UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

T H E S E

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Formation Doctorale : Eaux continentales et société
Ecole Doctorale : Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosciences, Environnement

présentée et soutenue publiquement

par

Julien HERREROS

le 25 février 2010

Titre :

INTERPRETATIONS SUR LE DERNIER SIECLE DU PROFIL ISOTOPIQUE DE L'EAU DANS DEUX CAROTTES DE GLACE ANDINES (COROPUNA, PEROU, 15°S ET SAN VALENTIN, CHILI, 46°S)

JURY

M. LEDUC Christian, Directeur de Recherche, IRD-G-EAU, Montpellier	Président
M. RIBSTEIN Pierre, Professeur, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6	Rapporteur
Mme RONCHAIL Josyane, Maitre de Conférences, Université Denis Diderot, Paris 7	Rapporteur
M. HOFFMANN Georg, Chargé de Recherche, LSCE, Gif-sur-Yvette	Examinateur
M. LEGRAND Michel, Directeur de Recherche, CNRS-LGGE, Grenoble	Examinateur
M. TAUPIN Jean Denis, Chargé de Recherche, IRD-HSM, Montpellier	Directeur de thèse
M. PATRIS Nicolas, Ingénieur de Recheche, IRD-HSM, Montpellier	Invité

Remerciements

En premier lieu, je tiens à remercier toutes les personnes qui vont lire avec attention cette thèse et principalement les membres du jury qui ont accepté d'évaluer ce travail.

J'adresse mes sincères remerciements à Jean-Denis Taupin et Nicolas Patris qui m'ont encadré dans ce travail et sans qui mon aventure thésarde n'aurait pas été possible. Merci pour les nombreux conseils et relectures critiques qui ont permis d'améliorer ce manuscrit et de réorienter mes travaux lorsque je m'écartais du chemin.

Je tiens également à remercier Georg Hoffmann et Yves Travi pour avoir suivi pas à pas mon travail et pour m'avoir guidé dans les mondes de la modélisation et de l'isotopie.

Pendant les deux premières années de ma thèse j'ai été scientifiquement et amicalement très bien accueilli par l'ex-unité de recherche GreatIce de l'Institut de Recherche pour le Développement. Je tiens à remercier tous les membres de l'unité que j'ai côtoyés de près ou de loin et plus particulièrement : les personnes qui ont participé aux différentes missions de carottage (parfois au péril de leur vie…) pour rapporter des glaçons du bout du monde ; Françoise Vimeux qui m'a apporté ses connaissances livresques sur les carottes de glace ; Patrick Ginot pour ses conseils et ses informations de terrain ô combien précieuses ; P. Chevallier, A. Coudrain, A. Gioda, V. Jomelli, M-P Ledru, B. Pouyaud, J-E Sicart à la Maison des Sciences de l'Eau et les personnes expatriées à Grenoble ou en Amérique du Sud ; un remerciement spécial et chaleureux à Sandra Lagoutte et Jean-Philippe Chazarin toujours à mon écoute et sans qui les pauses n'auront plus la même saveur.

Merci à l'équipe d'Hydrosciences qui m'a adopté pendant ma dernière année et tous ceux que j'ai croisés à la Maison des Sciences de l'Eau.

Je ne suis pas prêt d'oublier l'ambiance latine apportée dans leurs valises par mes amis sud-américains : Paulina (qui m'a accueillie comme un roi dans son "paradis"), Marcos (mon sympathique colocataire de bureau), Isabel, Cinthya, Alvaro, Wilson. Un jour je viendrai chez vous. A Vanessa qui a partagé mon bureau et mes sorties au Barberousse. Aux ex- ou futur ex-doctorants de la MSE : Kenza, Marion, Cristina, Linda, Mathieu, Arthur,…

Merci aux amis de longue date et à ceux rencontrés à Montpellier avec des skis ou pas qui ne m'ont pas oublié, et qui étaient là pour me sortir de ma rédaction de temps en temps avec modération.

Je dédie ce travail à ma famille, mes parents, mon frère qui ont été avec moi dans cette aventure et qui ont été un soutien sans faille et inestimable dans mes périodes de doute. Tout simplement : MERCI.

Résumé

Ce travail de thèse est centré sur l'analyse des compositions isotopiques de la glace ($\delta^{18}O$ et δD) de deux nouvelles carottes de glace longues provenant des régions subtropicale et tempérée des Andes. La première carotte, longue de 42m, a été extraite en 2003 au col du glacier Coropuna au Pérou (72°39'W, 15°32'S, 6080m) et la deuxième de 122m au sommet du glacier San Valentin au Chili (46°35'S, 73°19'W, 3750m) en 2007. L'étude a porté sur la représentativité du signal isotopique comme archive du climat sur le dernier siècle, correspondant à la totalité de la carotte du Coropuna et les 70 premiers mètres au San Valentin, dans deux régions climatiques différentes. Nous avons observé que les enregistrements des signaux isotopiques sont affectés par des processus de post-dépôt. Au col du Coropuna, le signal est lissé par homogénéisation en dessous de 3m de profondeur à cause de la percolation d'eau de fonte et de la diffusion isotopique via un flux de vapeur, et aucune interprétation climatique n'est possible à partir du signal isotopique. Au sommet du San Valentin, les vents forts, présents toute l'année, érodent et/ou redistribuent la majorité des précipitations annuelles en créant certainement des hiatus sur une voire plusieurs années ou, au contraire, des dépôts exceptionnels de plusieurs mètres. Ces conditions rendent l'identification des cycles isotopiques annuels difficile et aucune relation entre les isotopes et les paramètres climatiques n'a pu être établie en raison d'une datation très incertaine.

Abstract

This work is focused on the analyses of two new isotopic records ($\delta^{18}O$ and δD) from Andean ice cores in the subtropics and temperate latitudes. The first 42 m-long ice core was extracted in 2003 from the saddle of Coropuna glacier in Peru (72°39'W, 15°32'S, 6080 m), and the second 122 m-long core in 2007 from the San Valentin summit in Chile (46°35'S, 73°19'W, 3750 m). The isotopic signals were investigated for their suitability as climate archives over the last century, covering the 42 m-long ice core from Coropuna and the first 70 meters of the core from San Valentin, in two different climatic regions. We observed that the isotopic records are affected by post-depositional processes. At the saddle of Coropuna, isotopic homogenization occurs below 3 m as a result of meltwater percolation and isotopic diffusion, and thus the climatic interpretation is not possible. At the San Valentin summit, removal and/or re-deposition of snow by strong winds occurring throughout the year may create a lack of one or more annual snow layers or, on the other hand, may cause unexpected deposits of several meters. Due to these potential conditions, we cannot always identify the annual isotopic cycles and the isotopes histories show no significant correlation with the climatic parameters because of an uncertain dating.

Tables des matières

Remerciements iii
Résumé v
Abstract vi
Tables des matières vii
Liste des figures x
Liste des tableaux xvi

Introduction générale 1
Le climat global aujourd'hui 1
Variations climatiques naturelles 3
Les glaciers : archives climatiques 6
Motivations et objectifs du travail de thèse 8
Organisation du manuscrit 10

1. Isotopes dans l'étude du climat 11

1.1. Isotopes stables de l'eau et cycle hydrologique 11
1.1.1. Les isotopes stables de l'eau 11
1.1.2. Les fractionnements isotopiques 13
1.1.3. Les isotopes stables de l'eau et cycle hydrologique 15

1.2. Méthodes : détermination du δD et du $\delta^{18}O$ au LAMA 23
1.2.1. Spectrométrie de masse et mesures au LAMA 23
1.2.2. Corrections et validation des mesures 27
1.2.3. Préparation des échantillons 29

2. Contexte géographique et circulation atmosphérique en Amérique du Sud 32

2.1. Contexte climatique et géographique 33

2.2. Dynamique et circulation atmosphérique générale 34
2.2.1. Basse troposphère 34
2.2.2. Haute troposphère 37

2.3. Les modes de variabilité atmosphérique 38
2.3.1. El Niño-Oscillation Australe 38
2.3.2. Oscillation Antarctique 40

3. Les carottages andins 42

3.1. Historique et principaux carottages andins 42

3.2. Principales interprétations climatiques et environnementales dans la glace andine 45
3.2.1. Les méthodes de datation 45
3.2.2. Quelles interprétations peut-on déduire des compositions isotopiques des précipitations et de la glace en Amérique du Sud ? 47
3.2.3. Le Dernier Stade Glaciaire et l'Holocène 50
3.2.4. L'optimum Médiéval et le Petit Age de Glace 52
3.2.5. Le dernier siècle 55

3.3. Les sites de carottage de l'étude de thèse 57
3.3.1. Le carottage du Coropuna, Sud du Pérou 57
3.3.2. Le carottage du San Valentin, Patagonie chilienne 62

4. Etude de la variabilité climatique et isotopique récente dans les zones d'étude 67

4.1. Variabilité climatique dans la région du Coropuna, Sud du Pérou 67
4.1.1. Climatologie générale de la zone 67
4.1.2. Stations météorologiques au sol 70
- *Précipitations* 71
- *Températures* 73

4.2. Variabilité climatique dans la région du San Valentin, Patagonie Chilienne 74
4.2.1. Série de données 74
4.2.2. Météorologie en Patagonie Chilienne 75
4.2.3. Les tendances sur le dernier siècle 80

4.3. Variabilité climatique et isotopique en Patagonie à l'aide du Modèle de Circulation Globale ECHAM-4 83
4.3.1. Le modèle ECHAM-4 84
4.3.2. Validation du modèle ECHAM dans la région du San Valentin 85

5. Phénomènes post-dépôt et conséquences sur l'enregistrement glaciochimique : cas du Coropuna et du Chimborazo 90

5.1. Température et variabilité des signaux de surface au col du Coropuna: étude des puits 91
5.1.1. Température de la neige et flux de vapeur d'eau 92
5.1.2. Variabilités spatiale et temporelle des signaux chimiques et isotopiques 93

5.2. Résultats et interprétations du forage profond du Coropuna 98
5.2.1. Datation 98
5.2.2. Discussion des effets post-dépôt 100
5.2.3. Signaux climatiques et environnementaux conservés 105

5.3. Chimborazo et Coropuna : des réponses différentes aux effets post-dépôt 109

6. Interprétation de l'enregistrement isotopique au San Valentin 113

6.1. Stratigraphie et caractéristiques du signal isotopique récent au San Valentin 113
6.1.1. Profil de densité 114
6.1.2. Stratigraphie 115
6.1.3. Le signal isotopique 116

6.2. Datation du profil isotopique entre 0 et 70m 120
6.2.1. Datation du passé récent (dernier siècle) 120
6.2.2. L'enregistrement isotopique est-il saisonnier ? 126
6.2.3. Problème de calage temporel avec le forage test de 2005 129

6.3. Paléothermomètre : calibration annuelle des isotopes 134

6.4. Excès en deutérium et origine des masses d'air 135

6.5. Enregistrements climatiques 138
6.5.1. Les précipitations 138
6.5.2. L'Oscillation Antarctique (AAO) 139

6.6. Représentativité du signal isotopique sur un site exposé aux vents violents 140

7. Conclusions générales et perspectives 142

ANNEXE 1 163

Liste des figures

Figure 0-1: Comparaison des températures de surface observées avec les données simulées par les modèles climatiques utilisant soit le forçage naturel (bleu) soit les forçages naturel et anthropique (rouge) (IPCC, 2007) 2

Figure 0-2: Enregistrement dans la carotte de Vostok (Antarctique) : a Deutérium δD ; b : $\delta^{18}O$ atmosphérique ; d : concentrations de sodium ; e : concentrations en poussières. Les variations de volume de glace sont reconstruites à partir du $\delta^{18}O$ marin (Petit et al., 1999). 3

Figure 1-1:Carte des moyennes annuelles du δ18O des précipitations du réseau GNIP (Source : http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/GNIP/IHS_GNIP.html) 16

Figure 1-2: Représentation schématique des fractionnements lors de l'évaporation. Le déséquilibre (effet cinétique) dans l'atmosphère libre crée un excès en deutérium "d" d'environ 10‰ (modifiée d'après Delaygue, 2000)..... 17

Figure 1-3: Relation entre l'excès en deutérium dans la vapeur et les conditions à la source: la température océanique et l'humidité relative h..... 18

Figure 1-4: Relation $\delta D/\delta^{18}O$. L'évaporation à l'état de non équilibre des océans (point noir) produit la vapeur 1 (carré blanc). La condensation de la vapeur 1 (processus à l'équilibre) produit la précipitation 1 (carré noir) et la vapeur résiduelle 2. Ces étapes répétées conduisent à l'appauvrissement de la vapeur et des précipitations (de 1 vers 3). L'évolution isotopique se fait sur la Droite des Eaux Météoriques Globale (DEMG : $\delta D = \delta^{18}O + 10‰$). Une évaporation à l'équilibre aurait donnée une vapeur à l'équilibre (point gris) avec un fractionnement plus faible et une évolution isotopique le long de la flèche grise (d'après Gat, 2001)..... 19

Figure 1-5: Représentation schématique du fractionnement isotopique dans le cycle atmosphérique de l'eau: distillation de Rayleigh. (f : proportion de vapeur restante ; $\delta^{18}Ov$: composition isotopique de la vapeur ; $\delta^{18}Op$: composition isotopique des précipitations) 20

Figure 1-6 : Relation entre la composition isotopique de la neige de surface et la température moyenne annuelle au Groenland et en Antarctique de l'Est (Delaygue, 2000). 21

Figure 1-7 : Spectromètre de masse Isoprime et système de préparation des échantillons PyrOH pour les mesures de deutérium..... 24

Figure 1-8 : Configuration schématique du PyrOH. 25

Figure 1-9: Systèmes Dual Inlet (à gauche) et système de préparation des échantillons Aquaprep pour les mesures en oxygène 18 (à droite). 25
Figure 1-10: Représentation schématique du système Aquaprep avec le préparateur GILSON. 26
Figure 1-11: Schéma du principe d'un spectromètre de masse 27
Figure 1-12: Schéma du découpage de la carotte San Valentin de diamètre 8,3 cm 30
Figure 1-13: Découpage de la carotte de glace du San Valentin en chambre froide: a) une section de 70cm à Grenoble; b) découpage de la section au LGGE à Grenoble; c) découpage des échantillons de 2cm au LSCE à Saclay (J.-D. Taupin et N. Patris à la manoeuvre)..... 31

Figure 2-1: Relief et géographie de l'Amérique du Sud. La Cordillère des Andes se trouve proche de la côte Pacifique et s'étend du Venezuela au Chili. En vert foncé on observe l'étendue de la forêt amazonienne..... 33
Figure 2-2: Précipitations et vents à 850hPa à partir des données de réanalyse NCEP/NCAR. Les 2 sites étudiés dans ce travail de thèse (Coropuna au nord et San Valentin au sud) sont localisés par des étoiles rouges..... 35
Figure 2-3: Régimes des vents à 200hPa en Janvier et Juillet. La Bolivian High est centrée à 15°S et 65°W (Données de réanalyse NCEP/NCAR). Les 2 sites étudiés dans ce travail de thèse (Coropuna au nord et San Valentin au sud) sont localisés par des étoiles rouges. 37
Figure 2-4: Diagramme schématique des situations atmosphériques et océaniques en conditions normales et El Niño. En conditions normales les eaux chaudes de surface sont poussées par les alizés vers l'ouest du bassin Pacifique où l'activité convective est importante. En conditions El Niño les alizés faiblissent et les eaux chaudes ainsi que l'activité convective se déplacent vers l'est du bassin Pacifique. Les conditions La Niña sont des conditions normales renforcées. (Source : NOAA) 39
Figure 2-5: Régression des moyennes annuelles de précipitation et de température avec l'Index d'Oscillation Antarctique (SAM ou AAOI) (adapté d'après Garreaud et al., 2008). ... 41

Figure 3-1: Localisation géographique des sites de carottages dans les Andes. La circulation atmosphérique générale et les précipitations annuelles sont également représentées..... 44
Figure 3-2: Historique des essais nucléaires atmosphériques de 1945 à 1974 (Magand et Arnaud, 2007)..... 46
Figure 3-3: Comparaison du signal isotopique et des concentrations en poussières enregistrés à l'Illimani, au Huascaran et au Sajama (Ramirez et al., 2003). 51

Figure 3-4: Datation estimée des dépôts morainiques du glacier sud du Charquini (Photo: V. Jomelli) (Rabatel et al., 2005) 53
Figure 3-5: Enregistrements isotopiques (moyennés sur 10 ans) du dernier millénaire au Huascaran, Quelccaya, Illimani et Sajama (Vimeux, 2008). 54
Figure 3-6: Index Isotopique Andin (IIA). Les séries isotopiques annuelles (trait fin) et les moyennes mobiles sur 5 ans (trait gras) sont représentées (Ramirez, 2003). 56
Figure 3-7: a) Photo aérienne du Nevado Coropuna (http://www.volcano.si.edu /world/volcano.cfm?vnum=1504-003); b) Carte topographique du Coropuna avec la localisation des forages du col en Juin 2003 (étoile bleue) et du sommet Sud et du cratère en Août 2003 (étoiles rouges) ; c) Forage au col du Coropuna. 58
Figure 3-8: Schéma de la topographie et de la percolation pouvant affecter le site de forage du col du Coropuna. Les sites de forages du sommet Sud et du cratère sont également localisés. (Schéma réalisé par I. Moreno d'après les observations de terrain de l'équipe du forage) 59
Figure 3-9: Localisation du site de forage, de la station météorologique et des puits en Juin 2003 au col du Coropuna (Delachaux, 2004; Vincent, 2004). 60
Figure 3-10: Le Champ de Glace Nord en Patagonie chilienne (carte tirée de Lopez et al., 2008). Le San Valentin situé à l'extrême nord du champ de glace est le plus haut sommet de Patagonie culminant à 4032m. 62
Figure 3-11: En haut à droite: vue d'ensemble du CGN et localisation du San Valentin; En bas à droite: vue aérienne du sommet du San Valentin et localisation du camp de forage (étoile rouge); A gauche: camp de forage au sommet du San Valentin en avril 2007. 64
Figure 3-12: Illustration d'un profil radar au sommet du San Valentin avec les isochrones (vert) marquant des couches de même caractéristique physique comme des couches de glace ou de croûte de vent. Les différentes carottes extraites en 2005 et 2007 sont localisées. Les localisations de différentes balises B de mesure de l'érosion/accumulation sont indiquées. CL122, CC3 et CC5 sont dans la zone d'accumulation. CC2005 et CC4 sont dans la zone d'érosion (Figure de P. Ginot)..... 66

Figure 4-1 : Représentation schématique de la circulation atmosphérique sur une section Ouest-Est des Andes Centrales pendant les épisodes a) pluvieux et b) secs (Garreaud et al., 2003)..... 68
Figure 4-2: Localisation des stations météorologiques autour du Coropuna (Carte adaptée de Silverio, 2005). 70

Figure 4-3: Précipitations moyennes mensuelles des stations météorologiques proches du Coropuna. Les altitudes de chaque station sont indiquées. 71
Figure 4-4: Exemple de rétrotrajectoires à 5 jours calculées par le modèle Hysplit à partir de la région du Coropuna. 72
Figure 4-5: Précipitations annuelles pour les stations proches du Coropuna. 73
Figure 4-6: Températures moyennes mensuelles et annuelles pour les stations proches du Coropuna 74
Figure 4-7: Localisation des stations météorologiques dans la région du San Valentin situé dans le Champ de Glace Nord (figure adaptée de Lopez, 2007). 75
Figure 4-8: Moyennes mensuelles des réanalyses, centrées sur 47,5S et 72,5W, du vent zonal à 600mb entre 1979 et 2007. 76
Figure 4-9: Exemple de rétrotrajectoires à 4 jours à partir du site du San Valentin. 77
Figure 4-10: Climatologies mensuelles des précipitations et des températures pour 6 stations météorologiques proches du CGN. Seule Cabo Raper est située à l'ouest du CGN sur la côte Pacifique. 78
Figure 4-11: Variations interannuelles de précipitations et de températures pour 6 stations proches du CGN (Lopez, 2007) 79
Figure 4-12: Anomalies des moyennes saisonnières des températures minimum de surface enregistrées dans les stations météorologiques du Chili en été (trait continu) et en hiver (trait discontinu). Les signes - et + représentent respectivement un refroidissement et un réchauffement sur la période 1961-2006 (adaptée de Carrasco et al., 2008). 81
Figure 4-13: Relation δD-$\delta^{18}O$ à la station AIEA de Coyhaique et dans le modèle ECHAM (maille de Coyhaique). La Droite des Eaux Météoriques Globale est de la forme $\delta D = 8*\delta^{18}O$ +10‰. 85
Figure 4-14: Climatologies des stations météorologiques Coyhaique TV, Puerto Aysen, Cochrane et des sorties du modèle ECHAM (maille de Coyhaique) pour les températures (en haut), les précipitations (au milieu) et le $\delta^{18}O$ (en bas ; 1989-1998) 86
Figure 4-15: Variations interannuelles des précipitations, des températures et des compositions isotopiques des précipitations aux stations météorologiques et simulées par le modèle ECHAM. 88

Figure 5-1: Profil de température au col du Coropuna (6090m). 92
Figure 5-2: Profils chimiques du Calcium, de l'oxalate, du Sodium et du sulfate pour 2 puits situés à 150m de distance le 25 Juin 2003 au col du Coropuna (Delachaux, 2004). 94

Figure 5-3: Profils du Sodium des 7 puits réalisés à 2 jours d'intervalle entre le 19 Juin et le 1er Juillet 2003 (Delachaux, 2004). 94
Figure 5-4: Profils de concentrations des espèces chimiques (de gauche à droite et de haut en bas : Calcium, Formate, Magnésium, Sulfate, Potassium, Nitrate, Ammonium, Chlorure, Sodium et fluorure) du puits 7 (profils gris; 1er Juillet) et du puits 8 (profils noirs; 28 Août). Un décalage de 7cm vers le bas par rapport à la surface (trait pointillé) est appliqué aux profils du puits 8 pour les caler avec ceux du puits 7 (I. Moreno, Com. Pers.)..... 95
Figure 5-5: Profils isotopiques δD du puits 7 (profil gris; 1er Juillet) et du puits 8 (profil noir; 28 Août). Un décalage de 7cm vers le bas par rapport à la surface (trait pointillé) est appliqué au profil du puits 8 pour le caler avec celui du puits 7..... 96
Figure 5-6: Activité du Tritium (UT) dans la carotte du col du Coropuna (U. Schotterer, com. pers.). 98
Figure 5-7: Profil isotopique continu δD de la carotte du col du Coropuna (profondeur en m). 99
Figure 5-8: Profil δD (en ‰) et Calcium (en $\mu eq.l^{-1}$) entre 0 et 22m au Coropuna (modifié d'après Herreros et al., 2009)..... 100
Figure 5-9: Pente glissante $\delta D/\delta^{18}O$ sur 11 échantillons et excès en deutérium entre la surface et 10,5m au col du Coropuna. 102
Figure 5-10: Profil de densité de la carotte du col du Coropuna. La zone de transition du close-off est atteinte vers 20m de profondeur. 104
Figure 5-11: Profils chimiques et polliniques des 22 premiers mètres de la carotte du col du Coropuna (modifié d'après Herreros et al., 2009). 107
Figure 5-12: Gauche: photo satellite du Chimborazo et des volcans Tungurahua et El Altar le 16 Septembre 2001. Le panache de cendres volcaniques du Tungurahua (en grisé) parcourt des dizaines de kilomètres dans la direction SO. En période de vents d'Est dominants le panache atteint le sommet du Chimborazo situé plein Ouest (http://earthobservatory.nasa.gov/Newsroom/NewImages/images.php3?img_id=17121);
Droite : conditions à la surface du glacier lors des forages de décembre 1999 et décembre 2000. Le dépôt de cendres volcaniques au cours de l'année 2000 a provoqué la formation de grands pénitents de 50cm à 1m (photo décembre 2000). 110
Figure 5-13: Profils isotopique et du sulfate dans les premiers 10 m we (17m) des carottes 1999 et 2000 du Chimborazo. La partie gauche est un zoom du signal isotopique entre 0 et1,5m weq (Schotterer et al., 2003). 111

Figure 6-1: Profil de densité entre 0 et 70m de la carotte de glace du San Valentin. 114
Figure 6-2: Photographies de la carotte du San Valentin CL122 entre 0,14 et 0,33m et 13,84 et 14,03m de profondeur. Les observations stratigraphiques ont permis de mettre en évidence des croûtes de vent et des couches de regel. 115
Figure 6-3: Profils isotopiques $\delta^{18}O$ et δD entre 0 et 70m de la carotte longue du San Valentin. 116
Figure 6-4: Exemples de rétrotrajectoires à 3 jours calculées par Hysplit à partir de la station de Coyhaique (300 m d'altitude) pour le 15 janvier et le 15 juillet de chaque année entre 1989 et 1998 (période des données isotopiques disponibles à la station AIEA de Coyhaique). 117
Figure 6-5: Relation δD- $\delta^{18}O$ au San Valentin entre 0m et 70m. 118
Figure 6-6: Pente isotopique glissante $\delta D/\delta 18O$ sur 80cm entre 0 et 70m. Les pentes proches de 5 révèlent une perturbation du signal isotopique liée à l'évaporation lors de la fonte de la couche de surface. 119
Figure 6-7: Signaux isotopiques originaux (noir) et reconstruits (rouge). Les variations abruptes ne sont pas comptées comme des pics saisonniers. Le signal reconstruit justifie l'identification d'un cycle annuel (traits pointillés). Les croûtes de vent et les couches de regel sont signalées par les rectangles noirs et bleus respectivement. 120
Figure 6-8: Profils des activités en bêta global (^{90}Sr et ^{137}Cs) et en spectrométrie gamma (^{137}Cs, ^{241}Am) pour la carotte CL71 du San Valentin. Les activités sont exprimées en désintégration par heure (dph kg-1) et en millibecquerels par kilos (mBq kg-1) (Figure extraite de Magand, 2009)..... 121
Figure 6-9: Datation à partir du comptage des cycles isotopiques considérés comme annuels entre 0 et 32m. Les datations absolues à ±1an sont notées en vert et la datation révisée à partir des cycles isotopiques en orange. Les couches de regel (en bleu) et les croûtes de vent (en noir) sont mentionnées. La datation des dizaines est notée par une barre orange..... 123
Figure 6-10: Série isotopique ($\delta^{18}O$) des moyennes annuelles de la carotte 2007 du San Valentin entre 1950 et 2005. 124
Figure 6-11: Datation du profil isotopique à partir des cycles isotopiques entre 30 et 70m. La datation absolue est notée en vert et la datation à partir des cycles en orange..... 125
Figure 6-12: Relation $\delta^{18}O$-Température de l'air à la station AIEA de Coyhaique et dans le modèle ECHAM4. Les données sont mensuelles. 127
Figure 6-13: Différences saisonnières de températures entre les saisons d'été (DJF) et les saisons d'hiver (JJA). Les stations météorologiques sont représentées par les stations de

Puerto Aysen et Chile Chico. Les valeurs au San Valentin sont calculées avec un gradient de 0,45‰/°C..... 128
Figure 6-14: Profils isotopiques des carottes 2005 et 2007. La profondeur de la carotte 2005 est ajustée par un décalage constant de 11m. 130
Figure 6-15: Profils isotopiques $\delta^{18}O$ au San Valentin des carottes test de 2005 et longue de 2007. La profondeur de la carotte 2005 a été ajustée entre +10,3 et +12m. 131
Figure 6-16: Hypothèse sur le décalage des profils 2005 et 2007 au San Valentin. L'hypothèse 1 est basée sur l'érosion de la carotte 2005 et un non enregistrement de la couche de surface de la carotte 2005 dans la carotte 2007. L'hypothèse 2 est basée sur l'enregistrement de la couche de ^{7}Be (de 2005) dans la carotte 2007 et d'un dépôt et/ou une redistribution de neige d'environ 12m entre les forages de 2005 et de 2007. 132
Figure 6-17: Profil isotopique annuel ($\delta^{18}O$) au San Valentin (noir) comparé aux variations annuelles de températures de réanalyse à 600mb (gris, haut), à la station Balmaceda (gris, milieu) et moyennes des stations météorologiques (gris, bas). L'axe des isotopes est inversé dans les graphiques..... 135
Figure 6-18: Relation annuelle $\delta^{18}O$ -Températures entre les compositions isotopiques au San Valentin et les températures à la station Balmaceda. 135
Figure 6-19: Profils de l'excès en deutérium et du $\delta^{18}O$ au San Valentin entre 0 et 70m (en haut) et entre 1950 et 2006 (moyennes mensuelles ; en bas). 136
Figure 6-20: Profil de l'excès en deutérium entre 1950 et 2006. Les périodes de forts et de faibles excès sont identifiées par un trait noir horizontal. 137
Figure 6-21: Accumulations nettes au sommet du San Valentin et précipitations annuelles aux stations météorologiques Coyhaique TV, Puerto Aysen et Balmaceda. 138
Figure 6-22: Variations annuelles des isotopes dans la carotte de glace du San Valentin et de l'AAO entre 1950 et 2005..... 140

Liste des tableaux

Tableau 1-1: Isotopes stables de l'hydrogène et de l'oxygène (adapté d'après Gat et al., 2001)..... 11
Tableau 3-1: Liste exhaustive des carottages andins (Vimeux et al., 2008b) 42
Tableau 4-1: Tendances des précipitations et des températures pour les périodes 1961-2004, 1961-1975 et 1975-2004 pour les stations météorologiques proches du San Valentin. 82
Tableau 6-1: Récapitulatif du nombre d'échantillons mesurés au LAMA et au LSCE. La résolution d'échantillonnage est de 2cm entre 0 et 70m. 114

Introduction générale

Le climat global aujourd'hui

Le changement climatique des dernières décennies est à présent admis par une grande majorité de scientifiques s'intéressant de près à l'étude du climat de la Terre. Des changements de températures et de précipitations sont observés sur le globe grâce aux stations météorologiques installées depuis le début du XXème siècle.

On observe une augmentation de la température globale comme le montre la **Figure 0-1**. Calculée grâce aux données instrumentales la température moyenne a augmenté de 0,6°C depuis un siècle (par exemple IPCC, 2007). La tendance à l'augmentation est deux fois plus forte entre 1956 et 2005 (+0,13°C tous les 10 ans) qu'entre 1906 et 2005 (IPCC, 2007). L'augmentation de température n'est pas uniforme sur tout le globe : elle est deux fois plus importante aux hautes latitudes dans l'Hémisphère Nord par exemple.

On observe également des changements dans les précipitations entre 1900 et 2005. Les précipitations ont significativement augmenté dans les régions Est de l'Amérique du Sud et du Nord, dans le Nord de l'Europe et de l'Asie alors qu'elles ont diminué au Sahel, en Méditerranée et dans les parties Sud de l'Afrique et de l'Asie (IPCC, 2007).

Le changement climatique actuel n'est donc plus présenté seulement comme un réchauffement global car d'autres variables sont affectées. Ainsi plutôt que d'étudier seulement la variabilité de la température, les études actuelles se concentrent sur les changements des caractéristiques climatiques régionales regroupant la température, les précipitations ainsi que la variabilité de la circulation atmosphérique.

Sur la **Figure 0-1** on peut comparer les variations de température dans des modèles utilisant les forçages naturel et anthropique (rouge) ou seulement naturel (bleu). On peut remarquer une forte divergence notamment pour les 30 dernières années. Les résultats du double forçage naturel et anthropique suivent l'augmentation observée (par les stations météorologiques, …) alors que les sorties basées seulement sur les forçages naturels ne l'enregistrent quasiment pas. Il semble que la majorité du réchauffement observé sur les 50 dernières années soit imputable à l'augmentation des concentrations en gaz à effet de serre dans l'atmosphère (IPCC, 2007). Les activités humaines semblent donc être responsables de cette variation abrupte observée depuis une trentaine d'année car le réchauffement du XXème

siècle ne peut pas être expliqué seulement par la variabilité naturelle du climat (Hegerl et al., 2007).

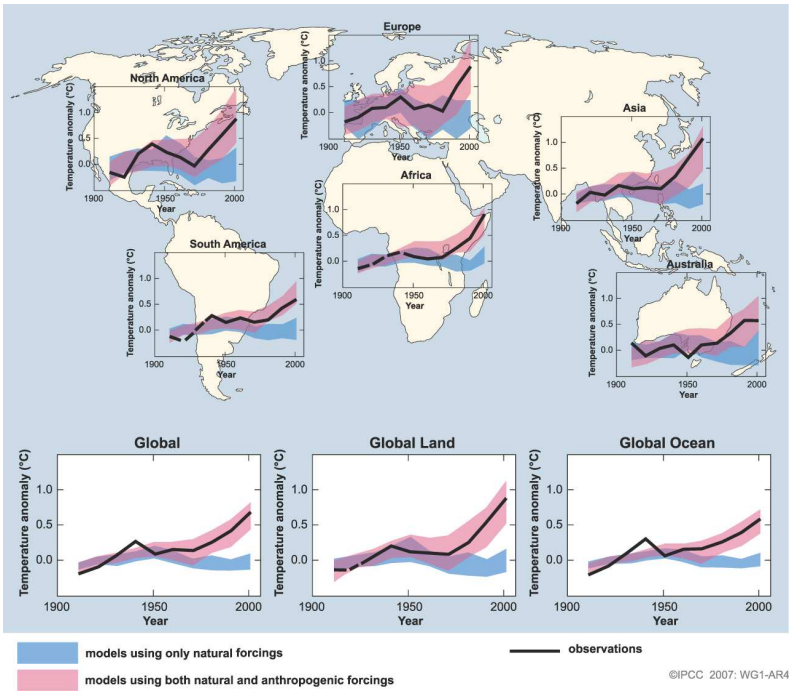


Figure 0-1: Comparaison des températures de surface observées avec les données simulées par les modèles climatiques utilisant soit le forçage naturel (bleu) soit les forçages naturel et anthropique (rouge) (IPCC, 2007)

Le climat de la Terre a cependant, et à différentes échelles de temps, toujours varié naturellement entre épisodes chauds et épisodes froids. Il est donc important d'identifier la variabilité naturelle du climat dans le passé et de comprendre les différences entre variabilité climatique passée et actuelle :

- La Terre a-t-elle déjà connu une augmentation de température de cette ampleur ?
- sur quelle échelle de temps : 10 ans ou 1000 ans ?
- quelles sont les relations entre les gaz à effet de serre et le climat ?

Le travail des climatologues est de quantifier les parts naturelles et anthropiques du changement climatique actuel afin de valider les résultats issus des modèles et déterminer si ce changement est singulier dans l'histoire du climat. Pour répondre à ces questions le climatologue possède des données instrumentales, des données issues de la modélisation ainsi que des archives climatiques.

Les principaux axes de recherche dans le domaine climatique sont :

- comprendre les variations et la dynamique des climats passés,

- comprendre la réponse climatique au forçage anthropique,
- estimer l'évolution du climat futur.

Variations climatiques naturelles

Depuis un million d'années le climat de la Terre varie entre périodes glaciaires et interglaciaires avec une périodicité d'environ 100 000 ans. Un interglaciaire est une période chaude qui dure environ 10 000 ans suivi d'un passage à une ère glaciaire qui dure 90 000 ans. Ces variations sont notamment enregistrées dans les glaces en Antarctique et au Groenland (Petit et al., 1999; Luthi et al., 2008) comme on peut l'observer sur la **Figure 0-2**. Dans cette section nous allons décrire les grandes cyclicités climatiques sur le dernier million d'années et les variations naturelles à diverses échelles de temps.

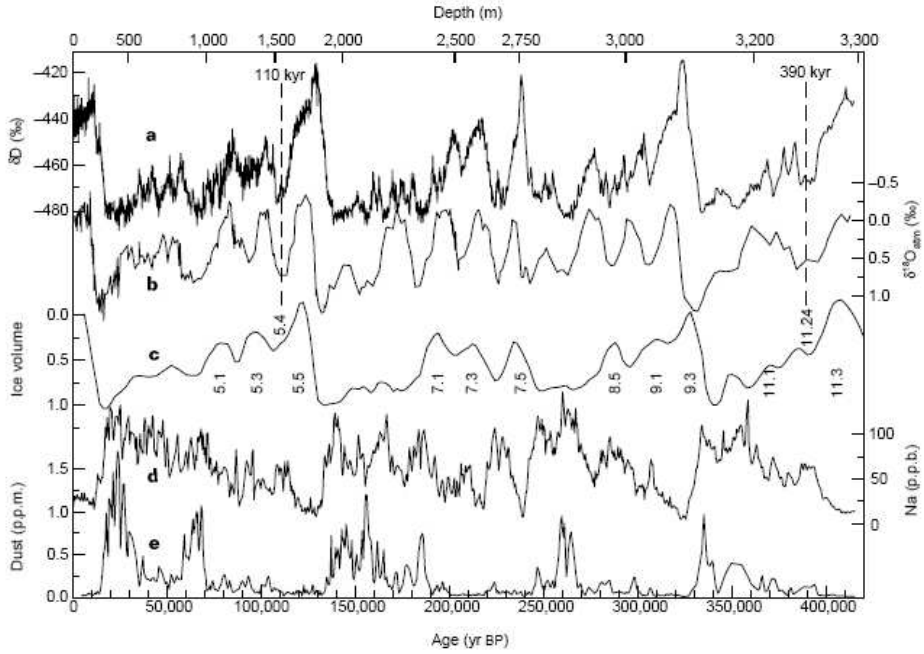


Figure 0-2: Enregistrement dans la carotte de Vostok (Antarctique) : a Deutérium δD ; b : $\delta^{18}O$ atmosphérique ; d : concentrations de sodium ; e : concentrations en poussières. Les variations de volume de glace sont reconstruites à partir du $\delta^{18}O$ marin (Petit et al., 1999).

La cyclicité de 100 000 ans, à laquelle s'ajoutent des périodicités de 41 000 et 21 000 ans, sont expliquées par la théorie du forçage astronomique. Elle a été démontrée dans les années 1940 par le géophysicien serbe Milutin Milankovitch et est basée sur les variations des paramètres de rotation de l'orbite de la Terre : l'excentricité, l'obliquité et la précession

(Milankovitch, 1941). Tout changement de ces paramètres influe sur la distribution en latitude et suivant les saisons de l'énergie solaire reçue. Les périodes caractéristiques sont communément appelées les cycles de Milankovitch.

