is synchronous with the Atlantic Cold Reversal, the second one with the Younger-Dryas cold event. Moreover we emphasize that the two phases are interrupted by an abrupt warm event.

Discussion

Age model reliability

The estimation of the calendar ages from the semi-automatic counting is similar to the results obtained by using the manual varve-counting method: the correlation between the semi-automatic and manual counting of the varve layers is excellent ($r=0.998$ – Fig 4). For the interval with no grey-scale values (i.e. from 936 to 954 cm depth), we applied a correction of 320 years. The number of years over this interval is estimated from the manual varve-counting on the thin sections that were too thin for grey-scale measurements. The varve-counting error-bars is estimated from the two independent varve dating methods used: the minimum error bar is ± 50 and the maximum ± 170 years for the ~13500 to 14500 cal yr BP time window (Fig. 8).

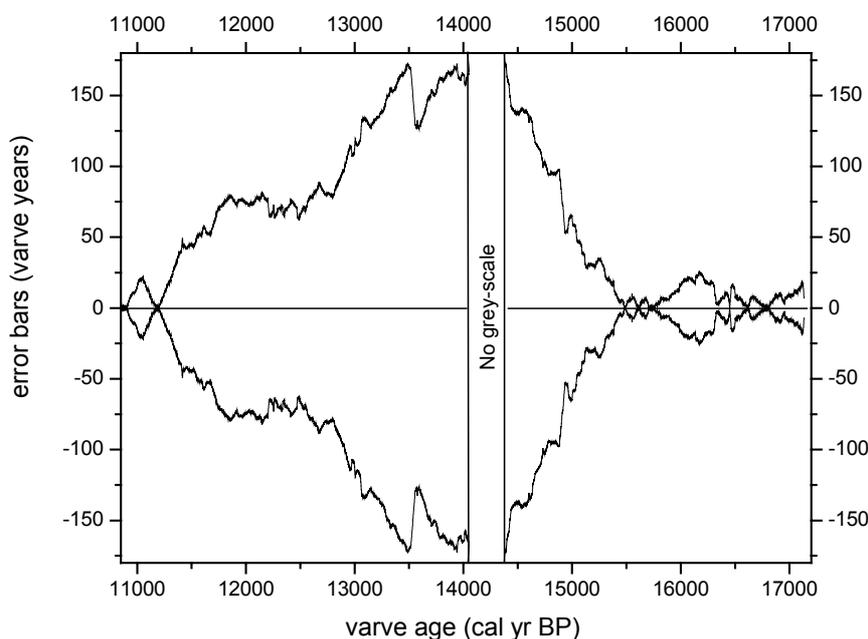


Fig. 8. Varve age error bar between the interval ~17150-10855 cal yr BP. The error bar is calculated from the manual and semi-automatic varve-counting methods applied in this paper. Note that the error bar is not calculated for the interval 936 to 954 cm depth (see text for explanation).

The calendar ages obtained by the two independent varve-counting methods provide a good calibration of the ^{14}C radiocarbon data, an accurate estimation of the bottom core age, i.e. ~17200 cal yr BP at 11021 cm depth and high resolution calibrated ages of the regional stratigraphic markers, i.e. volcanic and seismic events (Tab. 1). The observed difference between the radiocarbon dated levels of the core with the calibrated varve chronology may be explained by several processes, as described below.

- (1) The most accurate AMS ^{14}C calibrated ages are obtained from 120 to 900 cm depth (i.e. age interval of ~100 to 500 years - Fig. 2). Then from 900 cm depth the calibrated ages intervals increase with depth and become rather imprecise, i.e. 750 years to 1600 years at respectively 908 cm and 1012 cm depths. Note that the age estimated for the top of the studied varve sequence is extrapolated from the most accurate AMS ^{14}C calibrated age levels, i.e. several hundred years before the Younger Dryas age plateau (Fig. 2).
- (2) The large variations of atmospheric ^{14}C concentration during the Late Glacial are responsible

for differences between radiocarbon ^{14}C ages and annual records. In particular, the change in atmospheric ^{14}C content during the ~10000 yr BP radiocarbon age plateau explains the uncertainty of the radiocarbon chronology for this interval (Hughen et al. 1998; Goslar et al. 2000b; Hajdas 2003).

- (3) Lago Puyehue catchments area is surrounded by active volcanoes (i.e. 20 thick intercalated tephra layers over the studied core sequence that may have had an effect on radiocarbon activity (Bruns et al. 1980). However according to Bruns et al. (1980) the effect of volcanic emanations of radiocarbon-depleted CO_2 had a limited distance (i.e. 200 m). It is therefore difficult to assess the reservoir effect in the lake and hence apply a correction to the measured radiocarbon age.

Significance of the grey-scale index and the varve thickness

The climatic interpretation of the sediment record is assessed from the standardized annual grey-scale index and from the annual laminae thickness record (Fig. 6). The standardized grey-scale values provides a global index of the lithological variations related to the biogenic/nutrients supply. When the biogenic silica activity is reduced, i.e. during cold phases, the enriched terrigenous varves provide a negative index. For most of the varve record the negative/positive grey-scale index mirrors the evolution of the dark/light varve thickness: when dark (light) varve is thicker, the grey-scale index becomes negative (positive).

The varve thickness constitutes an excellent proxy of the biogenic and terrigenous variations through the core sequence. A previous study has shown that the biogenic varves of Lago Puyehue are connected to the regional strong winter precipitation (Boës and Fagel, this issue; Fagel et al., this issue). Humid phases connected to the winter precipitation increase might be responsible for a more pronounced increase amount of terrigenous supply and nutrients increase into the lake. This global evolution is responsible for an increase of the total varve-thickness. In contrast dry phases connected with reduced annual precipitation might be responsible for reduced water mixing (especially in winter). Leading to a decrease of the terrigenous supply and biogenic productivity, this evolution has for consequence a reduction of the total varve-thickness (Fig. 6).

Climate varve record from 17200 to 11000 cal yr BP

Accepting negative (positive) grey-scale index as evidence for cold (warm) climate, and thick (thin) varve thickness as evidence of humid (dry) climate, the studied interval 17200 to 11000 cal yr BP, presents five main periods (Fig. 6).

- (1) Between ~17200 to 16150 cal yr BP the varve-couplets are darker and thicker (negative annual grey-scale index, $>270\ \mu\text{m}$). We interpret this by a cold and humid climate phase. Note that for the bottom core, our results are in good agreement with the palynofacies mainly composed of *Nothofagus dombeyi* type, *Myrtaceae*, and other trees, indicating presence of Valdivian rainforest pointing to low temperatures and humid conditions (Vargas-Ramirez et al. this issue).
- (2) Later between ~16150 to 15500 cal yr BP the varves remain darker but thinner ($<270\ \mu\text{m}$). It is consistent with a cold but dryer phase.
- (3) From ~15500 to 13300 cal yr BP the varve record presents a climate instability with cold and warm short pulses recorded by an oscillation of the GS index. According to the varve index we note that the 15000 to 14500 cal yr BP period is colder.

- (4) Within the 13300-12200 cal yr BP interval darker and thicker varves suggest two colder and wetter climate phases (~13300 to 12900 cal yr BP, and ~12500 to 12200 cal yr BP). The period around ~12800-12600 cal yr BP is characterized by a dry and warm climate.
- (5) From ~12200 to 11000 cal yr BP the light and thin varves are consistent with a warm and dry climate (positive annual grey-scale index, <270 μm). The warming significantly increases after ~11500 cal yr BP.

The YD cold reversal record in Southern hemisphere

The assessment of the timing and the geographic extend of the Younger Dryas is determinant for understanding the initiation, propagation and synchronization of similar abrupt climate changes around the world (e.g. Heusser and Rabassa, 1987; Markgraff 1991, 1993; Hajdas et al. in press). Moreover the YD represents a key-period underlining a change in atmospheric ^{14}C content that complicates radiocarbon chronologies (Hughen et al. 1998; Goslar et al. 2000b; Hajdas 2003). In Southern hemisphere, resolved annual records from ice cores or varved sediments (e.g. Thomson et al. 1995, 2000; Hajdas et al. 2003) are still rare and, the existence of a YD-like event is few documented (Peteet 1995; Hajdas et al. 2003). Recently, published high-resolution AMS ^{14}C data from a laminated lake in Southern Chile (Huelmo site, 41°S – Hajdas et al. 2003) has emphasized the presence of a cold episode (the Huelmo/Mascardi cold reversal) marked by an abrupt increase of *Podocarpus* and *Notofagus* between ~13400-13200 cal yr BP (Moreno et al. 2001). The significant increase of *Podocarpus* and *Notofagus* is then followed by a rapid decrease between ~12800-12600 cal yr BP (Moreno et al. 2001; Hajdas et al. 2003). In Antarctica the Byrd ice core record (80°S, 119°W - Fig. 1) exhibits significant low values of $\delta^{18}\text{O}$ during the Antarctic Cold Reversal (ACR) that spans the time window ~13600 to 12900 cal yr BP (Blunier et al. 1998 - Fig.8). In the Tropical Atlantic region (e.g., Cariaco Basin at 10°N, 64°W - Fig. 1) the YD spans the time interval of ~12900 to ~11600 cal yr BP (Hughen et al. 1998 - Fig.8). Northward the GISP2 (71°N, 36°W-Fig. 1) ice core record provides a detailed record of the YD event over the ~12800 to ~11600 cal yr BP period (Stuiver et al. 1995 - Fig.8).

In Lago Puyehue varve record the YD-like cold event is reported by low grey-scale values (negative index - cold phase) connected with the occurrence of thicker layers (humid climate) between ~13300-12900 and ~12500-12200 cal yr BP (Fig. 7). Our data demonstrate that this cold event took place in two phases, interrupted by an abrupt warm event at ~12800-12600 cal yr BP. The first oldest phase is synchronous with the Antarctic Cold Reversal as recorded in Byrd ice core (Blunier et al. 1998). The second phase matches with the Younger Dryas cold events evidenced in Northern hemisphere (e.g., GISP 2 record – Stuiver et al. 1995; Cariaco Basin – Hughen et al. 1998 - Fig. 7). The interpretation of a significant cold phase between ~13300-12900 cal yr BP is in good agreement with the high-resolution ^{14}C AMS data of the Huelmo/Mascardi event (Hajdas et al. 2003). The abrupt warm and dry phase that took place at ~12800-12600 cal yr BP attest that local fire disturbances might have been recorded during the YD like cold period in southern Chile as emphasized by Moreno et al. (2001, see also Moreno 2000).

Conclusions

Our results show that in Lago Puyehue sediments the varve-years are detected by the presence of annual couplets formed by a light phytoplankton-rich layer and a dark terrigenous-rich layer. The light layer is produced at the end of winter/early spring due to mass flocculation of phytoplankton (diatoms) caused by the re-stratification of the lake water column (epilimnion). Due to physical sediment properties an accurate calendar varve chronology is constructed by using the reflectance (grey-scale) of the annual light layers between ~17000 to 11000 cal yr BP. The last Termination is a key-period known to be beyond the limit of high-resolution radiocarbon calibration based on tree-

rings. The sediments from Lago Puyehue represent a chance to determine the timing of last deglaciation in this area.

Our results show that the semi-automatic counts present an excellent correlation ($r=0.99$) with the varve chronology obtained by the standard manual varve-counting method. The accurate grey-scale count provides also a proxy record of the varve-thickness variations over the ~6000 varve years. The varve index mirrors the variations of the enriched terrigenous dark varves which provide a negative index when biogenic silica activity is reduced, i.e. during cold phases. A previous study has demonstrated that the varve thickness is thicker during humid climate and thinner during dryness (Boës and Fagel, this issue). Grey-scale index and varve-thickness show that the last deglaciation is characterized by five phases. In particular we evidence in Lago Puheyue varve record two colder and wetter phases synchronous with the regional *Huelmo-Mascardi* event: (1) between ~13300 and 12900 cal yr BP; (2) between ~12500 and 12200 cal yr BP. The first phase is synchronous with the Atlantic Cold Reversal, the second one with the Younger-Dryas cold event. Moreover we emphasize that the two phases are interrupted by an abrupt warm event.

The Late Glacial Lago Puyehue record provides the required annual resolution crucial to improve age calibration. High resolution deglaciation chronology in Southern Hemisphere, in particular in Chile, could then be compared with other available annual records, improving inter-hemispheric teleconnections.

Acknowledgments

This study has been financially supported by OSTC ENSO-Chile project (EV 12/10B, M. De Batist - coordinator). We particularly thank M. De Batist and M. Chapron that introduced X. Boës to ENSO project. We thank the Chambéry teams for support C. Beck, F. Arnaud, V. Lignier, and the Chilean teams A. Pena, R. Urrutia, W. San Martin for assistance during the coring campaign in Lago Puyehue in 2002. We particularly thank C. Tribolo for the helpful improvements of the grey-scale semi-automatic varve-counting method in thin-sections and T. Gerards for assistance during SEM images acquisition. We thanks F. Boulvain, J.P. Culus and F. Noebert for laboratory access (ULg). We particularly thank A. Pazdur, N. Piotrowska, M. Fogtman from the Gliwice Radiocarbon Laboratory for assistance during the preparation of graphite targets that were treated later in Poznan Radiocarbon Laboratory for high AMS ^{14}C measurements. Thanks are due to M. Sterken, L. Vargas-Ramirez, F. Charlet and S. Bertrand for inter-attractive discussions that lead us to a better comprehension of Lago Puyehue sediments. The author thanks M.F. Loutre and I. Hajdas for the helpful comments. X.B is supported by a Ph-D FNRS-FRIA and CGRI grants.

References

- Beck S., Barrientos S., Kausel E., and Reyes M. 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction. *J. of South Am. Earth Sci.* 11: 115-129.
- Bertrand S., Charlet F., Charlier B., Renson V., Fagel N., this issue. Climate variability of southern Chile since the Last Glacial Maximum: a continuous sedimentological record from Lago Puyehue, 40°S. *J. of Paleolimn.*
- Blunier T., Chappellaz J., Schwander J., Dallenbach A., Stauffer B., Stocker T., Raynaud D., Jouzel J., Clausen H.B., Hammer C.U., and Johnsen S.J. 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature.* 394:739-743.
- Boës X., and Fagel N., this issue. Relationships between South Chilean varved lake sediments, precipitation and ENSO: the last 600 calendar years (Lago Puyehue). *J. of Paleolimn.*
- Boës X., and Fagel N., 2005. Impregnation method for detecting annual laminations in sediment cores: an overview. *Sedim. Geol.* 179, 185-194.
- Brauer A. and Negendank J.F.W. 2002. The value of annually laminated sediments in palaeoenvironment reconstructions. *Quart. Inter.* 88: 1-3.
- Brauer A. 2004. Annually laminated lake sediments and their palaeoclimatic relevance. In: Fischer H., Kumke T., Lohmann G., Flöser G., Miller H., von Storch H., and Negendank J.F.W. (Eds.). *The Climate in Historical Times. Towards a Synthesis of Holocene Proxy Data and Climate Models.* Springer, pp. 109-128.
- Bruns M., Levin I., Munnich K.O., Hubberten H.W. and Fillipakis S. 1980. Regional Sources of Volcanic Carbon Dioxide and their influence on ¹⁴C content of present-day plant material. *Radiocarbon.* 22: 532-536.
- Campos H., Steffen W., Agüero G., Parra O., Zuniga L. 1989. Estudios Limnológicos en el lago Puyehue (Chile): Morfometría, factores físicos y químicos, Phytoplankton y productividad primaria. *Medio Ambiente.* 10: 36-53.
- Campos J., Hatzfeld D., Madariaga R., Lopez G., Kausel E., Zollo A., Iannacone G., Fromm R., Barrientos S. and Lyon-Caen H. 2002. A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile. *Physics of the Earth and Planet. Interiors.* 132: 177-195.
- Charlet *et al.*, this issue. *J. of Paleolimn.*
- Dean J.M. and Kemp A.E.S. 2004. A 2100 year BP record of the Pacific Decadal Oscillation, El Niño Southern Oscillation and Quasi-Biennial Oscillation in marine production and fluvial input from Saanich Inlet, British Columbia. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeocean.* 213: 207-229.
- De Batist M., Fagel N., Chapron E., and Loutre M.F., this issue. *J. of Paleolimn.*
- Goslar T. 1998. Record of laminae thickness of the lake Gosciarz sediments, and its correlation with absolute dated tree-ring width sequences. In: Ralska-Jasiewiczowa M., T. Goslar T., Madeyska T., Starkel L. (Eds.), *Lakes Gosciarz, central Poland a monographic study Part 1*, Krakow, pp. 104-110.
- Goslar T., Arnold M., Tisnerat-Laborde N., Hatté C., Patterne M., and Ralska-Jasiewiczowa M. 2000a. Radiocarbon calibration by means of varves versus ¹⁴C ages of terrestrial macrofossils from Lake Gosciarz and Lake Perespilno, Poland. *Radiocarbon.* 42: 335-348.