Durant la période glaciaire de chaque cycle on peut observer des changements abrupts du climat. Ces anomalies qui ont été mises en évidence dans les carottes de glace du Groenland se caractérisent par un réchauffement rapide en quelques décennies suivi d'un refroidissement progressif sur quelques siècles : elles sont appelées évènements de Dansgaard-Oeschger (Dansgaard et al., 1993). Les cycles de Dansgaard-Oeschger (23 cycles sont comptabilisés dans le dernier cycle glaciaire-interglaciaire) ont une périodicité d'environ 1500 ans. Pendant les phases de refroidissement les plus intenses (tous les 7000 à 8000 ans) on observe des évènements dits de Heinrich (7 évènements enregistrés durant le dernier cycle glaciaire-interglaciaire), matérialisés, dans les sédiments de l'Atlantique Nord, par des couches importantes de sables provenant de débris transportés par les icebergs qui ont vêlé. Ces périodes de refroidissement seraient associées à un effondrement de la calotte Laurentide (calotte de l'Amérique du Nord) en relation avec une épaisseur de glace trop importante injectant une grande quantité d'eau douce dans l'Atlantique Nord qui pourrait ralentir la circulation thermohaline (Macayeal, 1993) et diminuer l'apport de chaleur par le courant océanique du Gulf Stream.

La fin de la dernière ère glaciaire est caractérisée par le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) il y a environ 21 000 ans. Le volume de glace aux hautes latitudes était nettement supérieur à celui d'aujourd'hui (**Figure 0-2**). Le niveau de l'océan était 120 m plus bas que le niveau actuel et la température globale était de 5°C inférieure à la valeur actuelle. La concentration en CO_2 dans l'atmosphère était de 200 ppmv (partie par million en volume) (Petit et al., 1999) alors qu'elle est de 380 ppmv environ actuellement.

Le DMG est suivi d'une période de déglaciation en plusieurs étapes : un réchauffement jusqu'à environ 13 000 ans, suivi d'un refroidissement vers 12 000 ans (période connue sous le nom de Dryas récent) puis de nouveau suivi par un réchauffement il y a 10 000 ans correspondant au début de la période Holocène plus stable climatiquement. Durant l'Holocène on note toutefois des variabilités climatiques non négligeables, lors de l'Optimum de l'Holocène, globalement entre 7000 et 8000 ans, où les conditions étaient plus chaudes et plus humides qu'actuellement, notamment dans la région méditerranéenne (Rohling et De Rijk, 1999). Par contre, dans les carottes antarctiques l'Optimum Holocène est en déphasage et est enregistré entre 11 500 ans et 9000 ans (Masson et al., 2000). En Amazonie l'Holocène peut

être divisé en 3 stades climatiques : des conditions sèches entre 10 000 et 7000 ans, des conditions plus humides entre 7000 et 4000 ans et à partir de 4000 ans l'établissement des conditions humides actuelles (Ledru et al., 1998).

Sur une échelle de temps plus récente, l'histoire climatique des derniers siècles est marquée par l'Optimum Médiéval et le Petit Age de Glace (PAG). L'optimum Médiéval est identifié généralement comme une période de réchauffement entre 800 et 1300 ans avec des températures proches de l'actuel mais reste sujet à controverse quant à son étendue spatiale (Mann et al., 2009). Les températures durant cette période étaient tout de même plus basses que celles enregistrées au 20ème siècle (Jones et Mann, 2004). Une des causes principales de ce réchauffement, accompagné par de sécheresses dans certaine parties du globe, serait une augmentation de la radiation solaire qui modifie la circulation atmosphérique de grande échelle (Bradley et al., 2003a).

Le Petit Age de Glace, daté en moyenne entre 1550 et 1850, est caractérisé par un refroidissement global avec des températures inférieures d'environ 1°C à l'actuel. En Europe certaines peintures représentent la Tamise gelée à Londres ce qui n'est pas habituel sous les conditions climatiques actuelles. Sur tout le globe on note une avancée significative des glaciers de moyennes et basses latitudes identifiable grâce aux grandes constructions morainiques situées parfois à plusieurs kilomètres en aval des fronts actuels (Francou et Vincent, 2007). La période du PAG en Amérique du Sud et plus précisément dans les Andes sera discutée dans le chapitre traitant des carottes de glace dans les Andes (Chap. 3).

Les causes de la baisse des températures durant le PAG sont encore débattues mais il semble que les deux principales causes soient liées à une baisse de l'activité solaire et à une activité volcanique importante. Deux diminutions significatives du nombre de taches solaires, induisant une baisse de l'activité solaire, ont été observées entre 1650 et 1710 (minimum de Maunder) et entre 1800 et 1830 (minimum de Dalton), et coïncident avec les époques les plus froides du PAG. L'effet du volcanisme sur le climat global a beaucoup été étudié suite à l'éruption du Pinatubo en 1991. Cette dernière pourrait par exemple avoir causé un refroidissement de l'atmosphère contribuant à stopper provisoirement la fonte de certains glaciers en Amérique du Sud (Francou et al., 2003). C'est ce qui semble s'être passé durant le PAG avec l'éruption du Tambora en 1815 qui a été d'une puissance rare équivalente à 8 fois celle du Vésuve en l'an 79. Les cendres envoyées dans la stratosphère ont fait le tour du globe et les aérosols ont formé un voile dans l'atmosphère qui a bloqué et renvoyé une partie de la radiation solaire. L'effet résultant est un refroidissement de la troposphère qui a atteint

jusqu'à 0,5°C durant une période de 1 à 2 années. Les éruptions du Tambora et d'autres volcans pendant le PAG ont certainement contribué à conserver une température basse pendant cette période mais ne sont probablement pas la cause du refroidissement multiséculaire. La fin du PAG est marquée par un réchauffement progressif à partir de la deuxième moitié du XIXème siècle et qui perdure au XXème siècle.

L'existence à l'échelle globale et la datation de l'Optimum Médiéval et du Petit Age de Glace sont encore discutées car les conséquences climatiques ne semblent pas avoir été homogènes en durée et en intensité sur tout le globe. Associer ces périodes seulement à des changements de températures semble réducteur. Certains auteurs préfèrent parler d'anomalies climatiques qui devraient être associées à des changements régionaux (Jones et Mann, 2004) plutôt que d'identifier ces périodes sous leurs appellations générales de Petit Age de Glace et Optimum Médiéval.

Les glaciers : archives climatiques

Pour étudier les variations climatiques passées on cherche des indices dans des archives qui sont selon l'échelle de temps étudiée:

- les mesures instrumentales et les documents historiques (date des vendanges, peintures, …),
- les sédiments marins et lacustres,
- les squelettes des coraux, les cernes des arbres,
- les stalagmites ou stalactites dans les grottes,
- la glace sur les continents des hautes latitudes (Groenland et Antarctique) et dans les hauts massifs montagneux.

A partir de ces archives les changements climatiques sont étudiés grâce à des enregistrements de "proxies". Un proxy est un paramètre physico-chimique permettant de reconstruire une variable climatique particulière. Par exemple l'épaisseur des cernes annuelles des arbres peut nous renseigner sur les températures et les précipitations en Amérique du Sud (Villalba, 1990). Le présent travail est focalisé sur l'étude de carottes de glace des glaciers de haute altitude aux basses et moyennes latitudes.

Toutes les méthodes utilisées pour étudier les climats passés apportent des éléments de compréhension particuliers ou ponctuels. On combine donc souvent plusieurs méthodes et cette approche est appelée multiproxy. On peut utiliser plusieurs types d'archives sur le même

site d'étude ou analyser plusieurs proxies à partir d'un même matériel. Les carottes de glace sont d'excellentes archives climatiques car les marqueurs du climat inclus dans la glace sont piégés dans les couches successives qui peuvent s'accumuler pendant plusieurs millénaires. De plus les glaciers sont très sensibles aux variations climatiques et sont potentiellement d'excellents marqueurs du changement climatique (Francou et al., 2005). Il existe une multitude d'analyses que l'on peut effectuer sur la glace comme l'étude des isotopes stables de l'eau, des espèces chimiques, des isotopes radioactifs, des concentrations de gaz dans les bulles, etc… Cette variété de paramètres qui peuvent être déterminés simultanément fait de la glace une archive unique qui permet de confronter les différents résultats obtenus indépendamment pour valider une hypothèse climatique. Les données récoltées sont très diverses et les carottes de glace du globe peuvent nous renseigner sur:

- les variations de températures et de précipitations
- les variations de composition de l'atmosphère
- les éruptions volcaniques
- les variations de l'activité solaire, …

En Antarctique les russes ont installé dès la fin des années 1950 une base de recherche permanente, la station de Vostok (Vasiliev et al., 2006), où de nombreuses carottes ont été extraites. Le forage profond de Vostok a atteint 3650m de profondeur. De leur côté les européens ont foré à Dome C (projet EPICA) une carotte de 3190m qui a permis de remonter jusqu'à 800 000 ans (EPICA community members et al., 2004). La résolution d'étude est généralement faible avec une accumulation qui peut ne pas dépasser quelques millimètres.

Aux moyennes et basses latitudes les forages sont généralement moins profonds et la période recouverte moins grande que dans les régions polaires mais la résolution est généralement supérieure. Par exemple dans les Alpes une carotte de 130m environ au Col du Dôme (Mont Blanc) recouvre 90 ans (Vincent et al., 1997) et sur le plateau du Tibet une carotte de 308m recouvre une période supérieure à 100 000 ans (Thompson et al., 1997) avec une accumulation nette qui peut atteindre plusieurs mètres pour le dernier siècle. L'histoire des forages andins sera décrite dans le chapitre 3.

Le nombre d'études publiées sur les forages en Antarctique ou au Groenland dépassent très largement celui traitant des forages tropicaux et des carottages supplémentaires sont donc nécessaires dans les tropiques afin d'améliorer nos connaissances sur les variations du climat tropical.

Les glaciers sont donc des archives climatiques appropriées pour l'étude des climats passés à condition que la glace soit préservée des phénomènes de fonte et de percolation, de sublimation, de remaniement ou d'ablation des couches par le vent ou encore de diffusion de vapeur à travers les couches de névé qui affecteraient les signatures climatiques enregistrées. Ces phénomènes seront discutés plus tard.

Motivations et objectifs du travail de thèse

La région tropicale située entre 30°N et 30°S est habitée par 75% de la population mondiale. Les impacts d'un changement climatique dans cette partie du monde peuvent être significatifs : désertification, variation des températures de l'océan influant sur la ressource alimentaire océanique, etc… Le climat tropical est, de plus, au cœur de la machine climatique globale et les anomalies climatiques dans cette région peuvent se propager via des téléconnexions aux moyennes et hautes latitudes. La compréhension des processus climatiques dans cette zone est donc primordiale.

La zone d'étude, les Andes, concentre 99% des glaciers tropicaux. Pour les glaciers andins, 70% se situent au Pérou, 20% en Bolivie, le reste se répartissant entre Equateur, Colombie et Venezuela (Francou et al., 2000). En Amérique du Sud un vaste programme, encore en cours, a été mis en place afin d'étudier la relation entre les glaciers en recul depuis des décennies et le climat. L'ORSTOM (ex-IRD) et ses partenaires sud-américains ont lancé au début des années 1990 un projet de recherche sous le nom de NGT (Neige et Glaciers Tropicaux) puis de GREAT ICE (Glaciers et Ressources en Eau dans les Andes Tropicales : Indicateurs Climatiques et Environnementaux). Les recherches en hydrologie et en glaciologie se sont concentrées au départ dans la zone tropicale (Equateur, Pérou et Bolivie) puis se sont étendues à la zone extratropicale (jusqu'au sud du Chili). Ce projet a permis à l'équipe GREAT ICE d'acquérir une grande expérience sur la thématique glaciaire et notamment dans les carottages de glace de haute altitude et d'affiner les connaissances sur l'étude de la relation glacier-climat à différents pas de temps sur quelques sites andins privilégiés équipés d'appareil de mesure (balises, stations de bilan d'énergie, pluviomètres, stations hydrologiques) et suivis pour certains depuis plus de 15 ans. Ce réseau de suivi de glacier s'étend entre l'Equateur et la Bolivie (le plus au nord, Antizana, Equateur, 0,28°S ; les plus au sud Chacaltaya et Zongo, Bolivie, 16°S) où sont mesurés les bilans de masse (accumulation-ablation). Le bilan de masse semble être contrôlé par le phénomène ENSO

avec une ablation plus intense (faible) pendant les évènements El Niño (La Niña) (Francou et al., 2000; Wagnon et al., 2001). Pour comprendre ces variations de bilan de masse, les bilans d'énergie au niveau du glacier sont étudiés afin d'identifier les processus physiques intervenant dans la fonte et la sublimation (par exemple Wagnon et al., 2003; Sicart et al., 2005).

Dans la continuité des recherches du projet GreatIce, ce travail est basé sur l'étude isotopique de carottes de glace en Amérique du Sud, le but final étant de reconstruire et de comprendre la dynamique du climat passé et de contribuer à enrichir nos connaissances (encore limitées) sur la variabilité climatique de ce continent. Les sites de carottage se situent sur les glaciers Coropuna (72°39'W; 15°32'S; 6434 m) au Pérou et San Valentin (46°35'S, 73°19'W, 4032m) au Chili. Le Coropuna est proche du Pacifique dans une zone plutôt influencée climatologiquement par l'Océan Atlantique et le San Valentin se situe dans une région balayée par les "Westerlies" du Pacifique. Ces 2 carottes doivent donc permettre de caractériser et de mettre en évidence des dynamiques climatiques différentes. L'intérêt de ces 2 sites d'étude sera discuté dans le chapitre décrivant les carottages.

Les isotopes stables de l'eau (de l'oxygène et de l'hydrogène) sont utilisés comme proxy dans ce travail. Ce proxy a déjà été utilisé dans les carottes de glace en Amérique du Sud et a permis d'étudier le climat à plusieurs échelles de temps du dernier siècle au Dernier Maximum Glaciaire.

Le projet de thèse s'est fixé l'étude des 100 à 120 dernières années qui recouvrent la période post PAG jusqu'à l'accélération du réchauffement global ou changement climatique global qui se poursuit à l'heure actuelle. L'analyse du passé récent permet une étude à haute résolution et la composition isotopique sera analysée à différentes échelles de temps du saisonnier au décennal. Pour les 50 premières années les données issues des carottes de glace seront comparées aux données des stations météorologiques proches du site de carottage, aux données de réanalyses et de modèle afin d'établir si possible une calibration des différents paramètres étudiés. Mais ce travail reste plutôt centré sur l'étude de la représentativité des isotopes stables de l'eau dans la glace comme archive climatique, étape essentielle avant toute interprétation climatique. L'accent sera mis sur les problèmes de perturbation du signal isotopique par les processus de post-dépôt propres à chacun des sites étudiés et sur la possibilité ou non d'une interprétation climatique ou environnementale.

Organisation du manuscrit

Le premier chapitre aborde de façon générale les isotopes stables de l'eau, leur utilisation en climatologie et paléoclimatologie ainsi que les techniques de mesure.

Le chapitre suivant présente le contexte géographique et climatologique général en Amérique du Sud. Les régimes de précipitations liés à la variabilité atmosphérique et océanique sont plus particulièrement discutés.

Le chapitre 3 fait un état des lieux des interprétations isotopiques à partir des carottes de glace andines. Les sites de forage du Coropuna et du San Valentin sont présentés en détail.

Le quatrième chapitre est dédié à la description de la climatologie locale sur les 40 dernières années dans les régions des sites étudiés à partir des données d'observations, de réanalyses et de modèle.

Enfin les résultats de ce travail sur les carottes de glace du Coropuna et du San Valentin sont présentés dans les chapitres 5 et 6 respectivement. Un regard critique sur la représentativité du signal isotopique comme archive climatique sera porté vis-à-vis des processus de post-dépôt qui affectent les enregistrements. L'influence des phénomènes post-dépôt (percolation et diffusion) au col du Coropuna sera comparée à celle du Chimborazo en Equateur étudiée antérieurement à ce travail de thèse. Au San Valentin l'accent sera mis sur la datation à partir du comptage des cycles isotopiques et sur l'importance du vent comme processus post-dépôt.

1. Isotopes dans l'étude du climat

1.1. Isotopes stables de l'eau et cycle hydrologique

1.1.1. Les isotopes stables de l'eau

Le noyau d'un atome est constitué de protons et de neutrons. Les isotopes d'un élément chimique donné sont des atomes qui ont le même nombre de protons, désigné par le numéro atomique Z, mais un nombre de neutrons N différent. La somme des protons et des neutrons donne le nombre de masse A. Dans la nature les isotopes stables (non radioactifs) vont donc se différencier par leur masse. La notation pour un élément X est :

$$^{A}_{Z}X_{N}$$

Dans la suite du manuscrit les isotopes seront caractérisés seulement par le nombre de masse et seront notés :

$$^{A}X$$

Les isotopes stables de l'eau H_2O, c'est à dire de l'hydrogène et de l'oxygène, sont utilisés comme traceur en hydrologie et climatologie. Ces éléments possèdent deux isotopes stables naturels pour l'hydrogène (^{1}H et ^{2}H ou Deutérium) et trois pour l'oxygène (^{16}O, ^{17}O et ^{18}O). L'abondance naturelle de ces deux éléments est donnée dans le Tableau 1-1. Les principales formes isotopiques de la molécule d'eau sont dans l'ordre d'abondance $H_2{}^{16}O$ (99,7%), $H_2{}^{18}O$ (0,2%), $H_2{}^{17}O$ (0,04%) et $HD^{16}O$ (0,03%).

Elément	Z	N	A	Abondance (%)	Symbole
Hydrogène	1	0	1	99,985	^{1}H
	1	1	2	0,0155	^{2}H ou D
Oxygène	8	8	16	99,759	^{16}O
	8	9	17	0,037	^{17}O
	8	10	18	0,204	^{18}O

Tableau 1-1: Isotopes stables de l'hydrogène et de l'oxygène (adapté d'après Gat et al., 2001).

L'étude des variations de la composition isotopique se fait par le rapport isotopique R défini comme :

R = Abondance de l'isotope mineur / Abondance de l'isotope majeur
(par exemple $R=D/^{1}H$ ou $R=^{18}O/^{16}O$).

La valeur absolue de ce rapport est difficilement mesurable avec grande précision et il est plus facile de mesurer la différence relative entre 2 échantillons. La composition isotopique est exprimée en δ qui correspond à la différence proportionnelle de composition entre l'échantillon mesuré et une référence. La notation δ, exprimée en ‰, est définie par :

$$\delta = \left(\frac{R_{\text{échantillon}}}{R_{\text{référence}}} - 1 \right) \times 1000 \qquad (1\text{-}1)$$

composé pauvre en isotope mineur (appauvri) **<δ<** composé riche en isotope mineur (enrichi)

Pour les isotopes stables nous utilisons dans notre étude la notation δD pour le couple hydrogène-deutérium et $\delta^{18}O$ pour le couple oxygène16-oxygène18. Dans le cycle hydrologique les gammes de valeurs (Gat et al., 2001) sont :

$$-450‰ < \delta D < +100‰$$
$$-50‰ < \delta^{18}O < +50‰$$

En géochimie isotopique environnementale les données isotopiques doivent pouvoir être comparées à l'échelle mondiale ce qui demande une normalisation des mesures entre les différents laboratoires. Au cours des dernières décennies, des standards ont donc été établis comme références reconnues internationalement pour les mesures isotopiques. Pour les mesures d'oxygène 18 et de deutérium dans l'eau, Craig (1961b) introduit tout d'abord le SMOW (Standard Mean Ocean Water) qui est une eau hypothétique, qui n'a jamais existé en tant qu'échantillon réel d'eau. Par la suite, l'AIEA (Agence Internationale pour l'Energie Atomique) a préparé un standard à partir d'eau de mer distillée : le standard a été identifié comme le VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) (Gonfiantini, 1978). Le VSMOW correspond à la moyenne isotopique des océans : $\delta_{VSMOW} = 0‰$. L'AIEA a fixé dans les années 1970 que tous les résultats d'oxygène 18 et de deutérium pour l'eau doivent être reportés en tant que valeurs δ relatives à VSMOW. Pour les eaux très appauvries deux autres standards ont été préparés par l'AIEA : SLAP (Standard Light Antarctic Precipitation) et GISP (Greenland Ice Sheet Precipitation). Les 3 standards fournis aux laboratoires par l'AIEA sont disponibles en quantités limitées et on utilise donc des standards intermédiaires

qui permettent de calibrer les mesures relativement à VSMOW. Pour les mesures effectuées au Laboratoire Mutualisé d'Analyse des isotopes stables de l'eau (LAMA, Montpellier, France) nous avons utilisé trois standards propres au laboratoire :

$\delta^{18}O_{MSE}$ = -5,53‰ δD_{MSE} = -32,05‰

$\delta^{18}O_{St\ Sorlin}$ = -11,64‰ $\delta D_{St\ Sorlin}$ = -82,2‰

$\delta^{18}O_{SVS}$ = -16,58‰ δD_{SVS} = -121,9‰

Le standard MSE correspond à l'eau du robinet du laboratoire de la Maison des Sciences de l'Eau. Le standard St Sorlin est composé d'eau de fonte du glacier St Sorlin dans les Alpes. Enfin le standard SVS est composé de neige de surface du glacier San Valentin au Chili récupérée lors de la mission de forage en 2007 et a été réalisé spécifiquement pour les mesures et les calages inter-laboratoires de cette carotte.

Les standards St Sorlin et SVS ont des compositions isotopiques encadrant en grande partie les teneurs enregistrées dans la glace des Andes. La calibration d'un échantillon mesuré par comparaison avec l'échantillon de référence est d'autant plus précise que leurs compositions isotopiques sont proches.

1.1.2. Les fractionnements isotopiques

Les interprétations climatiques de cette étude se basent essentiellement sur les variations de la composition isotopique de la neige et de la glace. La composition isotopique est modifiée lors d'un fractionnement isotopique, ce phénomène est lié à un changement d'état physique ou chimique d'un composé, et peut se produire lors d'un changement de phase par exemple. Le coefficient de fractionnement $\alpha_{1/2}$ entre deux phases est défini par :

$$\alpha_{1/2} = \frac{R_{(Phase\,1)}}{R_{(Phase\,2)}} \qquad (1\text{-}2)$$

où R est le rapport isotopique dans chaque phase.

En général le facteur de fractionnement est faible ($\alpha \approx 1$) et en pratique on n'utilise pas le facteur de fractionnement α. On définit un facteur d'enrichissement isotopique entre les deux phases à l'équilibre ε, exprimé en ‰, tel que :

$$\varepsilon = \alpha - 1 \qquad (1\text{-}3)$$

ε représente l'enrichissement ($\varepsilon > 0$) ou l'appauvrissement ($\varepsilon < 0$) de l'isotope rare dans une phase 1 par rapport à une phase 2.

On peut distinguer deux principaux types de fractionnement : le fractionnement à l'équilibre (ou thermodynamique lié à des réactions d'équilibre physico-chimique) et le fractionnement cinétique (lié aux effets cinétiques).

- fractionnement à l'équilibre

Le fractionnement à l'équilibre est un échange isotopique réversible qui se produit entre deux phases différentes ou entre deux composés. Typiquement lors d'un fractionnement à l'équilibre entre deux phases, les isotopes lourds sont enrichis dans la phase condensée. Par exemple pour l'eau la réaction d'échange entre la phase liquide et la vapeur à l'équilibre s'écrit :

$$H_2{}^{18}O_{vap} + H_2{}^{16}O_{liq} \Leftrightarrow H_2{}^{18}O_{liq} + H_2{}^{16}O_{vap} \qquad (1\text{-}4)$$

Dans le cas d'un échange à l'équilibre le coefficient de fractionnement α est défini par la constante d'équilibre K:

$$K = \frac{[H_2{}^{18}O]_{liq}[H_2{}^{16}O]_{vap}}{[H_2{}^{16}O]_{liq}[H_2{}^{18}O]_{vap}} = \frac{{}^{18}R_{liq}}{{}^{18}R_{vap}} = {}^{18}\alpha_{l-v} \qquad (1\text{-}5)$$

Le fractionnement à l'équilibre est dépendant de la température. A 25°C, le coefficient de fractionnement de l'oxygène de l'eau entre les phases liquide et vapeur est : ${}^{18}\alpha_{l\text{-}v} \approx 1{,}0093$. Dans le cas de l'eau, la phase liquide est enrichie en ^{18}O de 9,3‰ par rapport à la phase vapeur.

- fractionnement cinétique

Le fractionnement cinétique se produit lors de processus physiques ou chimiques irréversibles. Les effets de ce fractionnement sont dominés par la vitesse de diffusion et l'énergie de liaison des molécules. Les propriétés physiques distinctes des composés isotopiques (par ex $H_2{}^{18}O$ et $H_2{}^{16}O$) sont dues aux différences de masse des isotopes. Ces différences de masse induisent que (Gat et al., 2001) :

- les molécules isotopiques lourdes ont une mobilité plus faible que les molécules isotopique légères. En effet l'énergie cinétique d'une molécule est déterminée par : $E_k = ½ mv^2$ (k = constante de Boltzmann ; m = masse moléculaire ; v = vitesse moléculaire). Donc la molécule la plus lourde a une vitesse v plus faible. Ceci entraîne une vitesse de diffusion plus faible et des collisions moins fréquentes pour les molécules lourdes que pour les légères. Les réactions avec les molécules légères sont plus rapides.
- l'énergie de liaison, qui dépend de la masse, est plus faible pour les molécules légères, d'où une dissociation plus facile et une réactivité plus grande que pour les molécules lourdes.

L'évaporation est un exemple de processus cinétique. L'isotope léger s'évapore préférentiellement par rapport à l'isotope lourd et l'eau va être enrichie par rapport à la vapeur issue de l'évaporation. Les processus intervenant dans le cycle hydrologique sont présentés dans la partie suivante.

1.1.3. Les isotopes stables de l'eau et cycle hydrologique

Dans le cycle hydrologique global, l'eau des océans s'évapore principalement dans les régions chaudes et la vapeur est transportée des basses vers les hautes latitudes. Au cours de ce cycle, différents processus font évoluer la composition isotopique de l'eau atmosphérique. Ces modifications donnent une empreinte isotopique aux eaux météoriques qui peut être ainsi exploitée dans les études climatiques. La répartition globale des compositions isotopiques peut être suivie grâce au réseau GNIP (Global Network Isotopes Precipitation). C'est un réseau mondial de stations continentales et marines mis en place au début des années 1960 par l'AIEA et l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM). Les échantillons de précipitations sont collectés mensuellement et les isotopes sont analysés (Deutérium, Oxygène et Tritium ^3H). Ces données permettent d'avoir une vision de la répartition de la composition isotopique des précipitations à l'échelle mondiale (**Figure 1-1**).

L'étude de l'évolution isotopique des précipitations montre une très forte corrélation entre δD et $\delta^{18}O$. Les compositions isotopiques des précipitations décrivent une droite d'équation $\mathbf{\delta D = 8*\delta^{18}O + 10‰}$ appelée **Droite des Eaux Météoriques Globale** (DEMG) (Craig, 1961a). Dans cette relation la pente de 8 est expliquée par le rapport entre les fractionnements

liquide-vapeur à l'équilibre pour l'oxygène 18 et le deutérium. Le rapport $^{2}\varepsilon_{v/l}$ / $^{18}\varepsilon_{v/l}$ est toujours proche de 8 entre 0 et 40°C (Gat et al., 2001).

Dans cette partie nous discuterons de la composition isotopique des précipitations, de son origine et de son évolution à partir des processus d'évaporation qui produisent les masses de vapeur jusqu'à leur condensation progressive.

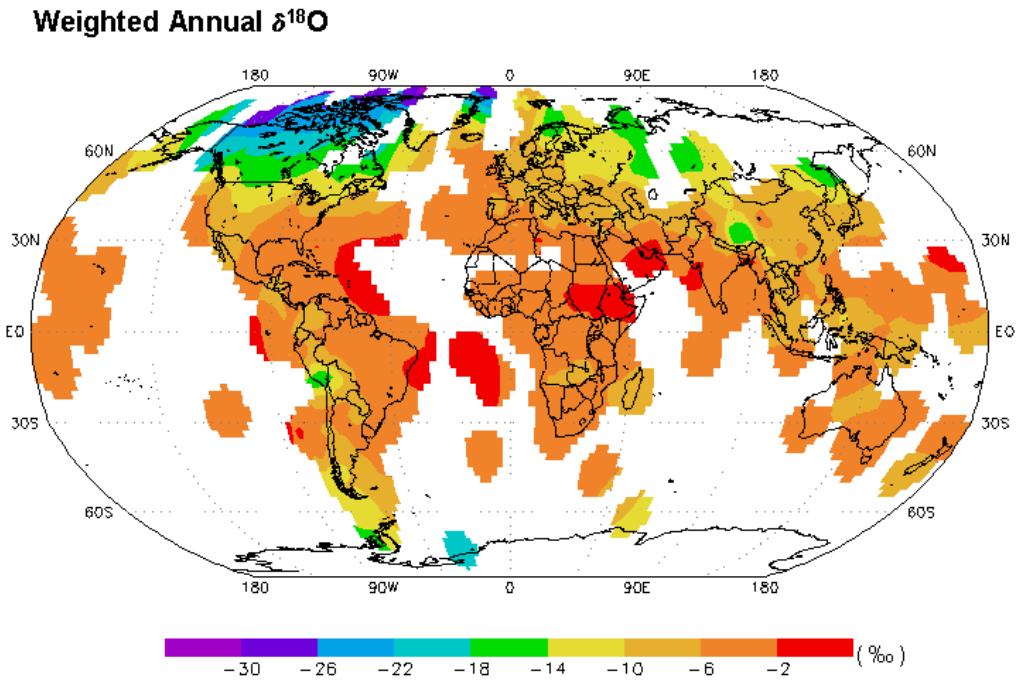


Figure 1-1:Carte des moyennes annuelles du δ18O des précipitations du réseau GNIP (Source : http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/GNIP/IHS_GNIP.html)

- L'évaporation et la condensation

Si l'évaporation se produisait à l'équilibre (air saturé en humidité au dessus de l'océan) la composition isotopique de la vapeur issue de ce processus se trouverait sur une droite de pente égale à 8, coupant les axes du graphique à l'origine, c'est-à-dire passant par la valeur SMOW. Mais l'état d'équilibre n'est vrai qu'à l'interface océan-atmosphère seulement dans une fine couche où l'air est saturé. En fait l'évaporation à la surface de l'océan est en partie un processus hors-équilibre, l'air au dessus de l'océan est sous-saturé par rapport à la vapeur d'eau ce qui produit un effet cinétique de diffusion de la surface vers l'atmosphère (**Figure 1-2**). Ce processus fait apparaître l'**excès en deutérium** ("d" dans la suite du manuscrit) qui

est défini par d = δD - 8*δ^{18}O. Pour la majorité des précipitations cet excès est de 10‰ environ.

Cet excès est dû à la différence de diffusivité entre les isotopes lourds de l'oxygène et de l'hydrogène : le fractionnement cinétique appauvrit proportionnellement moins la vapeur en deutérium qu'en ^{18}O. L'intensité de ce processus dépend notamment de la température de l'océan, du gradient d'humidité au dessus de la surface océanique mais également de la vitesse du vent qui détermine l'épaisseur de la couche saturée, et donc des conditions locales à l'origine de la masse d'air (**Figure 1-3**).

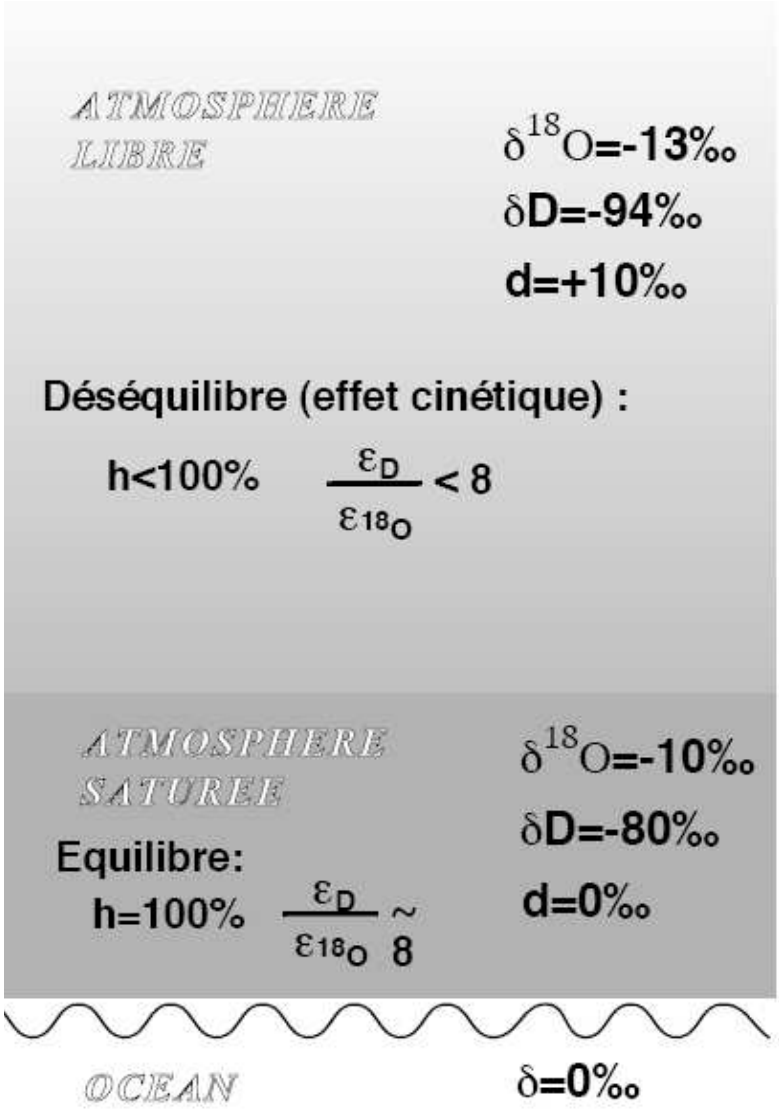


Figure 1-2: Représentation schématique des fractionnements lors de l'évaporation. Le déséquilibre (effet cinétique) dans l'atmosphère libre crée un excès en deutérium "d" d'environ 10‰ (modifiée d'après Delaygue, 2000)

L'excès en deutérium est utilisé comme indicateur de l'origine des masses d'air (par ex.: Vimeux et al., 2001; Aouad et al., 2004). Dans les Tropiques en Amérique du Sud la variation de l'excès entre le Dernier Stade Glaciaire et l'Holocène est interprétée comme une variation de la température de l'Océan Atlantique tropical (Thompson et al., 1995). Mais d'autres processus tels que la ré-évaporation partielle des gouttelettes de pluie au sein du nuage ou la formation de cristaux de glace peuvent également modifier le "d" au cours du séjour de l'eau dans le cycle atmosphérique, et doivent être pris en compte dans son interprétation.

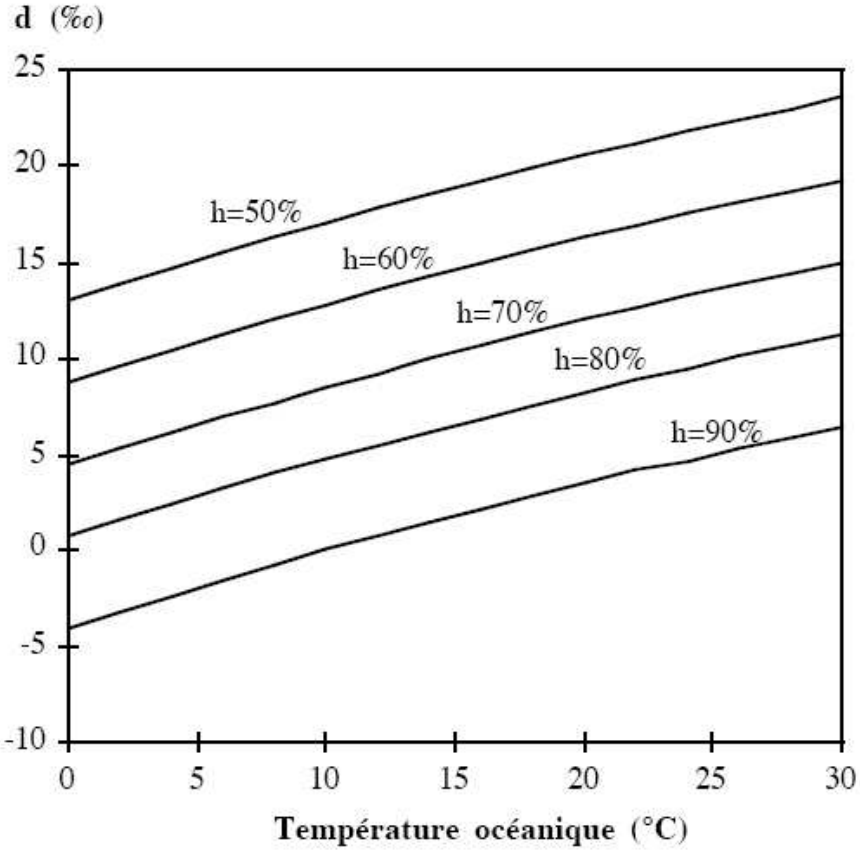


Figure 1-3: Relation entre l'excès en deutérium dans la vapeur et les conditions à la source: la température océanique et l'humidité relative h.

Les processus d'évaporation et de condensation peuvent être suivis sur un graphique rapportant les compositions δD et $\delta^{18}O$ des eaux (**Figure 1-4**). Lors de la première évaporation la vapeur est appauvrie en isotopes lourds (vapeur 1) par rapport aux eaux de l'océan, les isotopes légers étant préférentiellement évaporés. La condensation s'effectue à l'équilibre (air saturé en humidité) et la "première" précipitation (1) est enrichie par rapport à la vapeur d'origine (1). En conséquence la vapeur restante s'appauvrit (perte des isotopes lourds) et passe au stade de vapeur (2). La première précipitation et la vapeur se trouve donc

sur une droite de pente 8 qui coupe l'axe δD à la valeur d. Si la condensation se poursuit la vapeur appauvrie (2) produira une précipitation (2) moins enrichie que la première, mais toujours sur la droite $\delta D = 8 * \delta^{18}O + d$. La vapeur restante passe au stade (3) et ainsi de suite. Ainsi au fur et à mesure du processus de condensation la vapeur et les précipitations s'appauvrissent en isotopes lourds et les compositions isotopiques évoluent sur la DEMG.

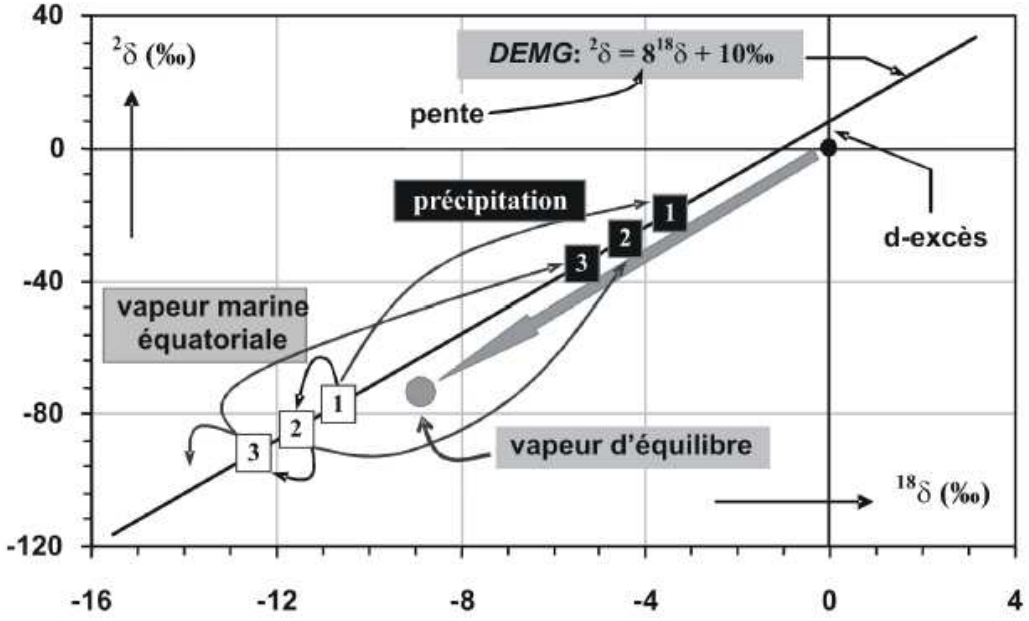


Figure 1-4: Relation $\delta D/\delta^{18}O$. L'évaporation à l'état de non équilibre des océans (point noir) produit la vapeur 1 (carré blanc). La condensation de la vapeur 1 (processus à l'équilibre) produit la précipitation 1 (carré noir) et la vapeur résiduelle 2. Ces étapes répétées conduisent à l'appauvrissement de la vapeur et des précipitations (de 1 vers 3). L'évolution isotopique se fait sur la Droite des Eaux Météoriques Globale (DEMG : $\delta D = \delta^{18}O + 10‰$). Une évaporation à l'équilibre aurait donné une vapeur à l'équilibre (point gris) avec un fractionnement plus faible et une évolution isotopique le long de la flèche grise (d'après Gat, 2001).

- La distillation de Rayleigh

Au cours du transport d'une masse d'air, la phase condensée est supposée se former en équilibre isotopique avec la vapeur environnante et être exclue immédiatement de la masse de vapeur. La quantité de vapeur diminue donc durant le transport à chaque nouvelle condensation. La composition isotopique des précipitations est donc contrôlée par la teneur isotopique initiale et par la proportion de vapeur restante. Les modèles utilisés pour reconstruire la composition isotopique des précipitations au cours du transport atmosphérique

de l'humidité sont basés sur cette hypothèse : c'est la distillation fractionnée ou distillation de Rayleigh (**Figure 1-5**).

A chaque précipitation la masse de vapeur restante est égale à :

$$m_v = m_{vo} - dm_c \quad (1\text{-}6)$$

La loi de Rayleigh permet d'exprimer la composition isotopique de la vapeur et des précipitations en fonction de la proportion de vapeur résiduelle :

$$\frac{R_v}{R_0} = f^{\alpha-1} \quad (1\text{-}7)$$

avec R_v : la composition isotopique de la vapeur restante

R_0 : la composition isotopique originale de la vapeur

f : la proportion de vapeur restante

α : le coefficient de fractionnement vapeur-liquide ($=R_c/R_v$ où R_c est le rapport isotopique de la phase condensée)

Donc on obtient $Rv = R_0.f^{\alpha-1}$ et $Rc = \alpha_{l\text{-}v}.R_0.\ f^{\alpha-1}$. (1-8)

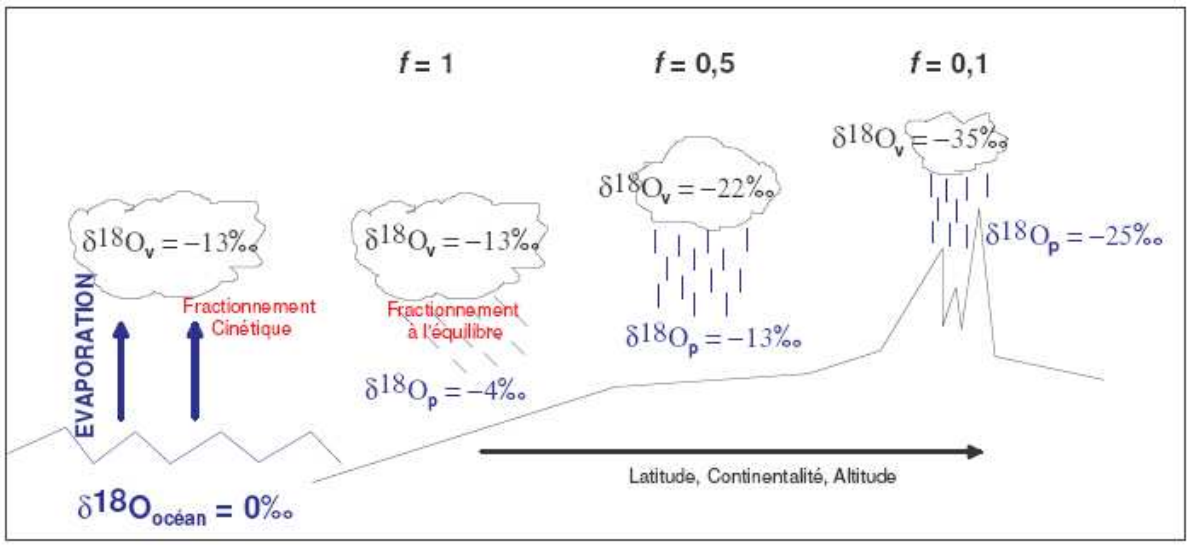


Figure 1-5: Représentation schématique du fractionnement isotopique dans le cycle atmosphérique de l'eau: distillation de Rayleigh. (f : proportion de vapeur restante ; δ^{18}Ov : composition isotopique de la vapeur ; δ^{18}Op : composition isotopique des précipitations)

En utilisant la notation δ :

$$\delta_v = (\delta_0 + 1).f^{\alpha-1} - 1 \quad (1\text{-}9)$$

$$\delta_c = \alpha_{l\text{-}v}.(\delta_0 + 1).f^{\alpha-1} - 1 \quad (1\text{-}10)$$

Le modèle de Rayleigh explique de façon satisfaisante la distribution globale des isotopes dans les précipitations sur les trajets océaniques et dans les moyennes et hautes latitudes. Par contre en zone tropicale continentale, les processus de recharge locale du réservoir de vapeur par évapotranspiration ne permettent pas d'utiliser ce simple modèle de vidange progressive. Ce régime de Rayleigh est à l'origine des effets de continentalité, de latitude et de d'altitude qui seront décrits dans les prochaines sections.

- Le thermomètre isotopique

Les mesures actuelles ont permis de mettre en évidence une relation linéaire entre la composition isotopique de la neige aux hautes latitudes (calottes glaciaires) et la température de l'air au moment de la précipitation. C'est le principe du **thermomètre isotopique** puisque cette relation provient de la dépendance du coefficient de fractionnement à la température. Elle a été observée en plusieurs sites dans les glaces du Groenland et de l'Antarctique (**Figure 1-6**). Le thermomètre isotopique a été utilisé dans les forages de glace polaires pour interpréter les variations isotopiques et ainsi reconstruire les variations de températures passées. En Antarctique par exemple le gradient est de 0,8‰/°C en considérant les valeurs moyennes annuelles des précipitations (Masson-Delmotte et al., 2008).

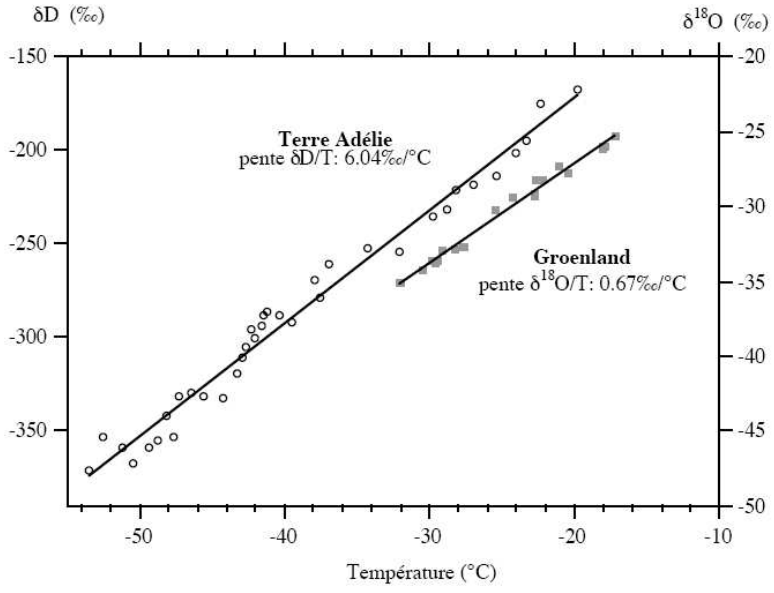


Figure 1-6 : Relation entre la composition isotopique de la neige de surface et la température moyenne annuelle au Groenland et en Antarctique de l'Est (Delaygue, 2000).

Le principe du thermomètre isotopique fonctionne très bien aux hautes latitudes. En revanche dans les régions tropicales cette relation n'est plus valable car la variabilité isotopique est en grande partie due à des phénomènes de convection et de recyclage. La relation entre les isotopes des précipitations et les paramètres climatiques est plus complexe et sera discutée plus loin.

- Effets latitudinal, continental, altitudinal et de masse

Tout au long de son parcours atmosphérique depuis son origine océanique, une masse de vapeur condense et s'appauvrit progressivement en isotopes lourds. Ce principe, décrit par le modèle de Rayleigh, peut être décliné en 3 effets (effet de latitude, effet d'altitude et effet de continentalité) qui contrôlent largement la répartition globale de la composition isotopique des précipitations.

Dans la dynamique climatique globale les masses d'air circulent des basses vers les hautes latitudes. Durant ce transport méridien la composition isotopique de l'humidité s'appauvrit en isotopes lourds. L'effet de latitude est d'environ $\Delta\delta^{18}O$ = -0,6‰/degré de latitude en Europe et aux USA et de $\Delta\delta^{18}O$ = -2‰/degré de latitude sur le continent Antarctique (Gat et al., 2001).

L'effet de continentalité résulte de l'appauvrissement en isotopes lourds par rapport à l'éloignement de l'océan, source de l'humidité. Il varie fortement suivant les régions en fonction des trajectoires des masses d'air et est corrélé au gradient de température. En Europe on observe un gradient autour de -2‰ $\delta^{18}O$/1000km (Rozanski et al., 1993) alors que dans le bassin amazonien en Amérique du Sud il est beaucoup plus faible (-0,75‰/1000km) à cause du recyclage de la vapeur d'eau par évapotranspiration au dessus du bassin (Salati et al., 1979).

L'effet d'altitude (ou orographique) est dû à la condensation de l'humidité provoquée par la baisse de la température avec l'élévation des masses d'air en altitude. La composition isotopique des précipitations est de plus en plus appauvrie au fur et à mesure qu'on s'élève. Une étude menée sur le versant Ouest du Mont Liban a mis en évidence un gradient $\Delta\delta^{18}O$ de -0,1‰ à -0,23‰/100m (Aouad et al., 2004). Dans les Andes du Sud en Patagonie il est plus marqué avec un gradient de -0,38‰/100m (Stern et Blisniuk, 2002).

Enfin l'effet de masse caractérise un appauvrissement isotopique en $\delta^{18}O$ et δD dans les précipitations intenses. Dansgaard (1964) a le premier mis en évidence une relation forte entre la quantité d'eau précipitée et le $\delta^{18}O$, appelée «amount effect». Dans une étude des données des stations AIEA, Rozanski et al. (1993) relèvent cette relation surtout dans les tropiques. Par exemple les données d'un réseau de stations marines tropicales situées entre 20°N et 20°S montrent une forte corrélation inverse entre le $\delta^{18}O$ moyen (mensuel et annuel) des précipitations et la quantité de précipitations alors que la corrélation avec la température est inexistante. Nous verrons par la suite que cet effet de masse est un paramètre important pour comprendre les compositions isotopiques des précipitations en Amérique du Sud tropicale.

1.2. Méthodes : détermination du δD et du $\delta^{18}O$ au LAMA

1.2.1. Spectrométrie de masse et mesures au LAMA

Dans la présente étude, la spectrométrie de masse est utilisée pour mesurer les compositions isotopiques des échantillons d'eau ou de glace. Cette technique permet d'ioniser puis de séparer les molécules en fonction de leur masse grâce à un champ magnétique et donc de calculer les rapports entre chaque isotope à partir des courants ioniques mesurés.

Les mesures ont été effectuées au LAMA (Laboratoire Mutualisé d'Analyse des isotopes stables de l'eau) à Montpellier. Le LAMA est équipé d'un spectromètre de masse de type Isoprime du constructeur GV Instruments couplé à un système d'introduction double livré en Janvier 2007 dans les locaux de la Maison des Sciences de l'Eau (MSE, Montpellier). Le début de la thèse a donc commencé par l'installation du spectromètre de masse et la mise en place du LAMA à laquelle j'ai participé. Les mois de Janvier à Avril 2007 ont été consacrés à l'apprentissage du fonctionnement de la machine et à la mise en place d'une routine de mesure. Durant cette période de nombreux tests ont été réalisés afin de paramétrer le spectromètre pour atteindre les spécifications données par le constructeur. Les mesures des échantillons de thèse n'ont donc commencé qu'en Avril 2007 lorsque la stabilité du spectromètre et la qualité des mesures ont été satisfaisantes.

Cet appareil permet de mesurer les deux isotopes de l'eau (δD et $\delta^{18}O$) indépendamment l'un de l'autre. Les mesures sont entièrement automatisées et gérées par le logiciel IonVantage. Deux systèmes automatiques de préparation et d'introduction des échantillons gazeux sont associés à chacun des types de mesure :

1) les mesures deutérium sont réalisées en flux continu grâce à un PyrOH (EuroVector) (**Figure 1-7**), constitué d'un système d'injection automatique et d'un analyseur élémentaire.

Le plateau du PyrOH peut contenir jusqu'à 100 flacons soit environ 80 échantillons et une vingtaine d'échantillons standards. Les mesures sont répétées trois fois pour chaque échantillon avec un temps de mesure entre 8 et 12 min (modifiable afin d'optimiser la qualité des mesures) et la mesure brute d'un échantillon se base sur la moyenne des 3. L'échantillonneur prélève l'eau du flacon (environ 0,4µl) et l'injecte dans l'analyseur élémentaire à l'aide d'une seringue. En mode optimal un plateau complet est analysé en environ 40 h avec le temps de 8 min utilisé pour les mesures de la thèse.

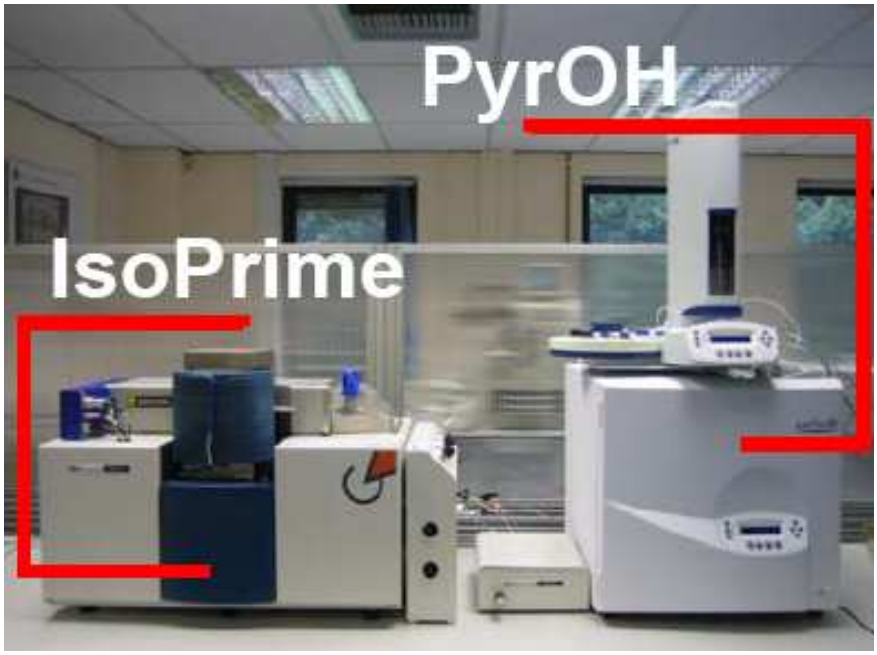


Figure 1-7 : Spectromètre de masse Isoprime et système de préparation des échantillons PyrOH pour les mesures de deutérium.

Dans l'analyseur élémentaire l'échantillon d'eau passe dans un four à pyrolyse à 1050°C où se produit la réduction de H_2O par du Chrome (Cr) produisant des molécules d'hydrogène H_2 (**Figure 1-8**) suivant la réaction :

$$2Cr + 3H_2O \rightarrow Cr_2O_3 + 3H_2 \qquad (1\text{-}11)$$

L'hydrogène sous forme gazeuse est ensuite purifié dans une colonne chromatographique (90°C) puis transporté par le gaz vecteur Helium (He) jusqu'à la source d'ionisation où il est mesuré en flux continu (Kelly et al., 2001).

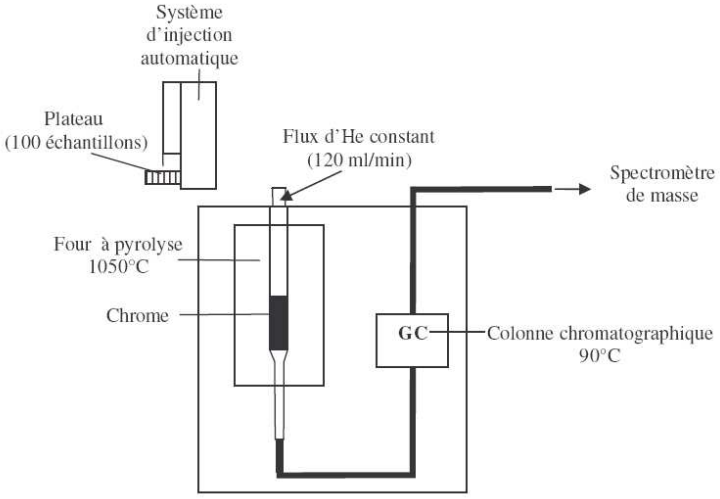


Figure 1-8 : Configuration schématique du PyrOH.

2) les mesures oxygène sont réalisées sur le système Aquaprep (**Figure 1-9**) qui permet l'analyse de l'oxygène par la méthode d'équilibration (Brenna et al., 1997).

L'échantillon d'eau s'équilibre pendant plusieurs heures avec du CO_2 gazeux à température constante (40,0±0,1°C) afin d'assurer un fractionnement isotopique constant entre l'eau et le CO_2, pour pouvoir s'en affranchir. Le rapport $^{18}O/^{16}O$ est ensuite mesuré sur la molécule CO_2 :

$$H_2{}^{18}O + C^{16}O_2 \Leftrightarrow H_2{}^{16}O + C^{16}O^{18}O \qquad (1\text{-}12)$$

Le coefficient de fractionnement de ^{18}O pour cet échange isotopique est :

$$\alpha_{CO2\text{-}H2O} \approx 1{,}04$$

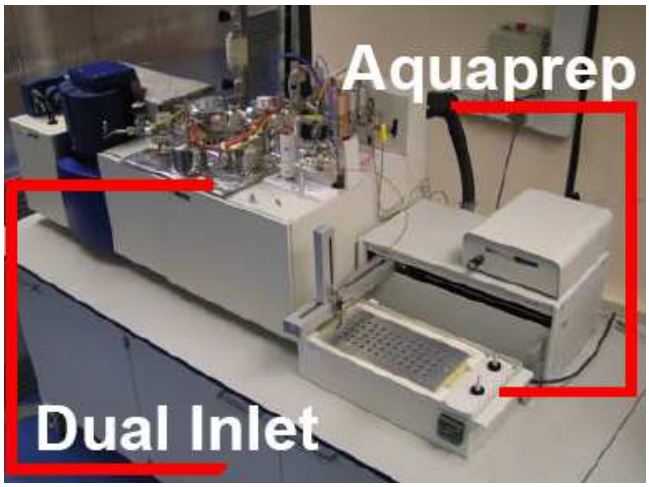


Figure 1-9: Systèmes Dual Inlet (à gauche) et système de préparation des échantillons Aquaprep pour les mesures en oxygène 18 (à droite).

Le système Aquaprep couplé au passeur GILSON permet la préparation automatisée des échantillons (**Figure 1-10**). Le CO_2 est injecté dans le flacon pour une équilibration de 6 h. Ensuite le CO_2 équilibré est prélevé et injecté dans la ligne et passe quelques minutes sur un point froid à -60°C pour piéger la vapeur d'eau. Puis le gaz est introduit dans un volume variable du Dual Inlet qui permet l'injection du CO_2 de l'échantillon et du gaz de référence en alternance à partir de la même ligne. Le système Dual Inlet permet d'ajuster le flux et la pression du gaz référence grâce à des volumes variables et ainsi l'échantillon et la référence entrent dans la source avec les mêmes paramètres de pression. Le plateau permet de mesurer 60 échantillons (48 échantillons et 12 standards). Chaque échantillon est mesuré 10 fois en alternance avec le gaz de référence. Le temps de mesure est de 22 min pour chaque échantillon soit moins de 24 h pour le plateau complet en mode optimal.

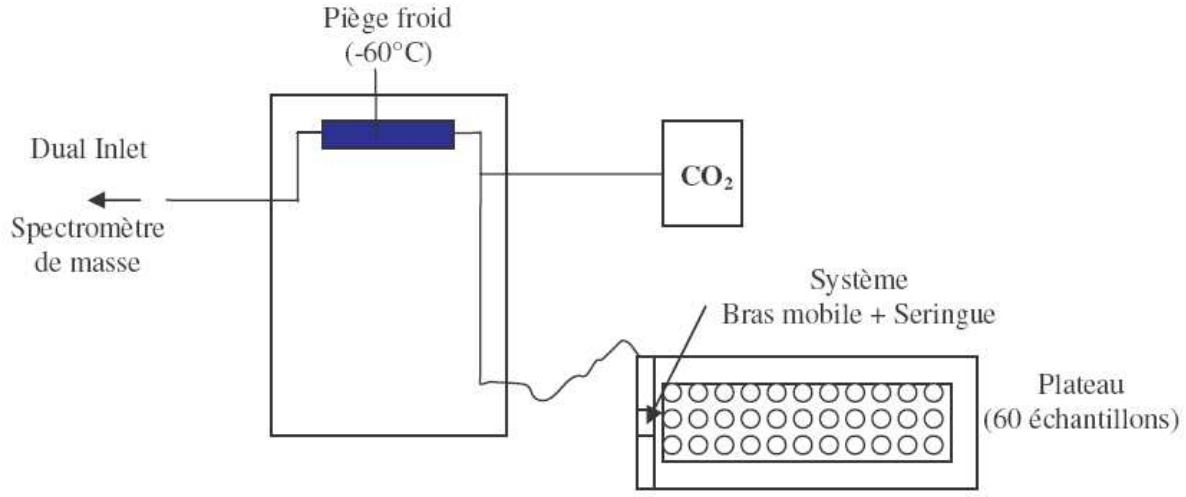


Figure 1-10: Représentation schématique du système Aquaprep avec le préparateur GILSON.

Une fois les phases de préparation et d'introduction terminées les mesures sont effectuées par le spectromètre de masse dont le principe est schématisé par la **Figure 1-11**. Le gaz se dirige vers la source d'ionisation où un flux d'électrons émis par le filament rencontre les molécules entrantes. Les molécules sont majoritairement ionisées positivement par arrachage d'un électron. Les ions sont ensuite accélérés par un champ électrique, puis soumis à un champ magnétique perpendiculaire à leur direction de propagation. Les ions décrivent alors une trajectoire circulaire dont le rayon de courbure dépend du rapport m/z (masse/charge électrique). Les faisceaux d'ions ainsi séparés sont mesurés dans 3 collecteurs positionnés de façon à recevoir un faisceau caractérisé par une valeur m/z particulière. Pour les mesures

d'oxygène trois «masses» sont mesurées : 44, 45 et 46 qui correspondent aux masses moléculaires de $^{12}C^{16}O^{16}O$, $^{13}C^{16}O^{16}O$ et $^{12}C^{16}O^{18}O$. Pour les mesures deutérium deux masses sont mesurées : 2 et 3 correspondant aux masses moléculaires HH et HD. Finalement les courants ioniques sont amplifiés et transformés en courants électriques, et analysés par ordinateur. Les rapports de masses mesurés sont 46/44 et 3/2 pour les mesures d'oxygène18 et de deutérium respectivement.

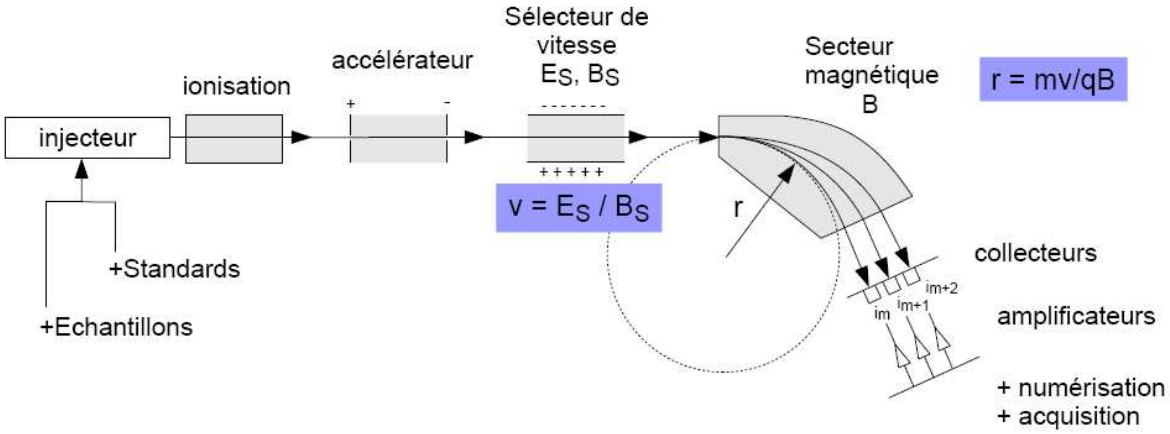


Figure 1-11: Schéma du principe d'un spectromètre de masse

Les précisions internes de mesure pour l'Isoprime sont de ±0,5‰ sur la mesure deutérium et ±0,05‰ pour la mesure oxygène 18. Pour l'oxygène 18 la reproductibilité des mesures était en réalité plus proche de ±0,08‰ ce qui est satisfaisant pour des mesures isotopiques d'échantillons de glace. Pour cette thèse près de 2500 mesures en deutérium et 1100 mesures en oxygène 18 ont été réalisées.

1.2.2. Corrections et validation des mesures

Plusieurs types de corrections doivent être réalisés sur les mesures brutes de $\delta^{18}O$ et δD avant de pouvoir exploiter les données.

1) Le H3 factor :

Pour les mesures de deutérium, les données brutes doivent être corrigées de la présence d'ions H_3^+. Les détails de cette correction, qui sont résumés ici, sont donnés dans Sessions et al. (2001a, b). Les ions H_3^+ sont formés dans la source d'ionisation par collision suivant la réaction :

$$H_2^+ + H_2 \rightarrow H_3^+ + H^\bullet \qquad (1\text{-}13)$$

La production de H_3^+ est proportionnelle au carré de la pression partielle de H_2 :

$$[H_3^+] = K\,[H_2]^2 \qquad (1\text{-}14)$$

Le rapport isotopique (D/H) d'un échantillon est donc donné par :

$$R = \frac{i_3}{i_2} = \frac{i_{HD} + i_{H3}}{i_{H_2}} = \frac{i_{HD}}{i_{H_2}} + K\, i_{H_2} = R^* + K.i_{H_2} \qquad (1\text{-}15)$$ (d'après Sessions et al., 2001a)

avec i_2 et i_3 : l'intensité des courants observés aux masses 2 et 3,

R et R* : les rapports de courants ioniques mesuré et corrigé respectivement.

La constante de proportionnalité *K* est appelée le « H3 Factor ». La valeur de *K* est déterminée expérimentalement en mesurant R à différentes valeurs de i_2 pour un échantillon de référence (l'hydrogène de référence). La régression de R par i_2 donne la valeur de *K* comme la pente de régression. Dans des conditions expérimentales normales 5 à 30% de i_3 peut être représenté par H_3^+ ce qui rend la correction du H3 Factor significative et qui peut être limitant pour la précision des analyses (Sessions et al., 2001a).

Au LAMA le H3 Factor est calculé avant chaque série de mesure par une routine automatique gérée par le logiciel et la correction est automatiquement appliquée aux données brutes. Durant la campagne de mesure de la thèse les résultats des tests de H3 Factor ont montré une stabilité satisfaisante garantissant une correction fiable.

2) Effet mémoire et dérive

Pour les mesures de deutérium des corrections d'effet mémoire sont réalisées. L'effet mémoire est un effet de réminiscence de l'échantillon contaminant le système, et donc l'échantillon suivant (Olsen et al., 2006). L'origine de l'effet mémoire peut avoir plusieurs causes comme l'adsorption de l'eau sur les surfaces internes de l'analyseur ou encore l'eau qui reste dans les volumes morts de la seringue. L'effet mémoire est d'autant plus important que la différence de composition isotopique entre 2 échantillons consécutifs est élevée et la correction est fonction de l'écart entre les 2 échantillons.

Soit A_i et B_i deux échantillons consécutifs mesurés trois fois (avec i=1 à 3) et placés sur le plateau suivant l'ordre A_1, A_2, A_3, B_1, B_2, B_3. On calcule l'écart de composition isotopique X entre B_1 et A_3 (différence de composition isotopique entre les échantillons A et B) et l'écart Y entre B_1 (échantillon potentiellement affecté par l'effet mémoire induit par l'échantillon A_3) et $\left(\overline{B_2 + B_3}\right)$. Ces calculs sont réalisés pour chaque transition d'échantillon et le coefficient de correction de l'effet mémoire K_m est la pente de la droite de régression entre X et Y.

La valeur corrigée de l'effet mémoire de chaque mesure de l'échantillon i est donnée par :

$$\delta_{i\text{-corr mem}} = \delta_i + (\delta_i - \delta_{i-1})*K_m \quad (1\text{-}16)$$

La valeur du coefficient de correction K_m est de 1 à 2% en général pour nos mesures.

Les séries de mesure étant longues une dérive due à la baisse de la pression partielle du gaz de référence au cours de la série apparaît entre les mesures de début et de fin de plateau. Les mesures sont corrigées d'un facteur de dérive calculé à partir des mesures des échantillons standards placés en début, au milieu et en fin de plateau. La correction de dérive est donc fonction de la place de l'échantillon sur le plateau. Ces corrections ont été réalisées pour les mesures du δD.

Pour chaque échantillon standard on calcule la pente de dérive (valeurs isotopiques en fonction de la place P_n sur le plateau). Le coefficient de correction K_d est la moyenne de ces pentes. La correction est donnée par :

$$\delta_{i\text{-corr derive}} = \delta_i + P_n*K_d \quad (1\text{-}18)$$

Une fois les données brutes corrigées de l'effet mémoire et de la dérive, elles doivent être calibrées pour obtenir des résultats en échelle VSMOW. La droite de calibration est obtenue à partir des valeurs brutes des standards utilisés pour la série de mesure et de leurs valeurs VSMOW reconnues. On obtient une équation de la forme :

$$\delta_{\text{std mesuré}} = a*\delta_{\text{std VSMOW}} + b \quad (1\text{-}19)$$

avec a et b donnés par la calibration

On peut donc calculer les valeurs VSMOW pour chaque échantillon i :

$$\delta_{i\ \text{VSMOW}} = (\delta_{i\ \text{mesuré}} - b)/a \quad (1\text{-}20)$$

1.2.3. Préparation des échantillons

Après les opérations de terrain, les carottes de glace du Coropuna et du San Valentin ont été conditionnées et transportées en morceaux de 70cm environ à Grenoble, puis stockées dans des entrepôts frigorifiques à une température de -25°C. Les carottes destinées à être soumises à de multiples analyses ont été découpées en différentes sections correspondant chacune à une analyse particulière. Le diamètre d'une carotte étant d'environ 8cm, cette découpe doit être très précise et la géométrie des sections adaptée au type de mesure (**Figure 1-12**). Différentes analyses sont effectuées sur ces carottes :

- l'analyse isotopique (isotopes stables et radioactifs),

- la chimie (ions majeurs, traces, organiques)
- les pollens, les micros algues,
- l'analyse des gaz (^{18}O atmosphérique, CH_4, …).

Une grande section est également conservée en archive pour d'éventuelles mesures ultérieures et non programmées au moment de la découpe.

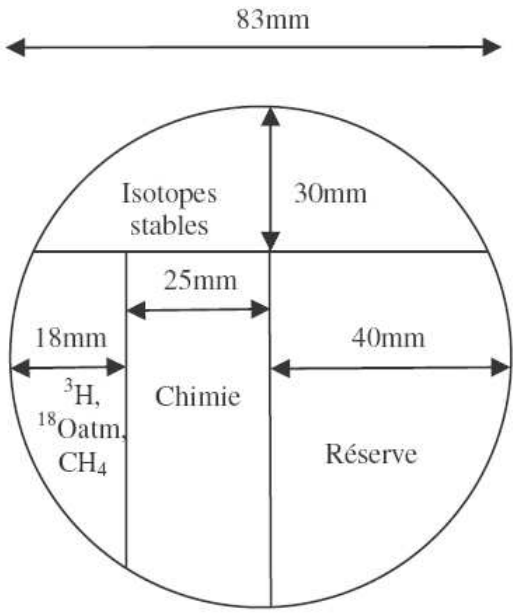


Figure 1-12: Schéma du découpage de la carotte San Valentin de diamètre 8,3 cm

Les découpes de la glace ont été effectuées en chambre froide à -20°C au Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE, Grenoble) et au Laboratoire des Sciences du Climat et l'Environnement (LSCE, Saclay). Chaque section (**Figure 1-13 a.**) est d'abord découpée dans le sens de la longueur pour chaque morceau de 70cm. La section dédiée aux isotopes a ensuite été redécoupée en morceaux de longueur adéquate (entre 2 et 7cm) en fonction de la résolution de mesure choisie. Pour la préparation des échantillons destinés à l'analyse des isotopes stables, il n'est pas nécessaire de décontaminer en enlevant les couches de glace externe ; la seule précaution à prendre est d'éviter toute fonte incontrôlée, et toute évaporation qui modifierait la composition isotopique de l'échantillon.

Pour la carotte du Coropuna le découpage a eu lieu au LGGE et le pas d'échantillonnage choisi a été de 6-7cm sur 42m, représentant près de 600 échantillons. Chaque échantillon est placé dans un flacon plastique hermétique pour être décongelé. L'eau liquide est ensuite récoltée dans des flacons en verre de 15ml qui ont été rapatriés à Montpellier et stockés dans un réfrigérateur. La conservation dans des flacons hermétiques au froid permet de minimiser

drastiquement l'évaporation et donc d'éviter toute modification de la composition isotopique des échantillons.

Pour la carotte du San Valentin le découpage a eu lieu en deux phases. Les sections « isotope » de chaque morceau de carotte ont dans un premier temps été découpées dans le sens de la longueur au LGGE (**Figure 1-13 b.**). Les 70 premiers mètres représentent une centaine de morceaux à découper. Tous les morceaux ont été envoyés au LSCE où le découpage à la résolution souhaitée a été effectué (**Figure 1-13 c.**). Le pas d'échantillonnage est de 2 cm entre 0 et 70 m de profondeur, ce qui représente 3700 échantillons. Les échantillons de glace ont été placés dans des sachets plastiques soudés hermétiquement pour être décongelés à température ambiante hors de la chambre froide durant quelques heures. Ensuite l'eau liquide a été transférée dans des flacons en plastique et recongelée pour une conservation dans un congélateur. Tous les échantillons congelés ont ensuite été transférés à Montpellier où ils sont conservés dans un congélateur à -20°C. Les échantillons doivent donc être re-décongelés à température ambiante au moment de la mesure au spectromètre de masse.



Figure 1-13: Découpage de la carotte de glace du San Valentin en chambre froide: a) une section de 70cm à Grenoble; b) découpage de la section au LGGE à Grenoble; c) découpage des échantillons de 2cm au LSCE à Saclay (J.-D. Taupin et N. Patris à la manoeuvre).