- Goslar T., Arnold M., Tisnerat-Laborde N., Czernik J., Wi K. and Ckowski E. 2000b. Variations of Younger Dryas atmospheric radiocarbon explicable without ocean circulation changes. *Nature* 403: 877-880.
- Hajdas-Skowronek I. 1993. Extension of the radiocarbon calibration curve by AMS dating of laminated sediments of lake Soppensee and lake Holzmaar, Thesis.
- Hajdas I., Bonani G., Moreno P., and Ariztegui D. 2003. Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research*. 59: 70-78.
- Hajdas I., Lowe D.J., Newnham R.M., and Bonani G. (in press) Timing of the late-glacial climate reversal in the Southern Hemisphere: a high-precision radiocarbon chronology for Kaipo bog, New Zealand. *Quaternary Research*.
- Heusser C.J. and Rabassa J. 1987. Cold Climatic Episode of Younger Dryas Age in Tierra-Del-Fuego. *Nature*. 328: 609-611.
- Hughen K.A., Overpeck L.C., and Trumbore S. 1996. Rapid climate change in the tropical North Atlantic region during the last deglaciation. *Nature*. 380: 51-54.
- Hughen K.A., Overpeck J.T., Lehman S.C., Kashgarian M., Southon J., Peterson L.C., Alley R., and Sigman D.M. 1998. Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature*. 391: 65-68.
- Hughen K.A., Southon J., Lehman S.C., and Overpeck J.T. 2000. Synchronous Radiocarbon and Climate Shifts During the Last Deglaciation. *Science*. 290: 1951-1954.
- Kemp A.E.S., Dean J., Pearce R.B., and Pike J., 2001. Recognition and analysis of bedding and sediment fabric features. In: Last W.M. and Smol J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake sediments. Physical and geochemical Methods*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands. 2, pp. 7-22.
- Koutavas A., Lynch-Stieglitz J., Marchitto T.M., and Sachs J.P. 2002. El Nino-Like Pattern in Ice Age Tropical Pacific Sea Surface Temperature, 297: 226-230.
- Lotter A.F., and Lemcke G. 1999. Methods for preparing and counting biochemical varves. *Boreas*. 28, 243-252.
- Markgraf V. 1991. Younger Dryas in southern South America ? *Boreas*. 20: 63–69.
- Markgraf V. 1993. Younger Dryas in southernmost south America -An update. *Quaternary Science Reviews*. 12: 351-355.
- Moreno P. 2000. Climate, Fire, and Vegetation between About 13,000 and 9200 14 C yr BP in the Chilean Lake District. *Quaternary Research*. 54: 81-89.
- Moreno P.I., Jacobson G.L., Lowell T.V., and Denton G.H. 2001. Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile. *Nature* 409: 804–808.
- Nederbragt A.J. and Thurow J.W. 2001. A 6000 yr varve record of Holocene climate in Saanich Inlet, British Columbia, from digital sediment colour analysis of ODP Leg 169S cores. *Mar. Geol.* 174: 95-110.

- Nederbragt A.J. and Thurow J.W. 2004. Digital sediment colour analysis as a method to obtain high resolution climate proxy records. In: Francus P. (Ed.), Image analysis, sediments and paleoenvironments. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 105-124.
- Ojala A.E.K and Alenius T. 2005. 10 000 years of interannual sedimentation recorded in the Lake Nautajärvi (Finland) clastic-organic varves. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 219: 285-302.
- Peteet D. 1995. Global Younger Dryas ? *Quat. Internat.* 28: 93-104.
- Soto D. 2002. Oligotrophic patterns in southern Chilean lakes: the relevance of nutrients and mixing depth. *Patrones oligotróficos en lagos del sur de Chile: relevancia de los nutrientes y de la profundidad de mezcla. Revista Chilena de Historia Natural.* 75: 377-393.
- Sterken M., Verleyen E., Sabbe K., Terryn G., Charlet F., Bertrand S., Boes X., Fagel N., De Batist M., and Vyverman W., this issue. Late Quaternary climatic changes in southern Chile, as recorded in a diatom sequence of Lago Puyehue (40°40'S). *J. of Paleolimn.*
- Stuiver M., Grootes P.M. and Braziunas T.F. 1995. The GISP2 18O climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. *Quat. Res.* 44:341-354.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M.E., Lin P.N., Henderson K. A., Cole-Dai J., Bolzan J.F. and Liu K.B. 1995. Late glacial stage and Holocene tropical Ice core from Huascarán, Peru. *Science.* 269, 46-50.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E. and Henderson K.A. 2000. Ice core paleoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *J. Quat. Sci.* 15, 377-394.
- Trenberth K.E. 1997. The definitions of El Niño. *Bull. Amer. Meteorolog. Soc.* 78, 2771-2777.
- Vargas-Ramirez L., Roche E., Gerrienne P., Hooghiemstra H., this issue. Pollen based record of Late glacial-Holocene climatic variability in Southern Lake District, Chile. *J. of Paleolimn.*
- Zolitchka B. 1996. High resolution lacustrine sediments and their potential for palaeoclimatic reconstruction. In : Jones P.D., Bradley R.S. and Jouzel J. (Eds.), *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years.* NATO ASI series. 141, pp. 453-478.

CHAPITRE 7 – Comparaisons inter-hémisphériques et intégration des données paléoclimatiques

1. Introduction

En paléoclimatologie, les informations obtenues grâce aux carottes de glace fournissent un support majeur pour modéliser l'évolution du climat. L'analyse des isotopes stables de l'oxygène des couches saisonnières de glace permet par exemple, de reconstituer l'évolution des températures sur plusieurs millénaires. D'excellentes reconstitutions paléoclimatiques sont ainsi disponibles, principalement au Groenland (e.g., GISP 2 - Stuiver *et al.*, 1995 ; GRIP - Johnsen *et al.*, 1997) et en Antarctique (e.g., Byrd - Blunier *et al.*, 1998 ; Dome C - Lorius *et al.*, 1979). Cependant, aux latitudes moyennes, seuls quelques glaciers sont étudiés (e.g., Fremont Glacier - Schuster *et al.*, 2000 ; Inilchek Glacier - Kreutz *et al.*, 2000) (Fig. 7.1).

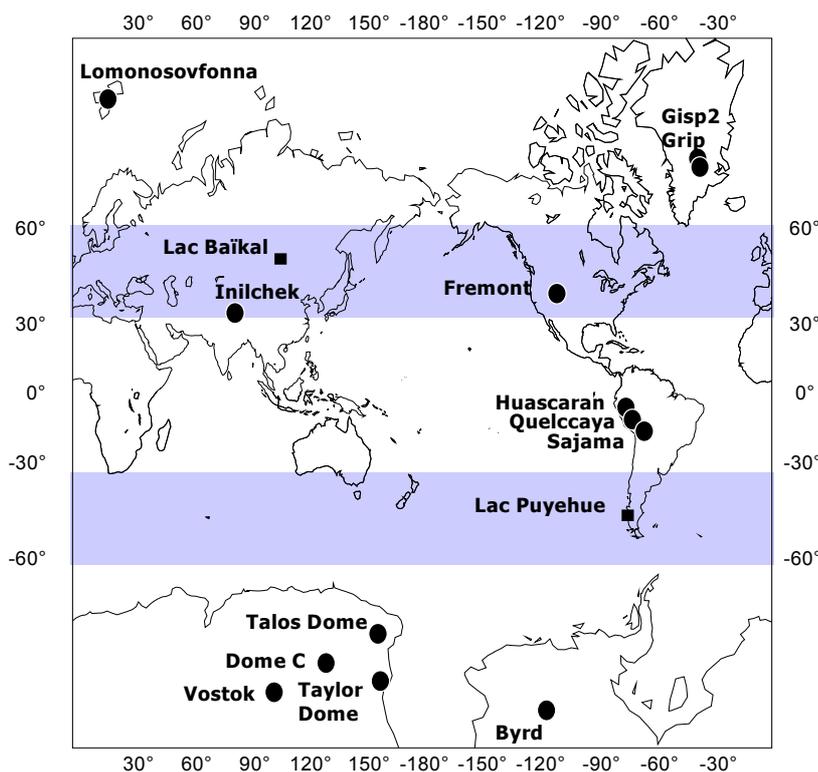


Figure – 7.1. Localisation des deux sites lacustres étudiés dans la thèse par rapport aux archives paléoclimatiques des carottes de glace : Lomonosovfonna, 78°7'N, 17°6'E (Arkhipov *et al.*, 1987) ; GISP 2, 72°N, 38°5'O (Stuiver *et al.*, 1995) ; GRIP, 72°6'N, 37°6'O (Johnsen *et al.*, 1997) ; Huascarán, 9°S, 77°5'O (Thompson *et al.*, 1995) ; Quelccaya, 13°9'S, 70°8'O (Thompson, 1980) ; Sajama, 18°S, 69°O (Thompson *et al.*, 1998) ; Talos Dome, 72°8'S, 159°1'E (Stenni *et al.*, 2002) ; Dome C, 75°1'S, 123°4'E (Lorius *et al.*, 1979) ; Taylor Dome, 77°8'S, 158°7'E (Steig *et al.*, 2000) ; Vostok, 78°5'S, 106°E (Petit *et al.*, 1999) ; Byrd, 80°S, 119°O (Blunier *et al.*, 1998). Les zones les moins étudiées à partir de carottes de glace se trouvent aux latitudes moyennes : Glacier Fremont, 43°1'S, 109°6'O (Schuster *et al.*, 2000) ; Glacier Inilchek, 42°2'N, 80°3'E (Kreutz *et al.*, 2000). Les bandes horizontales ombrées représentent les zones parcourues par les westerlies. Les ronds représentent les carottes de glace et les carrés les carottes lacustres.

Les sédiments lacustres complètent les connaissances dans les régions peu ou pas étudiées en glaciologie car ils permettent de reconstituer la variation des températures et des précipitations (e.g., Moore *et al.*, 2001). L'ensemble de ces archives naturelles contribue à l'établissement des connexions climatiques entre les deux hémisphères (Fig. 7.1).

Les carottes sédimentaires marines représentent également une source d'information importante en paléoclimatologie (non abordé dans ce chapitre), car elles contribuent à une meilleure compréhension de la circulation thermohaline (ou circulation des courants profonds) et de la circulation atmosphérique générée dans l'Océan Atlantique Nord (Marshall *et al.*, 2000).

Bien que les carottes de glace et de sédiments marins et lacustres soient d'un intérêt majeur en paléoclimatologie, les problèmes liés à leur datation n'est pourtant pas toujours mis en avant (Jouzel et Parrenin, 2004 ; Telford *et al.*, 2004). Le calibrage des différentes chronologies constitue cependant une étape indispensable à la modélisation et à la comparaison de l'évolution climatique aux différentes latitudes (Crowley, 2000 ; Goosse *et al.*, 2004 ; Moberg *et al.*, 2005).

Dans ce chapitre, les résultats de la thèse sont replacés dans le cadre des recherches actuelles concernant l'évolution du climat depuis le dernier maximum glaciaire. Les archives climatiques lacustres des latitudes moyennes sont comparées aux archives à haute résolution des pôles. Mais auparavant, les données chronologiques doivent être scrupuleusement discutées. Il ne s'agit pas ici de réévaluer les modèles d'âge utilisés dans la thèse, mais plutôt de définir leurs limites respectives. A la lumière de cet examen, les données de susceptibilité magnétique et des niveaux de gris des deux environnements lacustres sont corrélées aux archives des hémisphères Nord et Sud (source : NOAA).

Deux périodes de temps clés sont abordées dans le détail : la Terminaison I et les six derniers siècles. Le premier intervalle de temps comprend la dernière inversion froide du Pléistocène (i.e., le Dryas Récent) et le second, le refroidissement le plus récent de la période historique (i.e., le Petit Age Glaciaire). Une chronologie révisée des derniers refroidissements (et réchauffements) inter-hémisphériques est proposée. Dans le cadre des recherches sur le réchauffement climatique et les interactions homme/climat, les variations de précipitations des derniers 600 ans au Chili sont comparées aux modèles de simulations des températures dans l'hémisphère Nord. Une reconstitution des épisodes El Niño, déduite de l'index des épaisseurs de varves du Lac Puyehue, est également proposée pour la période précédant le début de « l'ère anthropique ».

2. Fondement des comparaisons inter-hémisphériques

L'étude de l'évolution des calottes de glace aux pôles permet de reconstituer l'avancée ou le recul des périodes glaciaires qui ont bouleversé le climat global. Dans l'hémisphère Nord, l'influence du Groenland sur le climat continental se ressent jusqu'aux latitudes tropicales (Labeyrie *et al.*, 2004). Dans l'hémisphère Sud, l'influence de l'Antarctique sur le climat continental est moins connue en raison de la moindre importance des continents (chapitre 1). Par ailleurs, un refroidissement des continents est associé aux périodes d'avancées et de reculs des calottes polaires (Labeyrie *et al.*, 2004). Les refroidissements les plus importants ont probablement affecté toutes les latitudes, ce qui exige de compléter les données là où les glaces sont moins étendues et donc peu étudiées. Les corrélations entre les régions tempérées et glaciaires permettent ainsi de mieux évaluer les interactions et/ou les temps de réponse entre ces deux aires géographiques, ainsi que leur influence respective sur l'évolution du climat global. Pour établir ces « téléconnexions », les différentes archives paléoclimatiques doivent être comparables et de ce fait exprimées en âge « réel », c'est-à-dire, en chronologie calendaire corrigée. Plusieurs problèmes sont rencontrés lors de la construction des modèles d'âge calibrés dans les sédiments lacustres.

2.1. Calibrage des chronologies en paléoclimatologie

L'une des méthodes de datation les plus couramment appliquées aux forages de type sédimentaire est le radiocarbone. Les âges ^{14}C sont calculés selon la demi-vie de Libby (5568 ans) jusqu'à environ 50000 ans. Toutefois, l'émission de ^{14}C dans le CO_2 atmosphérique n'est pas constante au cours du temps (Stuiver and Braziunas, 1993). Les âges obtenus par cette méthode ne sont donc pas exprimés en années « réelles ». C'est ainsi que des plateaux d'âges radiocarbones compliquent la chronologie du ^{14}C , comme par exemple de ~11500 à 12800 ans cal BP, au cours du Dryas-Récent (e.g., Goslar, *et al.*, 2000). Pour tenir compte des fluctuations du ^{14}C , les dates radiocarbones conventionnelles doivent être corrigées par d'autres méthodes de datation calibrées (Stuiver and Braziunas, 1993).

Dans le domaine du calibrage des dates radiocarbone (i.e., passage aux âges calendaires), les résultats de Bard *et al.* (1990 a,b, 1993) et Bard (1997) obtenus par la méthode du radiocarbone et celle du déséquilibre U-Th de coraux au large des îles de Barbade, de Mururoa et de Tahiti montrent que les deux chronomètres divergent progressivement au cours du temps. Pour les derniers 10000 ans ^{14}C BP, les résultats U-Th montrent un écart d'environ 1000 ans avec le radiocarbone, le ^{14}C produit des âges systématiquement plus jeunes. Cette observation confirme l'écart d'âge observé entre les comptages de cernes d'arbres et les âges ^{14}C (Stuiver and Braziunas, 1993). Pour la période antérieure à 10000 ans ^{14}C BP, l'écart augmente progressivement et peut atteindre jusqu'à 3500 ans pour des âges de 20000 ans ^{14}C BP.

Au cours des dernières décennies, de nouvelles observations de ce type sont venues s'ajouter aux bases de données de calibrage des âges ^{14}C . C'est ainsi qu'une courbe de calibrage a d'abord été construite jusqu'à 10000 ans (Stuiver and Braziunas, 1993), puis jusqu'à 24000 ans (Intcal98 - Stuiver *et al.*, 1998) et enfin jusqu'à 26000 ans (Intcal04 - Reimer *et al.*, 2004). Récemment, une courbe a été proposée pour calibrer les âges ^{14}C jusqu'à 50000 ans, c'est-à-dire jusqu'aux limites de la datation par le radiocarbone (CalPal 2004 - <http://www.calpal.de/calpal/>). Un programme informatique de calibrage distribué par l'Université d'Oxford (Oxcal - Bronk Ramsey, 2001) regroupe les dernières calibrations (<http://www.rlaha.ox.ac.uk/O/oxcal.php>).

Les intervalles d'âges ^{14}C calibrés issus des programmes informatiques sont exprimés en années calendaires. Cependant, dans les intervalles calibrés, aucune date ne peut être privilégiée car la distribution des probabilités n'est pas une distribution gaussienne. Par convention internationale, les dates ^{14}C calibrées sont donc toujours considérées dans un intervalle à 2 sigma (Fig. 7.2).

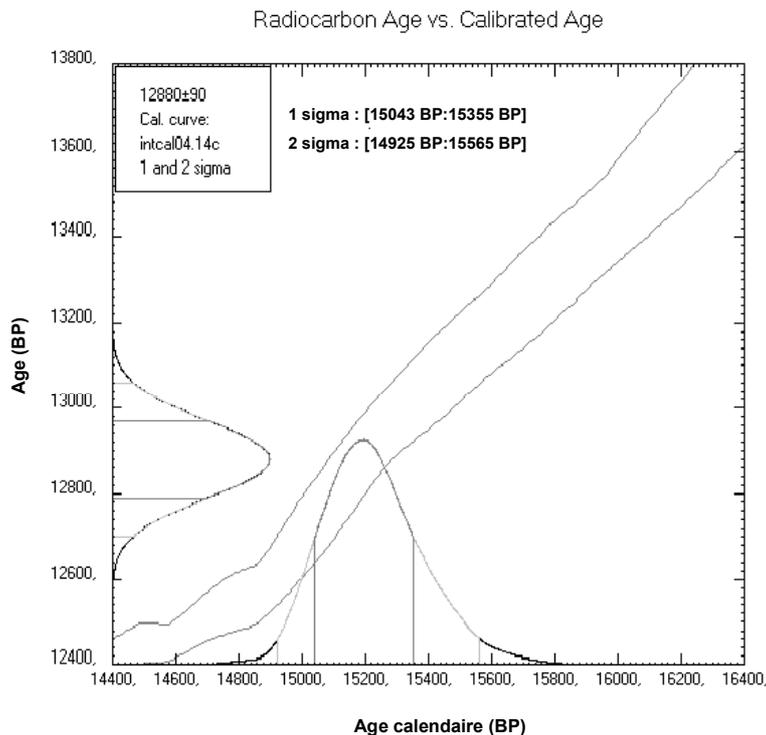


Figure – 7.2. Exemple de calibrage de date ^{14}C à 1 et 2 sigma, par rapport à la courbe de calibration Intcal04 (Reimer *et al.*, 2004). L'échantillon daté provient du Chili (Lac Puyehue, carotte PU-II, 1119 cm de profondeur). Le logiciel utilisé est Calib 5.0.1. Sur l'axe des ordonnées, distribution gaussienne de l'âge non calibré (^{14}C BP) ; sur l'axe des abscisses, distribution gaussienne le l'âge calibré (^{14}C cal BP). Les résultats sont indiqués en tenant compte de l'intervalle d'incertitude de l'âge calibré à 1 sigma et 2 sigma.