2. Contexte géographique et circulation atmosphérique en Amérique du Sud

Afin d'interpréter les signaux isotopiques et chimiques des carottes de glace il est essentiel de connaître et de comprendre la variabilité des paramètres météorologiques aux échelles globales et locales. C'est cette variabilité que l'on va ensuite étudier à partir des variations isotopiques et chimiques dans la glace.

Dans ce chapitre nous allons nous intéresser à la circulation atmosphérique générale en Amérique du Sud dans la troposphère. Nous allons étudier les principales caractéristiques climatiques à différentes échelles de temps. Le contexte géographique et climatique sera tout d'abord décrit brièvement car le rôle de la topographie et de la végétation est important dans la dynamique climatique en Amérique du Sud.

Les différentes variables météorologiques étudiées sont observées à partir des stations au sol, des radiosondages et des observations satellitaires. Pour s'affranchir des disparités spatiale et temporelle des données météorologiques on utilise également des données de réanalyse. Une réanalyse est composée de données météorologiques directes et indirectes et de données de modèle et peut être considérée comme une donnée d'observation à certaines échelles (Poccard, 2000). Cette méthode permet d'obtenir une couverture temporelle et spatiale continue sur tout le globe y compris dans des régions où les stations météorologiques sont rares comme dans une grande partie de l'Amérique du Sud. Les réanalyses américaines du NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research) (Kalnay et al., 1996) sont sans doute les plus utilisées notamment en Amérique du Sud. En effet la couverture temporelle est importante (1948-actuel) et les données sont en libre accès et mises à jour quasiment en temps réel (http://www.cdc.noaa.gov/data/reanalysis). Les données sont disponibles sur une grille longitude-latitude de 2,5° × 2,5° avec un pas de temps de 6 heures. Les résultats de ce chapitre sont issus des réanalyses moyennées sur un mois ou sur une année. La région d'étude se trouvant dans l'Hémisphère Sud, l'été fera référence à l'été austral (Décembre à Février) et l'hiver à l'hiver austral (Juin à Août).

2.1. Contexte climatique et géographique

L'Amérique du Sud s'étend sur quelques 7000km du Nord au Sud encadrée par les océans Pacifique et Atlantique. Du Venezuela au sud du Chili (de 11°N à 55°S) le continent est parcouru par la Cordillère des Andes qui est une chaîne montagneuse située non loin de la côte Pacifique (**Figure 2-1**). Elle est composée de sommets et de volcans issus de la subduction de la plaque océanique Pacifique (plaque Nazca) sous la plaque continentale de l'Amérique du Sud (plaque Sud-Américaine) commencée il y a 25Ma (Montgomery et al., 2001). Les Andes s'élèvent en moyenne à plus de 4000m d'altitude du Nord de l'Equateur jusqu'à 40°S (avec de nombreux sommets culminant à plus de 6000m) et à 2000m plus au sud en Patagonie. La cordillère se sépare en deux branches, appelées Cordillère Occidentale ou Ouest et Cordillère Orientale ou Est, entre les latitudes 14°S et 27°S. Elles encadrent alors un large plateau, l'Altiplano, qui culmine en moyenne à 3300m et qui peut s'étendre sur 500km de large.

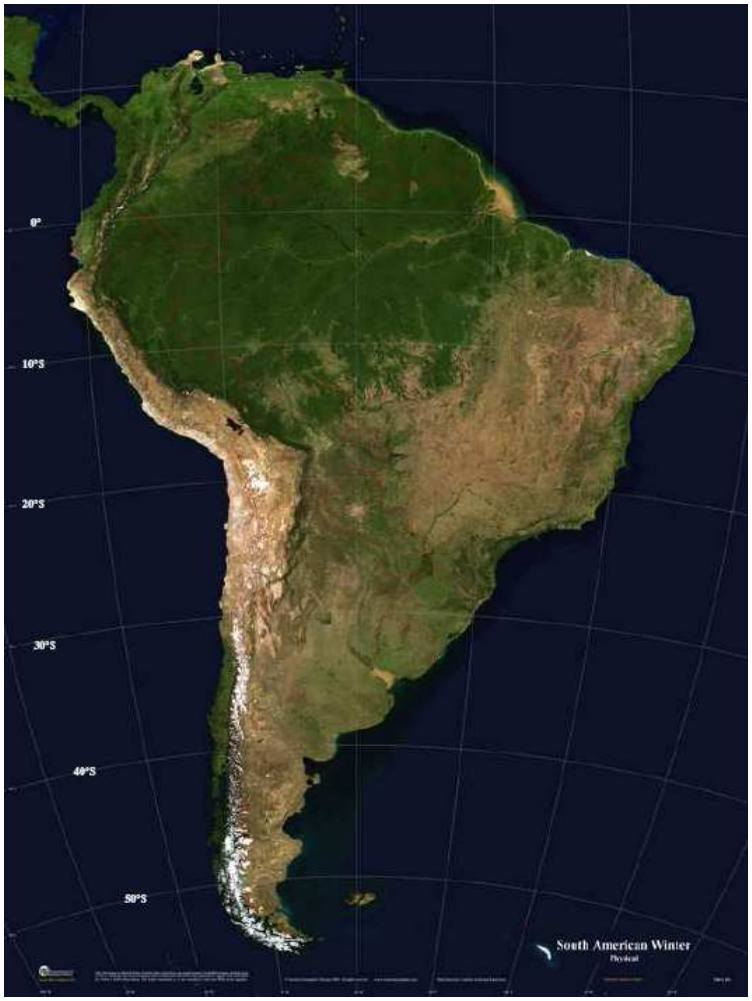


Figure 2-1: Relief et géographie de l'Amérique du Sud. La Cordillère des Andes se trouve proche de la côte Pacifique et s'étend du Venezuela au Chili. En vert foncé on observe l'étendue de la forêt amazonienne.

La Cordillère des Andes agit comme une véritable “barrière” pour les vents et les masses d’air troposphériques qui doivent s’élever en altitude ou contourner cette masse lors des transports zonaux. La circulation des flux et les interactions entre les régions tropicales et subtropicales sont contraintes par les Andes (Garreaud et Aceituno, 2007).

Le long des Andes il existe une grande diversité climatique due à l’extension Nord-Sud du continent et aux grandes variations d’altitude. Quasiment tous les types de climat sont représentés, du désertique au tropical humide. Schématiquement on distingue dans l’année une période humide et une période sèche sans variation importante de la température moyenne au nord (la zone tropicale) alors que les saisons sont plutôt marquées par la température dans la région Sud (la zone extratropicale). Dans la partie Nord de l’Amérique du Sud, la source principale d’humidité est l’Océan Atlantique Tropical, transportée par les alizés (vents d’Est soufflant des hautes pressions subtropicales vers les basses pressions équatoriales, entre la surface et 2000m d’altitude). Au contraire dans la région Sud andine, balayée par les vents d’Ouest (les "Westerlies"), l’humidité provient essentiellement de l’Océan Pacifique. Entre ces deux régimes climatiques se trouve une région appelée la "diagonale aride", le long de la côte Pacifique entre 5°S et 30°S, où les précipitations sont quasi nulles toute l’année (Garreaud et al., 2008).

Une autre caractéristique importante en Amérique du Sud est la présence entre 10°N et 15°S de la plus grande forêt tropicale au monde dans le bassin amazonien. La végétation et le sol dans cette région jouent un rôle primordial dans le recyclage des eaux météoriques par évapotranspiration. Cette vapeur recyclée alimente les masses d’air au dessus de l’Amazonie, et en été la vapeur d’eau de l’Atlantique et de l’Amazonie alimente les Andes tropicales et équatoriales ainsi que le bassin de La Plata (2ème système fluvial d’Amérique du Sud) via le flux de la mousson sud-américaine (voir 2.2.1.). Au dessus du bassin amazonien la contribution de l’évaporation locale aux précipitations locales (recyclage) est de 25% (Brubaker et al., 1993).

2.2. Dynamique et circulation atmosphérique générale

2.2.1. Basse troposphère

La **Figure 2-2** montre les quantités de précipitations et les vents à 850hPa pour les mois de janvier (été) et de juillet (hiver). On remarque que les précipitations sont maximales dans la zone tropicale au dessus des océans vers 5°N coïncidant avec une ceinture de basses

pressions large de quelques centaines de kilomètres et la convergence de masses d'air chaudes et humides transportées par les alizés des deux hémisphères. Cette bande, appelée Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT), est une composante majeure de la dynamique climatique. Dans la région tropicale (au niveau des Andes équatoriales et de l'est du bassin amazonien), la variation saisonnière des précipitations est principalement liée aux déplacements méridionaux de la ZCIT entre sa position la plus au Nord en juillet et la plus au Sud en janvier. Par exemple en Equateur dans la région andine on observe une distribution bimodale des précipitations (avec un maximum de précipitation en Mars-Avril et en Octobre-Décembre) liée au double passage de la ZCIT au cours de l'année.

La **Figure 2-2** met également en évidence deux autres bandes de fortes précipitations de part et d'autre du continent : la Zone de Convergence Sud Pacifique (ZCSP ; SPCZ en anglais) et la Zone de Convergence Sud Atlantique (ZCSA ; SACZ en anglais). La SACZ s'étend du centre du continent jusqu'à l'est du bassin Atlantique subtropical. Des augmentations de précipitations sur la côte sud du Brésil et des conditions sèches dans la pointe Sud-Est de l'Amérique du Sud sont associées à des périodes de forte activité de la SACZ (Garreaud et al., 2008). La bande de précipitations dans la SPCZ d'origine principalement frontale traverse le continent au sud de 40°S et son activité est plus intense en hiver.

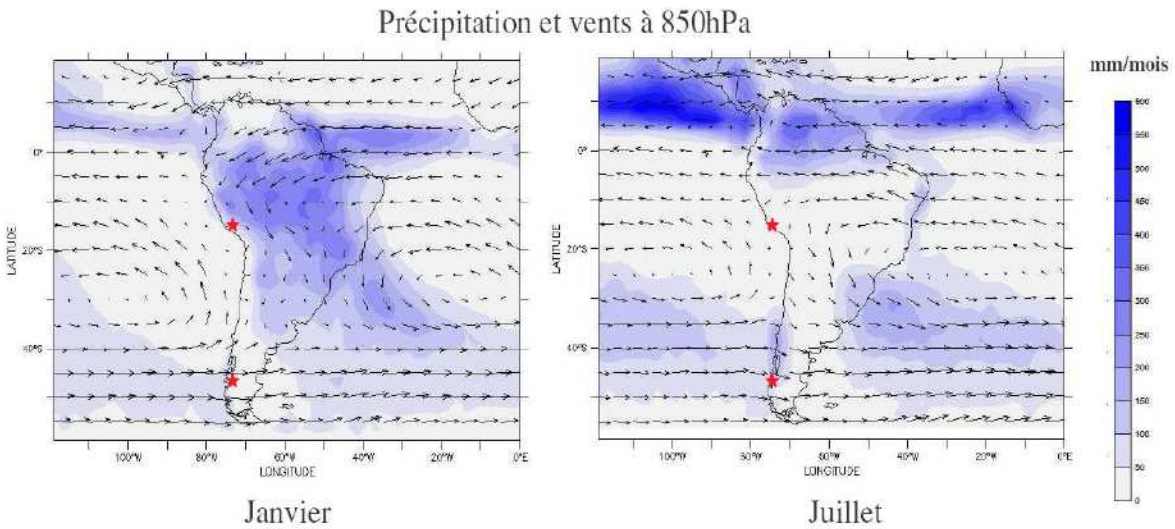


Figure 2-2: Précipitations et vents à 850hPa à partir des données de réanalyse NCEP/NCAR. Les 2 sites étudiés dans ce travail de thèse (Coropuna au nord et San Valentin au sud) sont localisés par des étoiles rouges.

Sur le continent, les régions tropicales et subtropicales d'Amérique du Sud sont affectées par une saisonnalité des précipitations prononcée, les zones de convection profonde étant

contrôlées par le déplacement Nord-Sud de l'insolation maximale. Pendant l'hiver (Juin-Juillet-Août) les précipitations maximales se produisent dans la région Nord de l'Amérique du Sud et dans le Sud de l'Amérique Centrale en lien avec la ZCIT océanique. A partir d'octobre la zone d'intense convection se déplace vers le Sud vers la partie centrale du bassin amazonien pour atteindre sa position maximale durant l'été austral (**Figure 2-2**, Janvier) dans les plaines subtropicales (sud du Brésil et de la Bolivie, Uruguay, Paraguay et nord de l'Argentine). Cette situation combinée à la mise en place d'un système de basses pressions sur la région Chaco (25-30°S), qui force les alizés de Nord-Est venant de l'Atlantique tropical vers le Sud-Est (bloqués par les Andes, **Figure 2-2**), donne lieu à la mousson sud-américaine. Les vents de basse altitude (Low-Level Jet ─ LLJ), apportent une grande quantité de vapeur du bassin amazonien vers les plaines subtropicales alimentant le système de convection. Le LLJ converge avec les alizés Sud-Est pour former la SACZ (**Figure 2-2**).

Entre les zones de convergence les précipitations sont très faibles au dessus des océans et sur les côtes dans la partie subtropicale. C'est une zone de forte subsidence qui est la branche descendante de la cellule de Hadley (la branche ascendante étant située au niveau de la ZCIT). En conséquence on observe une zone très aride sur le continent : entre 5°S et 30°S sur une bande située entre la côte Pacifique et la Cordillère des Andes. On peut noter également une zone de subsidence sur le Nordeste brésilien.

A l'échelle synoptique (phénomènes de grande échelle sur plusieurs jours), les fronts froids sont un mode de variabilité dominant de la circulation atmosphérique et des températures dans la région subtropicale (Garreaud, 2000a). Un front froid (ou advection polaire) est l'incursion d'une masse d'air froid venant des latitudes moyennes (Pacifique Sud). Généralement elle traverse les Andes au niveau de la pointe sud de l'Amérique du Sud puis la masse d'air remonte vers la partie est de la région subtropicale (de l'Argentine au sud du Brésil) bloquée topographiquement à l'ouest par les Andes. Les fronts froids se produisent tout au long de l'année mais sont plus intenses et plus fréquents en hiver affectant par exemple 40% des journées en Bolivie (Ronchail, 1989). Un épisode dure quelques jours avec une périodicité de 1 à 2 semaines et à la surface de la terre la baisse de température est d'environ 5°C par jour en hiver. Certains épisodes de fronts froids peuvent être exceptionnels et causer des dégâts importants sur les cultures comme le café par exemple (Marengo et al., 1997). En hiver les incursions sont plutôt formées par des masses d'air secs qui affectent principalement les températures (Garreaud, 1999a) alors qu'en été des bandes d'intense convection associée à une forte convergence des vents se forment et produisent environ 50%

des précipitations au sud de 25°S (Garreaud, 2000a). Parfois les masses d'air froid du Pacifique, à cause d'incursions vers le nord de la zone des vents d'est ou de cellules d'air polaires isolées, atteignent le continent plus au nord touchant ainsi les régions situées au nord du Chili du côté occidental des Andes produisant des précipitations neigeuses parfois importantes entre Mai et Septembre (Vuille et Ammann, 1997). Ces épisodes peuvent s'étendre sur la côte jusqu'au sud du Pérou (Lupo et al., 2001). Ces évènements sont sporadiques à l'échelle annuelle mais certains épisodes majeurs pourraient être enregistrés dans les carottes de glace même si la résolution d'étude ne permet pas une analyse isotopique à l'échelle synoptique.

2.2.2. Haute troposphère

Durant l'été (DJF) s'établit un anticyclone dans la haute troposphère centré à 15°S et 65°W accompagné d'une circulation cyclonique sur la côte nord-est du Brésil (**Figure 2-3**). La zone de hautes pressions est dénommée la "Bolivian High" (Lenters et Cook, 1997). La position et l'intensité de la Bolivian High influe sur la variation intrasaisonnière des précipitations. Sur l'Altiplano les variations de précipitations sont fortement reliées à la circulation de la haute atmosphère qui va contrôler l'apport d'humidité continentale. Un renforcement et un déplacement vers le sud de la Bolivian High entraînent une augmentation des vents d'Est avec des conditions plus humides que la normale sur l'Altiplano alors qu'une Bolivian High plus faible est associée à un renforcement des vents d'Ouest (carte de Juillet sur la **Figure 2-3**) et une baisse des précipitations (Aceituno et Montecinos, 1993).

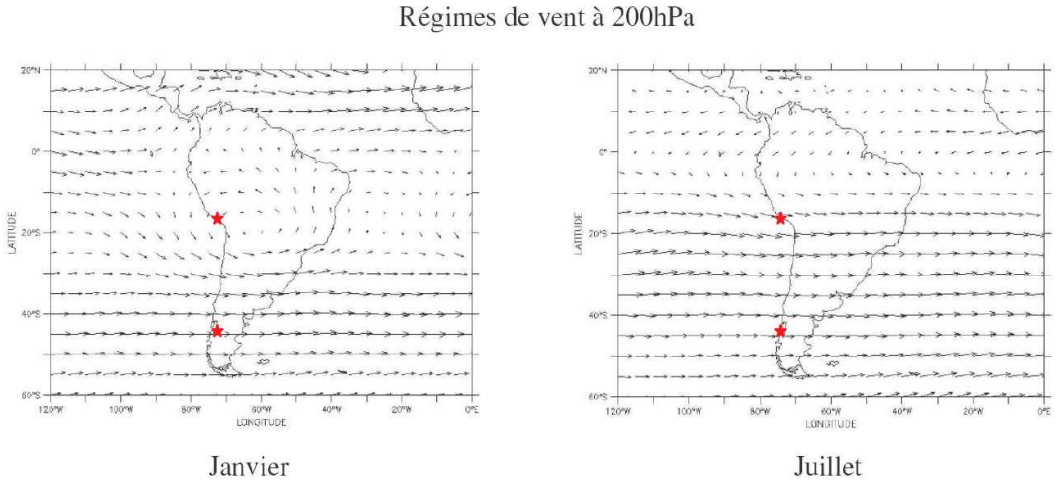


Figure 2-3: Régimes des vents à 200hPa en Janvier et Juillet. La Bolivian High est centrée à 15°S et 65°W (Données de réanalyse NCEP/NCAR). Les 2 sites étudiés dans ce travail de thèse (Coropuna au nord et San Valentin au sud) sont localisés par des étoiles rouges.

2.3. Les modes de variabilité atmosphérique

En Amérique du Sud les variabilités interannuelles et décennales sont principalement dominées par les modes climatiques globaux d'El Niño-Oscillation Australe et de l'Oscillation Antarctique. Les sites d'étude du travail de cette thèse sont situés dans des zones potentiellement affectées par ces deux modes climatiques et il est essentiel de comprendre et de mettre en évidence l'influence de ces modes sur les principaux paramètres climatiques susceptibles d'être enregistrés par les proxies dans les carottes de glace.

2.3.1. El Niño-Oscillation Australe

Le phénomène El Niño-Oscillation Australe (ENSO en anglais) est un phénomène couplé océan-atmosphère. Les évènements ENSO sont la principale origine de la variabilité interannuelle des précipitations et des températures sur une grande partie de l'Amérique du Sud (Aceituno, 1988; Garreaud et al., 2008).

La composante atmosphérique (l'Oscillation Australe) est un cycle de variations de la pression atmosphérique entre l'est et l'ouest du bassin Pacifique Tropical. L'indice de l'Oscillation Australe (SOI en anglais) est défini comme la variation des anomalies mensuelles de la pression à la surface entre Tahiti (Polynésie Française) à l'est et Darwin (Australie) à l'ouest (Diaz et Markgraf, 1992). Cet indice permet de mesurer l'intensité de la variation et on parle de phase négative (SOI négatif) et de phase positive (SOI positif) d'ENSO.

La composante océanique (El Niño) est une perturbation de la température de surface de l'Océan Pacifique au centre et à l'est du bassin. En période normale les alizés poussent les eaux chaudes de surface du côté ouest alors que le phénomène d'upwelling (remontée d'eaux profondes et froides en surface) à l'est sur les côtes de l'Equateur et du Nord du Pérou refroidit les eaux du courant de Humboldt qui remonte le long de la côte ouest de l'Amérique du Sud, du Chili vers l'Equateur (**Figure 2-4**). Mais certaines années ce système est perturbé donnant naissance aux phénomènes El Niño (phase chaude de l'ENSO) et La Niña (phase froide de l'ENSO). Durant un évènement El Niño les alizés faiblissent entraînant une diminution de l'intensité de l'upwelling côtier. Ainsi au niveau de la côte au Nord-Ouest de l'Amérique du Sud la thermocline descend et les eaux de surface sont donc plus chaudes (**Figure 2-4**). Les situations atmosphériques et océaniques sont inversées pendant une période La Niña. Les évènements El Niño et La Niña sont définis à partir des températures de surface de l'Océan Pacifique Tropical entre autres dans le bloc Niño 3.4 (5ºN – 5ºS, 120º – 170ºW). Un évènement El Niño (La Niña) est caractérisé si la moyenne mobile sur 5 mois des

anomalies de la température de surface de l'océan dans la région Niño 3.4 dépasse +0,4°C (-0,4°C) pendant 6 mois consécutifs (Trenberth, 1997).

Les phases océaniques et atmosphériques se combinent pour donner, en phase El Niño, une inversion de la circulation de Walker sur le Pacifique. Il y a alors, contrairement à ce qui est observé habituellement, subsidence au dessus des eaux relativement fraîches à l'ouest du Pacifique et ascendance au centre et à l'est au dessus des eaux anormalement chaudes (voir le diagramme «conditions El Niño» sur la **Figure 2-4**).

Le phénomène ENSO a une périodicité de 2 à 7 ans (Diaz et Markgraf, 1992). Les effets d'ENSO se caractérisent principalement par des variations de précipitations et de températures avec des effets plus ou moins marqués sur une grande partie de l'Amérique du Sud (Garreaud et al., 2008).

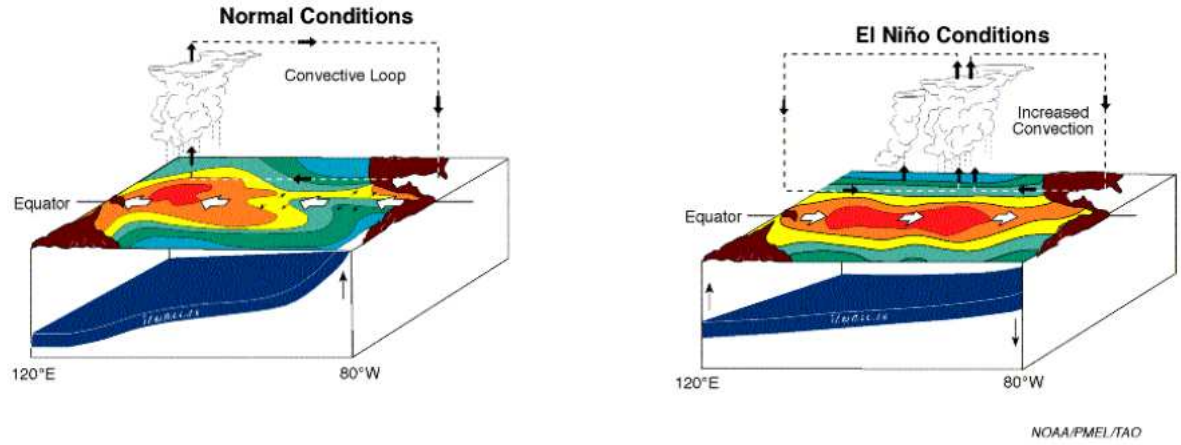


Figure 2-4: Diagramme schématique des situations atmosphériques et océaniques en conditions normales et El Niño. En conditions normales les eaux chaudes de surface sont poussées par les alizés vers l'ouest du bassin Pacifique où l'activité convective est importante. En conditions El Niño les alizés faiblissent et les eaux chaudes ainsi que l'activité convective se déplacent vers l'est du bassin Pacifique. Les conditions La Niña sont des conditions normales renforcées. (Source : NOAA)

L'impact d'ENSO le mieux identifié se produit sur les côtes semi-arides de l'Equateur et au nord du Pérou où les précipitations deviennent quelques fois très intenses pendant les périodes El Niño. Il est à noter que l'influence d'ENSO sur la pluviométrie n'est pas significative dans les parties andines et amazoniennes de l'Equateur (Rossel, 1997). Pour résumer, à l'échelle de l'Amérique du Sud, lors d'un épisode El Niño les précipitations diminuent dans les Andes Centrales, augmentent dans la partie sud-est du continent et dans la partie centrale du Chili et les températures augmentent dans les régions tropicales et subtropicales pendant les épisodes El Niño (Garreaud et al., 2008). La diminution des

précipitations dans les Andes Centrales pendant les évènements El Niño est causée par le déplacement de la Bolivian High vers le Nord (Vuille, 1999).

Les glaciers andins sont sensibles aux évènements d'ENSO sachant par exemple que le bilan de masse est généralement négatif (importante perte de masse) pour les glaciers Chacaltaya en Bolivie et Antizana en Equateur pendant les épisodes El Niño à cause d'une augmentation de l'ablation (Francou et al., 2000). Une étude du bilan d'énergie sur le glacier Zongo en Bolivie a permis de mettre en évidence les mécanismes physiques impliqués (Wagnon et al., 2001). Une baisse des précipitations neigeuses (et donc de la couverture neigeuse fraiche) conduit à une diminution de l'albédo (rapport de l'énergie solaire réfléchie par une surface à l'énergie solaire incidente) sur le glacier, et donc la radiation absorbée par les glaciers augmente entraînant une fonte plus importante. Wagnon et al. (2001) mettent donc en évidence un mécanisme de causes à effets («El Niño-baisse des précipitations-baisse de l'albédo-fonte du glacier ») différent de celui admis auparavant («El Niño-températures chaudes-fonte du glacier »). Le bilan de masse est quasi rééquilibré ou en augmentation pendant les épisodes La Niña qui suivent. Due à la sensibilité des glaciers les évènements ENSO ont été étudiés dans les carottes de glace andines tropicales (voir Chap. 3).

2.3.2. Oscillation Antarctique

L'Oscillation Antarctique (Antarctic Oscillation, AAO en anglais), aussi connue sous le nom de Mode Annulaire de l'Hémisphère Sud (Southern Hemisphere Annular Mode, SAM en anglais), est un mode de variabilité atmosphérique majeur au sud de 20°S. L'AAO est caractérisée par des anomalies de pression (ou de hauteur de géopotentiel) de signe opposé entre la région Antarctique et une bande située entre 40°S et 50°S (Thompson et Wallace, 2000). La phase positive de l'AAO est associée à une augmentation de la pression de surface (ou de l'altitude de la surface de géopotentiel) aux moyennes latitudes, une diminution de ces mêmes variables au dessus de l'Antarctique, et à une intensification et un déplacement vers le pôle des Westerlies (Thompson et Wallace, 2000). Les conditions inverses se produisent pendant la phase négative. Au moins deux index ont été définis pour l'AAO : (1) la première composante principale des anomalies de géopotentiel à 850hPa au sud de 20°S ; (2) la différence des moyennes mensuelles entre les anomalies de pression à la surface de la mer à 6 stations situées proche de 40°S et 6 autres proches de 65°S. Le premier index semble le plus utilisé dans les études concernant la relation entre l'AAO et les paramètres climatiques.

Dans hémisphère Sud l'AAO a un impact significatif sur les précipitations et les températures de surface notamment sur l'extrême sud de l'Amérique du Sud. Sur les 50

dernières années, on observe une tendance vers la phase positive de l'AAO. Un réchauffement significatif associé à la phase positive de l'AAO est évident entre 40°S et 60°S en Argentine et au sud du Chili avec un maximum en été (**Figure 2-5**) (Gillett et al., 2006; Garreaud et al., 2008). En phase positive les précipitations diminuent significativement en Patagonie chilienne entre 40°S et 50°S en relation avec une augmentation de la subsidence et un déplacement vers le sud des Westerlies (Gillett et al., 2006; Aravena et Luckman, 2008). Garreaud et al. (2008) mettent en évidence la même relation centrée sur 40°S (**Figure 2-5**). Dans la partie de l'Amérique du Sud entre 10°S et 40°S les précipitations diminuent à cause d'une réduction de l'apport d'humidité en provenance du bassin amazonien particulièrement marquée au printemps (Silvestri et Vera, 2003) mais ces caractéristiques ne sont pas retrouvées par Gillett et al. (2006) qui mettent en doute ce résultat.

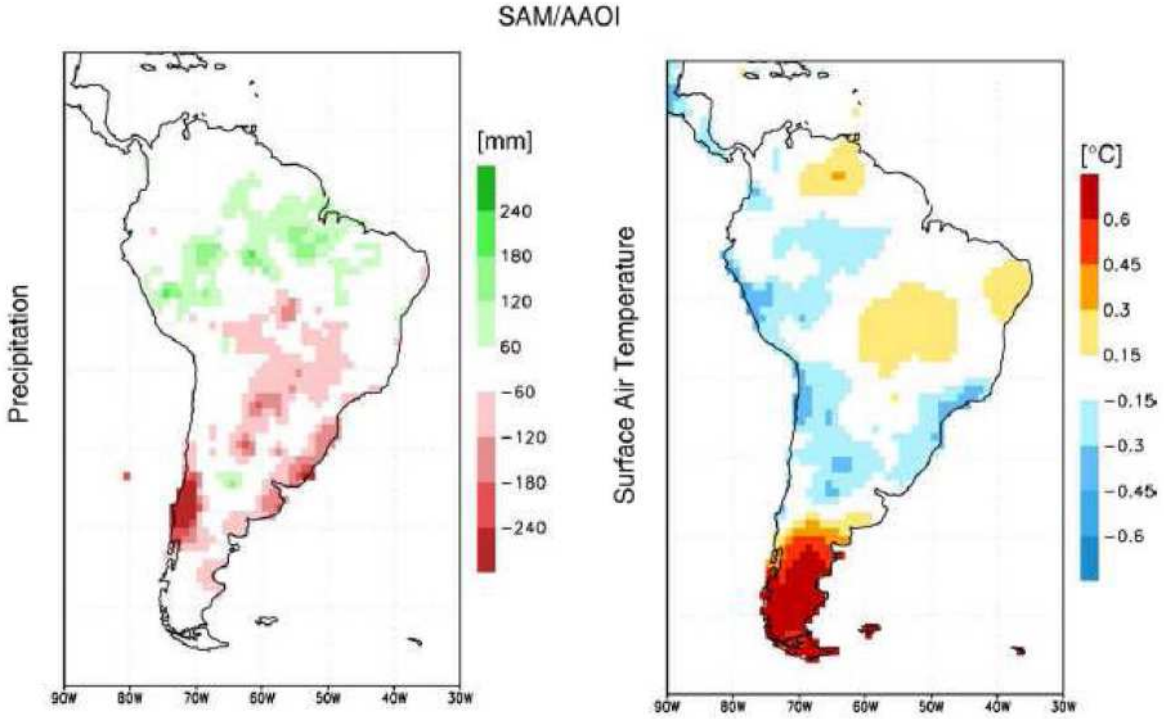


Figure 2-5: Régression des moyennes annuelles de précipitation et de température avec l'Index d'Oscillation Antarctique (SAM ou AAOI) (adapté d'après Garreaud et al., 2008).

3. Les carottages andins

3.1. Historique et principaux carottages andins

La chaine montagneuse des Andes est une région propice aux carottages de glace. La température généralement en dessous de 0°C toute l'année sur les glaciers de haute altitude doit permettre de conserver les signaux originaux dans la glace. De plus les fortes accumulations et un cycle saisonnier net permettent dans certains sites des analyses à haute résolution. Le potentiel de reconstructions climatiques et environnementales est exceptionnel dans une région où les données sont rares. De par l'extension latitudinale des Andes, les carottes de glace permettent d'étudier les interactions entre les régions tropicales et les latitudes tempérées dans l'hémisphère Sud. Elles apportent des informations précieuses sur les variations spatiales et d'intensité du contrôle des principaux modes climatiques tels que l'ENSO et l'AAO. Ces données de haute altitude nous renseignent sur la dynamique du climat et sur les changements climatiques entre 5000 et 7000m et complètent le profil vertical des stations météorologiques au sol.

Un état des lieux des forages andins a été publié par Vimeux et al. (2008b) et sert de base pour ce chapitre. La liste et la localisation des forages sont présentées dans le **Tableau 3-1** et la **Figure 3-1** respectivement.

Site name drilling date	Latitude longitude altitude	Core depth (m) * bedrock	Annual mean net accumulation (m w.eq.)	Seasonal precipitation maxima	Dominant wind direction	Length of data series	Resolution at the top of the core	Dating	Key references
Chimborazo 2000	1°30' S 78°36' W 6268 m	54*	0.5	March–May Oct–Nov	E or W ITCZ dependent	2000–1881	Annual	ALC, ^{210}Pb, ^{3}H	(Schotterer et al., 2003)
Huascarán 1994	9°07' S 77°37' W 6050 m	160*, 166*	1.3	Nov–March	NE–SE	1993–1719 LGM at bottom	Annual	ALC	(Henderson et al., 1999; Thompson et al., 1995)
Quelccaya 1983–2003	13°56' S 70°50' W 5670 m	155*, 164* –170*, 129	1.2	Nov–March	NE–SE	2003–488	Annual	ALC, beta activity	(Thompson et al., 1984, 1985, 2006b)
Coropuna Col–Summit–Crater	15°32' S 72°39' W 6072 m	40–34*–146*	0.4–0.12–1.2	Jan–Feb	NE–SE	20 ka at bottom	Annual	^{3}H	(Thompson et al., 2006b)
Illimani 1999	16°37' S 67°46' W 6350 m	137*, 139*	0.58	Nov–March	NE–SE	1999–1921 18ka at bottom	Annual	ALC, ^{3}H, ^{210}Pb	(Hoffmann et al., 2003; Knüsel et al., 2003; Ramirez et al., 2003)
Sajama 1997	18°06' S 68°53' W 6542 m	40 132*, 133*	0.44	Nov–March	NE–SE Westerlies	25 ka at bottom	Annual	ALC, ^{3}H, ^{14}C	(Thompson et al., 1998)
Tapado 1999	30°08' S 69°55' W 5550m	36*	0.31	May–Sept	Westerlies	1999–1962 1920 or older at bottom	Annual	ALC, ^{3}H, ^{210}Pb	(Ginot et al., 2006)
Mercedario 2005	31°58' S 70°07' W 6100 m	104	0.3	May–Sept	Westerlies	Analysis on-going	Annual	ALC, ^{210}Pb	(Bolius et al., 2006)
San Valentin 2005	46°35' W 73°19' W 3747 m	20, 55, 70, 122*	0.20	Annual	Westerlies Polar	2005–1965	Annual	ALC, ^{210}Pb, ^{137}Cs	(Vimeux et al., 2008)
Pio XI 2006	49°16'S 73°21'W 2600 m	51	Analysis on-going	Annual	Westerlies Polar	Analysis on-going	Annual	ALC, ^{210}Pb	

Tableau 3-1: Liste exhaustive des carottages andins (Vimeux et al., 2008b)

Les premières expéditions de carottage dans les Andes remontent à la fin des années 1970. L'équipe pionnière américaine du Byrd Polar Research, Ohio State University (OSU), dirigée par le Professeur Lonnie G. Thompson a effectué un premier forage sur le glacier Quelccaya (13°56' S; 70°50' W, 5670) au Pérou (Thompson et al., 1985; Thompson et al., 1986). Plusieurs carottes ont été extraites en 1983 et recouvrent les derniers 1500 ans. En 2003 un nouveau forage a permis d'ajouter 20 années d'enregistrements sur le même site (Thompson et al., 2006). En 1993 deux carottes longues (160,4m et 166,1m) sont forées jusqu'au socle rocheux au Huascaran, Pérou (9°06' S, 77°36' W, 6048m) et découpées sur place. Elles ont permis de remonter jusqu'au Dernier Maximum Glaciaire (Thompson et al., 1995). En 1997 des carottes du Sajama, Bolivie (18°06' S, 68°53' W, 6542m) sont transportées pour la première fois jusqu'au laboratoire sans rupture de la chaine du froid grâce à une collaboration OSU/IRD. Les derniers 25000 ans sont enregistrés (Thompson et al., 1998). En 1999 des carottes sont extraites à l'Illimani, Bolivie (16°37' S, 67°46' W, 6300m) et au Tapado, Chili (30°08'S, 69°55'W, 5550m) par les équipes IRD/Paul Scherrer Institut/Universität Bern (IRD/PSI/UB) (Ginot et al., 2001; Ramirez et al., 2003). Les carottes longues de l'Illimani (135m) permettent d'étudier les derniers 18000 ans (Ramirez et al., 2003). En 1999 une carotte courte de 16m est extraite au Chimborazo, Equateur (1°30' S, 78°36' W, 6268 m.a.s.l.) suivi en 2000 par une carotte de 54m jusqu'au socle rocheux (Ramirez, 2003; Schotterer et al., 2003; Ginot et al., in preparation). En 2003 des carottes ont été forées sur plusieurs sites au Coropuna, Pérou (15°30' S, 72°40' W, 6434m). En juin une équipe IRD extrait une carotte de 42m au col à 6080m d'altitude. Puis en août une équipe OSU récupère plusieurs carottes jusqu'au socle rocheux : deux de 34m au sommet à 6434m et une de 145m à l'intérieur du cratère à 6350m. Deux carottes de 13m et 104m sont extraites en 2003 et 2005 respectivement au Cerro Mercedario, Argentine (31°58'S, 70°07'W, 6100m) par les équipes du PSI et du Centro de Estudios Cientificos (CECS) (Bolius et al., 2006). Enfin les carottages les plus récents ont été effectués en Patagonie chilienne. En 2006 une carotte de 51m est forée sur le glacier PIO XI, Chili (49°16' S, 73°21' W, 2600m). En 2005 une carotte test de 16m est extraite par une équipe IRD au San Valentin, Chili (46°35'S, 73°19'W, 4032m) couvrant les 40 dernières années (Vimeux et al., 2008a). En 2007 une nouvelle expédition IRD/CECS, encouragée par les résultats prometteurs de la carotte test, réussit à forer jusqu'au socle rocheux une carotte de 122m.