2.2. Calibrage des âges ^{14}C par les archives annuelles de glace et de sédiments

Parmi les archives sédimentaires, les dépôts laminés lacustres (et marins) présentent un intérêt particulier pour la datation et le calibrage des dates ^{14}C , en effet, ces derniers peuvent être datés avec une précision annuelle. Les sédiments varvés sont datés par le comptage des couches saisonnières. En comptant le nombre d'années « réelles » à partir de la surface polie des carottes, il est possible de produire une chronologie en âge calendaire (Hughen *et al.*, 1998 ; Goslar *et al.*, 2000). La séquence de sédiments varvés du Bassin de Cariaco permet par exemple d'obtenir une chronologie en âge calendaire de la transition Pléistocène/Holocène (Fig. 7.3). D'autres enregistrements varvés, comme ceux du Bassin de Santa Barbara (Schimmelman *et al.*, 1990), des lacs de Soppensee (Hajdas, 1993) et Gosciadz (Goslar *et al.*, 2000) ont également été étudiés dans le cadre du calibrage du radiocarbone.

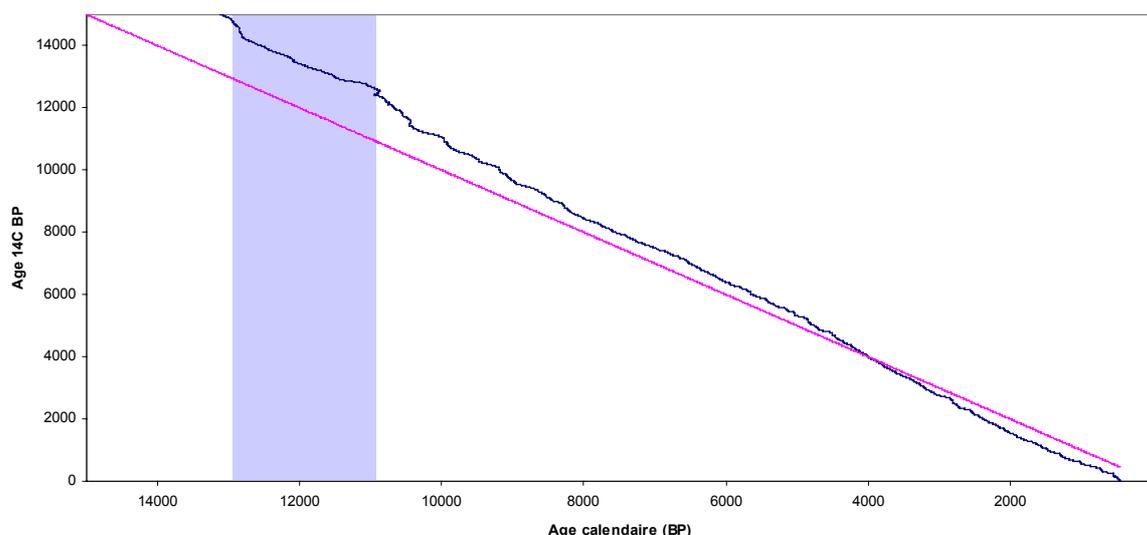


Figure – 7.3. Courbe de calibrage du ^{14}C (en rouge) jusqu'à 14700 années calendaires par le comptage des varves du Bassin de Cariaco (Hughen *et al.*, 1998). La bande grise correspond à la période du Dryas Récent (~11600 – 12900 ans cal BP). A partir de cette limite, le décalage entre les âges ^{14}C conventionnels et les âges « réels » est de plus de 1000 ans.

Dans le Bassin de Cariaco, la technique utilisée par Hughen *et al.* (1998) pour dater les varves repose sur les propriétés physiques des sédiments annuellement laminés. L'alternance saisonnière de dépôts sombres (argileux) et de dépôts clairs (enrichis en phytoplancton) est mesurée par la réflectance relative des sédiments (grey-scale). En adaptant cette méthode, Hughen *et al.* (1998) ont pu corrélérer l'évolution climatique du Bassin de Cariaco avec les données de la carotte de glace GISP 2 (datée en âge calendaire). Les résultats de cette étude montrent que dans ces deux archives bien datées, la chronologie de la dernière inversion froide du Dryas Récent (11600-12900 ans cal BP) est parfaitement en phase entre 72°N et 10°N (Fig. 7.4). Les varves du Bassin de Cariaco ont par ailleurs fourni une chronologie en âge calendaire jusqu'à 14725 années BP (12903 ^{14}C ans BP).

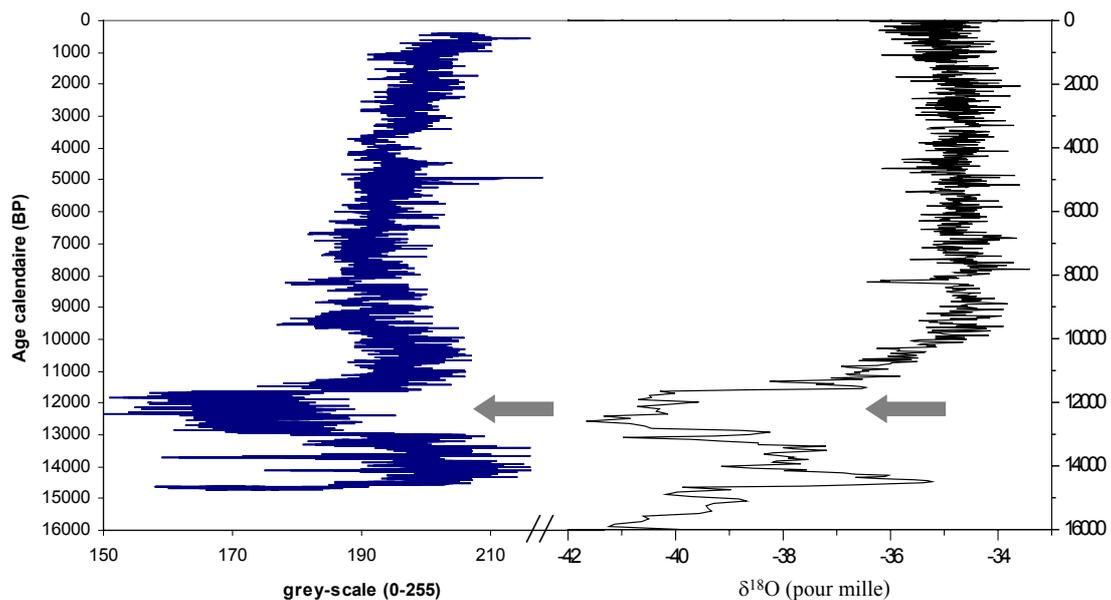


Figure – 7.4. Variations du grey-scale des sédiments enrichis en phytoplancton du Bassin de Cariaco (Hughen *et al.*, 1998) et évolution des paléotempératures au Groenland (GISP 2 - Stuiver *et al.*, 1995). Les flèches indiquent la présence du Dryas Récent (~11600 - 12900 ans cal BP) dans les deux archives.

L'accumulation de la glace est différente en été ou en hiver, ce qui permet de différencier les années. L'été, les poussières peuvent être plus abondantes dans la glace, en raison du transport des poussières par les vents en direction des pôles. La réflectance des couches de glace d'été s'en trouve donc modifiée, ce qui permet ensuite d'observer et surtout de compter les couches annuelles (Jouzel et Parrenin, 2004). Les couches annuelles de glace peuvent être comptées à l'œil nu à partir des carottes, ou en mesurant les variations saisonnières de la composition isotopique de la glace, par exemple l'oxygène (Jouzel et Parrenin, 2004).

Bien qu'il existe un effet de tassement du matériel stratifié (sédiment ou glace) sous l'effet de son poids, la variabilité du climat peut être enregistrée de façon continue durant plusieurs millénaires. Cependant, dans les milieux où les remaniements sont trop importants, les strates annuelles ne se conservent pas. Par exemple, du fait de l'action des vents aux pôles, la préservation des couches annuelles de glace dans les régions de plateaux n'est pas aussi bonne que dans les régions côtières. Les carottes de GISP 2 au Groenland (Fig. 7.4 - Stuiver *et al.*, 1995) et du Dome Taylor en Antarctique (Grootes *et al.*, 2001) ont ainsi pu être datées par le comptage des couches annuelles de glace. Au contraire, les comptages annuels n'ont pas été possibles pour les forages profonds de Vostok, Byrd, Dome C et Dome F en Antarctique (Jouzel et Parrenin, 2004). Dans les environnements lacustres, la formation et/ou la préservation de structures saisonnières laminées n'est pas toujours possible, notamment lorsque le brassage de l'eau par les vents se produit toute l'année.

2.3. Correction de la chronologie ^{14}C des sédiments du Lac Baïkal

Dans le cas du Lac Baïkal, les sédiments sont dépourvus de macro-restes végétaux. Par conséquent, la principale difficulté pour adapter la méthode de datation par le radiocarbone est d'obtenir une quantité suffisante de carbone à dater. Pour cette raison, le ^{14}C est mesuré avec un spectromètre de masse couplé à un accélérateur de particules ou AMS (Accelerator Mass Spectrometer). Les âges ^{14}C ont été produits par les laboratoires de Poznan et de Gliwice. Les très petites quantités de carbone nécessaires sont extraites à partir d'échantillons de pollens et de spores (Piotrowska *et al.*, 2004). Entre 20 et 160 cm^3 de sédiment sont nécessaires pour obtenir la quantité minimum de carbone pur (~1 mg) par

échantillon à dater. Les âges sont dès lors obtenus pour des épaisseurs de sédiment de trois à six centimètres. Cette épaisseur représente à elle seule 850 années en moyenne dans les sédiments du Lac Baïkal (pour un taux de sédimentation compris entre 0,04 et 0,15 mm/an, chapitre 3).

Bien que les âges ^{14}C soient très fiables du point de vue de la préparation et de la purification du carbone, le modèle d'âge interpolé à partir des dates ^{14}C calibrées montre un décalage de ~500 ans par rapport à la chronologie calendaire de la carotte GISP 2 (chapitre 3). Les pollens étant d'origine terrestre, cet écart d'âge ne peut être expliqué par un effet de réservoir en carbone du lac qui aurait « vieilli » les âges radiocarbone. Deux hypothèses peuvent être émises pour expliquer le décalage de ~500 ans : (i) l'incertitude de l'âge pourrait être expliquée par la bioturbation, mais celle-ci est moins importante sur le site Continent (Martin *et al.*, 2005) ; (ii) il existe un problème d'ajustement du modèle d'âge ^{14}C . Le décalage observé entre GISP 2 et le Lac Baïkal ne serait pas réel mais serait lié à la quantité de matériel utilisé pour extraire le carbone à dater (3 à 6 cm d'épaisseur de sédiments).

2.4. Correction de la chronologie ^{14}C des sédiments du Lac Puyehue

Les âges ^{14}C ont été obtenus par la méthode AMS au laboratoire de datation par la méthode du radiocarbone de Poznan. Avec cette technique, la concentration en ^{14}C est mesurée sur une cible de graphite de 1 mg (ou moins) obtenue à partir du carbone contenu dans le sédiment total (échantillons de 1 cm d'épaisseur). Deux sources de carbone sont observées dans les sédiments du Lac Puyehue : (1) une fraction organique décomposée et mélangée aux sédiments ; (2) une fraction organique plus fraîche composée de rares macro-restes végétaux microscopiques (<2 mm de long) pouvant être séparés du sédiment total. Cette observation suggère une possible contamination des échantillons datés par du carbone plus ancien.

Afin de tester cette hypothèse, deux échantillons supplémentaires, l'un situé à la base (Poz 7662 – 1119 cm) et l'autre au sommet (Poz 5922 – 120,5 cm) de la carotte PU-II ont été préparés au laboratoire de datation de Gliwice selon la méthode AAA¹. Il s'agit de dater des macro-restes végétaux séparés du sédiment total et de comparer les résultats avec les âges obtenus à partir du carbone total des sédiments (Fig. 7.5). Les résultats de ces analyses complémentaires montrent que pour le sommet de la carotte étudiée, il n'existe pratiquement pas de différence d'âge entre les deux types d'échantillons datés [(Poz 5922) 2570 ± 35 BP à 120,5 cm et (Poz 1406) 2590 ± 40 BP à 156 cm]. Par contre, un écart important est observé pour la base de la séquence [(Poz-7662) 12880 ± 90 BP à ~1119 cm et (Poz-2215) 13410 ± 100 BP ~1112 cm] (Fig. 7.5).

L'âge plus jeune (D sur la Fig. 7.5) provient des macro-restes végétaux séparés de la fraction totale du sédiment (0,32 mg de carbone), tandis que l'âge plus vieux (C sur la Fig. 7.5) provient de la matière organique totale (0,4 mg de carbone). Bien que les résultats doivent être validés par d'autres analyses, ces derniers suggèrent un effet de vieillissement des dates ^{14}C à la base de la séquence. Ce vieillissement serait lié à un effet de réservoir en carbone du lac lors de la déglaciation.

¹ Méthode AAA : avant d'être traités pour la graphitisation, les macro-restes végétaux sont délicatement séparés du sédiment. Ensuite, ils sont traités selon la méthode AAA (acid-alcalic-acid) (Goslar and Czernik, 2000). Le but est d'obtenir un échantillon de carbone pur, sans contamination. Les carbonates en solution qui pourraient être présents sont d'abord dissout dans HCl. Ensuite, le traitement par NaOH enlève les acides humiques. Un dernier traitement avec HCl permet d'enlever le carbone atmosphérique qui aurait pu être absorbé par l'échantillon lors du traitement avec NaOH. La cible de graphite est ensuite datée par AMS au laboratoire de Poznan.

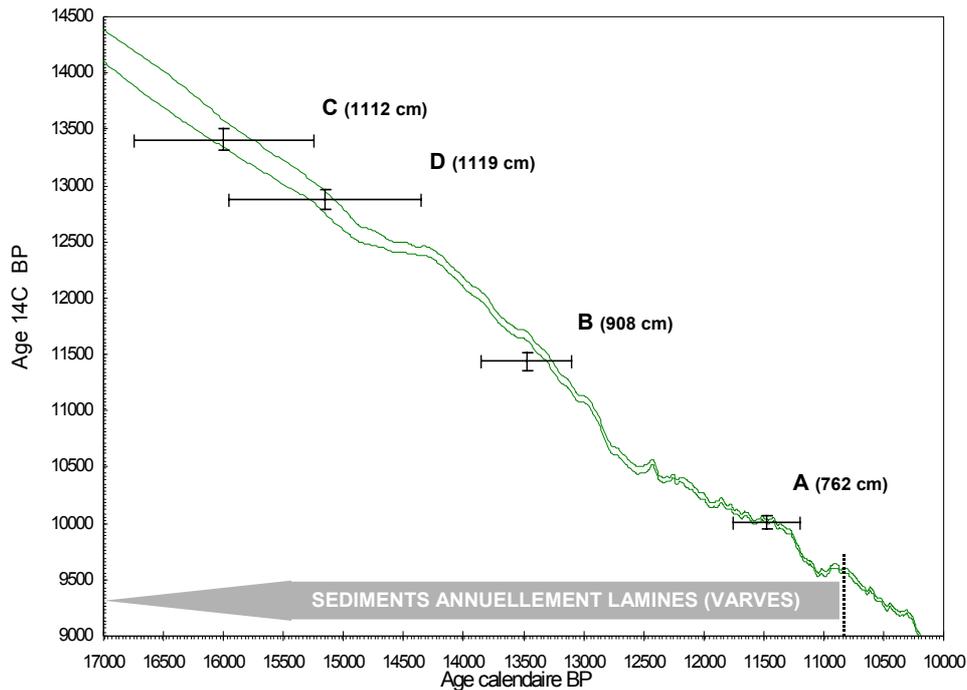


Figure – 7.5. Dates ^{14}C des sédiments du Lac Puyehue entre 17000 et 10000 ans cal BP par rapport à la courbe de calibration Intcal04 (Reimer *et al.* 2004). (A,B et C) = dates ^{14}C obtenues à partir de la fraction organique totale du sédiment. (D) = date ^{14}C obtenue à partir de macro-restes végétaux. L'âge ^{14}C en (D) serait vieilli en raison d'un effet de réservoir en carbone ancien accumulé lors de la déglaciation. La flèche grise indique l'intervalle « calibré » par le comptage des varves.