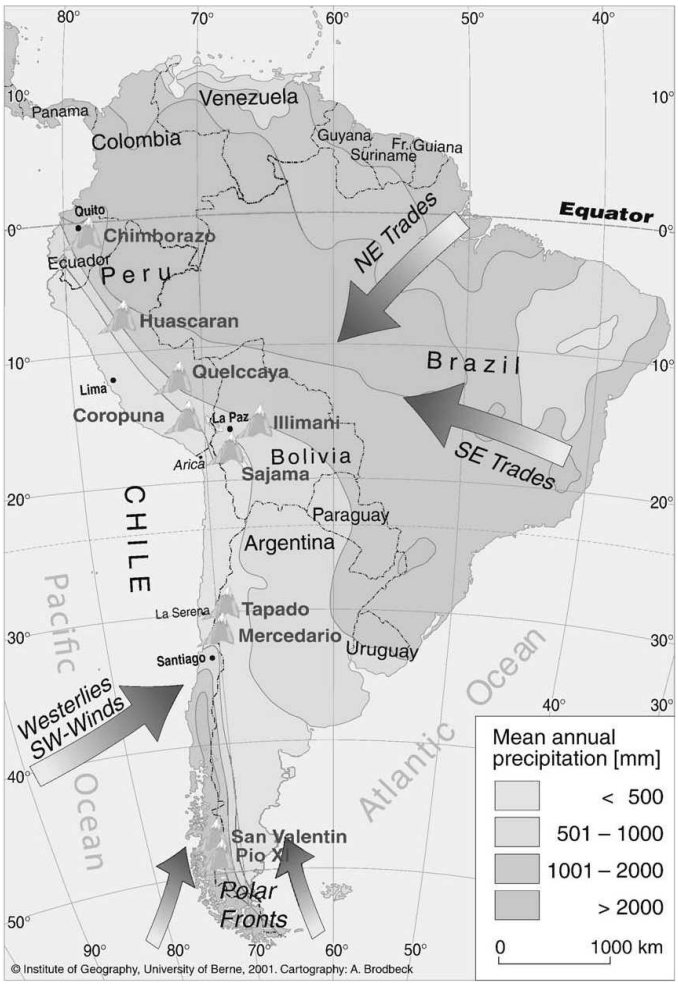


Figure 3-1: Localisation géographique des sites de carottages dans les Andes. La circulation atmosphérique générale et les précipitations annuelles sont également représentées.

Les carottes disponibles dans les Andes s'étendent donc maintenant sur un transect Nord-Sud de l'Equateur jusqu'au sud du Chili (**Figure 3-1**). Toutes les données collectées permettent ainsi d'étudier les dynamiques climatiques récente et passée dans des régions soumises à des influences très variées et climatiquement contrastées. Le travail de cette thèse s'inscrit dans cette recherche de données et d'informations complémentaires qui permettra d'améliorer notre connaissance sur les variations climatiques en Amérique du Sud. Une carotte extraite au Coropuna dans la partie Ouest de la Cordillère Occidentale au Pérou doit permettre de mettre en évidence les variations de l'influence d'ENSO et de l'Océan Pacifique dans cette région côtière. Quant au forage profond patagonien au San Valentin c'est le lien manquant entre les carottes tropicales andines et les nombreux forages antarctiques qui permettra d'étudier les connexions entre les régions tropicales et de hautes latitudes. L'état de

connaissance des interprétations du signal isotopique des carottes de glace précédentes est présenté et discuté ci-après.

3.2. Principales interprétations climatiques et environnementales dans la glace andine

3.2.1. Les méthodes de datation

Une datation précise est cruciale pour interpréter les enregistrements des carottes de glace. Plusieurs méthodes de datation existent, et nous allons présenter succinctement celle du comptage des cycles annuels isotopiques (mise en œuvre dans ce travail de thèse) ainsi que celles qui sont utilisées pour compléter notre analyse.

Pour une datation annuelle complète on utilise le comptage des cycles annuels de la composition isotopique de la glace et des espèces solubles. L'hypothèse de base pour ce comptage est une variation saisonnière des concentrations due à des compositions isotopiques et des dépôts qui différent suivant les saisons. Pour les données isotopiques, lorsque les cycles sont identifiables, on considère que les valeurs appauvries correspondent aux saisons humides et/ou froides contrairement aux saisons sèches et/ou chaudes même si la relation isotopes-climat n'est pas formellement caractérisée dans certaines régions. Avec cette méthode, les cycles annuels isotopiques dans la carotte de glace de l'Illimani par exemple sont identifiables jusqu'à 87m de profondeur correspondant à la date de 1747 (Ramirez, 2003). Dans les carottes de glace andines ce comptage des cycles isotopiques saisonniers peut être perturbé par l'enregistrement d'une seule saison et par une amplitude saisonnière des précipitations ou des températures trop faibles qui ne permettent pas d'identifier clairement les 2 saisons. Pour les espèces chimiques, on peut analyser par exemple le Calcium (Ca) qui est un composant majeur des sols érodables, utilisé comme marqueur des dépôts éoliens. En fait plus précisément on utilise le nssCa (non-sea salt calcium : calcium continental), qui est la concentration de Ca soustraite de sa part marine (le sel de mer), dont les concentrations maximales correspondent à la période sèche caractérisée par des dépôts secs.

La datation de marqueurs références ou d'évènements climatiques ou volcaniques permet d'obtenir des horizons temporels absolus et de contraindre les incertitudes de la datation par comptage. Le Tritium (^3H) est l'isotope radioactif de l'hydrogène de masse 3 dont la demie vie est d'environ 12 ans. Sa durée de vie est donc adaptée à la datation du passé récent car on considère qu'il est identifiable pendant une période $T=10*T_{1/2}$ vie. La production naturelle de

^{3}H dans l'atmosphère est le résultat d'interactions des rayons cosmiques avec les composants atmosphériques et les concentrations naturelles sont de l'ordre de 10 Unités Tritium en Hémisphère Nord et de 2 UT en Hémisphère Sud (1 UT : concentration de 10^{-18}). Depuis le début des années 1950 il existe un apport artificiel de ^{3}H d'origine anthropique qui est le résidu des essais nucléaires de grande ampleur commencés à partir de 1952 (**Figure 3-2**). Ces essais ont contaminé les précipitations mondiales et on retrouve un apport anthropique de ^{3}H dans tout le cycle hydrologique : les eaux de pluie, la neige, les eaux superficielles et souterraines, les lacs et les océans. L'apogée des tests nucléaires atmosphériques dans l'hémisphère Nord est atteint en 1962 ce qui a généré un pic maximum de concentrations dans les précipitations à partir de 1963. Les essais étant effectués en majorité dans l'hémisphère Nord il y a un décalage temporel entre les maximas de concentrations entre les 2 hémisphères : 1963 dans l'hémisphère Nord et entre 1964 et 1967 dans l'hémisphère Sud. Le pic de concentration en tritium le plus important trouvé dans une carotte représente donc cette période. Une étude fine peut également mettre en évidence un pic plus faible correspondant aux essais nucléaires chinois et français dans l'hémisphère Sud au début des années 1970. De la même manière on étudie le Césium 137 (^{137}Cs) également issu des essais nucléaires.

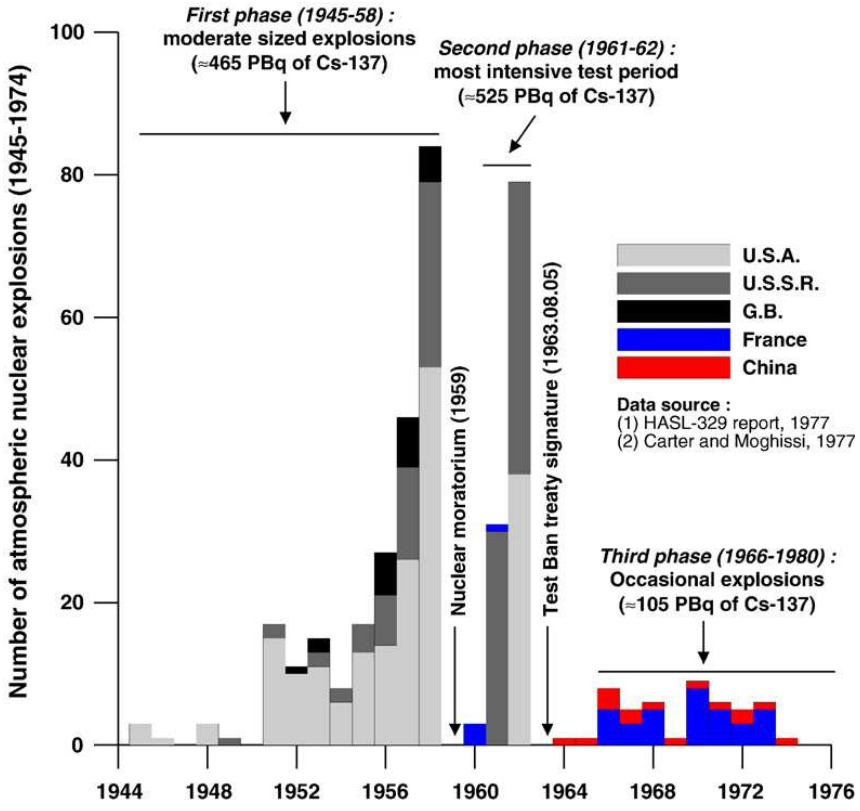


Figure 3-2: Historique des essais nucléaires atmosphériques de 1945 à 1974 (Magand et Arnaud, 2007)

Les résidus des éruptions volcaniques peuvent également servir à une datation absolue. L'étude de la composition chimique de la glace, de la conductivité électrique ECM (révélant les couches acides des dépôts volcaniques) ou la présence d'une couche de cendres volcaniques permet d'identifier des horizons volcaniques qui sont associés à des éruptions datées précisément. L'étude de la carotte de l'Illimani par exemple a révélé 3 éruptions majeures du Tambora (1815), d'Agung (1963) et du Pinatubo (1991) permettant d'affiner la datation des 200 dernières années (De Angelis et al., 2003).

3.2.2. Quelles interprétations peut-on déduire des compositions isotopiques des précipitations et de la glace en Amérique du Sud ?

Le principe du thermomètre isotopique (voir 1.1.3.) n'est plus valable aux basses latitudes dans les régions tropicales où les précipitations sont majoritairement d'origine convective et donc peu influencées par les températures de surface (Rozanski et al., 1993). Dans les tropiques la relation isotopes-température laisse place à une corrélation négative entre isotopes et quantité d'eau précipitée : c'est l'effet de masse (Dansgaard, 1964).

Malgré les incertitudes quant aux mécanismes précis contrôlant les variations des isotopes dans les précipitations, les données isotopiques des carottes de glace ont souvent été interprétées en terme de température dans les Tropiques car on peut trouver une certaine similitude entre les enregistrements isotopiques andins et polaires (par ex. Thompson et al., 2000; Thompson et al., 2006). L'hypothèse de ces auteurs est basée sur la hauteur du niveau de condensation qui varie en fonction de la saison. En saison humide elle est à son niveau le plus haut (convection profonde) où les températures sont plus froides par rapport au niveau plus bas atteint en saison sèche. Des valeurs isotopiques plus appauvries en saison humide et plus enrichies en saison sèche représenteraient donc la différence de température entre les niveaux de convection (Thompson et al., 2003). Pour appuyer l'hypothèse de l'enregistrement de la température de l'échelle décennale à centennale, Thompson et al. (2003) mettent en avant les climatologies durant l'Holocène au Huascaran (chaud et humide) et au Sajama (chaud et sec) : les valeurs isotopiques moyennes pendant cette période étant similaires pour ces 2 sites les auteurs en déduisent que les variations isotopiques sont contrôlées essentiellement par les variations de températures (seule variable climatique similaire dans les 2 sites). Mais on sait que l'hypothèse d'un contrôle isotopique par les températures n'est pas correcte en considérant les conditions climatiques actuelles et des recherches sont donc nécessaires pour améliorer les interprétations isotopiques des carottes de glace andines car

comme nous l'avons vu elles sont encore débattues. Plusieurs études récentes, basées sur des données d'observation directe de précipitations ou de carottes de glace et sur des résultats de modèles incluant un module isotopique, se sont concentrées sur les différents paramètres climatiques contrôlant les isotopes dans les précipitations et donc dans la glace.

Une campagne de mesure unique dans les Andes déployée entre 1996 et 2000 a permis de recueillir des données météorologiques sur un sommet de haute altitude lieu d'un carottage profond (Hardy et al., 2003). Une station météorologique automatique a permis d'enregistrer la température, le vent, la radiation solaire et l'élévation de la surface de neige entre octobre 1996 et octobre 2000 sur un des sommets du Sajama, Bolivie (18°06'S, 68°53', 6542m) proche du carottage profond effectué en 1997 (Hardy et al., 2003). Ces données sont essentielles pour améliorer l'interprétation du signal isotopique des carottes de glace. A l'échelle interannuelle les auteurs montrent que la composition isotopique est clairement reliée aux quantités de précipitations reconstruites au sommet (r = -0,61) et non à la température (r = 0,06). Les données de l'élévation de la surface enneigée montrent clairement une période d'accumulation pendant la saison humide de l'été (Décembre-Février) suivie d'une période d'ablation de Mai à Novembre. Dans la couche d'accumulation nette (la neige qui reste à la fin de l'année hydrologique) les précipitations de la saison d'hiver et de la fin de la saison d'accumulation ne sont généralement pas représentées. Ces couches disparaissent à cause d'une remobilisation par le vent ou sont sublimées, donc seule une partie de la saison humide (Décembre à Février) est enregistrée dans la carotte de glace. Au Sajama les auteurs montrent que la proportion de la partie conservée peut varier lors des évènements forts d'El Niño où seul 30% est conservé alors que cette proportion augmente à 60% pendant les évènements La Niña. Dans la région tropicale où la saisonnalité des précipitations est très prononcée (avec des précipitations très faibles pendant la saison sèche) et où les variations isotopiques sont associées aux hauteurs des précipitations, il semble que les variations du signal isotopique des carottes de glace ne peuvent pas être interprétées en termes de variations saisonnières de précipitation (non enregistrement de la saison sèche). Un cycle isotopique correspond à une variation intrasaisonnière durant la saison humide où les valeurs plus enrichies correspondent à la période de fin-début d'accumulation et les valeurs les plus appauvries à la période d'accumulation maximum. Ces variations pendant la période d'accumulation permettent tout de même un comptage annuel des cycles isotopiques.

L'étude précédente a permis de collecter des données météorologiques et d'accumulation sur 4 ans mais ne renseigne pas sur la composition originale des précipitations. Une récolte

des précipitations neigeuses (même mensuelle) sur un haut sommet en vue d'une analyse isotopique est peu envisageable d'un point de vue matériel et logistique. En effet il est difficile de récolter de la neige dans un pluviomètre et de se rendre sur un sommet de haute altitude fréquemment pour récupérer les échantillons. Des études se sont donc portées sur l'analyse isotopique des précipitations récoltées dans des régions plus accessibles et proches des sommets à carottage profond. Deux études ont été réalisées en Equateur et en Bolivie à partir de données isotopiques de précipitations prélevées respectivement à la station Nuevo Rocafuerte (74,58°W, 0,98°S, 250 m) et dans la vallée du Zongo (67,47°W, 16,20°S) à différentes altitudes (Vimeux et al., 2005; Villacis et al., 2008). Le but est d'établir une calibration directe (locale et/ou régionale) de l'isotope des précipitations avec les observations climatiques (données des stations et de réanalyse) qui soit applicable à l'interprétation isotopique des carottes de glace. Les deux sites sont sous l'influence des masses d'air d'origine Atlantique dont l'humidité est recyclée au dessus de l'Amazonie. Les mesures ont montré qu'il n'est pas possible d'expliquer les variations isotopiques des précipitations à partir des seuls paramètres locaux (P, T, humidité relative) aussi bien à l'échelle journalière qu'annuelle. La variabilité isotopique a donc été comparée au régime de précipitation sur le trajet des masses d'air. Il ressort des ces études un fort contrôle de la variabilité isotopique saisonnière et interannuelle (à plus de 70%) par l'intensité de la convection le long de la trajectoire des masses d'air au dessus du bassin amazonien en amont des sites. Les variations de la composition isotopique des carottes de glace du Chimborazo et de l'Illimani, proches des sites étudiés, permettraient donc de reconstruire les variations d'intensité des précipitations en Amazonie.

Plus indirectement la variabilité isotopique est associée aux changements de circulation atmosphérique, impliquant des variations de la source d'humidité des masses d'air et du régime des précipitations. Différents travaux de modélisation concluent à une corrélation significative du signal $\delta^{18}0$ avec le mode climatique ENSO (Henderson et al., 1999; Vuille et al., 2003a; Vuille et al., 2003b; Vuille et Werner, 2005). La relation avec ENSO est faite à partir des anomalies de SST dans l'océan Pacifique qui induisent des anomalies de circulation atmosphérique affectant les précipitations de la mousson sud-américaine et leur variabilité isotopique. Les signaux isotopiques des carottes de glace Huascaran, Quelccaya et Sajama sont significativement corrélés aux SST dans l'océan Pacifique tropical (Bradley et al., 2003b; Vuille et al., 2003a). Des valeurs isotopiques anormalement enrichies sont associées à des conditions chaudes dans le Pacifique tropical et à des précipitations plus faibles dans les

Andes Centrales. Le processus inverse se produit avec des conditions froides dans le Pacifique.

3.2.3. Le Dernier Stade Glaciaire et l'Holocène

Trois carottages au Huascaran (9°S), au Sajama (18°S) et à l'Illimani (16°S) ont permis d'étudier le signal isotopique du Dernier Stade Glaciaire (DSG) dans les Andes. Plus précisément les derniers 18 000 ans sont enregistrés au Huascaran et à l'Illimani et les derniers 25 000 ans au Sajama (**Figure 3-3**).

Au Huascaran et au Sajama on peut observer que les composition isotopiques sont plus enrichies respectivement de 6,3‰ et de 5,4‰ en $\delta^{18}O$ pour le fond des carottes comparées aux valeurs actuelles, ce qui est semblable aux amplitudes observées dans les carottes en Antarctique (6‰ à Dome C) ou au Groenland (5,1‰ pour GISP2) (Thompson et al., 1995; Thompson et al., 2000). Cette variation a été interprétée par les auteurs directement en terme de température comme aux hautes latitudes. En considérant un gradient de 0,7‰/°C (valeurs aux hautes latitudes) les auteurs ont estimé une variation de 8 à 12°C entre le DSG et l'Holocène (Thompson et al., 2000). Cette interprétation est discutable car comme nous l'avons rappelé précédemment les variations isotopiques des précipitations dans cette région sont plutôt reliées aux quantités de précipitation si l'on se réfère aux observations.

D'autres proxies ont apporté des informations complémentaires. Les fortes concentrations de particules insolubles dans la carotte du Huascaran suggèrent une humidité atmosphérique et des précipitations inférieures à l'actuel dans la région des Tropiques (Thompson et al., 1995). A contrario dans la carotte du Sajama les concentrations à la même période sont très faibles. Cet enregistrement indiquerait donc que la période du DSG était plus humide que l'actuel (Thompson et al., 1998).

Un scénario climatique régional a été décrit par Thompson et al. (2000) sur la base des interprétations des carottes du Huascaran et du Sajama selon lequel les conditions durant le DSG étaient plus froides que l'actuel dans la région, et plus sèches qu'à l'actuel dans les tropiques (9°S) tandis qu'elles étaient plus humides dans les subtropiques (18°S).

La **Figure 3-3** montre que l'enregistrement isotopique de l'Illimani est très ressemblant à celui du Huascaran (Ramirez et al., 2003). Le changement isotopique en $\delta^{18}O$ entre le DSG et l'Holocène est de 7‰. Cette variation a été interprétée comme un changement du régime de précipitation par ces auteurs : le DSG est estimé avoir été 20% plus humide (1800mm/an) que l'actuel (1500mm/an) dans les régions amazonienne et de l'Altiplano (Ramirez et al., 2003). Le gradient de 0,0167‰/mm résultant de cette étude est en accord avec les données actuelles.

Vimeux et al. (2005) estiment également un DSG plus humide en Amazonie de 7% par rapport à l'Holocène en prenant en compte une température de 2°C inférieure au DSG par rapport à l'Holocène et la calibration isotope-précipitation actuelle.

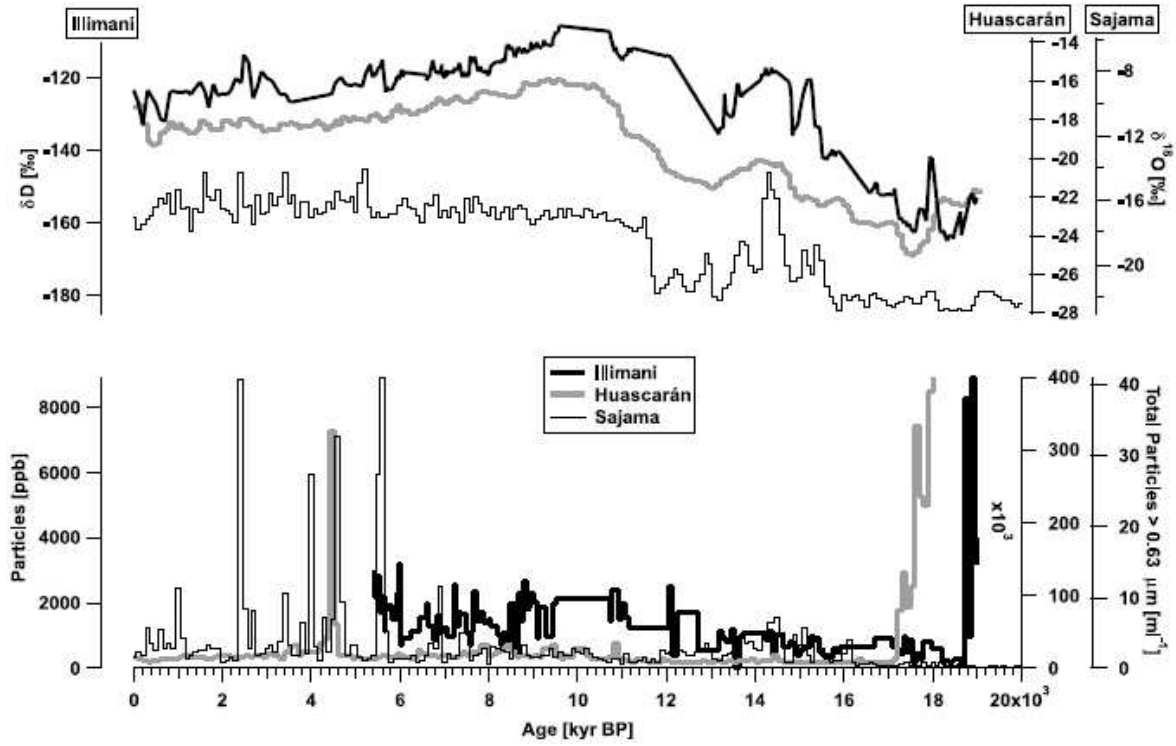


Figure 3-3: Comparaison du signal isotopique et des concentrations en poussières enregistrés à l'Illimani, au Huascaran et au Sajama (Ramirez et al., 2003).

Les 3 carottes enregistrent également une phase de diminution des valeurs isotopiques pendant la déglaciation après le DSG. Cette période datée entre 14 000 et 12 000 ans correspond au Dryas récent (ou Younger Dryas) enregistré également dans les carottes polaires et interprétée comme une période plus froide à l'échelle globale.

Après la période de déglaciation entre 18 000 et 10 000 ans environ vient la période Holocène. Cette période est généralement marquée par un maximum des valeurs isotopiques, correspondant à la phase de l'Optimum de l'Holocène, et qui est enregistré dans les carottes de l'Illimani et du Huascaran où l'on observe des valeurs très enrichies entre 10 000 et 8 000 ans. Par contre le Sajama n'enregistre pas ce maximum. Cette différence (pour le DSG et l'Holocène) entre les carottes du Huascaran et de l'Illimani d'un côté et du Sajama de l'autre pourrait être due à un régime de précipitation différent (Ramirez et al., 2003).

Dans cette partie nous avons vu que les interprétations isotopiques des carottes de glace andines lors des changements climatiques majeurs ne sont encore pas très claires et

définitives. Les hypothèses sur le contrôle des isotopes dans les précipitations peuvent varier en fonction des auteurs et la connaissance des changements climatiques de cette période sont encore limitée dans cette région. Nous allons maintenant nous concentrer sur le dernier millénaire où les variations climatiques sont un peu mieux connues, grâce à des résolutions et des datations plus fines pour les archives climatiques et aux archives historiques.

3.2.4. L'optimum Médiéval et le Petit Age de Glace

Le début du dernier millénaire est marqué par l'Optimum Médiéval, généralement interprété comme une période chaude à l'échelle globale. En Patagonie Nord les enregistrements des cernes des arbres montrent une période chaude et sèche entre 1080 et 1250 en phase avec l'Optimum Médiéval en Europe (Villalba, 1990, 1994). Dans les carottes de glace, les enregistrements isotopiques du Huascaran, du Quelccaya et de l'Illimani montrent une période de composition isotopique enrichie entre 1100 et 1300 (**Figure 3-5**) interprétée comme une phase chaude concordant avec l'Optimum Médiéval (Thompson et al., 2006). Cette période a très peu été étudiée dans les carottes de glace andine et il est difficile à priori de dire si l'enrichissement isotopique est associé à une variation de température et/ou de précipitation. Il est à noter qu'une avancée des glaciers est datée entre 1200 et 1350 dans les Andes Tropicales (Jomelli et al., 2009). Cette avancée serait en contradiction avec un enrichissement isotopique qui tend plutôt à indiquer une augmentation des températures et/ou baisse des précipitations. Toutefois la correspondance des périodes est à prendre avec précaution au vu des imprécisions dans les datations des carottes de glace et des avancées glaciaires.

Plus récemment l'Amérique du Sud a connu la période identifiée comme le Petit Age de Glace (PAG). L'intensité et la durée du PAG ne semblent pas homogènes en Amérique du Sud et sont étudiés notamment à partir des avancées et des reculs des glaciers marquées par la position des moraines. Dans les Andes Tropicales, Jomelli et al. (2009) mettent en évidence une période d'avancée maximale des glaciers entre 1630 et 1680 en Bolivie (voir l'exemple du Charquini sur la **Figure 3-4**) et au Pérou et vers 1730 en Equateur, Colombie et Venezuela. Cette phase serait expliquée selon les auteurs par des températures plus faibles (-3,2±1,4°C au Venezuela et environ -1°C en Equateur et Bolivie) et des précipitations de 20 à 35% plus fortes qu'à l'actuel. En Patagonie les glaciers du Champ de Glace Nord ont commencé à avancer vers 1650 et atteint leur maximum entre 1863 et 1880 (Harrison et al., 2007). Une étude des avancées glaciaires du glacier San Rafael dans le Champ de Glace Nord basée sur

des documents historiques met également en évidence une apogée du PAG au milieu du XIXème siècle (Araneda et al., 2007). La relation glacier/climat étant encore mal cernée dans cette région il est difficile de mettre en lumière un scénario climatique pour le PAG en Patagonie. Ces différentes études, à l'échelle de l'Amérique du Sud, montrent une récession des glaciers de la fin du PAG à nos jours avec des périodes d'avancés mineures. Ces différents travaux dans les Andes montrent clairement que l'interprétation de la période du PAG est complexe en Amérique du Sud et des données supplémentaires sont nécessaires pour préciser la datation, l'intensité et les mécanismes climatiques du PAG.



Figure 3-4: Datation estimée des dépôts morainiques du glacier sud du Charquini (Photo: V. Jomelli) (Rabatel et al., 2005)

Les variations de la composition isotopique des carottes de glace peuvent apporter des éléments complémentaires à ces études pour caractériser la période du PAG. Sur les 400 dernières années (**Figure 3-5)** on peut remarquer d'importantes variations isotopiques à des périodes différentes pour chaque carotte tropicale. On observe une période de minimum pour les valeurs isotopiques qui se situent vers 1600 au Huascaran alors qu'on la retrouve vers 1750 au Quelccaya et à l'Illimani. Entre 1750 et 2000 on observe une tendance significative à l'enrichissement isotopique de la glace dans les carottes du Quelccaya et de l'Illimani. Au Huascaran l'enrichissement est observé à partir de 1600 jusqu'en 1750-1800. Contrairement au Quelccaya et à l'Illimani, il n'y a pas de tendance significative sur les 200 dernières années au Huascaran. Le Sajama n'enregistre pas les fortes tendances observées dans les autres carottes pour les 400 dernières années (Thompson et al., 2006).

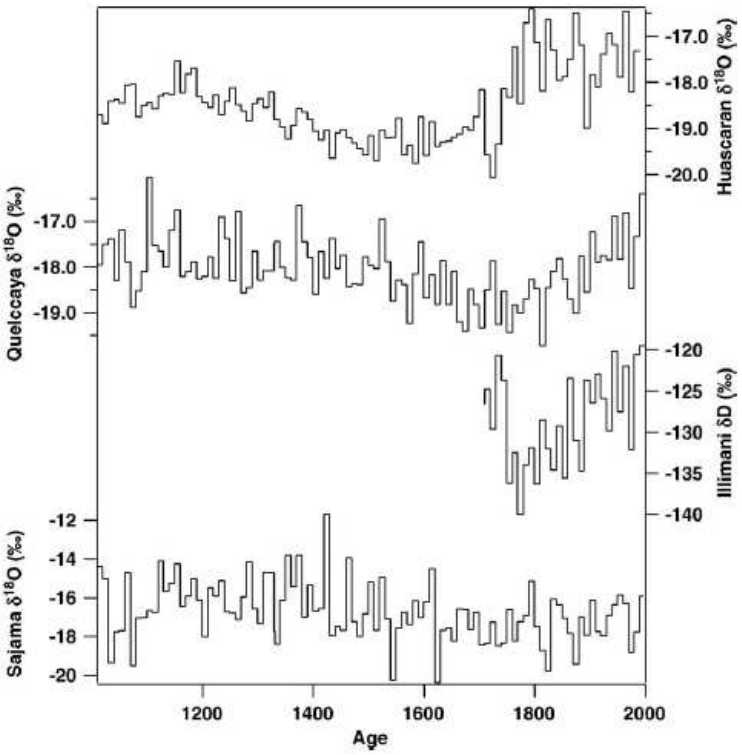


Figure 3-5: Enregistrements isotopiques (moyennés sur 10 ans) du dernier millénaire au Huascaran, Quelccaya, Illimani et Sajama (Vimeux, 2008).

Les phases de minimum du $\delta^{18}O$ dans les carottes du Huascaran, du Quelccaya et du Sajama sont interprétées comme des périodes de refroidissement par Thompson et al. (2006). Au Quelccaya les valeurs basses de $\delta^{18}O$ sont observées entre 1530 et 1900 et les concentrations en poussières donnent des indications sur les variations de précipitations : l'intervalle 1500-1720 devait être plus humide (faibles concentrations) alors que la période 1720-1860 devait être plus sèche (fortes concentrations) (Thompson et al., 1986). Cette interprétation est confirmée par des changements de végétation enregistrés dans la carotte du Sajama par les pollens indiquant un changement climatique synchrone dans les Andes Centrales (Liu et al., 2005) mais qui ne serait donc pas observé de façon claire dans certains enregistrements isotopiques.

La période du Petit Age de Glace commence à être bien documentée en Amérique du Sud à partir des glaciers. Toutefois les imprécisions de la datation et des relations glacier/climat et isotope/climat forcent à rester prudent quant aux différentes interprétations climatiques qui résultent de ces études.

Nous avons vu que les interprétations climatiques à partir de la composition isotopique des carottes de glace n'étaient pas évidentes pour les périodes du DSG au PAG. L'étude des variations isotopiques sur le dernier siècle peut permettre d'établir une calibration moderne entre les isotopes des carottes de glace et les paramètres climatiques bien documentés depuis un siècle (stations météorologiques et modélisation).

3.2.5. Le dernier siècle

Sur le dernier siècle Thompson et al. (2006) remarquent un enrichissement isotopique en moyennant les signaux des carottes himalayennes et andines et donc, selon les hypothèses des auteurs, un réchauffement sans précédent pour le dernier millénaire dans les tropiques à l'échelle mondiale. Mais on peut remarquer que dans les Andes seules les carottes du Quelccaya et de l'Illimani montrent véritablement un enrichissement isotopique commencé aux 17ème-18ème siècles et qui se poursuit à l'heure actuelle (**Figure 3-5**), et il semble donc difficile de conclure sur une tendance globale dans les tropiques comme l'ont fait les auteurs de cette étude.

A l'échelle de l'Amérique du Sud et sur la période couvrant le dernier siècle (1909-1998), cinq séries isotopiques de carottes de glace andines (Chimborazo, Huascaran, Quelccaya, Illimani et Sajama) ont été comparées par Hoffmann et al. (2003) et Ramirez et al. (2003). Les signaux isotopiques sont corrélés entre eux sur une échelle inférieure à 3 ans avec une valeur de corrélation r qui varie entre 0.5 et 0.9 entre 1968 et 1982 et entre 0.2 et 0.7 sur la période complète. La forte ressemblance entre ces différents profils sur la période 1909-1998 a amené les auteurs à la construction d'une courbe isotopique moyenne avec les signaux lissés sur 5 ans (**Figure 3-6**) : elle définit un indice nommé Index Isotopique Andin (IIA) (Hoffmann et al., 2003; Ramirez, 2003). La série du Chimborazo, même si elle présente un profil similaire aux autres, n'a pas été prise en compte par les auteurs dans cet index compte tenu d'une datation trop imprécise. La cohérence à l'échelle décennale de ces signaux permet de mettre en avant l'existence d'un signal climatique commun sur une grande partie de l'Amérique du Sud tropicale comprenant des sites tropicaux humides et des sites subtropicaux secs. Le site du Coropuna étant situé dans la même zone climatique que les sites inclus dans l'IIA, le signal isotopique enregistré dans la carotte du col du Coropuna pourra être comparé à l'IIA s'il est correctement conservé.

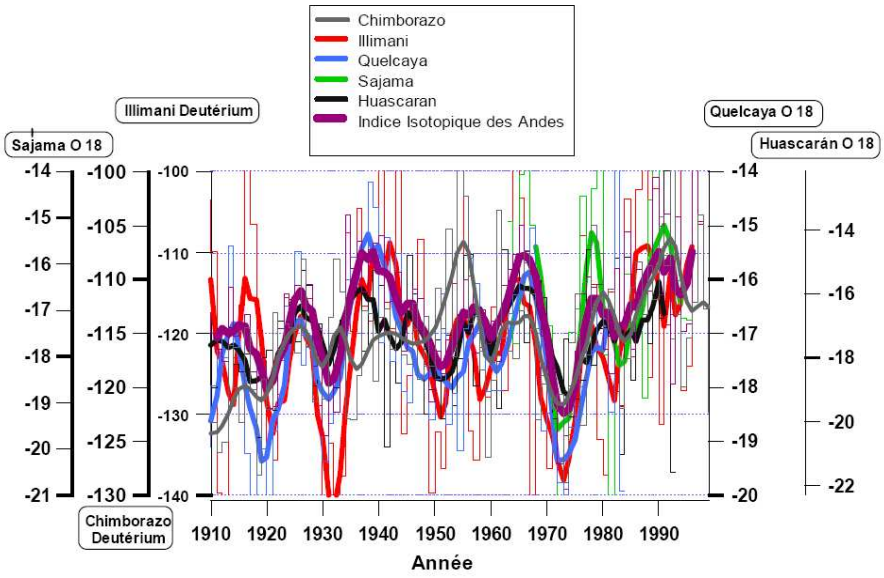


Figure 3-6: Index Isotopique Andin (IIA). Les séries isotopiques annuelles (trait fin) et les moyennes mobiles sur 5 ans (trait gras) sont représentées (Ramirez, 2003).

L'étude des relations de l'IIA avec les variables climatiques (données de modèle et de stations météorologiques) a montré que les enregistrements isotopiques dans les carottes de glace andines sont contrôlés principalement par la variabilité des précipitations au dessus du bassin amazonien (Hoffmann et al., 2003), en accord avec les études des compositions isotopiques des précipitations de Vimeux et al. (2005) et de Villacis et al. (2008) présentées dans la section 3.2.2.. Dans les Andes à ces latitudes les masses d'air sont originaires de l'Océan Atlantique dont l'humidité est recyclée au dessus du bassin amazonien, et l'intensité des précipitations au cours du transport des masses d'air vers les sites andins contrôlent la composition isotopique de la vapeur (effet de masse).

Ce chapitre a montré que les implications climatiques du signal isotopique des carottes de glace andines ne sont pas encore parfaitement maîtrisées et surtout que la signification des variations isotopiques est encore débattue. C'est ainsi que 2 projets de forage ont été menés par l'équipe IRD-GreatIce en coopération avec des équipes internationales entre 2003 et 2007 pour permettre d'enrichir nos connaissances et d'affiner nos interprétations sur la dynamique du climat en Amérique du Sud. Les 2 carottes traitées au cours de cette thèse couvrent la cordillère andine des Andes Centrales (15°S) jusqu'en Patagonie Chilienne (46°S). Le but est de comprendre et différencier la signification isotopique des carottes de glace dans deux régions climatologiquement très différentes (tropicale et tempérée). Les 2 campagnes de forages sont décrites dans les sections suivantes.

3.3. Les sites de carottage de l'étude de thèse

3.3.1. Le carottage du Coropuna, Sud du Pérou

Dans les Andes Centrales deux sites ont été précédemment forés dans la partie Est de la Cordillère au Pérou (Quelccaya et Huascaran) mais jamais dans la partie Ouest, et la carotte du Coropuna vient donc compléter cette série. Le Coropuna étant situé dans la face Ouest des Andes Péruviennes (**Figure 3-1**), cette carotte a été forée pour étudier principalement la circulation des masses d'air (influence des masses d'air du Pacifique?) ainsi que pour repérer d'éventuelles variations anormales de certains paramètres en liaison avec les périodes El Niño et La Niña.

Le Nevado Coropuna (72°39'W, 15°32'S, 6425m), visible en photo aérienne dans la **Figure 3-7**, est un volcan inactif, probablement depuis le Dernier Maximum Glaciaire (Thouret et al., 2001), situé sur la face Ouest de la Cordillère Occidentale des Andes proche de l'Océan Pacifique (à environ 100km). C'est le plus haut sommet de la Cordillera Ampato (15°24'-15°51'S et 71°51'-73°W) formée de 93 glaciers dans la partie Sud du Pérou. Le massif du Coropuna orienté NO-SE s'étend sur 25km de long dont 10km se situe au dessus de 6000m d'altitude. Le Coropuna est formé par 3 sommets principaux : sommets Ouest, Est et Sud. Entre les sommets Ouest (6200m) et Sud (6400m) se trouve un col à 6080m d'altitude. Forget et al. (2008) ont montré que l'altitude moyenne des glaciers du Coropuna est passée de 3800-3900m au Dernier Maximum Glaciaire à 4900m au Petit Age de Glace. Kuentz (2009) met en évidence un enregistrement du PAG comme période froide entre 1565 et 1890. Le glacier est présent à l'heure actuelle au dessus de 5000m dans la partie Sud et au dessus de 5500m dans la partie Nord du massif (Forget et al., 2008; Bromley et al., 2009). Aux cours des dernières décennies la surface englacée du Coropuna a diminué, comme nombre de glaciers tropicaux, passant d'une surface de 82,6km² en 1962 à 60,8km² en 2000 (Racoviteanu et al., 2007).

Le paysage de la région du Coropuna est un plateau creusé de nombreux canyons et surmonté de hauts volcans isolés. En termes de végétation sur un transect Ouest-Est on passe de la végétation désertique sur la côte Pacifique (au niveau de la mer), à la steppe puis à la Puna (entre 3500m et 5200m) en une centaine de kilomètres. La Puna, qui caractérise la végétation au pied du Coropuna, est un étage composé principalement d'arbustes de la famille des Asteraceae et d'herbacés de la famille des Poaceae (Kuentz et al., 2007; Kuentz, 2009).

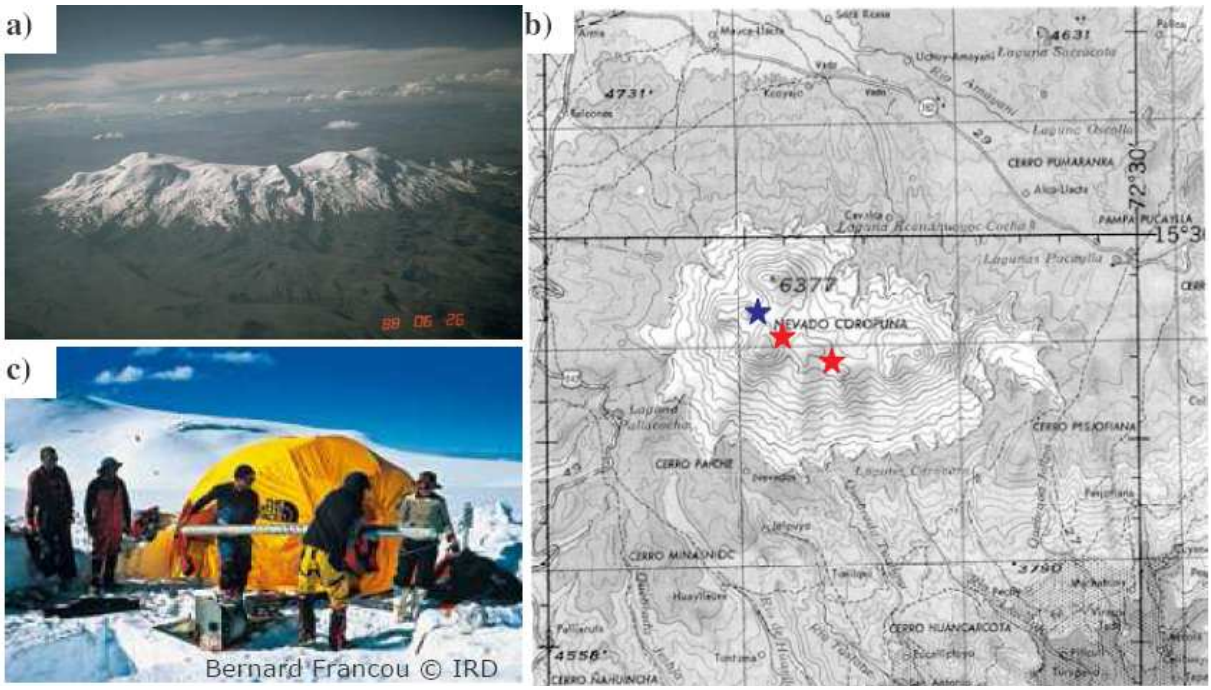


Figure 3-7: a) Photo aérienne du Nevado Coropuna (http://www.volcano.si.edu/world/volcano.cfm?vnum=1504-003); b) Carte topographique du Coropuna avec la localisation des forages du col en Juin 2003 (étoile bleue) et du sommet Sud et du cratère en Août 2003 (étoiles rouges) ; c) Forage au col du Coropuna.

En 2001 et 2002 deux missions de reconnaissance sont effectuées pour reconnaître un site de carottage approprié. Malheureusement la campagne radar de 2001 a été perturbée par de mauvaises conditions climatiques qui ont empêché une reconnaissance exhaustive du glacier et un court forage test a été avorté en 2002 à cause d'une panne du carottier (Pouyaud, 2003) ce qui n'a pas permis de préparer un forage long de façon optimale. En Juin 2003 une importante mission de forage, menée par l'équipe IRD-GreatIce, est lancée pour un forage profond (**Figure 3-7**). Des mesures radar ont été réalisées entre le 21 et 23 Juin 2003 pour : 1) déterminer le site le plus approprié pour un forage profond et 2) déterminer la topographie de la surface et du socle rocheux afin de modéliser l'écoulement du glacier. Les mesures radar indiquent une épaisseur de glace de 110m au col (6080m) (Vincent, 2004). Le site du col, localisé en bleu sur la carte topographique de la **Figure 3-7**, est choisi pour le forage long en raison d'un accès relativement facile. Deux premières tentatives de forage échouent au bout d'une dizaine de mètres car le carottier reste bloqué dans une crevasse. Le site de forage est alors déplacé de quelques mètres et le carottage reprend. Mais le forage est long et difficile car la glace est très humide et bloque la tête de forage qui n'est pas adaptée. Les rainures ne peuvent pas évacuer correctement les copeaux humides. Après 5 jours de forage pénible le forage est arrêté le 30 Juin. La profondeur atteinte est de 42m sans avoir atteint le socle

rocheux situé à 110m de profondeur. L'étude de cette carotte ("**la carotte du col**") fait partie de ce travail de thèse.

La présence de neige humide et de couche d'eau peut être expliquée par la topographie du site. L'eau ne provient pas forcément de la fonte de la neige de surface qui percole verticalement. On peut supposer dans le cas du Coropuna que la fonte se produit en amont du site de forage. En effet il est, comme le montre le schéma de la **Figure 3-8**, surplombé par un versant Nord plus exposé aux radiations où des pénitents (structures de glace façonnées par la fonte et la sublimation) ont été observés par les membres de l'expédition. La formation des pénitents en saison sèche peut produire de l'eau de fonte qui percole à travers le névé dans la pente (comme l'eau retrouvée à l'interface névé/glace vers 30m de profondeur) et qui peut atteindre le site de forage (Patrick Ginot, communication personnelle). Cette hypothèse semble être confirmée par la présence de résurgences d'eau de fonte en contrebas du glacier. La percolation de cette eau peut entraîner une homogénéisation de la composition isotopique ainsi que le lessivage préférentiel de certaines espèces chimiques.

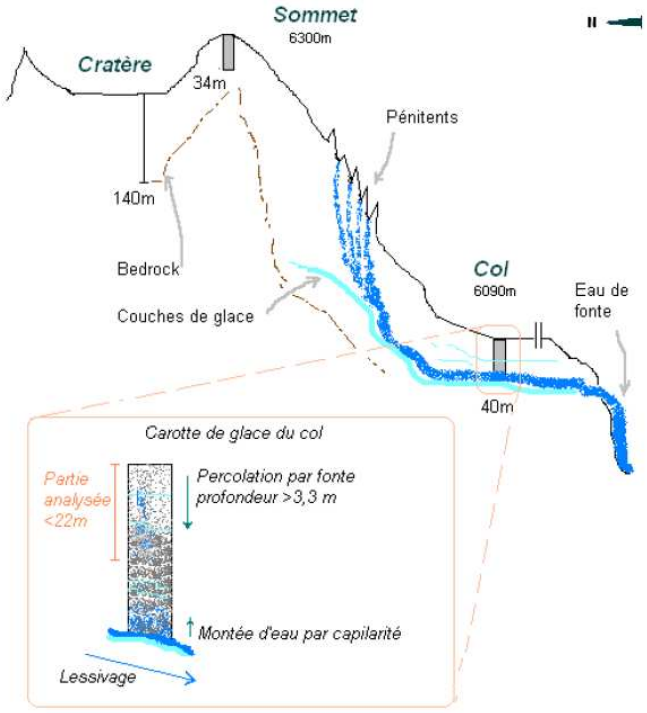


Figure 3-8: Schéma de la topographie et de la percolation pouvant affecter le site de forage du col du Coropuna. Les sites de forages du sommet Sud et du cratère sont également localisés. (Schéma réalisé par I. Moreno d'après les observations de terrain de l'équipe du forage)

En parallèle des travaux de forage profond, une campagne de micrométéorologie (station météorologique automatique) et d'étude de post-dépôt (étude de puits) a été effectuée durant toute la durée de la mission afin d'apporter des informations précieuses en vue de l'interprétation de la carotte de glace (**Figure 3-9**). Huit puits de 30 cm à 50cm de profondeur ont été creusés au col, à 120m au Sud-Est du site de forage au site A, entre le 19 juin et le 1er juillet tous les 2 jours (Puits N° 1 à 7) et le 28 août (Puits N°8) pour étudier l'évolution temporelle des profils chimiques et isotopiques. Un puits supplémentaire a été creusé le 25 juin au site X, proche de la tente de forage à 150m environ du site A, pour évaluer la variabilité spatiale. Les résultats de ces études seront présentés dans le chapitre 5 consacré au Coropuna. La station météorologique automatique a enregistré les principaux paramètres météorologiques : température, humidité relative, direction et vitesse du vent, rayonnements incident et réfléchis. De plus sept lysimètres (seaux étanches en plastique de 21,4cm de diamètre et de 10cm de hauteur affleurant à la surface et remplis de neige) ont été installés pour mesurer la sublimation à la surface (équipement décrit dans Wagnon et al., 2003). Les seaux ont été pesés entre le 19 juin et le 1er juillet puis le 29 août pour quantifier la perte de neige par sublimation.

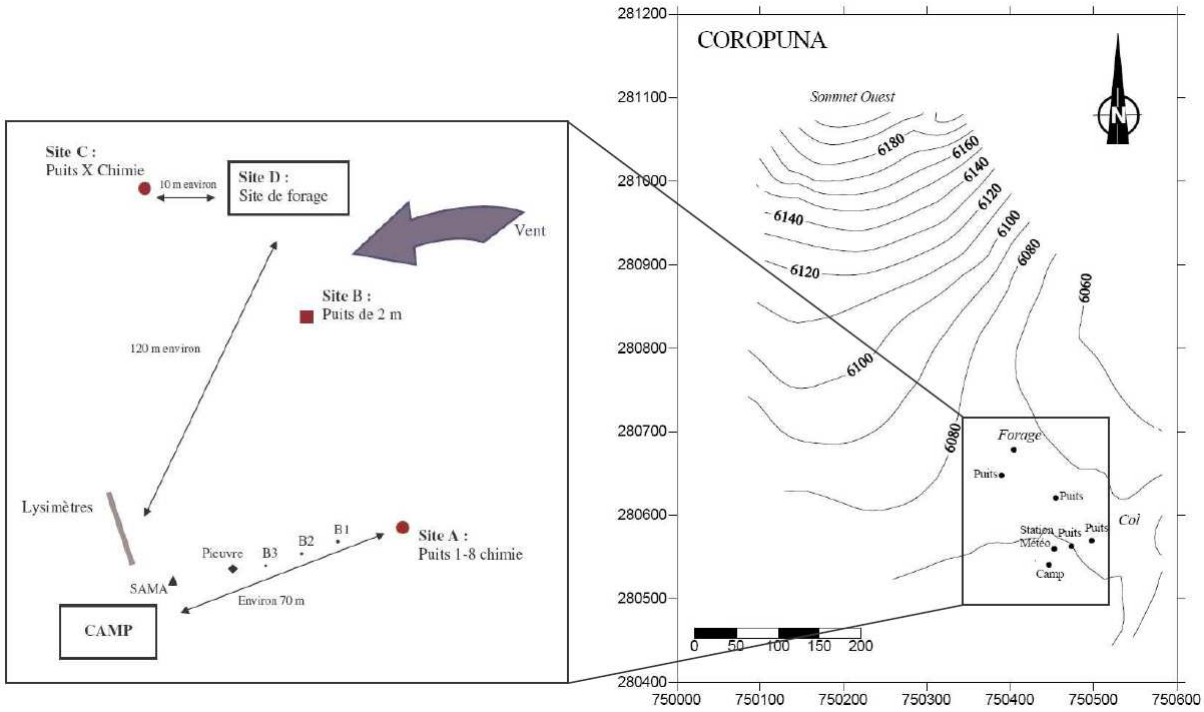


Figure 3-9: Localisation du site de forage, de la station météorologique et des puits en Juin 2003 au col du Coropuna (Delachaux, 2004; Vincent, 2004).

Les mesures de température de la glace dans un puits de 3,3m révèlent une température trop proche de 0°C dès les premiers mètres pour avoir de la glace froide au col. L'équipement de forage de cette mission ne pouvait fonctionner correctement qu'à des températures de glace inférieures à -7°C (P. Ginot, com. pers.). A cette altitude le glacier est en fait un glacier dit tempéré et ces conditions ainsi que les effets sur les enregistrement isotopiques et chimiques seront discutés en détail dans le chapitre rapportant les résultats de la carotte du Coropuna. Des mesures de température faites dans les derniers jours de la mission dans un puits sur le sommet Sud montrent des températures de la glace très négatives à 6400m et ce site de forage était certainement le plus propice. De plus un site formant une caldeira (un ancien cratère avec un écoulement de la glace minimale) a été découvert sous le sommet Sud toujours en fin de mission et ces sites n'ont pas pu être forés.

Mais ces découvertes de fin de mission en juin n'ont pas été inutiles pour la communauté des foreurs andins. En effet en août 2003, une équipe américaine menée par L. Thompson a effectué une mission de forage au niveau des sites recommandés par les membres de l'expédition de juin 2003. C'est ainsi que l'équipe américaine OSU a pu extraire plusieurs carottes de glace froide, localisées sur la carte topographique de la **Figure 3-7**, jusqu'au socle rocheux : 2 carottes de 34m au sommet Sud ("carottes du sommet", 6400m) et une de 146,3m dans le cratère ("carotte du cratère", 6310m). Quelques résultats préliminaires seront discutés dans la suite du manuscrit mais l'étude de ces carottes n'est pas l'objet du travail de cette thèse.

Les forages de 2003 ont montré toute l'importance du choix du site de forage. Des données de radar et de températures de la glace ainsi qu'un carottage court si possible sont primordiaux avant de se lancer dans un forage long. Malheureusement les conditions ne sont pas toujours réunies pour récolter ces données préliminaires comme ce fut le cas lors des missions de repérage en 2001 et 2002. Pour autant même si le socle rocheux n'a pas été atteint en juin 2003 la mission de forage n'a pas été un échec car 42m de glace ont tout de même été récupérés. Les analyses isotopiques, chimiques et polliniques de la carotte du col ont apporté des informations précieuses sur la climatologie du Sud Pérou et sont présentées dans le chapitre 5. La glace étant tempérée au site de forage, il est évident qu'une attention toute particulière sera accordé aux phénomènes post-dépôts susceptibles de perturber les signaux enregistrés dans la glace.

3.3.2. Le carottage du San Valentin, Patagonie chilienne

Comme on l'a vu dans la partie sur l'historique des carottages andins quelques sites ont déjà été étudiés ou sont en cours d'étude dans les Andes tropicales. En Antarctique des dizaines voire des centaines de carottages ont été effectués depuis 60 ans donnant lieu à un nombre important de publications. Mais entre ces deux régions de l'Hémisphère Sud une vaste bande latitudinale reste quasiment vierge de toute étude de carottes de glace : la Patagonie. Les Andes Patagoniennes représentent la plus grande masse de glace tempérée de l'Amérique du Sud. Elles sont composées du Champ de Glace Nord (CGN, **Figure 3-10**) au Nord (4197km²), du Champ de Glace Sud (CGS) plus au Sud (13 000km²) et de la Cordillera Darwin (CD) sur la pointe à l'extrême Sud (2300km²) (Lopez, 2007).

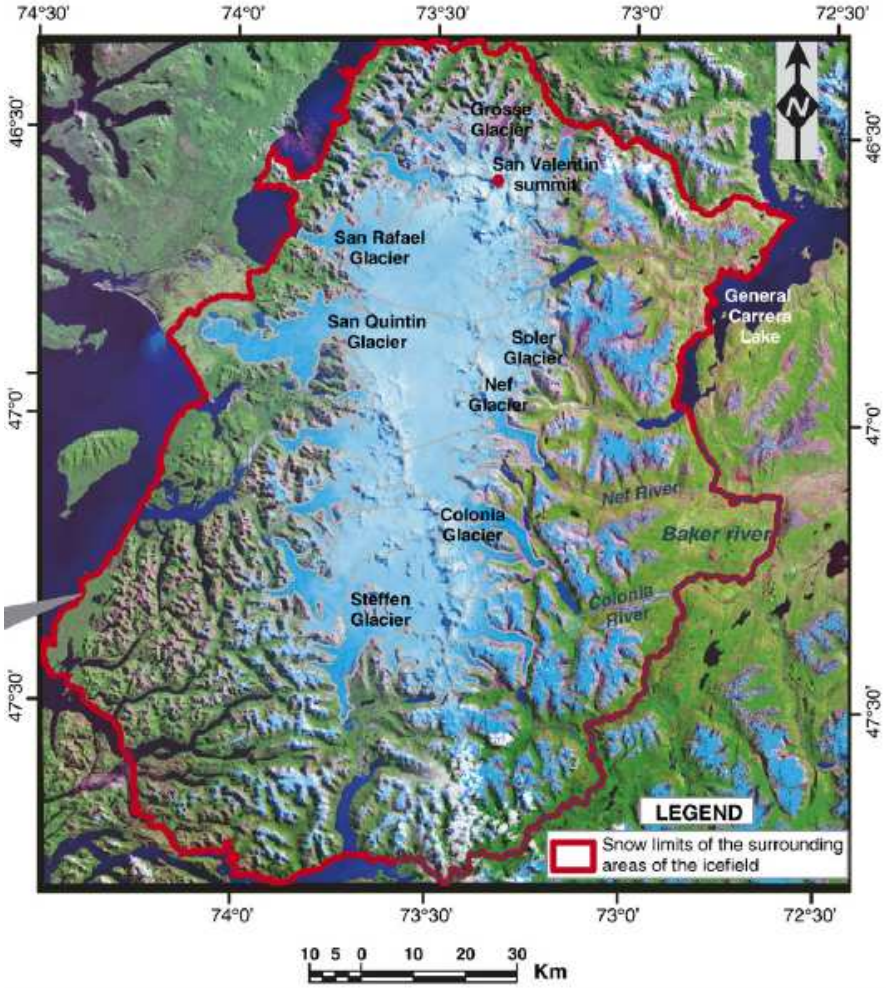


Figure 3-10: Le Champ de Glace Nord en Patagonie chilienne (carte tirée de Lopez et al., 2008). Le San Valentin situé à l'extrême nord du champ de glace est le plus haut sommet de Patagonie culminant à 4032m.

Seules 4 carottes ont été extraites dans le CGN et le CGS jusqu'en 2005 mais à chaque fois dans de la glace tempérée où aucune interprétation climatique n'a été possible (Yamada, 1987; Aristarain et Delmas, 1993; Matsuoka et Naruse, 1999; Shiraiwa et al., 2002). Par exemple une carotte de 37,6m a été forée dans la zone d'accumulation du glacier tempéré San Rafael en Novembre 1985 (Yamada, 1987). Une accumulation nette de 3450mm a été trouvée pour l'année 1984. Le signal isotopique $\delta^{18}O$, mesuré pour les 13 premiers mètres, est très perturbé par la percolation de l'eau de fonte. Quelques variations (entre -17‰ et -8‰) sont observées entre la surface et 5m environ alors que plus bas le signal est lissé et reste stable autour de -10‰. C'est le résultat d'une homogénéisation entre les couches enrichies d'été et les couches appauvries d'hiver et aucune interprétation climatique n'a pu être tirée du signal isotopique par les auteurs.

Plus récemment, en 2006, suite à une campagne exploratoire (Schwikowski et al., 2006), une carotte de 50,6m a été extraite au glacier Pio XI dans le CGS. Les résultats ne sont pas encore publiés à l'heure actuelle.

En 2005 une équipe IRD-CECS (Centro de Estudios Cientificos, Chili) a foré une carotte courte de 15,26m (CC2005) sur le plateau du sommet San Valentin dans le CGN (Vimeux et al., 2008a). Ce forage test a eu pour but de déterminer si ce site était potentiellement exploitable pour un forage long. Les résultats ont montré 1) des enregistrements chimiques et isotopiques conservés dans de la glace froide (-12°C), 2) une accumulation moyenne de 30cm/an et 3) une épaisseur de glace de 150m. Ce site était donc propice à un forage profond avec comme résultats attendus un enregistrement haute résolution du dernier millénaire (signal saisonnier pour les derniers siècles) et un enregistrement du Dernier Maximum Glaciaire en accord avec l'accumulation moyenne et l'épaisseur de glace.

C'est ainsi que l'équipe IRD-GreatIce et ses partenaires nationaux et internationaux ont lancé un projet ANR s'intitulant : *Forages dans les glaciers de Patagonie: trait d'union entre les Andes Centrales et l'Antarctique* (dénommé sous l'acronyme *SANVALLOR*) permettant ainsi d'avoir une continuité de forage entre l'équateur et le pôle Sud. Le but de ce projet est :

1) de documenter les régions continentales des moyennes latitudes dans l'Hémiphère Sud,
2) de caractériser les téléconnexions climatiques entre les basses et les hautes latitudes de l'Hémisphère Sud.

Le site de forage choisi est le **San Valentin** (localisé sur la **Figure 3-1**) situé du côté humide à l'ouest de la cordillère des Andes de la Patagonie Centrale ou Nord selon les auteurs. Le San Valentin (46°35'S, 73°19'W), visible sur la **Figure 3-11**, est le plus haut sommet de Patagonie à 4032m d'altitude. Il est situé au nord de la Patagonie chilienne dans le CGN qui s'étend entre 46,3°S et 47,3°S et entre 73°W et 74°W. Le CGN est une calotte glaciaire avec à l'Est plusieurs sommets culminant à plus de 3000m alors qu'à l'Ouest les fronts des glaciers atteignent le niveau de la mer et vêlent comme le glacier San Rafael (Lopez, 2007). Le CGN est situé tout près de l'Océan Pacifique, à environ 150km pour le San Valentin.

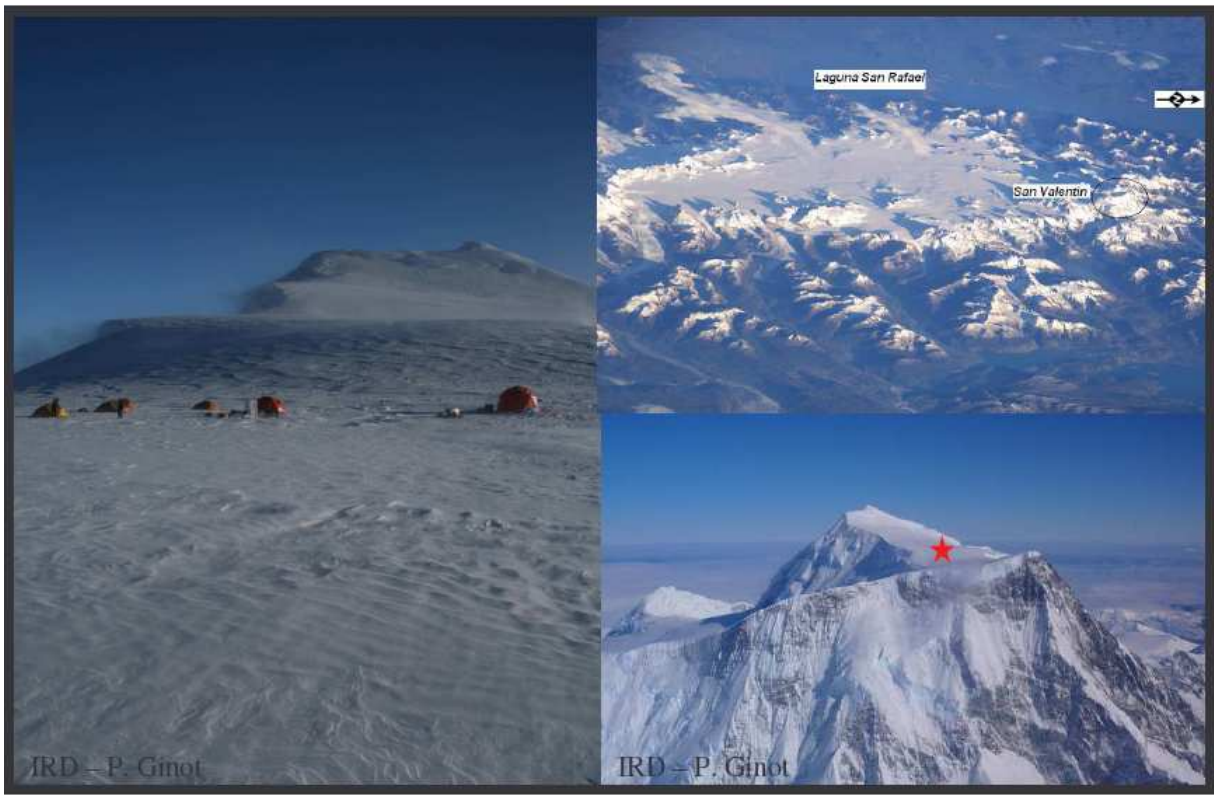


Figure 3-11: En haut à droite: vue d'ensemble du CGN et localisation du San Valentin; En bas à droite: vue aérienne du sommet du San Valentin et localisation du camp de forage (étoile rouge); A gauche: camp de forage au sommet du San Valentin en avril 2007.

Après une expédition qui a échoué en Mars 2006 à cause de conditions climatiques extrêmes au sommet du San Valentin, une nouvelle mission de forage a eu lieu en Avril 2007 durant 12 jours. Plusieurs carottes de plusieurs dizaines de mètres ont été extraites au site de forage visible sur la **Figure 3-11**. L'équipe IRD-CECS a récolté une carotte de 122m jusqu'au lit rocheux (CL122), 2 longues carottes de 55 et 70m (CL55 et CL70) ainsi que plusieurs carottes courtes de 20m à plusieurs dizaines de mètres les une des autres (CC3, CC4, CC5). L'étude de ces différentes carottes est multi proxy : isotopes (sur les premiers 70m pour ce travail de thèse), chimie, pollens, algues, éléments traces.

Des études de terrain ont été réalisées pendant la mission de forage par les membres de l'expédition et les résultats sont présentés ici. Les sites de carottage de 2005 et 2007 sont situés à quelques dizaines de mètres l'un de l'autre. Pourtant malgré cette relative proximité, des mesures radar semble mettre en évidence une différence très importante pour l'interprétation de ces 2 carottes car le site de 2005 serait situé en zone d'érosion alors que le site de 2007 est situé en zone d'accumulation (P. Ginot, com. pers.). Mais ce résultat n'est que préliminaire et doit être confirmé par l'étude des carottes courtes. Les analyses radar en 2007 (**Figure 3-12**) ont permis de localiser les carottes CC5, CC3 et CL122 dans ce qui semble être la zone d'accumulation où de la neige fraiche est observée en surface et les carottes CC2005 et CC4 en zone d'érosion. Les carottes courtes CC3, CC4 et CC5 ont été extraites sur un transect entre la zone d'érosion et la zone d'accumulation afin d'étudier les différences de dépôt entre ces 2 zones. L'étude des carottes courtes est en cours et devrait apporter des informations importantes pour l'interprétation de la carotte longue. Des études géophysiques sont également en cours pour mettre en évidence le flux de la glace sur un profil vertical de la surface au socle rocheux. Des balises de mesure d'accumulation et d'érosion ont été installées durant la mission (**Figure 3-12**). La zone d'érosion a été observée au niveau de la balise B09 alors que dans la zone d'accumulation les balises ont été perdues sous plus de 2m de neige en 10 jours indiquant une forte accumulation pendant les jours de tempête durant la mission. Cette forte accumulation semble être principalement causée par une intense redistribution de la neige de surface par le vent (P. Ginot, com. pers.).

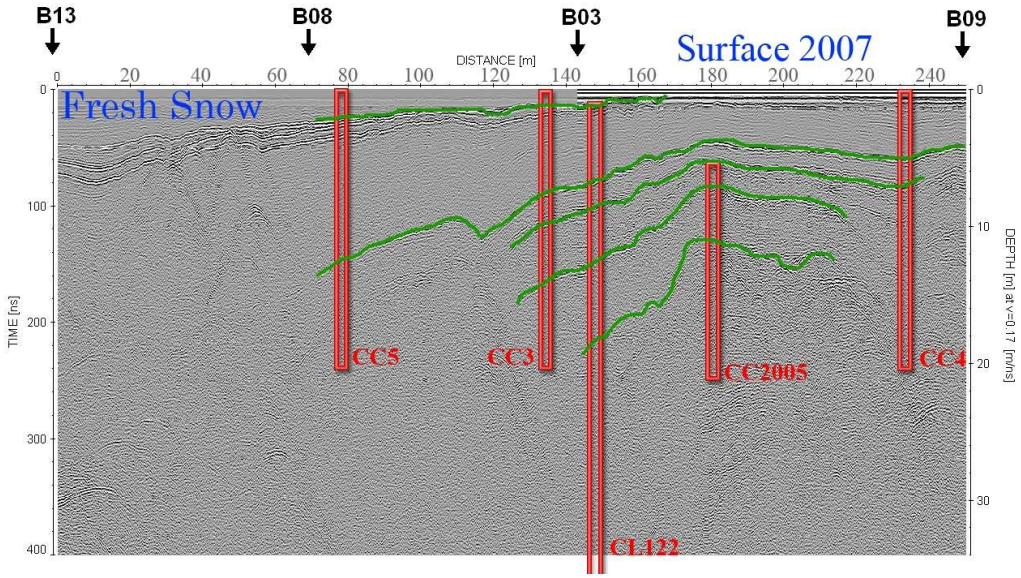


Figure 3-12: Illustration d'un profil radar au sommet du San Valentin avec les isochrones (vert) marquant des couches de même caractéristique physique comme des couches de glace ou de croûte de vent. Les différentes carottes extraites en 2005 et 2007 sont localisées. Les localisations de différentes balises B de mesure de l'érosion/accumulation sont indiquées. CL122, CC3 et CC5 sont dans la zone d'accumulation. CC2005 et CC4 sont dans la zone d'érosion (Figure de P. Ginot).

Ce travail de thèse se focalise sur l'analyse isotopique des 70 premiers mètres de la carotte longue CL122 (122m) extraite en avril 2007. Les résultats et les interprétations sont présentés dans le chapitre 6.

4. Etude de la variabilité climatique et isotopique récente dans les zones d'étude

Nous allons décrire plus en détail les principales caractéristiques climatiques et isotopiques des régions étudiées.

4.1. Variabilité climatique dans la région du Coropuna, Sud du Pérou

4.1.1. Climatologie générale de la zone

Le Pérou s'étend le long de la côte Pacifique entre 0,7°S et 18°S. Les principaux types de climat sont : aride sur la côte Pacifique, tropical de montagne au centre et tropical humide à l'Est, côté amazonien. Sur la zone côtière on peut distinguer deux zones climatiques différentes, au Nord (climat subaride) et au Sud (climat hyperaride) (Rome-Gaspaldy et Ronchail, 1998). Dans les Andes le maximum de précipitations se produit entre décembre et avril alors qu'en Amazonie la saison des pluies est plus longue (entre septembre et avril) avec un maximum en mars-avril au Nord et entre décembre et février au Sud (Rome-Gaspaldy et Ronchail, 1998).

Les conditions climatiques sont très sèches et stables dans la partie côtière au Sud du Pérou en relation avec la position de l'anticyclone situé au dessus de l'océan Pacifique Est subtropical. Malgré la proximité de l'Océan Pacifique, la principale source d'humidité pour la Cordillère et l'Altiplano vient de l'Océan Atlantique tropical et subtropical. Le transport de l'air froid et humide au dessus du Pacifique vers le continent est bloqué par une zone d'inversion de température (à environ 900hPa) maintenue par des eaux froides et une forte subsidence dans la partie sud-est du Pacifique ; ces masses d'air ne contribuent pas à l'apport d'humidité sur la côte Pacifique (Garreaud, 2000b; Garreaud et al., 2008). L'humidité est donc transportée par des vents nord-est au dessus de l'Amazonie où elle est recyclée en partie après précipitation par évapotranspiration des forêts tropicales ou évaporation directe. Dans les Andes Centrales la saisonnalité des précipitations est très marquée sachant qu'entre 50 et 80% des précipitations ont lieu pendant l'été austral entre Décembre et Mars (Garreaud, 1999b).

Au cours de l'été austral la forte radiation solaire enregistrée réchauffe le sol de manière importante et permet ainsi la mise en place de conditions favorables au développement dans les couches atmosphériques d'une convection intense, qui se matérialisera uniquement s'il

existe des conditions d'humidité suffisantes dans les couches les plus proches de la surface. La valeur seuil qui doit être dépassée pour activer la convection profonde est de 5g/kg (Garreaud et al., 2003). Les précipitations ne sont généralement pas continues et se produisent sur des périodes d'une semaine entrecoupées de périodes sèches de même durée (Vuille et al., 2000). L'apport zonal de l'humidité est contrôlé par les changements de position et d'intensité du Bolivian High. Bien qu'il n'y ait pas de transport d'humidité à haute altitude (200hPa), les vents d'Est de haute altitude entraînent les vents de la basse atmosphère et influent sur l'humidité transportée vers l'Altiplano près de la surface (Garreaud, 1999b). Un fort lien entre la Bolivian High et les anomalies de précipitations sur l'Altiplano a été mis en évidence (Lenters et Cook, 1999) : pendant les périodes de précipitations le Bolivian High se renforce et se déplace vers le sud conduisant à une augmentation des vents d'est et un apport en humidité de l'intérieur du continent vers l'Altiplano ; au contraire pendant les périodes sèches le Bolivian High faiblit et se déplace plus au nord entraînant une dominance des vents d'ouest et un apport d'humidité bloqué sur la pente Est des Andes Orientales (**Figure 4-1**) (Vuille, 1999).

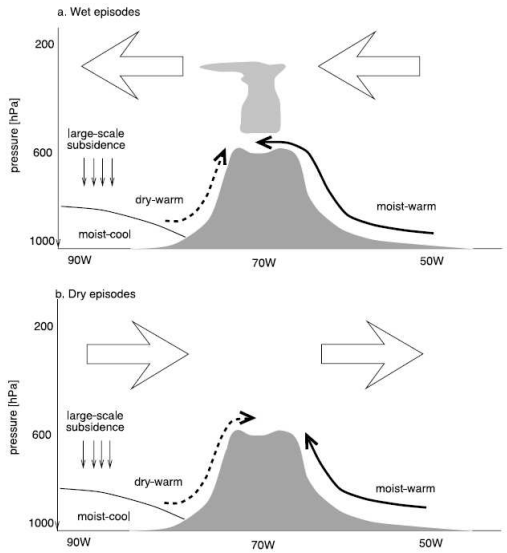


Figure 4-1 : Représentation schématique de la circulation atmosphérique sur une section Ouest-Est des Andes Centrales pendant les épisodes a) pluvieux et b) secs (Garreaud et al., 2003).

Pendant l'hiver (JJA) les vents d'ouest sont dominants et les masses d'air de basse altitude ne passent pas les Andes. C'est la période sèche dans les Andes Centrales et l'Altiplano. On note cependant des évènements pluvieux et neigeux ponctuels qui peuvent

être intenses et qui sont produits par les fronts froids originaires de la région du Pacifique Sud oriental.

La variabilité climatique interannuelle au Pérou et dans les Andes Centrales est principalement reliée au mode ENSO associé aux variations de températures de surface (SST) de l'Océan Pacifique tropical. Comme pour les variations saisonnières c'est le vent de haute altitude qui influe sur les précipitations et fait le lien entre le forçage océanique (anomalies de SST dans le Pacifique) et le climat des Andes Centrales (Garreaud et Aceituno, 2001). Les évènements ENSO modifient la température tropicale troposphérique au dessus de l'Amérique du Sud et de l'Océan Pacifique Est. Les variations méridiennes de température de la troposphère entre les latitudes tropicales et subtropicales vont générer une instabilité barocline qui modifie le vent zonal de haute altitude (Garreaud et Aceituno, 2001).