Correction des âges ^{14}C par la chronologie des varves

Les varves formées lors de la période correspondant à la transition Pleistocène/Holocène ont été étudiées selon des méthodes identiques à celles développées par Hughen *et al.* (1998). Le début de la séquence des varves est daté par le ^{14}C avant les plateaux d'âges radiocarbone du Dryas Récent. Il est également antérieur au problème d'effet de réservoir noté dans les dépôts tardiglaciaires. L'âge est donc bien contraint par le modèle d'âge jusqu'à 10000 ans (Fig. 7.5). La sédimentation saisonnière du phytoplancton en couplets varvés fournit donc un outil chronologique très utile pour le calibrage de la chronologie du ^{14}C entre ~17000 et 11000 ans ^{14}C BP (Fig. 7.6). L'utilité de la chronologie des varves repose sur plusieurs éléments : (i) cette chronologie est corrigée des dépôts événementiels et permet de mieux évaluer les taux de sédimentation ; (ii) les âges ^{14}C obtenus pour l'intervalle entre ~17000 et 11000 ans ^{14}C BP sont moins précis du point de vue du calibrage (intervalle de calibrage de plus de 1000 ans (Fig. 7.5)) ; (iii) un effet de réservoir en carbone du lac aurait existé au début de la déglaciation.

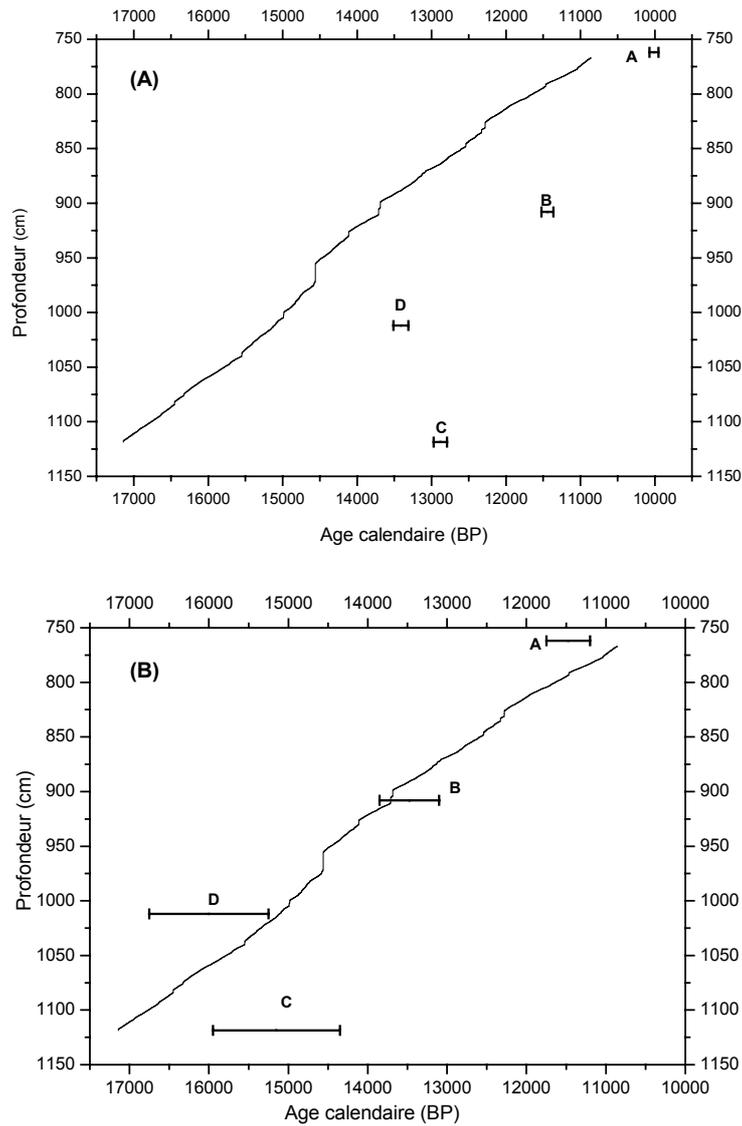
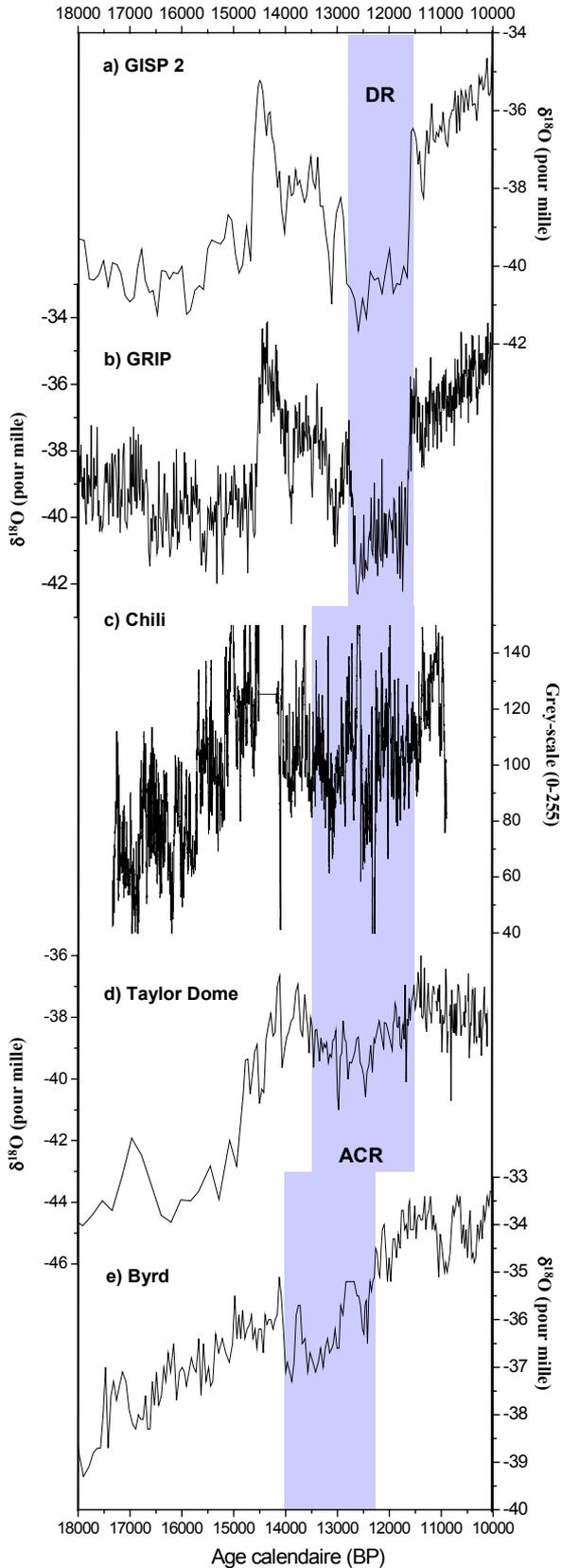


Figure – 7.6. Chronologie en âge calendaire obtenue par comptage de varves et (A) âges ^{14}C BP non calibrés obtenus à partir des sédiments laminés du Lac Puyehue. Un écart de 1000 à 2000 ans entre la chronologie des varves et le ^{14}C est observé. L'écart augmente avec la profondeur et atteint plus de 3500 ans vers 17000 ans. Les âges ^{14}C (A, B et D) ont été obtenus à partir de la fraction organique totale du sédiment, l'âge ^{14}C en (C) a été obtenu à partir de marco-restes végétaux isolés du sédiment total.

3. Comparaisons inter-hémisphériques

3.1. La déglaciation

3.1.1. Le Dryas Récent



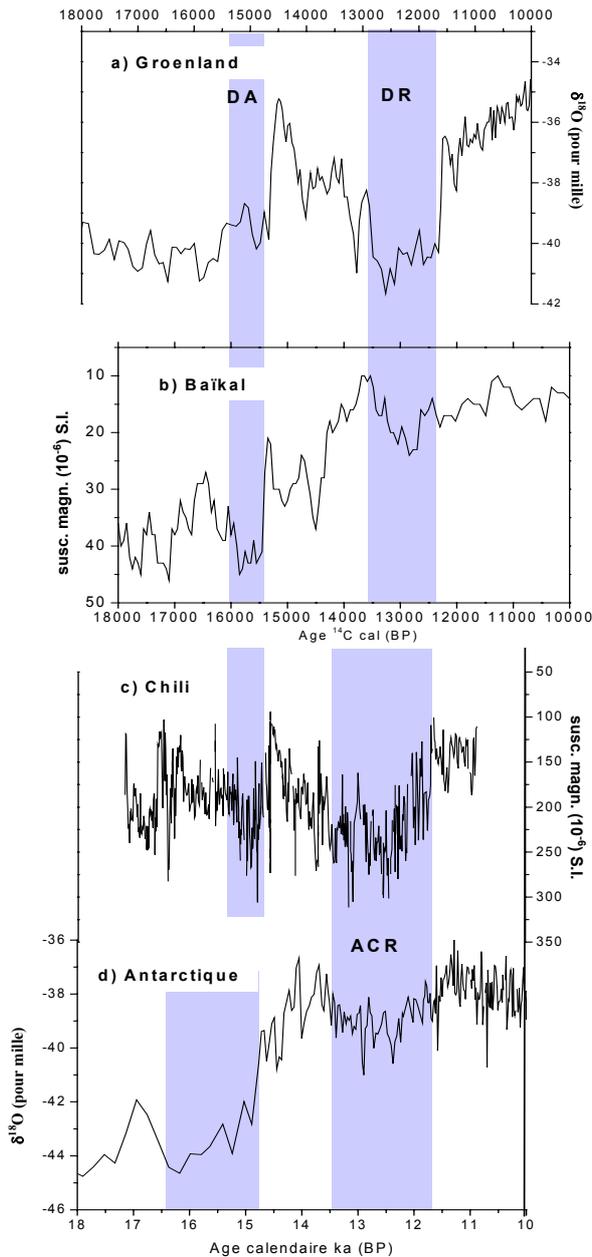
Le Dryas Récent coïncide avec la transition entre le Pléistocène et l'Holocène. Il marque la fin des grands remaniements de la période glaciaire et constitue une limite chrono-stratigraphique de première importance. Dans l'Atlantique Nord, le Dryas Récent est caractérisé par une inversion climatique froide, la plus abrupte de la fin de la dernière glaciation (Fig. 7.7). La température était alors plus froide de 15°C par rapport à celle observée actuellement (Stuiver *et al.*, 1995). Le refroidissement du Dryas Récent serait expliqué par le ralentissement de la circulation thermohaline, en raison de l'arrivée massive des eaux de fontes des calottes glaciaires dans l'Atlantique Nord (Broecker, 1997).

La durée du Dryas Récent varie légèrement selon les latitudes et selon les méthodes de détermination de l'âge. Le début du Dryas Récent commencerait à ~12900 ans cal BP et se terminerait à ~11500 ans cal BP toutes chronologies confondues. Au Groenland, sa durée est estimée à 1300+/-70 ans à partir du comptage des couches annuelles de glace des carottes GISP 2 et GRIP (Fig. 7.7). L'inversion froide est détectée par une diminution des températures (proportionnelles aux variations de $\delta^{18}\text{O}$) et une augmentation rapide de l'accumulation de poussières (Taylor *et al.*, 1993). La terminaison du Dryas Récent est remarquablement abrupte en réponse à une augmentation rapide de la température de 7°C vers 11600 cal yr BP (Steig *et al.*, 1998). Les changements climatiques qui ont accompagné le Dryas Récent ne sont pas restreints aux latitudes polaires de l'hémisphère Nord où il a été décrit pour la première fois. En effet, les variations de concentration en phytoplancton dans les sédiments du Bassin de Cariaco suggèrent que les climats des latitudes tropicales et subtropicales étaient également plus froids entre ~12900 et 11600 ans cal BP (Hughen *et al.*, 1998).

Figure – 7.7. Variations de températures proportionnelles aux variations de $\delta^{18}\text{O}$ dans les carottes de glace (a) GISP 2 (Stuiver *et al.*, 1995), (b) GRIP (Johnsen *et al.*, 1997), (d) Taylor Dome (Steig *et al.*, 2000) et (e) Byrd (Blunier *et al.*, 1998). (c) Variation relative de la silice biogénique proportionnelle à la variation des niveaux de gris dans les sédiments lacustres au sud du Chili (Lac Puyehue). DR = Dryas Récent ; ACR = Antarctic Cold Reversal.

3.1.2. Le « Dryas Récent » dans l'hémisphère Sud ?

En Antarctique, les carottes de glace Byrd et Vostok montrent des corrélations significatives avec les événements repérés dans les carottes de glace du Groenland. D'une manière générale, les événements climatiques sont plus courts et moins abrupts en Antarctique qu'au Groenland, excepté pour l'événement froid du Dryas Récent (Steig *et al.*, 1998). Dans la carotte Byrd, l'inversion froide appelée ACR (pour Atlantic Cold Reversal) serait antérieure au Dryas Récent de ~1500 ans (Blunier *et al.*, 1998). Cependant, ce décalage est remis en cause par les données de la carotte de Taylor Dome, prélevée dans la zone côtière de l'Antarctique (Steig *et al.*, 1998). En effet, dans cette carotte, l'inversion froide de la fin du Pléistocène est en phase avec le Dryas Récent tel qu'il est enregistré au Groenland (GISP 2 – Fig. 7.8) ; par contre elle n'est pas en phase avec la carotte Byrd (Steig *et al.*, 1998) (Fig. 7.7).



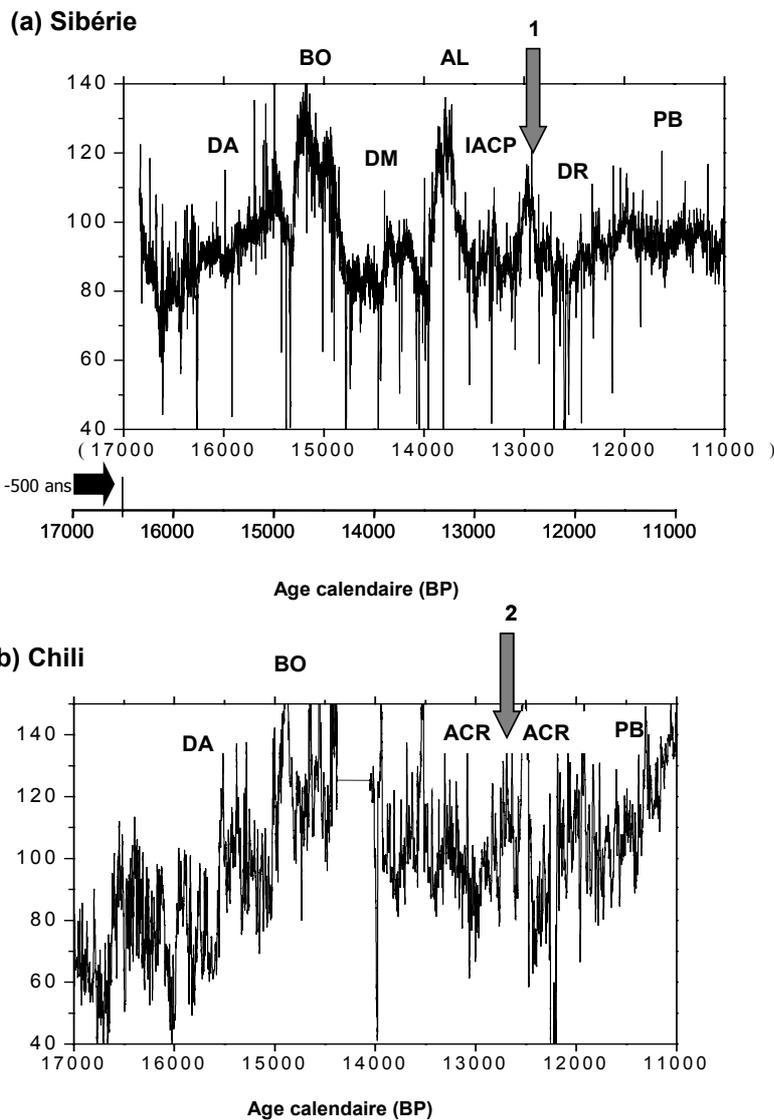
En Amérique du Sud, l'événement froid équivalent au Dryas Récent est localement appelé HMCR (pour Huelmo/Mascardi Cold Reversal). Les noms de Huelmo et Mascardi viennent respectivement d'un lac chilien et d'un lac argentin où l'événement froid a été étudié en parallèle (Hajdas *et al.*, 2003). L'âge de l'événement Huelmo/Mascardi a été estimé par de nombreuses datations ^{14}C AMS calibrées obtenues à partir de sédiments laminés. Selon ces données, l'événement froid HMCR se remarquerait entre 13400 et 11500 ans cal BP. Selon Hajdas *et al.* (2003), l'événement climatique froid HMCR précéderait d'environ 500 ans seulement l'inversion froide de l'hémisphère Nord (Dryas Récent). La fin de l'événement est difficile à dater en raison des plateaux d'âges radiocarbone (Hajdas *et al.*, 2003). Le Dryas Récent et l'événement Huelmo/Mascardi auraient cependant une terminaison synchrone à ~11500 ans cal BP.

Au Chili, dans la carotte varvée du Lac Puyehue, l'inversion froide équivalente au Dryas Récent de l'hémisphère Nord est en phase avec les données de paléotempératures de la carotte de Taylor Dome (Figs. 7.7 et 7.8). En revanche, elle n'est pas en phase avec les données du $\delta^{18}O$ de la carotte Byrd (Fig. 7.7). Les nouvelles données chronologiques du Lac Puyehue confirment l'écart d'âge déjà observé de ~500 ans seulement entre l'inversion froide au Sud du Chili (Huelmo/Mascardi Cold Reversal) et celle de l'hémisphère Nord (Dryas Récent) (Fig. 7.8).