La variabilité des précipitations pendant les évènements ENSO est différente au nord et au sud du Pérou ainsi qu'à l'est et à l'ouest de l'altiplano (Tapley et Waylen, 1990; Garreaud et al., 2003). Dans la partie nord-ouest du Pérou l'impact d'ENSO est très fort. Cette région aride peut connaître d'importantes précipitations associées à des SST élevées proches de la côte durant les évènements El Niño. Par exemple une étude dans la région de Piura a mis en évidence des précipitations jusqu'à 30 fois supérieures à la moyenne (1800mm au lieu de 60mm à Piura) lors du El Niño fort de 1997-1998 (Takahashi, 2004). Au sud du Pérou par contre les évènements El Niño (La Niña) sont généralement associés à des diminutions (augmentations) de précipitations. Mais ces conditions peuvent parfois être inverses, ce qui indique que la relation n'est pas évidente dans les Andes Centrales. En effet la zone d'anomalies des vents zonaux peut être décalée plus au sud par rapport aux Andes Centrales comme pour les évènements El Niño de 1972-1973 et La Niña 1988-1989 (Garreaud et Aceituno, 2001) produisant des conditions normales ou inverses pour ces types de périodes. Sur l'Altiplano l'influence des évènements ENSO est plus marquée dans la partie Ouest que dans la partie Est. En effet l'humidité venant de l'est, la partie Ouest de l'altiplano est sensible à des anomalies de vents d'ouest induites par l'ENSO alors que la partie Est située en amont de la circulation des masses d'air reçoit toujours des précipitations (Garreaud et al., 2003). Les conditions océaniques et atmosphériques dans le bassin Pacifique jouent un rôle majeur dans la variabilité climatique des Andes Centrales et du Sud du Pérou. En revanche, bien que la source principale d'humidité pour les Andes Centrales soit l'Océan Atlantique tropical, les SST dans cette partie de l'océan ne semblent pas influencer les précipitations sur l'Altiplano et les Andes (Vuille et al., 2000).

4.1.2. Stations météorologiques au sol

Un réseau de stations météorologique et hydrologique gérées par le SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorologia e Hidrologia) a été installé autour du Coropuna dans les années 1960. Dans un périmètre de 60km, 11 stations enregistrent les précipitations et les températures, 3 seulement les précipitations et 1 le débit d'une rivière (**Figure 4-2**). Les stations sont situées entre 650m et 4270m d'altitude et réparties autour du Coropuna, entre la côte Pacifique et les Andes Occidentales. L'étude de la variabilité pluviométrique sur la zone est basée sur les chroniques de 8 stations dont les enregistrements sont continus sur au moins 20 ans : Aplao (1971-2003), Ayo 1956-1968), Chichas (1972-2003), Yanaquiha (1973-1997), Salamanca (1972-2003), Andagua (1968-2003), Orcopampa (1965-2003) et Arma (1964-1986). L'étude de la variabilité de la température est basée sur les séries des stations Pampacolca (1971-1982 ; 1989 ; 2001-2003), Chuquibamba (1972-1981 ; 1990 ; 1996-2003) et Aplao (1971-2003). Nous avons analysé ces observations afin de mettre en évidence la variabilité climatique des dernières décennies.

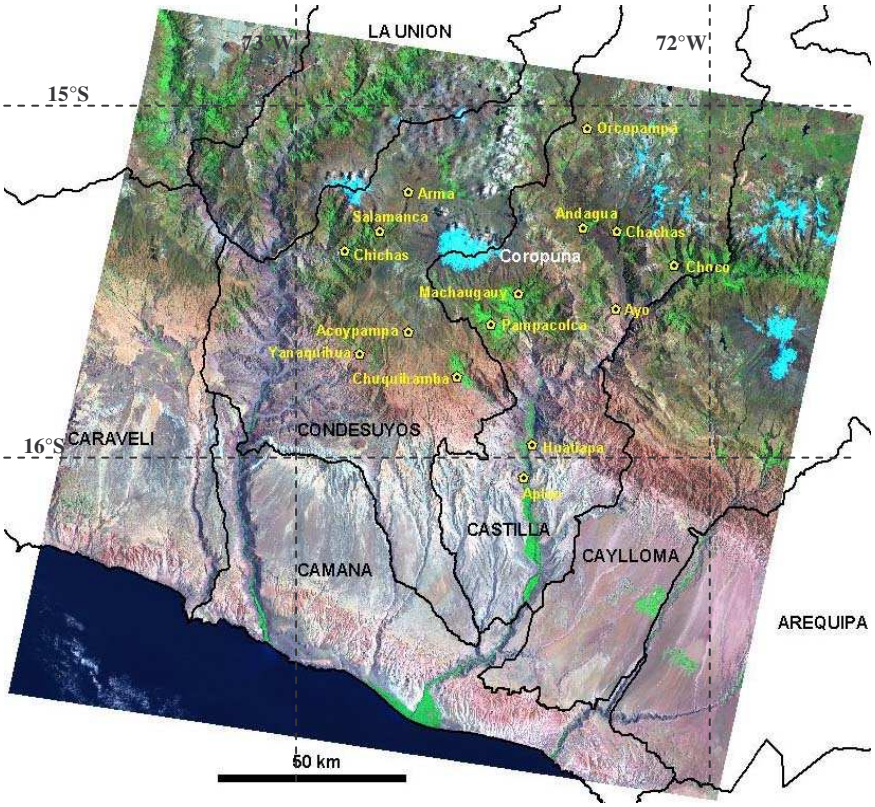


Figure 4-2: Localisation des stations météorologiques autour du Coropuna (Carte adaptée de Silverio, 2005).

- Précipitations

Les précipitations aux différentes stations suivent le régime des Andes Centrales avec 80 à 90% des précipitations annuelles tombant entre Décembre et Mars (**Figure 4-3**). Pendant la saison sèche (de Juin à Septembre) les précipitations mensuelles sont en moyenne inférieures à 10mm avec un minimum proche de 0 en Juin et Juillet. Par contre ce comportement diffère à la station Aplao située en zone côtière (climat aride) où les précipitations sont quasi-nulles toute l'année. La saisonnalité étant très marquée dans les stations d'altitude on peut supposer que les faibles précipitations de la saison sèche ne sont pas représentées dans l'enregistrement glaciaire au sommet du Coropuna comme c'est la cas au sommet du Sajama en Bolivie (Hardy et al., 2003).

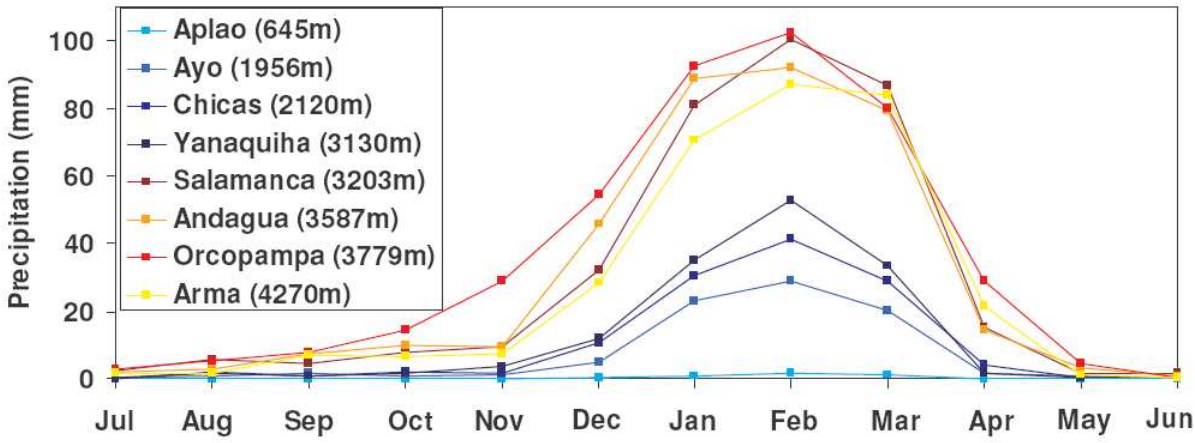


Figure 4-3: Précipitations moyennes mensuelles des stations météorologiques proches du Coropuna. Les altitudes de chaque station sont indiquées.

La climatologie met en évidence 3 zones en fonction d'un gradient de précipitations très marqué. La première zone, la plus aride, est identifiée avec la station Aplao, située plus bas en altitude et plus proche de l'Océan Pacifique, dans la région aride côtière. Plus en altitude les précipitations augmentent et les 2 autres zones sont identifiées par les stations Ayo, Chichas et Yanaquiha (zone au sud du Coropuna) avec des précipitations plus faibles qu'à Salamanca, Andagua, Orcopampa et Arma (zone au nord du Coropuna). Les stations au Sud du Coropuna sont situées en aval des masses d'air arrivant de l'Est. Dans la zone Nord les stations sont situées plus haut en altitude et plus en amont des arrivées des masses d'air. Il existe donc un gradient double, géographique et altitudinal pour les précipitations.

On peut essayer d'estimer de façon grossière la valeur de la précipitation moyenne annuelle au niveau du col du Coropuna (6080m, site du carottage) en tenant compte du gradient altitudinal et en supposant qu'il est constant jusqu'au sommet. Le calcul du gradient

pour 7 stations (sans Aplao où le régime des précipitations est différent) donne en première approximation un gradient de 13mm/100m. La différence d'altitude entre la station la plus haute (Arma : 4270m) et le col du Coropuna (6100m) est d'environ 1800m. On peut donc estimer des précipitations d'environ 550 $mm.an^{-1}$ au col du Coropuna. Cette estimation n'est bien sûr qu'indicative et ne reflète sûrement pas l'accumulation nette de la neige au col du Coropuna qui peut être soumise aux phénomènes de fonte, de sublimation et d'ablation par le vent.

Nous avons analysé des rétrotrajectoires à partir du site du Coropuna afin de mettre en évidence l'origine de masses d'air. Elles sont calculées par le modèle Hysplit (http://www.arl.noaa.gov/ready.html) avec comme données d'entrée les réanalyses NCEP/NCAR. Les rétrotrajectoires ont été calculées à 5 jours et réalisées à 1000m AGL (Above Ground Level), 5000m AGL et 10000m AGL de façon à détecter les masses d'air à des altitudes proches de la surface, du sommet du Coropuna et en haute troposphère. Nous présentons ici un exemple de rétrotrajectoires (**Figure 4-4**) pendant la saison humide (1er février 2002) sur lequel on peut observer la prédominance des masses d'air Nord-Est et Est venant du bassin amazonien aux altitudes du site du Coropuna. Ce résultat est conforme aux caractéristiques de la circulation atmosphérique dans cette région.

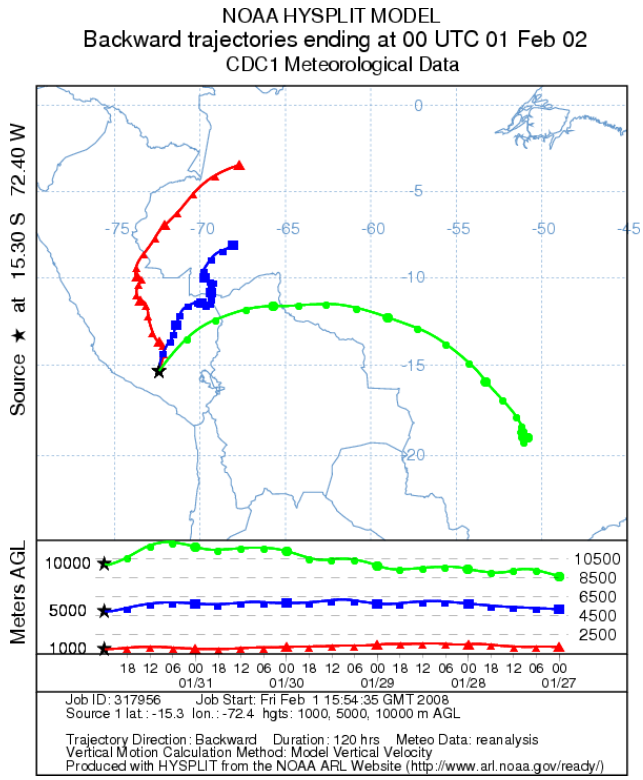


Figure 4-4: Exemple de rétrotrajectoires à 5 jours calculées par le modèle Hysplit à partir de la région du Coropuna.

Les variations interannuelles peuvent être très importantes (**Figure 4-5**). Elles sont associées à des variations de précipitations aussi bien pendant la saison humide que durant la saison sèche.

Les précipitations au Sud du Pérou peuvent être affectées par le mode ENSO. On observe une tendance à la diminution pendant la plupart des évènements El Niño. Les évènements de 1982-1983 et 1992 sont marqués par une baisse conséquente des précipitations (**Figure 4-5**). L'évènement ENSO-El Niño majeur de 1997-1998 n'est en revanche pas marqué dans les précipitations avec, suivant les stations, des baisses ou des augmentations modérées. L'évènement de 1972-1973 est par contre marqué par une augmentation générale des précipitations en concordance avec les résultats de Garreaud et Aceituno (2001). Pendant les évènements La Niña aucune tendance ne se dégage.

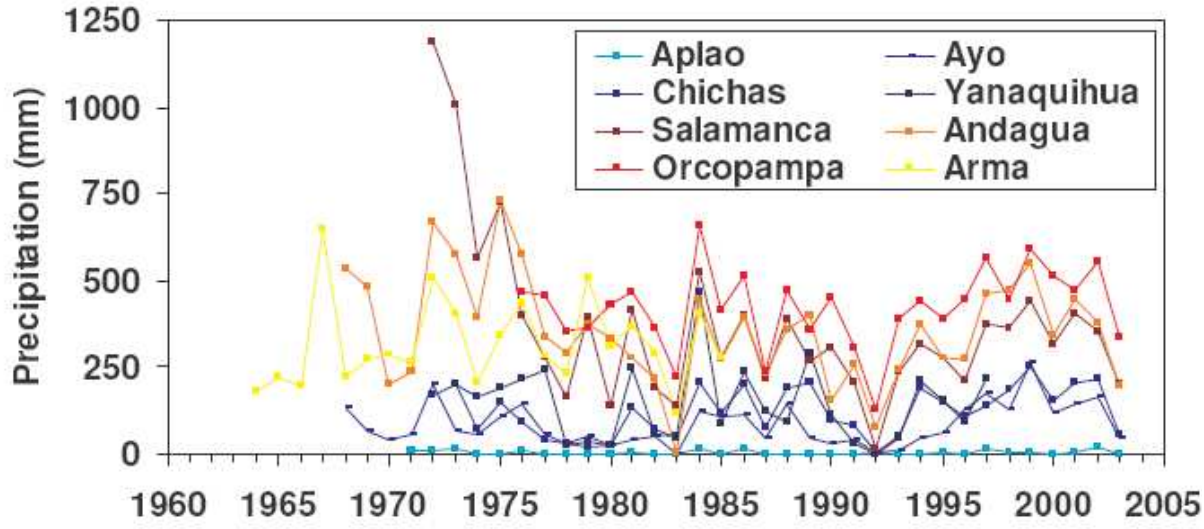


Figure 4-5: Précipitations annuelles pour les stations proches du Coropuna.

- Températures

Les variations saisonnières de température dans les Andes sont faibles (**Figure 4-6**). Pour les stations Pampacolca (2950m ; 1971 -2003) et Chuquibamba (2880m ; 1972-2003) les variations saisonnières sont inférieures à 1°C. Par contre pour la station Aplao (645m) située sur la côte les variations saisonnières sont de l'ordre de 8°C. Les températures de réanalyse au niveau du sommet du Coropuna (500mb) donnent une amplitude saisonnière de 2°C proche de celle observée par les stations andines.

L'enregistrement entre 1971 et 2003 n'est continu qu'à la station Aplao (**Figure 4-6**). Avec les moyennes annuelles on observe sur la période une tendance à l'augmentation des

températures de 0,4°C/10ans. Pour les 2 autres stations le manque de données est trop important pour estimer une tendance.

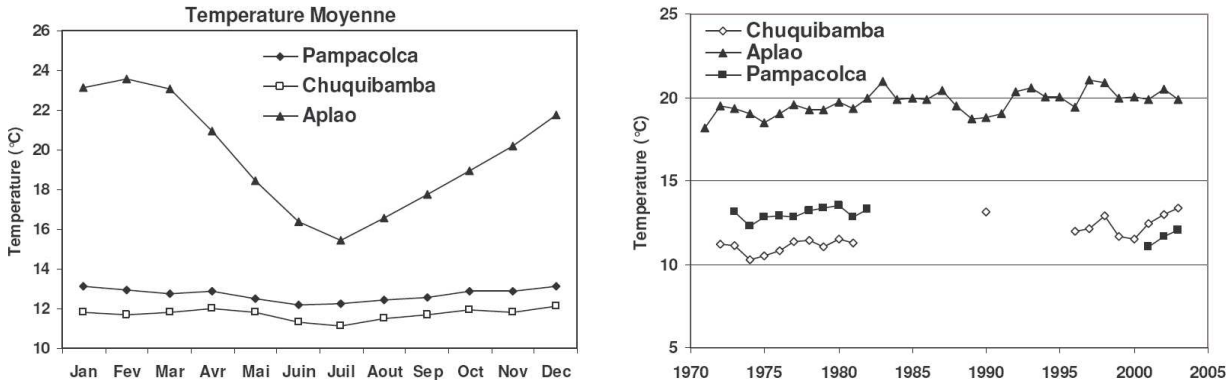
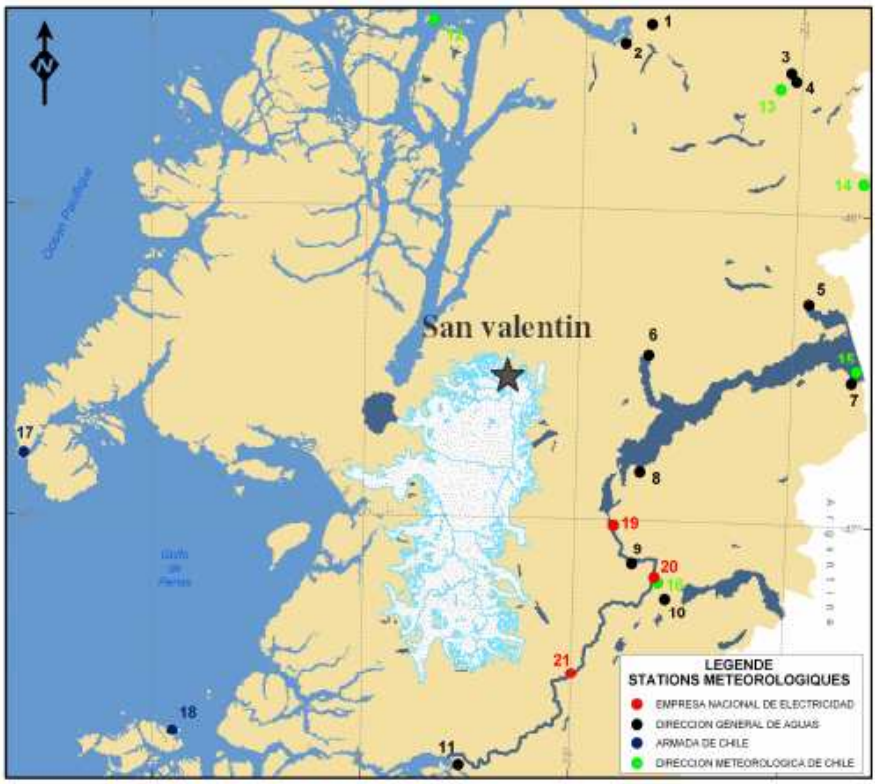


Figure 4-6: Températures moyennes mensuelles et annuelles pour les stations proches du Coropuna

4.2. Variabilité climatique dans la région du San Valentin, Patagonie Chilienne

4.2.1. Série de données

Un réseau de 21 stations météorologiques de basse altitude (**Figure 4-7**) est situé dans la région du Champ de Glace Nord (CGN) et contrôlé par quatre institutions chiliennes : la *Dirección General de Aguas*, la *Dirección Meteorológica de Chile*, la *Empresa Nacional de Electricidad* et la *Armada de Chile*. Ces données ont été analysées dans le cadre de la thèse de Paulina Lopez (2007) portant sur l'impact de la variabilité climatique sur la cryosphère du CGN et notre étude est basée sur ses conclusions ainsi que sur des analyses complémentaires que nous avons effectuées. L'étude de P. Lopez a reposé sur 7 stations dont les séries de données (température et précipitation) sont les plus complètes : Coyhaique Teniente Vidal, Puerto Aysen, Chile Chico, Balmaceda, los Nadis, Cochrane et Cabo Raper. Pour la station Cabo Raper elle n'a utilisé que les données de précipitation entre 1935 et 1970 à cause d'une rupture dans les données constatée en 1973. Il est à noter que les données n'ont pas été homogénéisées et que les interprétations faites doivent être considérées avec précaution. Une analyse complète des ruptures, de la significativité des tendances ainsi qu'une homogénéisation des données, menées par P. Lopez, est actuellement en cours. Les données de réanalyse seront dans notre étude utilisées en complément pour les études régionales et locales (maille centrée sur 47,5°S, 72.5W) en sachant que les données de températures de réanalyse ne sont considérées valables qu'à partir de 1970 dans cette région (Lopez, 2007).



	N°	STATION¹	PRECIPITATION	TEMPERATURE
DIRECCION GENERAL DE AGUAS (DGA)	1	Puerto Aysén - 22 m	1931 - 2007	1993 - 2007
	2	Puerto Chacabuco - 50 m	1965 - 2007	
	3	Coyhaique CONAF - 340 m	2002 - 2007	2002 - 2007
	4	Cyhaique E. A. - 343 m	1984 - 2007	1981 - 2007
	5	Puerto Ibanez - 217 m	1962 - 2007	1994 - 2007
	6	Bahia Murta - 225 m	1993 - 2007	1998 - 2007
	7	Chile Chico - 228 m	1963 - 2007	1994 - 2007
	8	Puerto Guadal - 225 m	1993 - 2007	1993 - 2007
	9	Angostura, Chacabuco - 160 m	2003 - 2007	2003 - 2007
	10	Cochrane - 180 m	2004 - 2007	2006 - 2007
	11	Colcta Tortel - 11 m	2003 - 2007	
DIRECCION METEOROLOGICA DE CHILE (DMC)	12	Puerto Aysén - 11 m	1961 - 2004	1961 - 1994
	13	Coyhaique Teniente Vidal - 310 m	1961 - 2004	1961 - 2006
	14	Balmaceda - 520 m	1961 - 2004	1963 - 2006
	15	Chile Chico - 327 m	1961 - 2004	1965 - 2000
	16	Cochrane - 182 m	1969 - 2004	1969 - 2000
ARMADA DE CHILE	17	Cabo Raper - 46 m	1914 - 1983	1928 - 1988
	18	San Pedro	1933 - 1981	1932 - 1988
EMPRESA NACIONAL DE ELECTRICIDAD (ENDESA)	19	Puerto Bertrand - 200 m	1961 - 1991	
	20	El Balseo - 150 m	1961 - 2003	1977 - 1995
	21	Los Nadis - 45 m	1975 - 2002	

¹ Mesures d'altitude au-dessus du niveau de la mer

Figure 4-7: Localisation des stations météorologiques dans la région du San Valentin situé dans le Champ de Glace Nord (figure adaptée de Lopez, 2007).

4.2.2. Météorologie en Patagonie Chilienne

La Patagonie chilienne se situe sur la façade pacifique de l'Amérique du Sud entre 45°S et 55°S. La région est sous l'influence de la ceinture des vents d'Ouest (les Westerlies) qui sont dominants toute l'année. Sur la côte patagonienne, une étude de données de réanalyse sur les évènement pluvieux de l'année 2004 a montré que les jours de pluie sont associés majoritairement à des Westerlies et rarement à des flux d'Est (Smith et Evans, 2007). Les

masses d'air d'origine du secteur S-SO à N-NO représentent 60% du sens de la circulation atmosphérique les jours de pluie (dont 24% de direction Ouest). Les vents sont plus faibles en hiver (principalement de direction SO) relativement à l'été où ils se renforcent avec une direction majoritairement N-NO (Carrasco et al., 2002). Schneider et al. (2003) retrouvent la même configuration des directions de vents aux latitudes 52-53°S avec les vents d'Ouest (du NO au SO) qui représentent 80% du sens de circulation. Ce régime de circulation atmosphérique d'ouest a comme conséquence la genèse sur la zone d'étude d'un couvert nuageux durant toute l'année potentiellement précipitant. Les stations San Pedro (47°43''S, 74°55'W) et Faro Evangelistas (52°24'S, 75°36'W) comptabilisent autour de 80% de journées nuageuses et environ 300 jours de pluie en moyenne par an (Carrasco et al., 2002).

Au sommet du San Valentin des vents violents sont présents toute l'année et peuvent éroder et/ou redistribuer la neige de surface. Les réanalyses du vent zonal à 600mb (altitude du sommet) montrent que les moyennes mensuelles sont comprises entre 50 et 75km/h avec des vents plus faibles en hiver (**Figure 4-8**). Nous verrons quel peut être l'influence du vent sur l'enregistrement isotopique de la carotte de glace du San valentin.

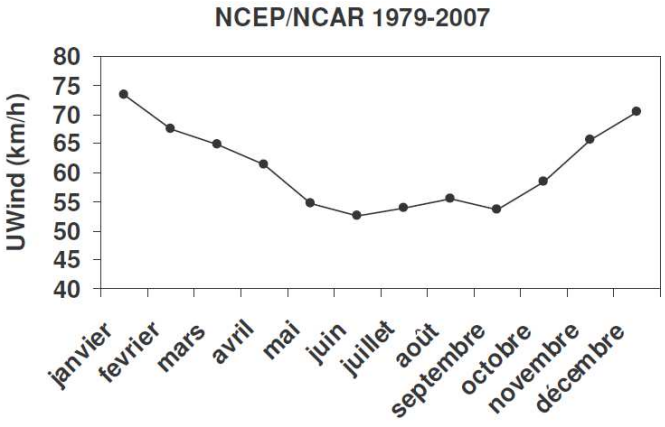


Figure 4-8: Moyennes mensuelles des réanalyses, centrées sur 47,5S et 72,5W, du vent zonal à 600mb entre 1979 et 2007.

Il existe un gradient Est-Ouest de précipitation généré par la Cordillère des Andes dans la région patagonienne. L'effet topographique est très marqué provoquant une asymétrie pluviométrique entre les parties Ouest et Est des Andes. Les masses d'air provenant du côté pacifique (voir l'exemple de rétrotrajectoire à 4 jours sur la **Figure 4-9**) se déchargent sur la côte Ouest et les premiers reliefs andins entraînant de fortes précipitations annuelles supérieures à 2000mm.an^{-1} (système frontal et précipitations orographiques). Au contraire

dans la partie Est des Andes les conditions sont très sèches (<500mm.an^{-1}) dues à une forte subsidence (Garreaud et al., 2008). A partir d'un gradient altitudinal mesuré entre 400 et 1000m d'altitude sur le glacier San Rafael (sur le bord Ouest du CGN), une estimation donne des précipitations annuelles proches de 10 000 mm/an au centre du CGN situé entre 1500 et 2000m d'altitude et des précipitations deux fois moins importantes sur le bord Est du CGN (Fujiyoshi et al., 1987). Plus au Sud (52-53°S) les données de stations météorologiques montrent également des précipitations maximales sur le relief andin (Schneider et al., 2003). Il n'existe pas de séries météorologiques dans le CGN, donc l'étude des paramètres climatiques locaux se fera à partir des stations météorologiques se trouvant à des altitudes plus basses et décrites plus haut. A partir des observations des images satellites MODIS entre 2000 et 2008, un travail préliminaire a montré que la couverture nuageuse au sommet du San Valentin est identique à celle de la région du Champ de Glace Nord (C. Reutenaeur, com. pers.), et ainsi on peut supposer que le régime de précipitations au sommet est similaire à celui étudié plus bas en altitude.

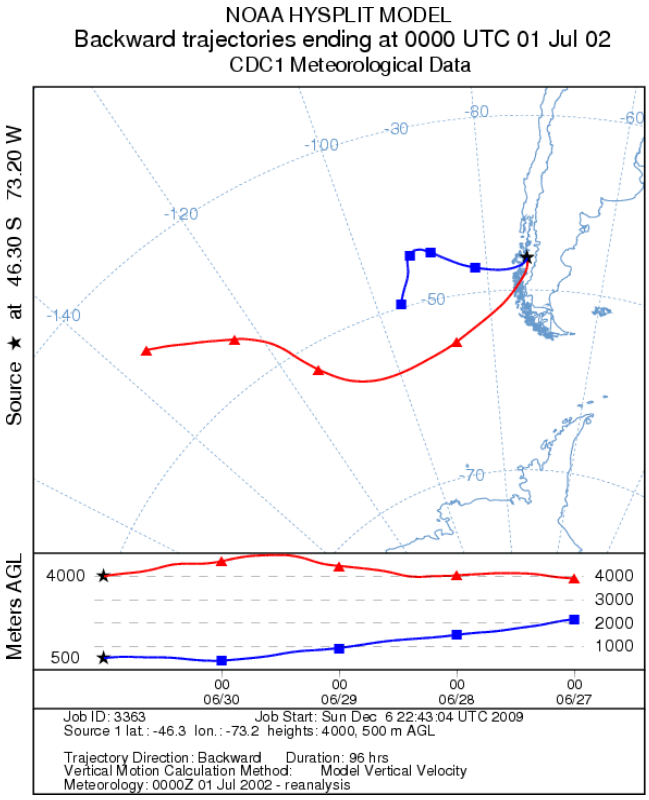


Figure 4-9: Exemple de rétrotrajectoires à 4 jours à partir du site du San Valentin.

Nous allons maintenant présenter les données des stations météorologiques proches du San Valentin analysées par P. Lopez. Le gradient Ouest-Est dans les précipitations est bien

marqué. La zone Ouest reçoit une quantité importante de précipitation avec une moyenne annuelle de 1774 mm à la station Cabo Raper alors qu'à l'Est de la cordillère les précipitations diminuent fortement avec par exemple une précipitation moyenne annuelle de 700 mm à Cochrane (Lopez, 2007).

Les variations saisonnières de précipitation sont plus marquées à l'Est du CGN qu'à l'Ouest (**Figure 4-10**). Pour la station Cabo Raper les précipitations sont assez homogènes toute l'année alors qu'à l'Est les précipitations atteignent un maximum durant l'hiver (Mai à Août) et un minimum durant l'été (Novembre à Février). Les variations saisonnières de température sont d'environ 5°C à l'Ouest et de 12°C à l'Est du CGN; le climat maritime de l'Ouest donne des températures plus douces avec un minimum de 6°C à la station Cabo Raper qu'à l'Est où prédomine un climat continental avec des températures minimales proches de 0°C (Lopez, 2007). Les données de réanalyse (non montrées), sur la période recouverte par les séries de données, montrent une variation saisonnière de 8°C à 1000mb (surface) et de 6,8°C à 600mb (altitude proche du sommet du San Valentin).

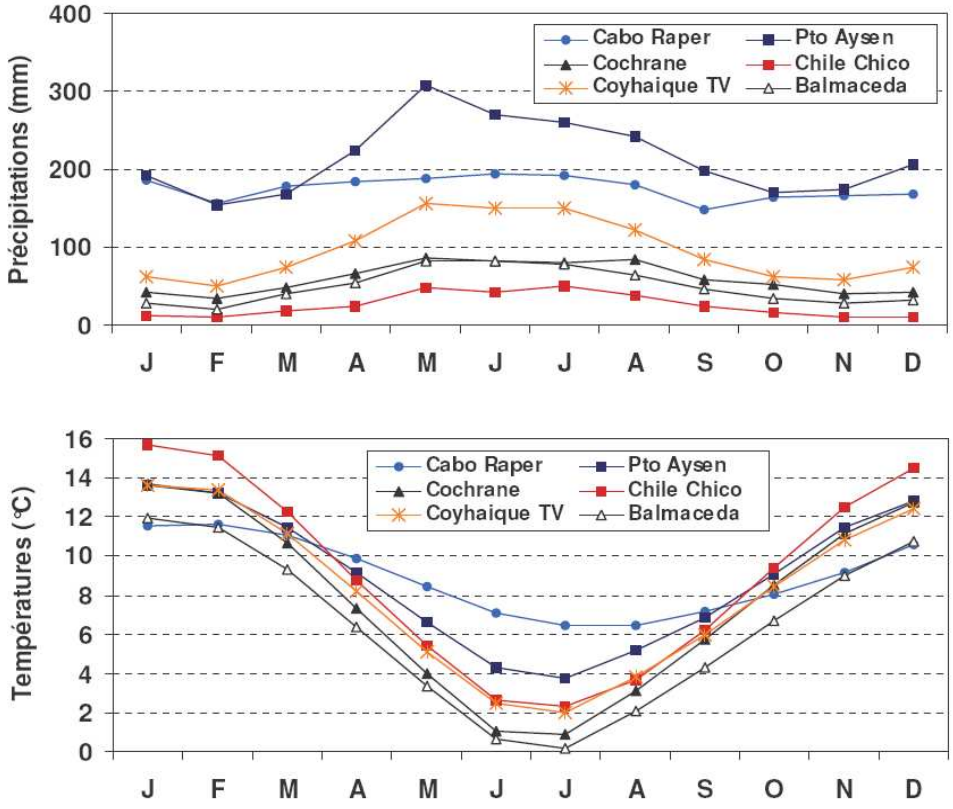


Figure 4-10: Climatologies mensuelles des précipitations et des températures pour 6 stations météorologiques proches du CGN. Seule Cabo Raper est située à l'ouest du CGN sur la côte Pacifique.

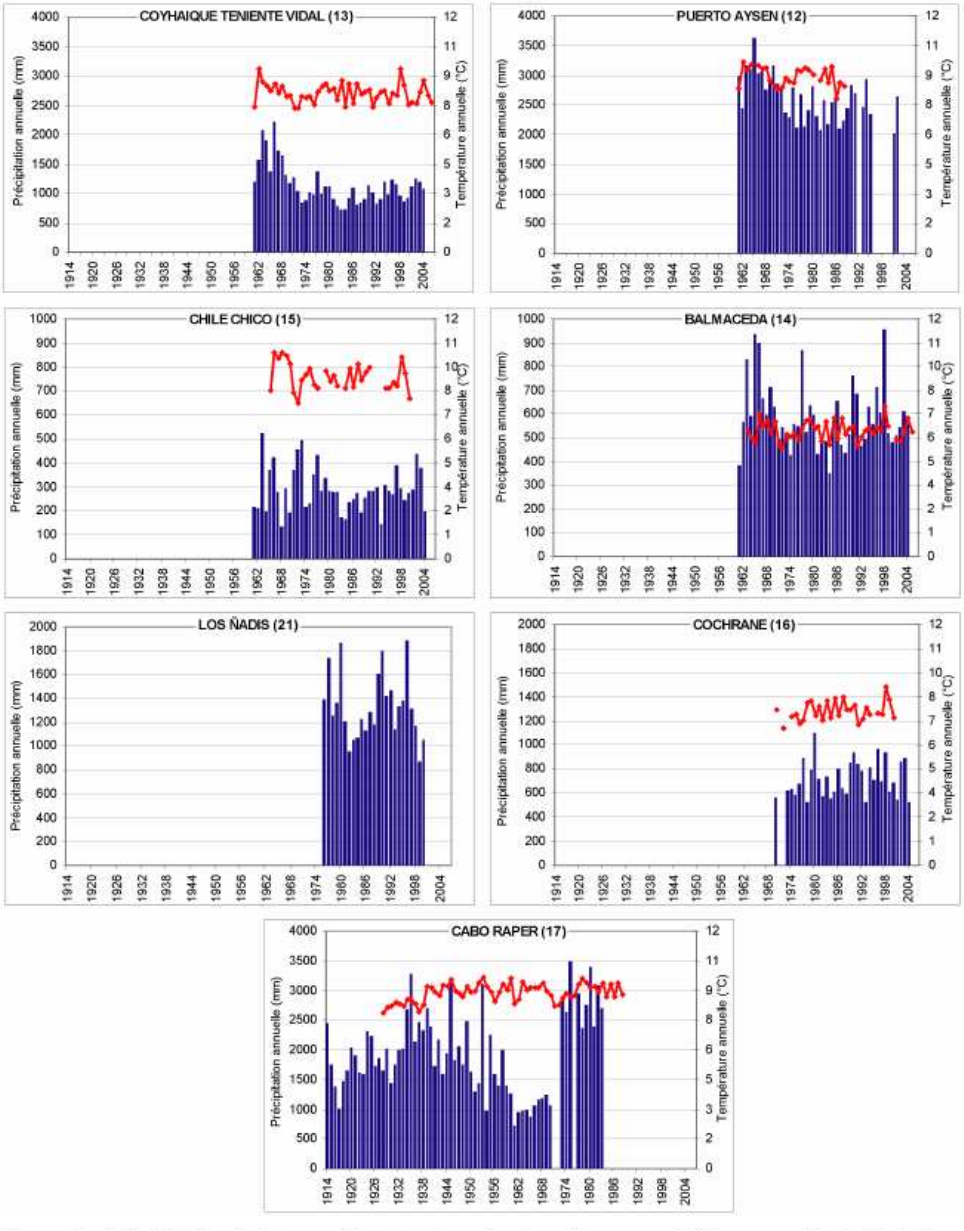


Figure 4-11: Variations interannuelles de précipitations et de températures pour 6 stations proches du CGN (Lopez, 2007)

Les variations interannuelles de précipitations peuvent être très importantes (**Figure 4-11**). En moyenne les variations sont comprises entre ±14% et ±30% par rapport à la moyenne des précipitations annuelles de chaque station. Mais il peut se produire des variations exceptionnelles supérieures à ±100% de la précipitation moyenne annuelle comme en 1962 et 1963 à Chile Chico par exemple. Ces fortes variations interannuelles devront être prises en compte lorsque l'on calculera l'accumulation nette au sommet du San Valentin à partir de la datation des cycles isotopiques : bien qu'exceptionnelles on pourra retrouver de fortes variations d'accumulation (en considérant des conditions de dépôt identique sur la

période étudiée). Les moyennes annuelles de température sont assez homogènes pour toutes les stations, comprises entre 8 et 9°C sauf pour Balmaceda (située un peu plus en altitude) avec une moyenne de 6°C. Les variations interannuelles sont au maximum de ±20% par rapport à la moyenne annuelle de chaque station soit inférieure à 2°C.