Figure – 7.8. Variations des paléotempératures proportionnelles aux variations de $\delta^{18}O$ dans les carottes de glace : (a) GISP 2 (Stuiver *et al.*, 1995) et (d) Taylor Dome (Steig *et al.*, 2000) et variations relatives des apports détritiques proportionnelles à la susceptibilité magnétique dans les sédiments du Lac Baïkal (b) et (c) du Lac Puyehue (Charlet, données non publiées). Les âges ^{14}C du Lac Baïkal sont décalés de 500 ans en raison de la résolution du modèle d'âge radiocarbone (voir le paragraphe sur la correction des âges ^{14}C).

3.1.3. Enregistrement du « Dryas Récent » en Sibérie et au Chili

Aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord, en Sibérie, l'inversion froide du Dryas Récent est peu marquée (Fig. 7.8). Le changement climatique est moins abrupt que celui observé au Groenland et dans le Bassin de Cariaco (Stuiver *et al.*, 1995 ; Hughen *et al.*, 1998). Dans les sédiments du Lac Baïkal, le Dryas Récent se caractérise par des pics de valeurs de susceptibilité magnétique légèrement plus élevés (Fig. 7.8). En revanche, les événements du Dryas Ancien et Moyen apparaissent de façon beaucoup plus marquée que le Dryas Récent (Fig. 7.8). Les données de susceptibilité magnétique et des niveaux de gris suggèrent également la présence d'un réchauffement régional plus marqué antérieur à l'Holocène, à ~15000 ans cal BP (chapitre 3, Fig. 7.9). Malgré la difficulté de dater les sédiments pléistocènes et holocènes dans le Lac Baïkal, la durée du Dryas Récent serait en phase avec la chronologie de la carotte GISP 2 (Fig. 7.8). En acceptant l'hypothèse selon laquelle les dates ^{14}C



le Dryas Récent en Sibérie serait de ~12200 à 11700 ans cal BP, soit une durée de ~500 ans seulement. En Sibérie, l'inversion froide du Dryas Récent est donc moins abrupte et moins longue qu'au Groenland. Par ailleurs, un événement chaud abrupt précédant le Dryas Récent serait détecté à ~12400 ans cal BP (âge corrigé). Ce dernier n'a été observé qu'à partir des analyses à haute résolution de la lithologie des carottes par la méthode des niveaux de gris (Fig. 7.9)

Figure – 7. 9. Comparaison des variations lithologiques en niveaux de gris de sédiments lacustres en Sibérie et au Chili. (a) Lac Puyehue ; (b) Lac Baïkal. DA = Dryas Ancien ; BO = Bölling ; DM = Dryas Moyen ; AL = Alleröd ; IACP = Intra Alleröd Cold Period ; ACR = « Antarctic Cold Reversal » ; PB = Préboréal. Un nouvel événement climatique chaud est identifié dans les deux séquences : (1) à ~12400 ans cal BP en Sibérie et (2) à ~12700 ans cal BP au Chili. Les graphiques sont montrés avec leur propre chronologie calendaire. La séquence du Lac Baïkal doit être corrigée de 500 ans.

Aux latitudes moyennes de l'hémisphère Sud, au Chili, l'inversion froide équivalente au Dryas Récent est plus marquée qu'en Sibérie. Cependant, le refroidissement reste moins abrupt que celui qui est perçu au Groenland (Stuiver *et al.*, 1995) et dans le Bassin de Cariaco (Hughen *et al.*, 1998). Dans les sédiments du Lac Puyehue, le refroidissement équivalent au Dryas Récent se caractérise par des pics de susceptibilité magnétique plus élevés, comme au cours du Dryas Ancien (Fig. 7.8). Il apparaît plus long qu'au Lac Baïkal, mais avec également une phase chaude intermédiaire. Deux phases froides plus marquées sont observées entre ~13300 et 12900 ans cal BP et entre 12500 et 12200 ans cal BP. Les deux phases froides sont séparées par un réchauffement abrupt qui n'était pas connu en Amérique du

Sud et qui trouve son pendant dans la chronoséquence du Lac Baïkal (Fig. 7.9). Cet événement très court se développe entre 12800 et 12600 ans cal BP (Fig. 7.9).

Les différences observées entre les hémisphères Nord et Sud sont résumées ci-dessous et dans la figure 7.10.

Hémisphère Nord (Dryas Récent)

- (i) GISP 2 : 12900-11600 ans cal BP (Stuiver *et al.*, 1995) ;
- (ii) Bassin du Cariaco : 12900-11600 ans cal BP (Hughen *et al.*, 1998) ;
- (iii) Lac Baïkal : 12200 à 11700 ans cal BP (cette étude).

Hémisphère Sud

- (i) Byrd, « Antarctic Cold Reversal », ~14500-11500 ans cal BP (Blunier *et al.*, 1998) ;
- (ii) « Huelmo/Mascadi Cold Reversal », ~13400-11500 ans cal BP (Hajdas *et al.*, 2003) ;
- (iii) Taylor Dome 13500-11600 ans cal BP (Steig *et al.*, 2000) ;
- (iv) Lac Puyehue, deux inversions froides, entre ~13300 et 12900 ans cal BP (« Antarctic Cold Reversal » ?) et entre 12500 et 12200 ans cal BP (Dryas Récent ?) (cette étude).

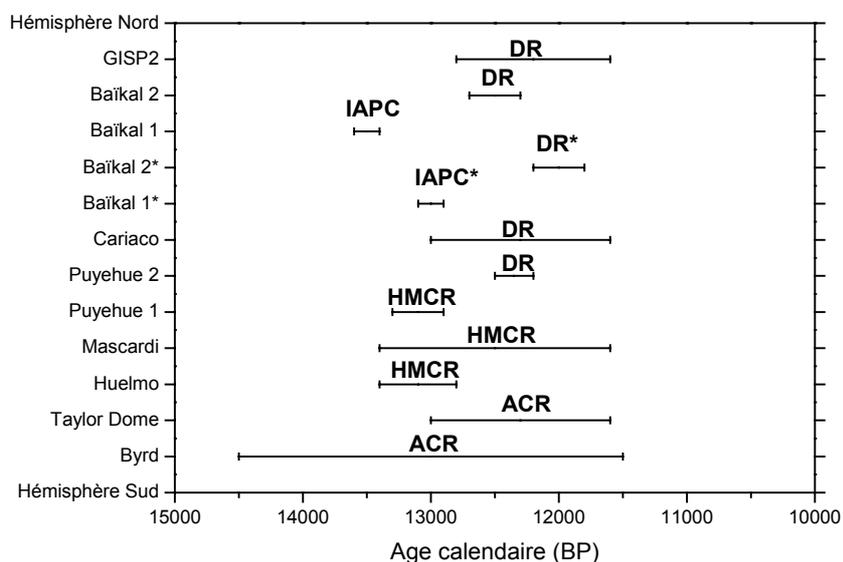


Figure - 7.10. Comparaison des âges calibrés obtenus pour l'inversion froide de la fin du Pléistocène dans les hémisphères Nord et Sud. DR = Dryas Récent ; IAPC = Intra Alleröd Cold Period ; HMCR = Huelmo/Mascadi Cold Reversal ; ACR = Antarctic Cold Reversal. Les données du Lac Baïkal, mentionnées avec * sont corrigées de 500 ans par rapport à la chronologie ¹⁴C calendaire.

3.2. Evolution climatique des derniers siècles

L'évolution climatique du dernier millénaire est modélisée avec une précision très élevée à partir de combinaisons de traceurs climatiques provenant d'archives calibrées (carottes de glace, sédiments varvés, stalagmites etc.). Dans l'hémisphère Nord, le modèle des paléotempératures de Crowley (2000) et plus récemment de Moberg *et al.* (2005) sont le pendant du modèle de Goosse *et al.* (2004) établi pour l'hémisphère Sud. Ces simulations mettent en évidence la présence de conditions climatiques relativement chaudes entre les 12^{ème} et 14^{ème} siècles dans l'hémisphère Nord. Les modèles de l'hémisphère Nord montrent un refroidissement graduel à partir de la fin du 14^{ème} siècle et ce, jusqu'au milieu du 19^{ème} siècle, ainsi qu'un réchauffement climatique de 0,5°C au cours des cent dernières années (Fig. 7.11).

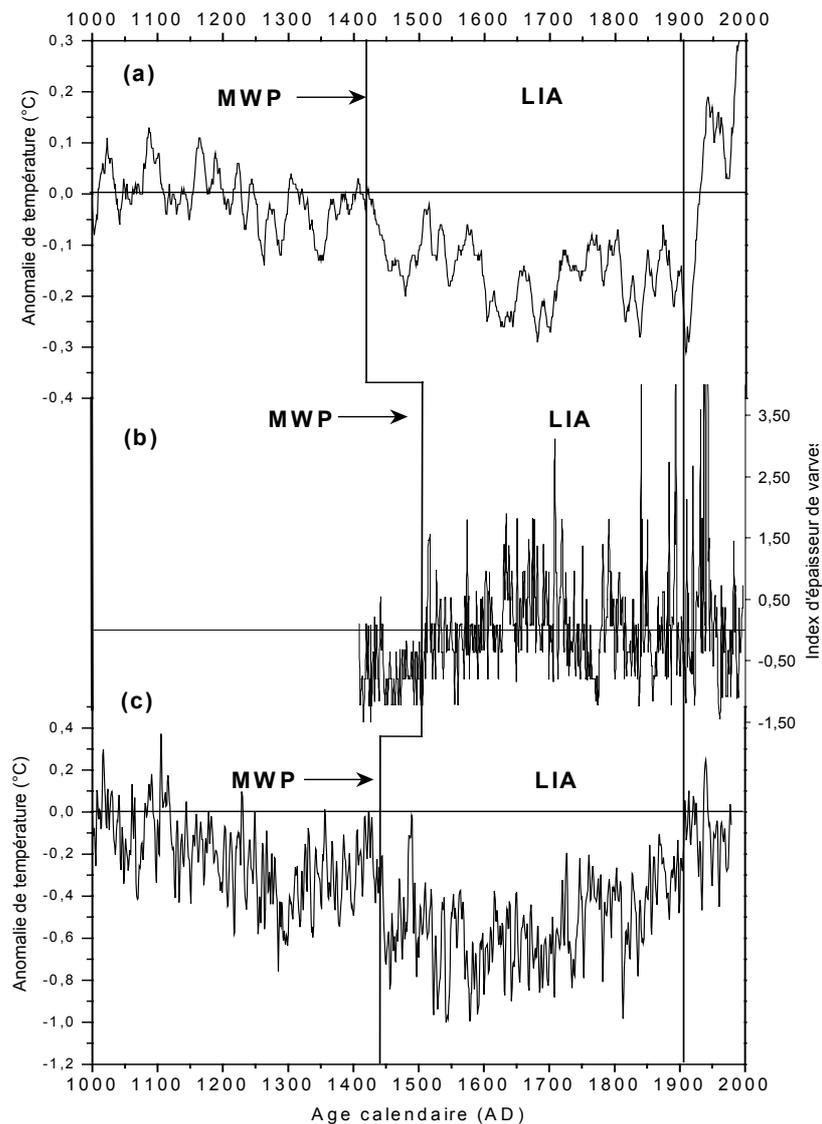


Figure – 7.11. Variation des paléoprécipitations au sud du Chili au cours de la période 1400-2000 AD ; reconstitution basée sur l'index d'épaisseur des varves du Lac Puyehue. Reconstitution des variations des paléotempératures moyennes de l'hémisphère Nord entre 1000 et 2000 AD : (a) modèle de Crowley (2000) ; (b) paléoprécipitations en Amérique du Sud et (c) modèle de Moberg *et al.* (2005). MWP = Medieval Warm Period (optimum climatique du Moyen-Age) ; LIA = Little Ice Age (Petit Age Galciaire). Notez l'augmentation des températures et des précipitations au milieu du 20^{ème} siècle qui coïncide avec l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère.

3.2.1. L'optimum du Moyen-Age et le Petit Age Glaciaire

Dans l'hémisphère Nord, l'optimum du Moyen Age ou MWP (pour Medieval Warm Period) se définit par un climat plus chaud en Europe entre les 10^{ème} et 14^{ème} siècles (Hughes and Diaz, 1994). Dans l'hémisphère Sud le MWP apparaîtrait plus tardivement selon Goosse *et al.* (2004). En Antarctique, la compilation des données des paléotempératures (données isotopiques et dendrochronologiques) tend à démontrer que les températures de l'hémisphère Sud étaient en effet plus chaudes jusqu'à la seconde moitié du 15^{ème} siècle et non jusqu'à la fin de la seconde moitié du 14^{ème}, comme cela a pu être constaté dans l'hémisphère Nord (Delmotte *et al.*, 2000 ; Steig *et al.*, 2000 ; Stenni *et al.*, 2002). L'hypothèse de la présence d'un MWP plus tardif dans l'hémisphère Sud serait également confirmée par les données de carottes marines proches de l'Antarctique (Khim *et al.*, 2002) ; celles-ci suggèrent la présence d'une période plus chaude de 1250 à 1450 AD.

En Europe, le Petit Age Glaciaire ou LIA (pour Little Ice Age) fait suite au MWP². Il se définit comme une période froide entre les 15^{ème} et 19^{ème} siècles. Celle-ci a été observée en Amérique du Nord, en Asie et en Europe (Soon and Baliunas, 2003). Le LIA est marqué par l'extension rapide des glaciers de montagne, spécialement dans les Alpes, en Norvège, en Irlande et en Alaska (Soon and Baliunas, 2003). Néanmoins, le LIA ne peut pas être considéré comme une phase glaciaire, étant donné que les surfaces terrestres des latitudes élevées de l'hémisphère Nord sont demeurées exemptes de glace. Longtemps critiquée, la dénomination de « Petit Age Glaciaire » serait pourtant justifiée selon Soon and Baliunas (2003) qui notent la portée globale du LIA. Au Groenland, dans la carotte de glace GISP 2, le LIA est caractérisé par des paramètres multiples (e.g., isotopes, particules, CO₂). Selon ces paramètres, le LIA commencerait vers 1350 ou 1450 AD et se terminerait vers 1900 AD. Il est caractérisé par des températures plus basses de 1°C, estimées à partir de la composition isotopique de la glace en deutérium et en oxygène 18, par rapport à la période actuelle (Stuiver *et al.*, 1995 ; Cuffey *et al.*, 1992,1994).

En Amérique du Sud, le climat du dernier millénaire n'est pratiquement pas documenté par des archives de type annuel, à l'exception des études dendrochronologiques (e.g., Villalba, 1990, 1996). Malgré la nécessité de disposer de plus nombreuses données de températures en Amérique du Sud, les données paléoclimatiques disponibles (carottes de glace de l'Antarctique) tendent à démontrer la présence d'un réchauffement océanique plus tardif dans l'hémisphère Sud que dans l'hémisphère Nord. Selon Goosse *et al.* (2004), dans l'hémisphère Sud, le MWP serait observé au 15^{ème} siècle, alors qu'un refroidissement lié au LIA serait constaté au même moment dans l'hémisphère Nord. Selon le même auteur, le décalage observé entre les hémisphères Nord et Sud serait de 150 ans. Les données du Lac Puyehue permettent de discuter cette hypothèse en terme de paléoprécipitations.

Nouvelles données de paléoprécipitations pour l'hémisphère Sud (Chili, Lac Puyehue)

Les données d'épaisseur de varves exprimées en âge calendaire du Lac Puyehue sont en accord avec l'hypothèse émise par Goosse *et al.* (2004) au sujet de l'optimum climatique du Moyen-Age plus tardif dans l'hémisphère Sud. Les varves montrent la présence d'un climat sec jusqu'à la fin du 15^{ème} siècle, alors qu'au même moment est amorcé le LIA en Europe (Fig. 7.10). L'intervalle de temps compris entre 1400 et 1510 AD apparaît marqué par des faibles épaisseurs de varves qui traduisent une période de déficits en précipitations durant l'automne et l'hiver australs (chapitre 4). En revanche, la période entre les 16^{ème} et 19^{ème} siècles est caractérisée par une augmentation régulière des

² L'une des principales hypothèses avancées pour expliquer la fin du MWP et le début du LIA est le forçage des cycles solaires qui influence fortement la variabilité du climat global, et notamment les cycles de 11 ans (cycle de Schwabe), 22 ans (cycle de Hale), 88 ans (cycle de Gleissberg), 200 (cycle de Suess) et 2300 ans (cycle de Hallstatt). Parmi ces cycles solaires, le cycle de 2300 ans pourrait expliquer que le LIA ait culminé entre 1500 et 1700 AD (Magny, 1995). Par ailleurs, plusieurs minima d'activité solaire sont observés au cours du LIA, les minima de (i) Sporer (1411-1524 AD) et (ii) Maunder (1645-1715 AD) (e.g. Bard *et al.*, 2000) ; ce dernier souligne la phase la plus froide du LIA.

précipitations (Fig. 7.10). Par ailleurs, l'Oscillation Australe El Niño semble modifier la variabilité interannuelle des précipitations entre ~1510 et 1830 AD (les épisodes El Niño occasionnant des déficits de précipitations tous les 2 à 7 ans, voir le chapitre 5).

D'après les données calibrées des varves du Lac Puyehue de la fin du MWP, il existe un décalage de 60 à 110 ans entre les hémisphères Nord et Sud (en prenant soit 1450 ou 1350 AD comme début du LIA dans la carotte GISP 2) (Fig. 7.11). Ce décalage est important si l'on considère que les interactions entre l'Atlantique Nord et l'hémisphère Sud influencent le climat à travers la circulation thermohaline (Broecker, 2000). Plus encore, l'estimation de ce décalage temporel permet de mieux comprendre les différences enregistrées entre les hémisphères Nord et Sud au cours du siècle passé. Le temps de réponse de l'augmentation des gaz à effet de serre par exemple, varie d'un hémisphère à l'autre. Selon Levitus *et al.*, 2000, le réchauffement de l'océan au cours des cinquante dernières années serait plus élevé dans l'hémisphère Sud. Dans la séquence des varves du Lac Puyehue, les cinquante dernières années ont été marquées par des précipitations beaucoup plus importantes qu'au cours des phases précédentes. Celles-ci ont doublé par rapport au 19^{ème} siècle, ce qui pourrait être lié à la pollution anthropique évoquée par Levitus *et al.*, 2000 (Fig. 7.11).

3.2.2. La fin du Petit Age Glaciaire et « l'ère anthropique »

Bien que le LIA soit relativement bien connu en Europe, notamment grâce aux données historiques des glaciers et des moraines (Soon and Baliunas, 2003), sa terminaison n'est en revanche pas clairement définie. Cette incertitude est sans doute liée à l'influence de l'homme sur le climat depuis le 20^{ème} siècle (Fig. 7.11) (Berger, 1992).

Au Groenland, Whitlow *et al.* (1994) considèrent que les traces d'ammonium piégées dans la glace constituent de bons traceurs pour détecter la fin du LIA entre 1790 et 1910 AD. Elles augmentent lorsque l'incidence des feux dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord se fait ressentir. Par ailleurs, les mesures de CO₂ dans les bulles d'air piégées dans la glace de la carotte GISP 2 constituent un bon critère pour détecter la fin du LIA. Sa terminaison serait marquée par une augmentation des concentrations en CO₂ à partir de ~1810 AD (Wahlen *et al.*, 1991). Le calcium et le sodium sont également des traceurs importants : la présence de calcium reflète le transport des aérosols depuis les continents vers le Groenland, tandis que la présence de sodium reflète le transport des masses d'air océaniques. La présence de calcium entre 1390 et 1840 AD marque le déplacement des masses d'air continentales lors du LIA (Mayewski and Legrand, 1990).

Fin du Petit Age Glaciaire ou début de « l'ère anthropique ? »

L'influence anthropique sur le climat et sur l'équilibre de la composition de l'atmosphère a été bien étudiée dans la carotte GISP 2 au Groenland. Dans la glace, les augmentations des sulfates et des nitrates sont attribuées à l'activité anthropique (Mayewski *et al.*, 1986, Keronen *et al.*, 2005). Avant l'ère industrielle, les concentrations en nitrates sont plus fortes que celles en sulfates. Après le 19^{ème} siècle, les concentrations en sulfate dépassent celle des nitrates, en réponse à l'augmentation des émissions de dioxyde de soufre (SO₂).

L'influence des polluants d'origine anthropique sur l'équilibre de l'atmosphère est majeur. Un changement important des teneurs en sulfates et en nitrates est observé entre 1940 et 1970 AD (Mayewski *et al.*, 1986). Ce changement serait associé à la diminution des températures dans l'Atlantique Nord (Wigley and Raper, 1990). Cette diminution sensible de la température est également perceptible aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord, e.g., dans les données isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$) du glacier Fremont et dans les

taux d'accumulation de la glace dans la calotte Svalbard dans l'Atlantique Nord (Fig. 7.12). Parallèlement, au sud du Chili, une augmentation très nette des précipitations est observée entre 1940 et 1960 AD ; celle-ci pourrait être expliquée par un pic de l'influence de l'homme sur climat entre 1940 et 1970 AD (Fig. 7.12). L'évolution récente du climat serait attribuable, au moins en partie, aux activités humaines depuis l'ère industrielle ou « anthropique » et devrait se poursuivre au cours du 21^{ème} siècle (Berger, 1992 ; Duplessy, 2001). Selon les théories les plus récentes, l'ampleur du changement climatique dépendra des émissions de gaz à effet de serre, d'aérosols, de sulfates et donc des perspectives énergétiques mises en œuvre (Berger, 1992 ; Duplessy, 2001).

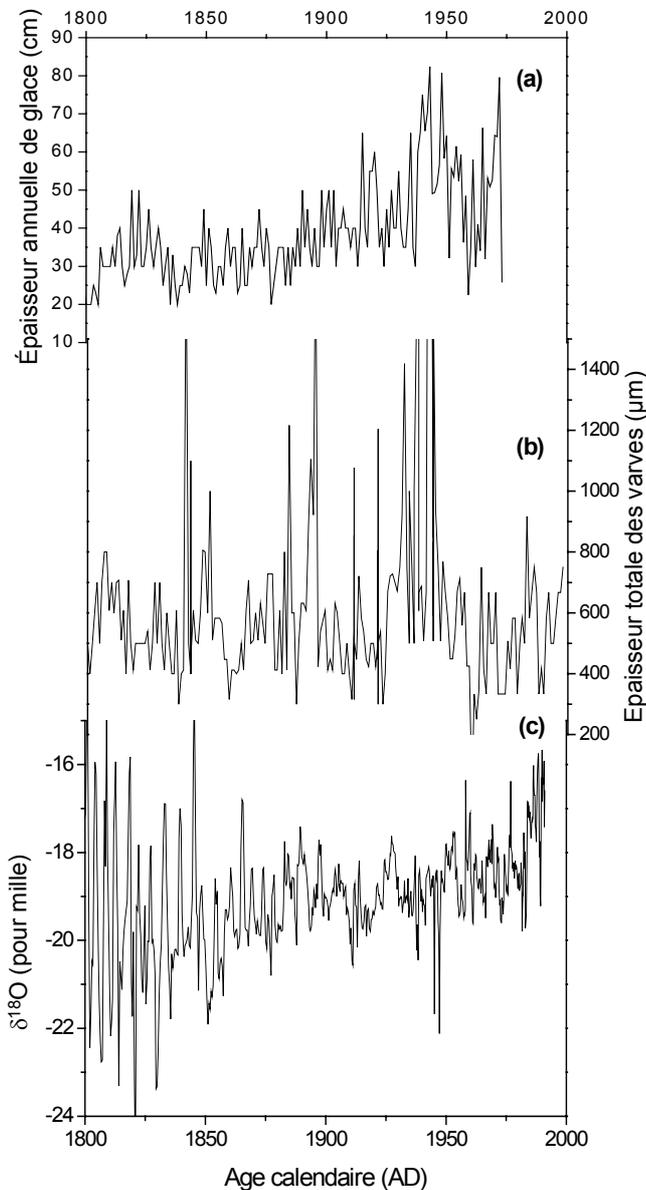


Figure – 7.12. Comparaisons inter-hémisphériques pour la période de 1800 à 2000 AD. (a) Accumulation de glace dans l'Atlantique Nord (île Svalbard - 78°44'N, 17°34'E) Arkhipov *et al.*, 1987 ; (b) paléoprécipitations enregistrées dans l'hémisphère Sud (Lac Puyehue - 40°65'S, 72°45'O) ; (c) paléotempératures aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord (Glacier Fremont - 43°1'S, 109°6'O) Schuster *et al.*, 2000. La fin du Petit Age Glaciaire (~1840 AD) est marquée par une augmentation progressive des températures dans l'hémisphère Nord (Glacier Fremont). Vers 1850 AD débuterait « l'ère anthropique » caractérisée par l'apparition de polluants dans la carotte GISP 2 (Mayewski *et al.*, 1986). La période ~1930-1970 AD est définie par un accroissement de l'accumulation de la glace dans l'hémisphère Nord (île Svalbard). Entre 1940 et 1960 AD une augmentation des précipitations est observée dans l'hémisphère Sud (Lac Puyehue). Elle coïncide avec l'augmentation des teneurs en sulfates et en nitrates d'origine anthropique dans les glaces du Groenland entre 1940 et 1970 AD (Mayewski *et al.*, 1986).

4. Extension de la reconstitution des épisodes El Niño en Amérique du Sud jusqu'à 1400 AD

Evolution récente d'El Niño

Au cours du 20^{ème} siècle, les températures moyennes de la planète ont augmenté de $0,6 \pm 0,2^\circ\text{C}$ et les vingt dernières années incluent les températures les plus chaudes (Duplessy, 2001). Ce réchauffement s'est accompagné de la perturbation de nombreux paramètres climatiques : pluies, périodes de froid ou de chaleur extrêmes, montée d'environ 10 cm du niveau de la mer, recul des glaciers de montagne, etc. C'est également au cours des vingt dernières années qu'ont été observés les épisodes El Niño les plus forts jamais enregistrés depuis le 19^{ème} siècle, i.e. en 1982-83, 1991-95 et 1997-98 (chapitre 1 ;

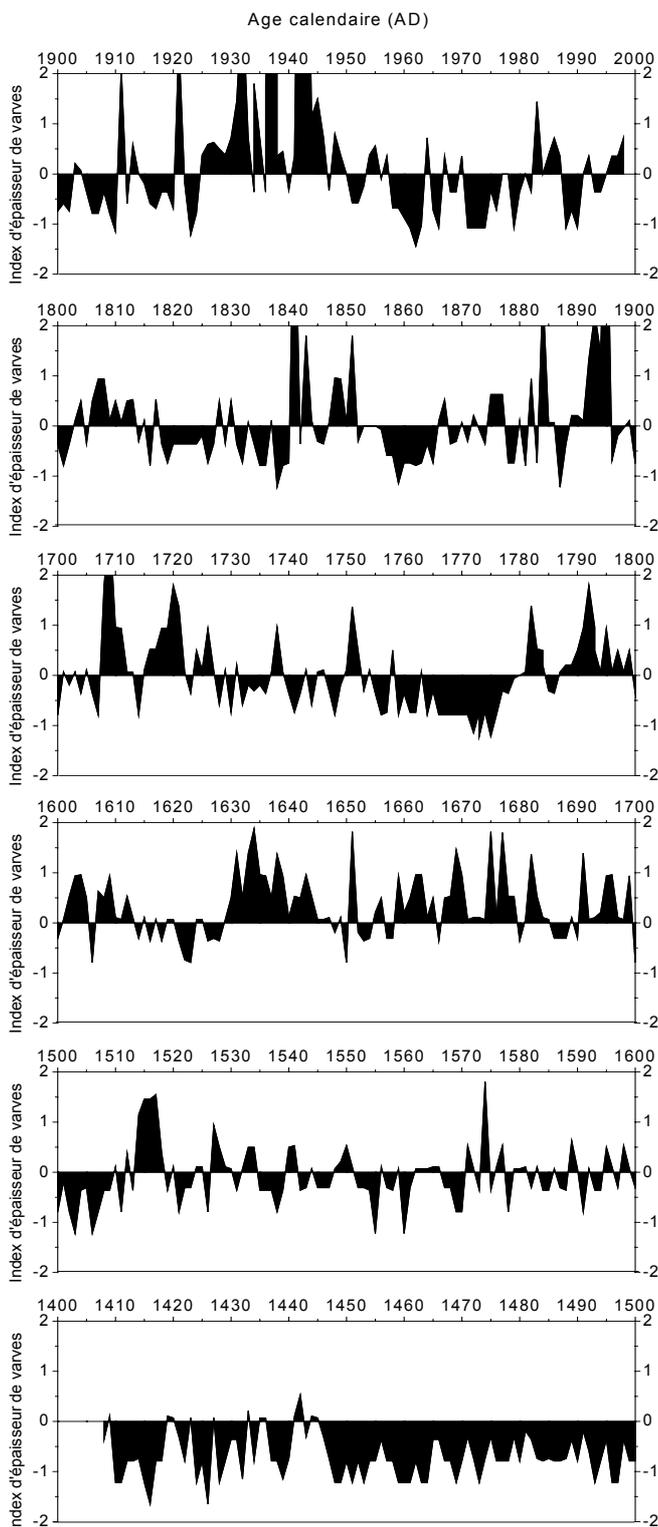
WMO, 1999).

D'ici la fin du 21^{ème} siècle, les précipitations augmenteraient de 1 à 2% par décennie dans l'hémisphère Nord, tandis que les étés deviendraient plus secs et les hivers plus humides dans l'hémisphère Sud (Berger, 1992 ; Duplessy, 2001 ; Berger and Duplessy, 2004). Le réchauffement global est estimé de +1,4 à +5,8°C (Duplessy, 2001). Dans ce contexte, qu'elle sera l'importance du phénomène El Niño sur le climat futur de la planète (Berger, 1992) ? Le phénomène El Niño constitue en effet la première cause de la variabilité climatique interannuelle à l'échelle globale (chapitre 1 ; Trenberth, 1984). La force inhabituelle des manifestations du phénomène El Niño au cours de cette fin de siècle pose également le problème, encore non résolu, de son lien éventuel avec le réchauffement récent de la planète.

Reconstitution des événements El Niño des 450 dernières années

Bien que la périodicité d' El Niño soit bien établie (~ 4 ans - Cane, 2005), ses cycles pour de plus longues périodes ne sont pas connus. Seuls les épisodes El Niño des cent cinquante dernières années ont été reconstitués à partir de données météorologiques instrumentales (Trenberth, 1984). La reconstitution des événements El Niño au-delà du 19^{ème} siècle se base principalement sur les sources historiques et les études d'archives naturelles du climat (Ortlieb and Macharé, 1993). Selon les latitudes, les épisodes El Niño se traduisent soit par des sécheresses ou au contraire des précipitations anormalement élevées. Les deux principales reconstitutions des événements El Niño en Amérique du Sud des 450 dernières années ont été publiées par Quinn (1993) pour l'Amérique du Sud et Ortlieb (2000) pour le Chili. La chronologie des événements El Niño de Quinn (1993) inclut une estimation de l'intensité des différents événements au cours des deux derniers siècles (Tab. 7.13). L'événement El Niño le plus ancien est daté à 1544 AD, cet événement est présent à la fois dans la chronologie de Ortlieb (2000) et de Quinn (1993). L'obtention de données calibrées des événements El Niño sur les derniers siècles est une étape cruciale pour comprendre l'évolution récente d'El Niño (Ortlieb and Macharé, 1993).

Extension de la reconstitution des événements El Niño pour les 600 dernières années



Les côtes du sud du Chili sont une zone où les épisodes El Niño se manifestent à travers le régime des précipitations. Les réponses sont différentes selon les latitudes (NOAA, NCEP Kalnay *et al.*, 1996 – voir le chapitre 1). A l'extrémité sud du Chili, les épisodes El Niño se manifestent par des déficits dans les précipitations (Montecinos and Aceituno, 2003). Ces déficits sont expliqués par un changement de direction des vents d'ouest. Ces vents transportent en temps normal l'humidité atmosphérique aux pieds des Andes qui constituent le seul relief important sur la trajectoire des westerlies dans l'hémisphère Sud. La diminution des précipitations et des vents modifie également le cycle thermique des nombreux lacs situés au sud du Chili (chapitres 1 et 4). Parmi ces lacs, le Lac Puyehue présente une productivité plus importante durant l'automne et l'hiver, lorsque les eaux sont mélangées par les vents plus forts accompagnés de pluies (chapitre 4). L'étude des sédiments lacustres varvés montre ainsi que pour les vingt dernières années, les épisodes El Niño sont associés à des diminutions de l'épaisseur totale des sédiments accumulés au cours d'une année (chapitre 4). Les événements El Niño sont donc déterminés par le passage d'une varve épaisse (index positif) à une varve plus fine (index négatif). L'index des varves reconstitué sur 600 ans fournit donc à la fois un index des paléoprécipitations et des épisodes El Niño enregistrés au sud du Chili à partir de 1400 AD (Fig. 7.13). Cette nouvelle base de données des événements El Niño en Amérique du Sud vient compléter les bases de données publiées par Orliieb and Macharé (1993) et Quinn (1993), établies à partir de données météorologiques et des chroniques historiques (Tab. 7.1). Aucune étude de varve n'avait encore permis de faire le détail des événements El Niño dans cette partie de l'Amérique du Sud (Orliieb and Macharé, 1993).

Figure – 7.13. Reconstitution des épisodes El Niño aux latitudes moyennes de l'hémisphère Sud (Chili) entre 1400 et 2000 AD. Les épisodes El Niño sont déduits de la variation de l'index d'épaisseur des varves lacustres (Lac Puyehue, 40°S). Les années El Niño se manifestent par des diminutions des épaisseurs de varves et par le passage d'un index positif (varve épaisse) à un index négatif (varve fine). Les épisodes El Niño régionaux sont caractérisés par des déficits en précipitations lors de l'automne et l'hiver australs.

CHAPITRE 7 – Comparaisons inter-hémisphériques et intégration des données paléoclimatiques

(a) El Niño au Chili Boés (thèse 2005)	(b) El Niño au Chili (Ortlieb, 1994)	(c) El Niño au Pérou (Ortlieb, 2000)	(d)	(e) El Niño (Quinn, 1993)
1419				
1421				
1425				
1432				
1434				
1441				
1444				
1509				
1511				
1517				
1519				
1524			1525-	M
1529			1531-	M
1533				
	?		1535	M+
			1539-	M/S
1540			-1540-	
			-1541	
1543	1544	?	1544	M+
		1546?	1546-	S
		1547?	-1547	
1550			1552	S
1555	?			
1558			1558-	
			-1559-	M/S
			1560	
1564			1565	M+
			1567	S+
1571			1568	
1574	1574	1574?	1574	S
1576		1578	1578	VS
	?			
1580		?	1581-	M+
1582		?	-1582	
1585			1585	M+
1589			1589-	
1590			-1590-	M/S
			-1591	
1595		1593		
		1596	1596	M+
1598			1600	S
1604			1604	M+
?	1607	1607?	1607-	S
		1608?	-1608	
1612	1609			
1614-16			1614	S
1618	1618	1618?	1618-	S
		1619?	-1619	
			1621	M+
		1622		
1624		1624	1624	S+
			1630	M
			1635	S
			1640-	M
			-1641	
1646-48	1647		1647	M+
1650	1650		1650	M
			1652	S+
1655	?		1655	M
1664			1661	S
			1671	S
		1678?		
1679			1681	S
1684			1684	M+
		1686		
1687	1687	1687?	1687	S+
	1688	1688?		
1690			1692	S
	?		1695	M
		1696		
1698	1697		1697	M+

Tableau - 7.1. Comparaison des chronologies historiques des événements El Niño au cours des 600 dernières années. Les données (b), (c), (d) et (e) sont reportées d'après Ortlieb (2000). (a) Sud du Chili (Lac Puyehue) ; (b) Chili central, (c) Pérou ; (d) Amérique du Sud ; (e) intensité des épisodes El Niño : W = faible ; M = moyenne ; S = forte ; VS = très forte. Les zones grisées indiquent les événements identifiés au Chili et au Pérou (d'après Ortlieb, 2000).

CHAPITRE 7 – Comparaisons inter-hémisphériques et intégration des données paléoclimatiques

(a) El Niño au Chili Boès (thèse 2005)	(b) El Niño au Chili (Ortlieb, 1994)	(c) El Niño au Pérou (Ortlieb, 2000)	(d)	(e) El Niño (Quinn, 1993)
1702		1701	1701	S
1704			1704	M
			1707	M/S
			1708	
			1709	
1711			1713	M
			1715	S
			1716	
		1718	1718	M
1721		1720	1720	VS
	1723		1723	M
1726				
1727		1728	1728	VS
1730				
			1734	M
1738			1737	S
1742	1744		1744	M
	1746			
1745		1747	1747	S
	1748	1748		
1751	1751		1751	M
1753			1754	M
			1755	
1757			1758	M
1762		1761?	1761	S
	1764			
	1768	?	1765	M
			1768	M
			1772	M
			1776	S
			1777	
1784	1783		1782	S
		1784	1783	
		1785	1785	M
			1786	
1799		1791	1791	VS
		1803	1803	S
1804		1804	1804	
			1806	M
			1807	
			1810	M
			1812	M
1814		1814	1814	S
1816	1817	1817	1817	M
		1818		
?	1819	1819	1819	M
	1820			
?	1821	1821	1821	M
		1824?	1824	M
1827	1827			
1829	1828	1828	1828	VS
	1829			
		1832	1830	M
1833	1833		1832	M
1836	1837	1837	1837	M
1841	1841			
1843	1843			
		1844	1844	S
	1845	1845	1845	
1850	1850	1850	1850	M
	1851			
		1852	1852	M
		1854	1854	M
	1855			
	1856			
		1857	1857	M
?	1858		1858	
	1860		1860	M
		1861		
1865	1864	1862	1862	M
		1864	1864	S
		1866	1866	M
			1867	M
1869	1868		1868	

Tableau - 7.1. (suite) Comparaison des chronologies historiques des événements El Niño au cours des 600 dernières années. Les données (b), (c), (d) et (e) sont reportées d'après Ortlieb (2000). (a) Sud du Chili (Lac Puyehue) ; (b) Chili central, (c) Pérou ; (d) Amérique du Sud ; (e) intensité des épisodes El Niño : W = faible ; M = moyenne ; S = forte ; VS = très forte. Les zones grisées indiquent les événements identifiés au Chili et au Pérou (d'après Ortlieb, 2000).

CHAPITRE 7 – Comparaisons inter-hémisphériques et intégration des données paléoclimatiques

(a) El Niño au Chili Boès (thèse 2005)	(b) El Niño au Chili (Ortlieb, 1994)	(c) El Niño au Pérou (Ortlieb, 2000)	(d) El Niño (Quinn, 1993)	(e)
1871		1871	1871	S
			1874	M
1876	1877	1877	1877	VS
1879	1878	1878	1878	
1881	1880	1880	1880	M
1884		1884	1884	S
	?	1887	1887	M
	1888	1888	1888	
		1889		
1894	1891	1891	1891	VS
1897		1897	1897	M
	1899	1899	1899	S
	1900			
	?		1902	M
1903	1904		1904	M
	?		1905	
			1907	M
1910			1910	M
			1911	M
1912			1912	
	1914		1914	M
			1917	M
			1918	M
1920	1919		1919	
			1923	M
		1925	1925	VS
	1926		1926	
		1929		
	?	1930	1930	M
1932-34			1931 1932	
1938			1939	M
			1940	S
	1941	1941	1941	
			1943	M
1945	?			
1948			1951	M
1954	1953		1953	M
1956				
1963				
1966				
1969				
1983				
1986				
1991				
1997				

Tableau - 7.1. (suite et fin) Comparaison des chronologies historiques des événements El Niño au cours des 600 dernières années. Les données (b), (c), (d) et (e) sont reportées d'après Ortlieb (1999). (a) Sud du Chili (Lac Puyehue); (b) Chili central, (c) Pérou; (d) Amérique du Sud; (e) intensité des épisodes El Niño : W = faible; M = moyenne; S = forte; VS = très forte. Les zones grisées indiquent les événements identifiés au Chili et au Pérou (d'après Ortlieb, 2000).

5. Conclusions

En matière de reconstitution climatique, la datation par le radiocarbone d'archives naturellement enrichies en carbone comme les sédiments lacustres est couramment utilisée. Cependant, en raison de la variation du ^{14}C dans le CO_2 de l'atmosphère, la datation par le radiocarbone doit être calibré par d'autres méthodes de datation. Par ailleurs, pour les sédiments lacustres, il est nécessaire d'évaluer l'effet de réservoir en carbone de chaque lac et, le cas échéant, d'appliquer une correction lors de la construction des modèles d'âge interpolés à partir du ^{14}C .

Dans le cas du Lac Baïkal les sédiments sont faiblement enrichis en matière organique. Un nouveau protocole a été adapté par Piotrowska *et al.* (2004) pour extraire du carbone à partir des pollens. En raison de leur origine terrestre, les pollens ont l'avantage de ne pas être influencés par l'effet de réservoir. Cependant, bien que la méthode de préparation du matériel soit très fiable en terme d'extraction et de purification, le problème majeur est d'obtenir assez de carbone. Les dates ont été obtenues pour des échantillons de trois centimètres d'épaisseurs ou plus, ce qui correspond à ~850 ans en moyenne. Cette incertitude expliquerait pourquoi la chronologie du ^{14}C calibré montre un décalage de ~500 ans par rapport à la chronologie en âge calendaire de la carotte GISP 2 au Groenland. Dans une moindre mesure, l'incertitude au niveau de l'ajustement de l'âge pourrait être également expliquée par la présence de bioturbations dans ce lac.

Dans le cas des sédiments du Lac Puyehue, les datations ont été effectuées avec un accélérateur de particules (AMS) qui permet de traiter de très petites quantités de carbone (~1 mg). Dix échantillons de carbone extraits à partir du sédiment total ont été datés. Pour deux échantillons, des macro-restes végétaux ont été séparés du sédiment total et ont été datés séparément. Le premier échantillon est situé à la base de la séquence étudiée et le second au sommet de celle-ci. Un écart entre les deux types de datation n'est observé qu'à la base de la carotte. L'âge obtenu à partir des macro-restes végétaux est plus jeune que pour un échantillon daté à partir de la matière organique totale des sédiments. Cette information suggère une possible remobilisation du carbone plus ancien lors des remaniements de la dernière déglaciation. Cet écart serait expliqué par un effet de réservoir en carbone dans le lac. Les âges ^{14}C ont pu être corrigés par le comptage des varves entre 10000 et 17000 ans cal BP.

Après correction des modèles d'âges, les deux environnements lacustres montrent une succession d'événements climatiques en phase et/ou des déphasages avec les archives à haute résolution des hémisphères Nord et Sud. Deux périodes de temps clés sont étudiées en détail : la Terminaison I et les six derniers siècles. Le premier intervalle de temps comprend la dernière inversion froide du Pléistocène (i.e., le Dryas Récent) et le second, le refroidissement le plus récent de la période historique (i.e., le Petit Age Glaciaire). Les deux intervalles sont également marqués par des réchauffements comme le Bölling et l'Alleröd à la fin du Pléistocène et le réchauffement climatique du Moyen-Age pour la période historique. La comparaison des réponses inter-hémisphérique de ces événements climatiques permet de mieux comprendre l'origine des changements climatiques.

Pour la Terminaison I, la comparaison des enregistrements climatiques des deux hémisphères montre que l'inversion froide de l'hémisphère Sud, appelée localement « Huelmo Mascardi Cold Reversal » (13400-11600 ans cal BP) est antérieure de ~500 ans seulement au Dryas Récent dans l'hémisphère Nord (12900-11600 ans cal BP). Par ailleurs, aux latitudes moyennes du Sud du Chili, l'inversion froide se développe entre ~13300 et 12200 ans cal BP et serait divisée en deux phases par un événement chaud et abrupt entre 12900 et 12500 ans cal BP. Aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord, en Sibérie, le Dryas Récent n'apparaît pas de façon aussi marquée que dans la carotte GISP 2 au Groenland, et présente une durée de 500 ans seulement (12200-11700 ans cal BP) au lieu de 1300 ans dans la carotte GISP 2 au Groenland (12900-11600 ans cal BP). Un événement chaud serait également présent en Sibérie avant la dernière inversion froide du Pléistocène (à ~12400 ans cal BP).

Pour le dernier millénaire, un réchauffement et un refroidissement importants sont observés. Il s'agit de l'optimum du Moyen Age, entre les 10^{ème} et 14^{ème} siècles, et du Petit Age Glaciaire, entre les 15^{ème} et 19^{ème} siècle. La comparaison d'enregistrements climatiques calibrés de l'hémisphère Nord avec

l'enregistrement des paléoprécipitations au Sud du Chili établies à partir des varves du Lac Puyehue montre également un décalage temporel. Au Chili, l'optimum climatique du Moyen-Age est antérieur de 60 à 110 ans par rapport à celui observé dans l'hémisphère Nord. Cette information confirme le décalage temporel déjà mis en évidence par les simulations des paléotempératures pour les deux hémisphères.

A partir des nouvelles données de paléoprécipitations au sud du Chili, il semble que les cinquante dernières années aient été marquées par une intensification des westerlies dans l'hémisphère Sud due à l'augmentation de la température de l'Océan Pacifique. Ce phénomène est perceptible dans l'accumulation des varves entre 1950 et 1960 AD. Cette période traduit des précipitations exceptionnellement élevées en automne et en hiver ; cette hypothèse est confirmée par les données météorologiques de la région. L'augmentation des précipitations d'un facteur de deux par rapport au 19^{ème} siècle serait liée à un réchauffement récent du climat aux latitudes moyennes de l'hémisphère Sud. Par ailleurs, dans les carottes de glace, la présence de taux de pollution anormalement élevés en nitrates et en sulfates entre 1940 et 1970 AD suggère que l'évolution des précipitations observée au sud du Chili au cours de la deuxième moitié du 20^{ème} siècle traduit « l'ère anthropique ».

Références bibliographiques

- Alley R.B., and Koci. B.R., 1990. Recent warming in central Greenland? *Annals of Glaciology* 14, 6-8.
- Arkhipov S.M., Vaykmyae R.A., Vasilenko Ye.V., Zagorodnov V.S., Zinger Ye.M., Martma T.A., Macheret Yu.Ya., Punning Ya-M.K., Samoylov O.Yu., Sin'kevich S.A., Toots M.D., and Troitskiy L.S., 1987: Soviet glaciological investigations on Austfonna, Nordaustlandet, Svalbard in 1984-1985. *Polar Geography and Geology* 11, 25-49.
- Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G., and Zindler A., 1990 a. Calibration of the ¹⁴C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature* 345, 405-410.
- Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G., Zindler A., Arnold M., and Mathieu G., 1990 b. U/Th and ¹⁴C ages of corals from Barbados and their use for calibrating the ¹⁴C timescale beyond 9000 years BP. *Nuclear Instruments and Methods* 52, 461-468.
- Bard E., Arnold M., Fairbanks R.G., and Hamelin B. 1993. ²³⁰Th/²³⁴U and ¹⁴C ages obtained by mass spectrometry on corals. *Radiocarbon* 35, 191-199.
- Bard E., 1997. Nuclide production by cosmic rays during the Last Ice Age. *Science* 277, 532-533.
- Bard E., Raisbeck G., Yiou F., and Jouzel J., 2000. Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus* 52, 985-992.
- Berger A., 1992. *Le Climat de la Terre, un passé pour quel avenir*. De Boeck Université, Bruxelles, 479 pp.
- Berger A., and Duplessy J.C., 2004. Pourquoi la paléoclimatologie ? *Comptes Rendus Geoscience* 336, 599-601.
- Blunier T., Chappellaz J., Schwander J., Dallenbach A., Stauffer B., Stocker T., Raynaud D., Jouzel J., Clausen H.B., Hammer C.U., and Johnsen S.J., 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature* 394, 739-743.
- Broecker W.S., 1997. Thermohaline Circulation, the Achilles Heel of Our Climate System: Will Man-

- Made CO₂ Upset the Current Balance ? *Science*, 278 1582-1588.
- Broecker W.S., 2000. Was a change in thermohaline circulation responsible for the Little Ice Age? *PNAS* 97, 1339–1342.
- Bronk Ramsey C., 2001. Development of the Radiocarbon Program OxCal, *Radiocarbon* 43, 355-363
- Cane M.A., 2005. The evolution of El Niño, past and future. *Earth and Planet. Sci. Letters* 230 , 227-240.
- Crowley T.J., 2000. Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years *Science*, 289, 270-277.
- Cuffey K.M., Alley R.B., Grootes P.M., and Anandakrishnan S., 1992. Toward using borehole temperatures to calibrate an isotopic paleothermometer in central Greenland *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 98, 265-268.
- Cuffey, K.M., Alley R.B., Grootes P.M., Bolzan J.M., and Anandakrishnan S., 1994. Calibration Of the Delta-O-18 Isotopic Paleothermometer For Central Greenland, Using Borehole Temperatures. *J. Glaciol.* 40, 341–349.
- Delmotte, M., Masson V., and Jouzel J., 2000. A seasonal deuterium excess signal at Law Dome, coastal eastern Antarctica: a southern ocean signature. *J. Geophys. Res.* 105, 7187-7197.
- Duplessy, J.C. 2001. État des connaissances et incertitudes sur le changement climatique induit par les activités humaines. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planet. Sciences* 333, 765-773.
- Goosse H., Masson-Delmotte V., Renssen H., Delmotte M., Fichefet T., Morgan V., van Ommen T., Khim B. K., and Stenni B., 2004. A late medieval warm period in the Southern Ocean as a delayed response to external forcing? *Geophys. Res. Lett.* 31, 1-5.
- Goslar T., Arnold M., Tisnerat-Laborde N., Hatté C., Paterne M., Ralska-Jasiewiczowa M., 2000. Radiocarbon calibration by means of varves versus 14C ages of terrestrial macrofossils from Lake Gosciadz and Lake Perespilno, Poland. *Radiocarbon* 42, 335-348.
- Goslar T., Czernik J. 2000. Sample preparation in the Gliwice radiocarbon laboratory for AMS 14 C dating of sediments. *Geochronometria*, 18, 1-8.
- Grootes P.M., Steig E.J., Stuiver M., Waddington E.D., Morse D.L., and Nadeau M-J., 2001. The Taylor Dome Antarctic ¹⁸O Record and Globally Synchronous Changes in Climate. *Quaternary Research* 56, 289-298.
- Hajdas I., 1993. Extension of the radiocarbon calibration curve by AMS dating of laminated sediments of lake Soppensee and lake Holzmaar. Thesis, 148 pp.
- Hajdas I., Bonani G., Moreno P., and Ariztegui D., 2003. Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quat. Res.* 59, 70-78.
- Hughen K.A., Overpeck J.T., Lehman S.C., Kashgarian M., Southon J., Peterson L.C., Alley R., and Sigman D.M., 1998. Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature* 391, 65-68.
- Hughes M.K., and Diaz H.F., 1994. "Was there a 'Medieval Warm Period' and if so, when and where?" *Climatic Change* 26, 109-142.

- Johnsen S.J., Clausen H.B., Dansgaard W., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Andersen U., Andersen K.K., Hvidberg C.S., Dahl-Jensen D., Steffensen J.P., Shoji H., Sveinbjörnsdóttir A.E., White J.W.C., Jouzel J., and Fisher D., 1997. The $\delta 18\text{O}$ record along the Greenland Ice Core project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability. *J. of Geophysical Research* 102, 26397-26410.
- Jouzel J., et Parrenin F., 2004. La datation des archives glaciaires. Dossier "Le temps des datations" de Pour la Science, 42, 60-65.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., and Joseph D., 1996. The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project". *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77, 437-471.
- Kekonen T., Moore J., Perämäki P., Mulvaney R., Isaksson E., Pohjola V., and van de Wal R.S.W., 2005. The 800 year long ion record from the Lomonosovfonna (Svalbard) ice core. *J. of Geophysical Research* 110, 1-11.
- Khim, B. K., Yoon H.I., Kang C.Y., and Bahk J.J., 2002. Unstable climate oscillations during the late Holocene in the Eastern Bransfield Basin, Antarctic Peninsula, *Quat. Res.*, 57, 234-245.
- Kreutz K.J., and Sholkovitz E.R., 2000. Major element, rare earth element, and sulfur isotopic composition of a high-elevation firn core: Sources and transport of mineral dust in central Asia. *Geochemistry Geophysics and Geosystems* 1, paper 2000GC000082.
- Labeyrie L., Jouzel J., Lévi C. et Cortijo E., 2004. Changements Abrupts dans un Monde Glaciaire. *C.R. Geoscience* 336, 721-732.
- Levitus S., Antonov J.I., Boyer T.P., Stephens C., 2000. Warming of the World Ocean. *Science* 28, 2225-2229.
- Lorius C., Merlivat L., Jouzel J., and Pourchet M., 1979. A 30 000 yr isotope climatic record from Antarctic ice. *Nature* 280, 644-648.
- Magny M., 1995. Une histoire du climat, Errance. 173 pp.
- Marshall J., Johnson H., and Goodman J., 2000. A Study of the Interaction of the North Atlantic Oscillation with Ocean Circulation *Journal of Climate* 14, 1399-1421.
- Martin P., Boës X., Goddeeris B., and Fagel N., 2005. A qualitative assessment of the influence of bioturbation in Lake Baikal sediments. *Glob. and Planet. Change* 46, 87-99.
- Mayewski P.A., Lyons W.B., Spencer M.J., Twickler M., Dansgaard W., Koci B., Davidson C.I., and Hornrath R.E., 1986. Sulfate and nitrate concentrations from a south Greenland ice core. *Science*, 232, 975- 977.
- Mayewski P.A. and Legrand M.R., 1990. Recent increase in nitrate concentration of Antarctic snow. *Nature* 346, 258-260.
- Moberg A., Sonechkin D.M., Holmgren K., Datsenko N.M., and Wibjörn K., 2005. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature* 433, 613-617.
- Montecinos A., and Aceituno P., 2003. Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *Amer. Meteorolog. Soc.* 16, 281-296.

- Moore J.J., Hughen K.A., Miller G.H., and Overpeck J.T., 2001 Little Ice Age recorded in summer temperature reconstruction from varved sediments of Donard Lake, Baffin Island, Canada *Journal of Paleolimnology* 25, 503 - 517
- Ortlieb L., Machare J., 1993. Former El Niño events: Records from western South America *Global and Planetary Change* 7, 181-202.
- Ortlieb L., 1994. Las mayores precipitaciones históricas en Chile central y la cronología de eventos "ENSO" en los siglos XVI-XIX. *Rev. Chilena de Hist. Natur.* 67, 117-139.
- Ortlieb L., 2000. The documented historical record of El Niño events in Peru: an update of the Quinn record (Sixteenth through Nineteenth centuries). *El Niño and the Southern Oscillation, Multiscale Variability and Global and Regional Impacts*, (Eds.), H. F. Diaz and V. Markgraf, Cambridge Univ. Press, 207-295.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis J., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., and Stievenard M., 1999, Climate and Atmospheric History of the Past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica. *Nature* 399, 429-436.
- Piotrowska N., Bluszcz A., Demske D., Granoszewski W., and Heumann G., 2004. Extraction et AMS radiocarbon dating of pollen from Lake Baikal sediments. *Radiocarbon* 46, 181-187.
- Quinn W., 1993. The large-scale ENSO event, the El Niño and other regional features. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 22, 1, 13-34.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Bertrand C.J.H., Blackwell P.G., Buck C. E., Burr G.S., Cutler K.B., Damon P.E., Edwards R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Ramsey C.B., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., van der Plicht J., and Weyhenmeyer C.E. 2004. IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26 - 0 ka BP. *Radiocarbon* 46, 1029-1058.
- Schuster P.F., White D.E., Naftz D.L., and Cecil L.D., 2000. Chronological refinement of an ice core record at upper Fremont Glacier in south central North America. *J. of Geophysical Res.* 105, 4657-4666.
- Steig E.J., Brook E.J., White J.W.C., Sucher C.M., Bender M.L., Lehman S.J., Morse D.L., Waddington E.D., Clow G.D., 1998. Synchronous Climate Changes in Antarctica and the North Atlantic. *Science* 282, 92-95.
- Steig E.J., Morse D.L., Waddington E.D., Stuiver M., Grootes P.M., Mayewski P.A., Twickler M.S. Whitlow S.I., 2000. Wisconsinan and Holocene Climate History from an Ice Core at Taylor Dome, Western Ross Embayment, Antarctica *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 82, 213-235.
- Schimmelmann A., Lange C.B., and Berger W.H., 1990. Climatically controlled marker layers in Santa Barbara Basin Sediments, and fine-scale core-to-core correlation. *Limnol. Oceanol.* 35, 165-173.
- Soon W., Baliunas S., 2003. Proxy climatic and environmental changes of the past 1000 years. *Climate Research.* 23, 89-110.
- Stenni B., Proposito M., Gagnani R., Flora O., Jouzel J., and Frezzotti M., 2002. Eight centuries of volcanic signal and climate change at Talos Dome (East Antarctica). *Journal of Geophysical*

- Research 107, 1-14.
- Stuiver M., and Braziunas T.F., 1993. Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples back to 10000 BC. *Radiocarbon* 35, 137-189.
- Stuiver M., Grootes P.M., and Braziunas T.F., 1995. The GISP2 18O climate record of the past 16500 years et the role of the sun, ocean et volcanoes. *Quat. Res.* 44, 341-354.
- Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., Plicht J. and Spurk M., 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041-1083.
- Taylor K.C., Hammer C.U., Alley R.B., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gow A.J., Gundestrup N.S., Kipfstuh J., Moore J.C., Waddington E.D. 1993. Electrical conductivity measurements from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores *Nature* 366, 549-552.
- Telford R.J., Heegaard E., and Birks H.J.B., 2004. All age-depth models are wrong: but how badly? *Quat. Sci. Rev.* 23, 1-5.
- Thompson L.G., 1980. Glaciological investigations of the tropical Quelccaya Ice Cap, Peru. *Journal of Glaciology* 25, 69-84.
- Thompson L.G., Davis M.E., Thompson E.M., Sowers T.A., Henderson K.A., Zagorodnov V.S., Lin P.N., Mikhalevko V.N., Campen R.K., Bolzan J.F., Cole-Dai J., and Francou B., 1998. A 25,000 year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science* 282, 1858-1864.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M.E., Lin P.N., Henderson K.A., Cole-Dai J., Bolzan J.F., and Liu K.B., 1995. Late Glacial Stage and Holocene tropical ice core records from Huascaran, Peru. *Science* 269, 46-50.
- Trenberth K.E., 1984. Signal versus Noise in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review* 112, 326-332.
- Villalba R., 1990. Climatic fluctuations in northern Patagonia during the last 1000 years as inferred from tree-ring records. *Quat. Res.* 34, 346-360.
- Villalba R., 1996. Interdecadal climatic variations in millennial temperature reconstructions from South America. In: Jones P.D., Bradley R.S. and Jouzel J. (Eds.), *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*. NATO ASI series. 141, 161-189.
- Wahlen M., Allen D., and Deck B., 1991. Initial measurements of CO_2 concentrations (1530 to 1940 AD) in air occluded in the GISP 2 ice core from central Greenland. *Geophysical Research Letters* 18, 1457-1460.
- Whitlow S.P., Mayewski J.D., Holdsworth G., and Twickler M., 1994. An ice- core-based record of biomass burning in the Arctic and Subarctic, 1750-1980, *Tellus*, 46, 234-242.
- Wigley T.M.L., and Raper S.C.B., 1990. Natural variability of the climate system and detection of the greenhouse effect. *Nature* 344, 324-327.
- WMO, 1999. WMO Statement on the Status of the Global Climate in 1998. WMO-No. 896, World Meteorological Organization, Geneva, 12 pp.

Conclusion Générale

A l'échelle humaine, la variabilité climatique est générée par des oscillations climatiques périodiques plus ou moins importantes et/ou plus ou moins bien connues. Ainsi, l'Oscillation de l'Atlantique Nord (NAO) et l'Oscillation Australe El Niño (ENSO) constituent des modes dominants : ils redistribuent vents et précipitations respectivement sur le continent Eurasiatique et en Amérique du Sud. Ces deux phénomènes climatiques expliquent une part importante de la variabilité interannuelle du climat actuel. Pourtant, leurs liens avec les périodes de refroidissements ou de réchauffements climatiques à l'échelle globale ne sont pas clairement établis. Pour évaluer la variabilité des oscillations du climat sur une période antérieure au 19^{ème} siècle (données météorologiques), l'étude d'archives climatiques naturelles est indispensable.

L'objectif de ces travaux était de reconstituer les changements climatiques, des périodes historiques au Pléistocène, à partir de critères sédimentologiques en milieu lacustre. Le Lac Baïkal (Sibérie) et le Lac Puyehue (Sud du Chili) contribuent à établir de nouvelles connexions climatiques. La période étudiée couvre le Pléistocène et l'Holocène, y compris la période historique.

Dans l'hémisphère Nord, les sédiments du Lac Baïkal constituent la plus longue archive climatique continentale en Sibérie. Cependant, les taux de sédimentation (0,04 et 0,15 mm/an) limitent la résolution temporelle des reconstitutions paléoclimatiques. Une étude réalisée avec un pas d'analyse de 10 cm fournirait en effet une résolution temporelle de l'ordre de ~700 à 2500 ans seulement. Afin d'augmenter la résolution des études faites sur le sédiment (e.g., susceptibilité magnétique), nous avons analysé les carottes par la méthode des densités des niveaux de gris (ou grey-scale) qui permettent d'effectuer des mesures sur le sédiment à l'échelle du pixel. Cette résolution est indispensable à la détection des lamines lacustres saisonnières. Les résultats obtenus en croisant différentes méthodes (datations ¹⁴C, propriétés physiques (susceptibilité magnétique), niveaux de gris (grey-scale) et lames minces) ont permis d'identifier quatre optima climatiques (Bölling, Alleröd, Atlantique et Subboréal). Ils sont particulièrement marqués par des augmentations significatives des niveaux de gris (lamines enrichies en diatomées en lames minces). En revanche, les périodes froides, comme le Dryas Récent, sont marquées par une diminution des valeurs de niveaux de gris (lamines plus argileuses et terrigènes). Sur le site Continent, dans le bassin nord du lac, l'augmentation de la résolution grâce à l'étude des niveaux de gris ont révélé pour la première fois des périodicités décennales à centennales.

Conclusion générale

Le sud du Chili est une région importante dans le cadre de la reconstitution de l'évolution climatique de l'hémisphère Sud, en raison de sa position par rapport à la trajectoire des westerlies. L'hiver, l'humidité atmosphérique transportée par les westerlies se transforme en précipitations au pied des Andes, et plus particulièrement dans la région du Lake District. La relation entre la sédimentation lacustre, les précipitations et l'influence d'ENSO peut être évaluée à partir des sédiments varvés. Alors que leur caractère annuel, qui a pu être démontré, permet de les dater, l'étude de leur épaisseur a pu être reliée aux événements climatiques. En effet, nous avons montré en comparant les épaisseurs de varves standardisées et les index climatiques mensuels du dernier siècle que 63% de la variabilité interannuelle des épaisseurs des varves étaient expliqués par la variabilité des précipitations de l'automne et de l'hiver australs ($R^2=0,63$; $r = 0,79$ en mai). Durant les années El Niño, les précipitations et la vitesse des vents locaux diminuent anormalement ; ce phénomène a pour conséquence de réduire la productivité du lac et l'épaisseur des lamines biogéniques déposées à la fin de la période hivernale. Ainsi, les résultats que nous avons obtenus à partir des varves indiquent la présence de pics de précipitations plus élevés (>900 mm en hiver) au milieu du 20^{ème} siècle, comme le confirment les données climatiques instrumentales. L'influence des cycles ENSO au cours des six derniers siècles a été étudiée par l'analyse spectrale des épaisseurs de varves (méthode Multi Taper et analyse par ondelette). Cette étude réalisée par Marie France Loutre (UCL) a montré la présence de plusieurs périodicités et dont une de l'ordre de quatre ans, de type El Niño, entre ~1510 et 1830 AD qui semble alors contrôler la variabilité interannuelle des précipitations d'automne et d'hiver plus abondantes (>400 mm/mois) pendant la période équivalente au Petit Age Glaciaire en Europe. Avant le 15^{ème} siècle par contre, nos résultats montrent la présence d'une période caractérisée par des précipitations d'hiver plus faibles (<400 mm) qui correspond à l'optimum tardif du Moyen-Age .

Les données que nous avons obtenues pour une période plus longue, de ~17000 à 11000 ans, montrent qu'à 40°S, la transition entre le Pléistocène et l'Holocène s'est déroulée en deux phases, avec deux périodes humides et froides : (i) entre ~13300 et 12900 ans cal BP et (ii) entre 12500 et 12200 ans cal BP. Ces deux phases froides sont séparées par une courte période plus chaude entre ~12800 et 12600 ans cal BP. L'apparition d'un climat significativement plus chaud après ~11500 ans cal BP est également observée. Ces résultats confirment ainsi l'existence d'une inversion climatique équivalente au Dryas Récent au Sud du Chili. Cet événement régional, appelé localement Huelmo/Mascardi Cold Reversal, ou Antarctic Cold Reversal est également associé à un événement chaud entre ~12800-12600 ans cal BP.

Enfin, il est possible de comparer les enregistrements climatiques dans les deux hémisphères : pour la Terminaison I, nous montrons ainsi que l'inversion froide de l'hémisphère Sud (13400-11600 ans cal BP) est antérieure de ~500 ans seulement au Dryas Récent dans l'hémisphère Nord (12900-11600 ans cal BP). Aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord, en Sibérie, le Dryas Récent n'apparaît pas de façon aussi marquée que dans la carotte GISP 2 au Groenland et présente une durée de 500 ans seulement (12200-11700 ans cal BP) au lieu de 1300 ans comme par exemple dans la carotte GISP 2 au Groenland (12900-11600 ans cal BP). Un événement chaud précédant le Dryas Récent serait également présent en Sibérie (vers 12400 ans cal BP).

Pour le dernier millénaire, un réchauffement et un refroidissement importants sont observés. Ils sont synchrones avec l'optimum du Moyen Age, entre les 10^{ème} et 14^{ème} siècles, et le Petit Age Glaciaire, entre les 15^{ème} et 19^{ème} siècles. La comparaison d'enregistrements climatiques calibrés de l'hémisphère Nord avec l'enregistrement des paléoprécipitations au sud du Chili établi à partir des varves du Lac Puyehue montre également un décalage temporel. Au Chili, l'optimum climatique du Moyen-Age est antérieur de 60 à 110 ans à celui observé dans l'hémisphère Nord. Cette information confirme le décalage temporel de 150 ans mis en évidence par les simulations des paléotempératures pour les deux hémisphères.

A partir des nouvelles données de paléoprécipitations au sud du Chili, il semble que les cinquante dernières années aient été marquées par une intensification des westerlies dans l'hémisphère Sud, due à l'augmentation de la température de l'Océan Pacifique. Ce phénomène est perceptible dans l'accumulation des varves entre 1950 et 1960 AD. Cette période traduit des précipitations

Conclusion générale

exceptionnellement élevées en automne et en hiver ; cette hypothèse est par ailleurs confirmée par les données météorologiques de la région, ce qui permet de valider le modèle. L'augmentation des précipitations d'un facteur deux par rapport au 19^{ème} siècle serait liée à un réchauffement récent du climat aux latitudes moyennes de l'hémisphère Sud. Par ailleurs, dans les carottes de glace au Groenland, des taux de pollution anormalement élevés en nitrates et en sulfates sont observés entre 1940 et 1970 AD. Cette donnée suggère que les précipitations élevées observées au sud du Chili au cours de la même période soient influencées par l'activité anthropique.

Pour conclure, ce travail a permis de montrer : (i) que la résolution des reconstitutions paléoclimatiques réalisées à partir des sédiments du Lac Baïkal peut être augmentée, à condition de calibrer le signal sédimentaire ainsi que la chronologie du ^{14}C ; (ii) qu'il est possible de reconstituer l'évolution des précipitations et des réponses de type El Niño à partir des sédiments lacustres exprimés en âges calibrés ; (iii) que la chronologie des événements climatiques de la transition Pléistocène/Holocène est plus complexe, et les épisodes chauds/froids plus nombreux que précédemment décrit ; (iv) que les archives lacustres permettent de compléter les connexions climatiques entre les deux hémisphères.

Etude sédimentologique à haute résolution de séries lacustres. Recherche de traceurs paléoclimatiques annuels et comparaison des réponses de l'hémisphère Nord (Lac Baïkal, Sibérie) et de l'hémisphère Sud (Lake District, Chili).

Résumé

L'objectif de cette thèse est la reconstitution des changements climatiques quaternaires à partir de critères sédimentologiques en milieu lacustre.

Il s'agit entre autre d'utiliser les sédiments saisonniers comme un outil de datation précis pour calibrer les reconstitutions paléoclimatiques. Cette démarche permet de mieux comprendre l'origine et/ou la propagation d'événements chauds ou froids générés soit dans l'hémisphère Nord, soit dans l'hémisphère Sud. Le Lac Baïkal (Sibérie) et le Lac Puyehue (Sud du Chili) contribuent à établir des nouvelles connexions climatiques.

Un volet important de la thèse concerne le développement d'une méthode nouvelle pour détecter les sédiments laminés saisonniers dans les carottages. La méthode consiste à imprégner les sédiments argileux avec des polymères après avoir préalablement lyophilisé le matériel.

Ce travail permet de montrer : (i) que la résolution des reconstitutions paléoclimatiques réalisées à partir des sédiments du Lac Baïkal peut être augmentée, à condition de calibrer le signal sédimentaire ainsi que la chronologie du ^{14}C ; (ii) qu'il est possible de reconstituer l'évolution des précipitations et des réponses de type El Niño à partir des sédiments lacustres exprimés en âges calibrés ; (iii) que la chronologie des événements climatiques de la transition Pléistocène/Holocène est plus complexe, et les épisodes chauds/froids plus nombreux que précédemment décrits ; (iv) que les archives lacustres permettent de compléter les connexions climatiques entre les deux hémisphères.