4.2.3. Les tendances sur le dernier siècle

L'analyse des tendances climatiques sur les dernières décennies permet de mettre en évidence les variations de température et de précipitation. Ces tendances peuvent être enregistrées dans la carotte de glace du San Valentin et doivent être étudiées à partir des observations. En Patagonie chilienne et argentine plusieurs études ont porté sur les variations de températures au cours des dernières décennies. Les données proviennent de stations météorologiques ou du proxy «cernes des arbres».

Récemment, Carrasco et al. (2008) ont réalisé une étude à grande échelle en analysant les données de stations au sol et de radiosondages de la partie nord du Chili jusqu'à la région australe. Sur la période 1961-2006, 3 zones de tendance (**Figure 4-12**) peuvent être définies à partir des stations météorologiques au sol : un réchauffement général au Nord de 40°S (entre 0,06 et 0,35°C/10ans en été ; entre 0,12 et 0,38°C/10ans en hiver) ; un refroidissement entre 40 et 47°S (0,04 à 0,1°C/10ans) ; un faible réchauffement au Sud de 47°S. Par contre sur la période 1977-2006, il semble que la plupart des stations montrent un refroidissement ou un réchauffement très faible dont les tendances ne sont pas significatives. Falvey et Garreaud (2009) ont également étudié les températures sur la côte Ouest du Chili entre 1979 et 2006. Entre 17°S et 37°S les stations montrent un refroidissement (-0,2°C/10ans) sur la côte et un réchauffement (+0,25°C/10ans) sur la partie Ouest des Andes et cette opposition est cohérente avec les tendances différentes observées par les radiosondes dans l'atmosphère, suivant l'altitude. Selon les auteurs, le refroidissement sur la côte serait lié à une baisse des températures de surface de l'Océan Pacifique le long de la côte chilienne qui rafraîchit la basse atmosphère. Entre 38°S et 48°S en revanche ils ne constatent aucune tendance significative.

Plus localement par rapport à notre site, une étude sur 15 stations dans la partie Ouest de la Patagonie entre Puerto Montt (41,4°S, 73,1°W) et Ushuaia (54,8°S, 68,3°W) a mis en évidence des disparités en fonction de la latitude et de l'altitude (Rosenblüth et al., 1995). Entre 41 et 42°S, l'étude a montré un refroidissement significatif en surface (1,4°C entre 1953

et 1974) et un réchauffement dans la troposphère au dessus de 2000m (0,04°C.an^{-1}). Entre 43 et 45°S les auteurs ne constatent pas de changement significatif de la température alors qu'entre 46 et 55°S ils ont observé un réchauffement significatif de 0,003 à 0,03°C.an^{-1} en surface. En Argentine la différence Nord/Sud semble être confirmée du côté atlantique: une tendance significative au réchauffement est observée au sud alors que plus au nord (au nord de 48°S) il n'y a pas de tendance significative au changement de température durant le 20ème siècle (Ibarzabal et al., 1996). Rasmussen et al. (2007) ont également étudié les changements de température de la troposphère dans les champs de glace patagoniens entre 1960 et 1999 à partir des données de radiosondages et de réanalyses et ils observent une augmentation de 0,5°C sur 40 ans à 850hPa à la latitude 50°S confirmant le résultat de Rosenblüth et al. (1995).

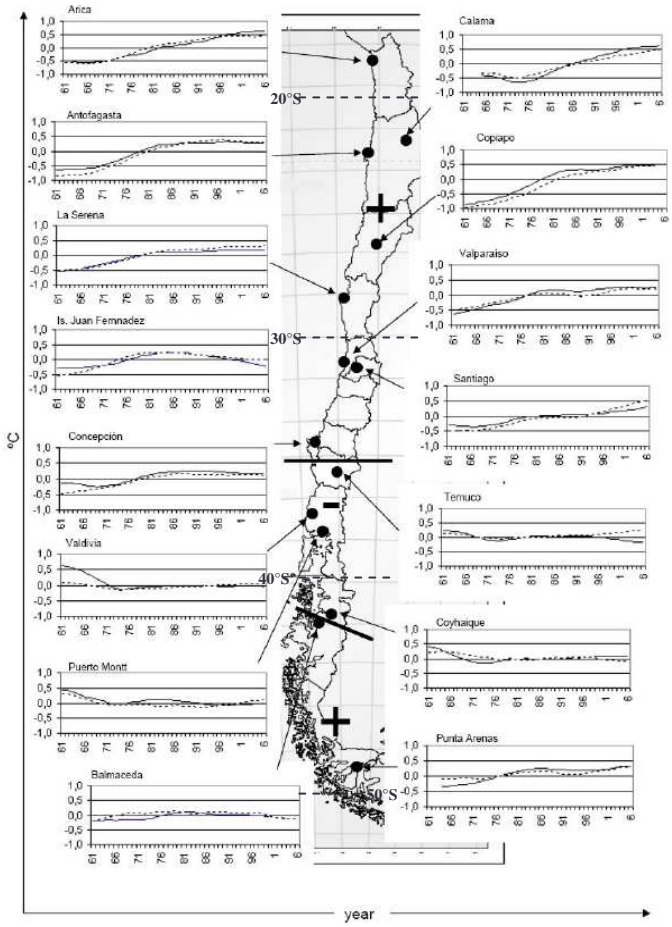


Figure 4-12: Anomalies des moyennes saisonnières des températures minimum de surface enregistrées dans les stations météorologiques du Chili en été (trait continu) et en hiver (trait discontinu). Les signes - et + représentent respectivement un refroidissement et un réchauffement sur la période 1961-2006 (adaptée de Carrasco et al., 2008).

Villalba et al. (2003) ont étudié les changements de températures à partir des données de stations météorologiques sur le dernier siècle et les variations de températures reconstruites sur les 400 dernières années à partir des cernes des arbres dans les Andes Patagoniennes Nord et Sud. Ils ont constaté que le dernier siècle (1900-1990) est la période la plus chaude des 400 dernières années (de +0,53 à +0,86°C par rapport à la moyenne entre 1640 et 1899). A partir des données reconstruites le réchauffement le plus abrupt est observé entre 1850 et 1930. Entre 1930 et 1990 la partie Nord est caractérisée par une tendance négative avec une période de refroidissement marquée entre 1950 et 1970. Dans la région Sud la tendance est significativement positive après un refroidissement modéré entre 1930 et 1960. La saison la plus affectée par ces anomalies est l'été contrairement à l'Hémisphère Nord.

Les stations météorologiques proches du San Valentin montrent un faible refroidissement entre 1961 et 1975 alors qu'entre 1975 et 2004 aucune tendance ne se dégage pour la majorité des stations (**Tableau 4-1**). Pour les températures de réanalyses (non montrées) on n'observe aucune tendance entre 1970 et 2004 à 1000 mb alors qu'à 600 mb il y a un réchauffement de 0,17°C par décennie. Les études de la significativité des tendances est un travail en cours mené par P. Lopez et les résultats ne sont pas encore disponibles.

La variation temporelle des températures au Chili semble loin d'être déterminée avec précision. Les différentes études sur des stations et des périodes souvent différentes peuvent se contredire. Il est difficile à partir de ces données d'estimer une tendance à court ou moyen terme pour la température dans la région du San Valentin qui de plus semble être à la frontière de deux régions ayant des comportements opposés. Toutes les fluctuations sont à interpréter avec précaution car en raison d'une période d'observations trop courte et des fortes variations interannuelles enregistrées, seules quelques stations montrent un changement de température statistiquement significatif (Falvey et Garreaud, 2009).

	P (mm/an)			T (°C/an)		
Périodes	1961-2004	1961-1975	1975-2004	1961-2004	1961-1975	1975-2004
Coyhaique	-13,9	-63,5	3,8	0,00	-0,06	0,00
Balmaceda	-1,7	-11,8	1,2	0,00	-0,03	0,00
Pto Aysen	-17,7	-35,1	1,5	-0,02	-0,05	-0,05
Chile Chico	-0,6	2,0	0,6	-0,02	-0,08	0,00
Cochrane	X	X	0,8	X	X	0,01

Tableau 4-1:Tendances des précipitations et des températures pour les périodes 1961-2004, 1961-1975 et 1975-2004 pour les stations météorologiques proches du San Valentin.

Pour les précipitations, les séries des stations proches du San Valentin montrent une faible tendance à la diminution sur la période 1960-2004 (Tableau 4-1). Pour la série la plus longue de Puerto Aysen, Aravena et Luckman (2008) observent une tendance significative à la diminution pour la période 1931-2000. Les auteurs notent également entre 1960 et 2004 une courte période de précipitations maximales dans les années 1960 comme on peut l'observer dans la **Figure 4-11**. Dans une autre étude sur les stations de la Patagonie chilienne, Carrasco et al. (2002) concluent qu'aucune tendance régionale sur le dernier siècle ne peut être tirée à cause de la forte variabilité spatiale des précipitations.

Les séries de précipitations des stations Pto Aysen, Coyhaique, Balmaceda, Chile Chico et Cochrane (1950-2000) ont été étudiées en relation avec les principaux modes climatiques par Aravena et Luckman (2008). Ils constatent une corrélation significativement négative (r = -0,35) entre les précipitations et l'AAO. La relation avec l'AAO serait liée selon les auteurs aux fluctuations latitudinales des Westerlies. Leur migration vers le Sud pendant la phase positive est associée à des conditions anormalement sèches dans le Sud de l'Amérique du Sud. Garreaud et al. (2008) ont analysé des données de stations et de réanalyses sur toute l'Amérique du Sud et mettent en évidence en Patagonie la même relation pour les précipitations mais aussi un réchauffement associé à la phase positive de l'AAO.

Schneider et al. (2004) ont étudié la relation entre le mode ENSO et les précipitations des stations ainsi qu'avec les données de réanalyse. En période El Niño le gradient latitudinal de la pression de surface entre 45°S et 60°S au dessus du Pacifique Est devient plus faible, diminuant les Westerlies et les précipitations sur la Patagonie. A partir des données de stations météorologiques au sol, une corrélation positive (r=0,4) avec le SOI semble mise en évidence sur la région Ouest de la Patagonie entre 45°S et 55°S. Pourtant cette régionalisation semble un peu hâtive sachant que les 2 stations météorologiques étudiées sont localisées à 53°S. Ces résultats n'ont d'ailleurs pas été confirmés par Aravena et Luckman (2008) qui ont étudié des stations météorologiques entre 40°S et 55°S et qui ne constatent pas de corrélation significative avec le SOI.

4.3. Variabilité climatique et isotopique en Patagonie à l'aide du Modèle de Circulation Globale ECHAM-4

L'étude climatique locale dans la région du San Valentin a été complétée par l'analyse des sorties d'un Modèle de Circulation Globale (GCM) doté d'un module isotopique

(encadrée par G. Hoffmann, LSCE). Cette modélisation permet d'analyser la relation entre les variables climatiques et les signaux isotopiques dans une région où les données isotopiques observées sont rares. Les Modèles de Circulation Globale Atmosphérique, forcés par des SST prescrites, reproduisent l'état et la dynamique de l'atmosphère en résolvant les équations contrôlant la thermodynamique de l'atmosphère. Dans les modèles, la résolution surfacique est de quelques degrés d'extension et verticalement l'état de l'atmosphère est représenté sur des dizaines de niveaux jusqu'à la stratosphère. Nous avons utilisé des simulations du modèle ECHAM-4, qui est décrit ci-dessous, pour étudier le contrôle de la composition isotopique des précipitations dans la région du San Valentin. Les résultats du modèle ont été comparés avec les données des quelques stations météorologiques (décrites dans le 4.2.) et de la station isotopique IAEA de Coyhaique proches de la zone étudiée afin de valider le modèle. Cette étude permet de mieux expliciter les variables climatiques contrôlant les variations isotopiques de la glace du San Valentin.

4.3.1. Le modèle ECHAM-4

Le modèle ECHAM-4 a été développé à l'Institut Max Planck de Hambourg en Allemagne. Les équations primitives sont résolues sur 19 niveaux verticaux. Dans la version que nous avons utilisée ECHAM est continuellement forcé par les données de réanalyse de vent (technique dite de *nudging*) afin de contraindre la circulation atmosphérique et ainsi se rapprocher des observations. Ce Modèle de Circulation Globale est constitué d'un module isotopique qui calcule la composition isotopique de l'eau (δD et $\delta^{18}O$) en parallèle du cycle hydrique. Le paragraphe suivant présente brièvement le module isotopique du modèle ECHAM (pour plus de détails voir Hoffmann et al., 1998; Hoffmann et al., 2000; Sturm et al., 2009).

Dans le modèle le cycle de l'eau est dupliqué : l'eau est accompagnée de sa contrepartie isotopique ($H_2{}^{18}O$ et $HD^{16}O$). L'eau et les isotopes sont transformés et transportés dans tous les états : vapeur, liquide et solide. Durant le transport les changements de phases sont calculés à partir des équations de fractionnement isotopique pour toutes les phases (eau liquide, vapeur et glace) : les fractionnements à l'équilibre et cinétique sont pris en compte lors de l'évaporation, la condensation ou encore la ré-évaporation. Le modèle fait circuler les isotopes de l'eau dans les différentes mailles horizontales et verticales, que constituent l'atmosphère modélisé ainsi que dans les réservoirs de surface interagissant avec l'atmosphère. A l'échelle du globe et de l'Amérique du Sud (Hoffmann et al., 1998; Vuille et al., 2003b), des études de validation comparant les résultats isotopiques issus du modèle

ECHAM-4 avec les données d'observations du réseau GNIP (stations isotopiques AIEA) et les données de réanalyse NCEP/NCAR ont montré que le modèle était capable de représenter de façon réaliste les variations isotopiques à différentes échelles de temps et à différentes résolutions spatiales.

4.3.2. Validation du modèle ECHAM dans la région du San Valentin

Pour notre étude nous avons analysé les résultats du modèle ECHAM4 dans sa version T42 dont la résolution horizontale est de 2,8°x2,8°. La zone analysée est constituée de 3 mailles géographiques comprenant les différentes stations météorologiques proches du San Valentin. La période d'étude simulée est comprise entre 1970 et 2001 et les données sont mensuelles. Une étude plus en détail et présentée ici a porté sur la maille, appelé dans le manuscrit "maille de Coyhaique", contenant le San Valentin et les stations météorologiques Coyhaique TV, Puerto Aysen, Cochrane et la station AIEA de Coyhaique (1989-1998). Nous avons comparé les données de température, de précipitation et les valeurs isotopiques du modèle avec les données d'observation afin de valider le modèle au niveau de la région étudiée. Les données isotopiques observées et simulées sont les valeurs isotopiques moyennes pondérées par les hauteurs de précipitation.

La droite météorique locale calculée à partir de toutes les valeurs mensuelles observées a une pente de 6,9 à la station AIEA de Coyhaique (117 valeurs) alors que la pente simulée est de 7,9 (384 valeurs) (**Figure 4-13**) et donc très proche de la valeur de la pente de la Droite des Eaux Météoriques.

Les climatologies mensuelles sont présentées par la **Figure 4-14**. Le modèle reproduit très bien la saisonnalité avec une saison froide (bien marquée) et humide (peu marquée) en hiver. Les valeurs de précipitation et de température de la simulation et des stations météorologiques sont dans la même gamme.

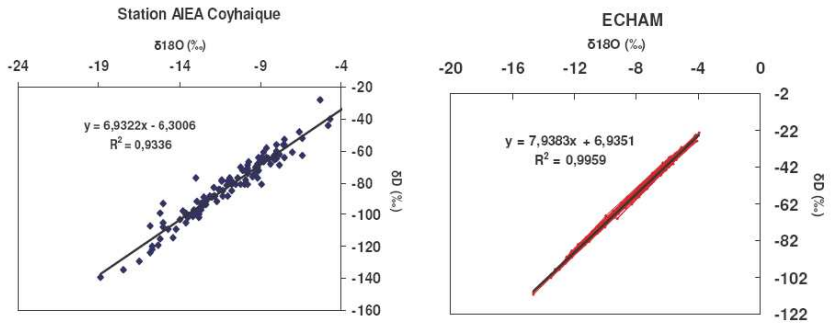


Figure 4-13: Relation δD-$\delta^{18}O$ à la station AIEA de Coyhaique et dans le modèle ECHAM (maille de Coyhaique). La Droite des Eaux Météoriques Globale est de la forme $\delta D = 8*\delta^{18}O + 10‰$.

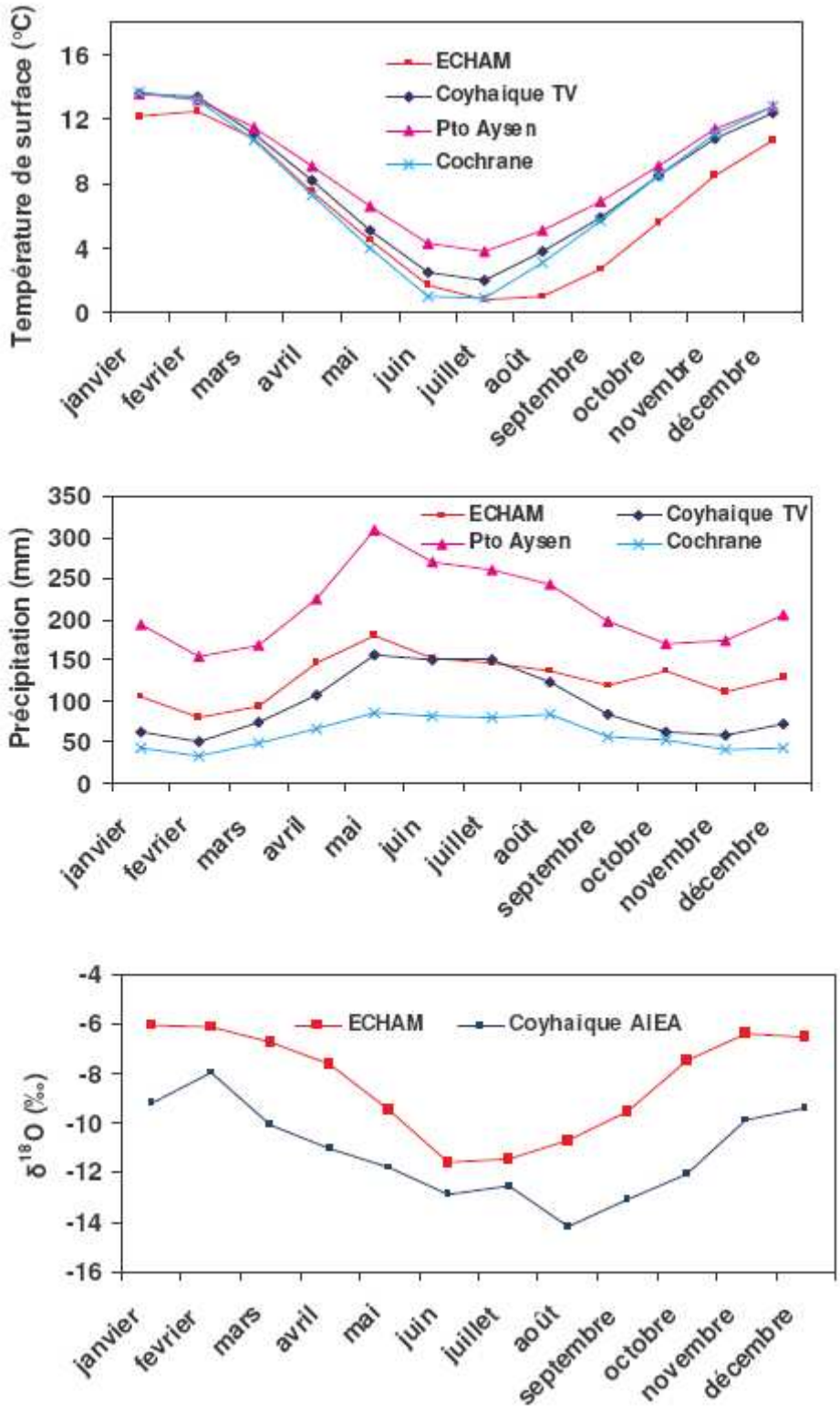


Figure 4-14:Climatologies des stations météorologiques Coyhaique TV, Puerto Aysen, Cochrane et des sorties du modèle ECHAM (maille de Coyhaique) pour les températures (en haut), les précipitations (au milieu) et le $\delta^{18}O$ (en bas ; 1989-1998)

Les données isotopiques simulées sont de 1 à 4,5‰ plus enrichies que les données de Coyhaique. Les données isotopiques simulées montrent une saisonnalité en phase avec celle des températures comme on l'observe aussi avec les données de la station Coyhaique.

Les variations interannuelles de hauteurs de précipitations, de températures et de composition isotopique des précipitations sont analysées et présentées ci-dessous (**Figure 4-15**). Ces variations interannuelles sont encore une fois bien représentées par le modèle pour les 3 mailles (seule la maille contenant la station Coyhaique est montrée sur la **Figure 4-15**). Pour la maille de Coyhaique, les valeurs de précipitations se situent entre les valeurs de la station côtière Puerto Aysen et celles des stations continentales Coyhaique TV et Cochrane. Les moyennes annuelles de température simulées peuvent être inférieures jusqu'à 1,5°C par rapport à celles des stations. Ce décalage peut être expliqué par la différence d'altitude engendrée par le modèle sur la maille par rapport aux stations, les données du modèle étant des données de surface dans une région avec quelques hauts reliefs bien marqués (même si le modèle ne représente pas correctement la hauteur réelle de la topographie, la barrière andine est prise en compte). Les températures simulées représentent des températures à une altitude globalement plus élevée qu'aux stations.

Les données isotopiques simulées sont comparées seulement entre 1989 et 1998 avec les données de la station AIEA de Coyhaique (**Figure 4-15**). Les variations interannuelles simulées sur la période semblent sous-estimées car les données simulées ne montrent pas les appauvrissements isotopiques observés en 1990 et 1997. Néanmoins le modèle simule bien la faible variabilité observée pour les autres années. Des séries de données d'observation plus longues seraient nécessaires pour comparer correctement les variabilités isotopiques interannuelles.

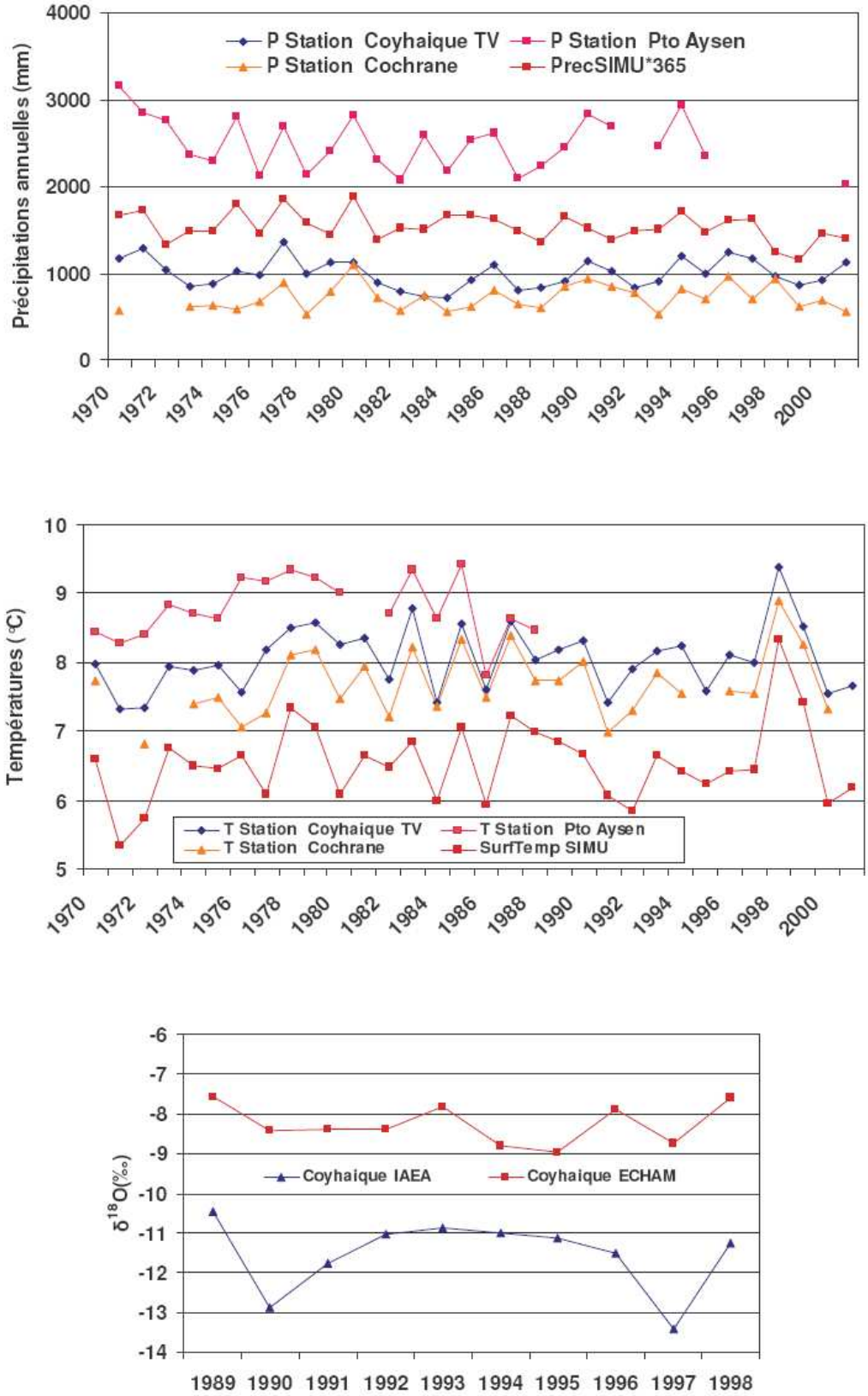


Figure 4-15: Variations interannuelles des précipitations, des températures et des compositions isotopiques des précipitations aux stations météorologiques et simulées par le modèle ECHAM.

On a montré que le modèle ECHAM-4 simule de façon satisfaisante les principaux paramètres climatiques locaux comme les précipitations, les températures et les compositions isotopiques. Nous pouvons donc nous appuyer sur ces données simulées pour compléter les analyses isotopiques de la station AIEA de Coyhaique sur les trente dernières années. Les relations locales isotopes-climat seront discutées et comparées au signal isotopique du San Valentin dans le chapitre présentant les données isotopiques de la carotte de glace. Cette étude préliminaire de la relation locale isotopes-climat en Patagonie devra être complétée par une analyse régionale comme l'étude de l'excès en deutérium en relation avec les sources des masses d'air et la circulation atmosphérique (relation entre l'excès et les températures de surface des océans Pacifique et Atlantique, et la direction et l'intensité du vent). Cette étude commencée dans le cadre de la thèse n'est pas assez avancée pour être présentée dans ce manuscrit.

Dans les chapitres suivants nous présentons et discutons les résultats des carottes de glace du Coropuna (col) et du San Valentin. Les signaux isotopiques vont être comparés aux données présentées dans ce chapitre afin de mettre en évidence des liens isotopes-climat afin de proposer si possible un scénario climatique précis pour le dernier siècle dans la partie Sud du Pérou et en Patagonie.

5. Phénomènes post-dépôt et conséquences sur l'enregistrement glaciochimique : cas du Coropuna et du Chimborazo

La question de la représentativité climatique des enregistrements glaciaires est fondamentalement liée aux phénomènes post-dépôt affectant la neige. Il est primordial d'identifier les perturbations des signaux enregistrés dans les carottes de glace et de remonter jusqu'aux causes. Certaines modifications post-dépôt peuvent être corrigées et ainsi on peut reconstruire le signal original mais il est parfois impossible de chiffrer une perturbation par rapport au signal original ce qui interdit une interprétation climatique.

Ce chapitre présente les résultats isotopiques, acquis dans le cadre de ce travail de thèse, de la carotte glaciaire de 41,6 mètres du col du Coropuna, Pérou, ainsi que de deux puits de surface creusés pendant la mission de forage. Les données isotopiques du Coropuna sont complétées par des données chimiques et polliniques acquises en parallèle par d'autres membres de l'équipe GreatIce. Les résultats multiproxy du Coropuna, qui sont discutés dans ce chapitre, ont été présentés dans l'article "*Herreros et al. (2009): Environmental records from temperate glacier ice on Nevado Coropuna saddle, southern Peru*" publié dans *Advances in Geosciences* (http://www.adv-geosci.net/22/index.html) (Voir annexe 1).

La composition isotopique de la carotte de 41,6m du col du Coropuna a été analysée pour ce travail de thèse au LAMA (Montpellier). La résolution de la découpe des échantillons est de 7cm sur toute la longueur. Tous les échantillons ont été mesurés pour le deutérium soit 600 échantillons. Les mesures en oxygène 18 n'ont pas été systématiques : les échantillons ont tous été mesurés entre la surface et 10,5m, puis entre 10,5m et le fond de la carotte (41,6m) seul un échantillon sur trois en moyenne a été analysé, soit au total 280 mesures sur la carotte entière.

Les données complémentaires (chimie, pollen) ont été utilisées pour l'interprétation climatique et/ou l'interprétation des processus post-dépôt à partir des conclusions données par les auteurs des analyses. Les analyses chimiques ont été effectuées au LGGE (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement) à Grenoble dans le cadre du Master 2 d'Isabel Moreno. Les mesures des échantillons de 4,5cm de long ont été réalisées sur un chromatographe Dionex ICS 300, et les profils des anions (F^-, Cl^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, méthane sulfonate) et des cations (Na^+, NH_4^+, K^+, Mg^{2+} et Ca^{2+}) sont disponibles entre la surface et

22m de profondeur. La chromatographie est une technique de séparation et de quantification des ions, basée sur le transport et l'aptitude des espèces à adhérer à des surfaces (phase stationnaire). Les ions transportés par un éluent dans la colonne de séparation interagissent avec la phase stationnaire (résine) et sont plus ou moins retenus selon leur affinité. Une cellule conductimétrique détecte la sortie échelonnée des ions de la colonne. L'ordre de sortie et les temps de rétention des ions permettent d'identifier les espèces chimiques. Les analyses polliniques ont été effectuées par Marie-Pierre Ledru. La mesure de concentrations de pollens a été réalisée sur des morceaux de glace de 70cm de long, et les pollens ont été comptés à partir d'un microscope et l'identification faite grâce à une collection de référence IRD à Montpellier. Les discussions des résultats chimie et pollen sont basées sur les interprétations données par Isabel Moreno et Marie-Pierre Ledru.

En parallèle, les données du Chimborazo (Equateur), déjà étudiées notamment dans le cadre des thèses d'Edson Ramirez (2003) et de Patrick Ginot (2001) et de divers travaux publiés (Ginot et al., 2002; Schwikowski et al., 2002; Schotterer et al., 2003), ont été comparées aux données du Coropuna afin d'étudier les similitudes et les différences des processus post-dépôt entre ces 2 sites.

5.1. Température et variabilité des signaux de surface au col du Coropuna: étude des puits

Durant la mission de forage, les données météorologiques au sol ont été enregistrées par des stations automatiques toutes les 30 minutes entre le 17 juin et le 28 août 2003 et des prélèvements de neige de surface et des mesures de température ont été effectuées dans des puits de 0,30m à 3,3m. L'objectif de cette étude est l'analyse des phénomènes post-dépôt en surface, durant une période de temps continue, sur le glacier Coropuna comme cela a été fait sur l'Illimani en Bolivie et le Cerro Tapado au Chili (voir par ex. Ginot, 2001; Bonnaveira, 2004), afin d'améliorer l'interprétation des enregistrements isotopiques et chimiques de la carotte longue. Les données météorologiques et les profils de températures dans la neige de surface sont décrits dans un rapport de mission (Wagnon, 2003) et les concentrations chimiques des puits ont été analysées et étudiées dans le cadre d'un Master 2 (Delachaux, 2004). La composition isotopique d'un puits de 0,50m a été analysée dans le cadre de cette thèse pour compléter les données de surface. Tous ces résultats sont présentés dans ce chapitre et servent à mettre en évidence les processus de post-dépôt pour interpréter au mieux les signaux enregistrés dans la carotte de 42m.

5.1.1. Température de la neige et flux de vapeur d'eau

Le 28 juin 2003 un puits de 3,3m a été creusé au site du col pour mesurer la température de la neige sous la surface tous les 10cm (**Figure 5-1**). Entre 0 et 30cm la température relevée est comprise entre -12°C et -13°C, en accord avec la température au sol égale à -11,5°C mesurée par la station météorologique le même jour. Cette concordance est à mettre en relation avec le processus de diffusion de l'atmosphère dans les premières couches de neige et l'état d'équilibre à l'interface neige/atmosphère. En dessous de 30 cm, la température augmente rapidement avec la profondeur atteignant -7°C à 120cm de profondeur et jusqu'à -1,7°C à 330cm. Ces observations montrent que le site de forage du col est en fait tempéré, c'est-à-dire que la glace n'est pas froide et la conservation des enregistrements chimiques et isotopiques sous ces conditions n'est pas garantie. La température de l'air en surface n'a jamais été supérieure à -5°C pendant la mission de forage (en hiver), mais on peut supposer qu'elle peut dépasser 0°C en été et entraîner une fonte de la couche de surface et un écoulement plus ou moins prononcé dans les couches inférieures. Lors de la mission de forage, deux profils de températures supplémentaires ont été effectués aux sommets, le premier réalisé sur le sommet Nord (6200m) révèle également de la glace tempérée avec une température de -2°C à 2m de profondeur alors que le second au sommet Sud (6400m) montre une glace froide avec une température de -6,2°C à 4,2m de profondeur. Les mesures de température dans les trous de forage d'août du sommet et du cratère (voir 3.3.1.) confirment ces résultats : au sommet la température est d'environ -9°C sur 34m et au cratère elle est de -6°C à 10m de profondeur (Zagorodnov et al., 2006).

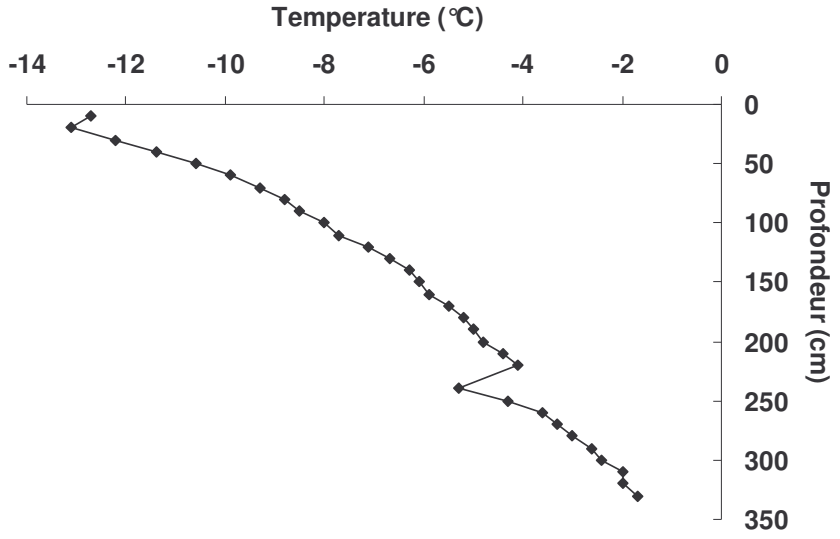


Figure 5-1: Profil de température au col du Coropuna (6090m).

Pourquoi le névé au col est-il tempéré ? Les données de la station météorologique automatique ont été utilisées dans un modèle de bilan d'énergie décrit pour l'Illimani par Wagnon et al. (2003) couplé avec un modèle de flux de chaleur (Adrien Gilbert, communication personnelle). L'idée est de comparer les températures de la neige observées et simulées pour comprendre les valeurs fortes observées en surface. Il en résulte que le modèle est capable de reproduire les amplitudes des variations journalières de température à 30cm de profondeur. Mais les valeurs simulées sont plus faibles (avec un biais de -4°C) que les valeurs observées, ce qui indique l'existence d'une source profonde d'énergie créant une anomalie positive de la température de la neige. L'hypothèse de ce biais est associée à une production interne d'énergie due à la convection de vapeur d'eau remontant à travers le névé des couches tempérées (proche de 0°C) vers la surface froide (-12°C) (A. Gilbert, com. pers.). La production d'énergie serait de $+9W.m^{-2}$, ce qui correspondrait à une condensation de la vapeur de $13ml.h^{-1}.m^{-2}$ dans les parties froides des 4 premiers mètres du névé (A. Gilbert, com. pers.) Cette vapeur trouve probablement son origine dans le flux d'eau liquide produit par la fonte dans la zone de pénitents se trouvant sur la pente surplombant le site de forage et qui s'écoule à travers le névé (voir 3.3.1.). Ce flux de vapeur d'eau vers la surface peut notablement altérer les signaux isotopiques par homogénéisation (Johnsen, 1977; Johnsen et al., 2000) et chimiques par lessivage de certaines espèces. Ce processus est pris en compte dans l'interprétation de la carotte de glace.

5.1.2. Variabilités spatiale et temporelle des signaux chimiques et isotopiques

L'étude des puits (de 30 à 50cm de profondeur) permet de mettre en évidence les phénomènes post-dépôt en surface et les variabilités spatiales et temporelles qui en découlent (voir la présentation expérimentale dans la partie 3.3.1.). Les concentrations chimiques (analysées et étudiées par F. Delachaux et I. Moreno) ont été analysées pour tous les puits du N°1 à N°8 (entre le 19 juin et le 28 août) ainsi que pour un puits supplémentaire creusé le 25 juin et la composition isotopique seulement pour les puits N°7 (le 1er Juillet) et N°8 (le 28 Août).

Le 25 Juin deux puits situés à 150m de distance environ ont été échantillonnés pour étudier la variabilité spatiale des signaux. On peut remarquer que les profils chimiques de ces deux puits sont quasiment identiques sur 30cm de profondeur (**Figure 5-2**). Il existe seulement une différence quantitative dans le premier centimètre. Cette différence peut être due à une hétérogénéité de la surface du glacier ou à une variabilité de la composition du dépôt (Delachaux, 2004) ou encore à une exposition différente aux rayonnements solaires et

au vent. Ce résultat indique une variabilité spatiale très limitée au col du Coropuna en l'absence de remobilisation de la neige fraiche.

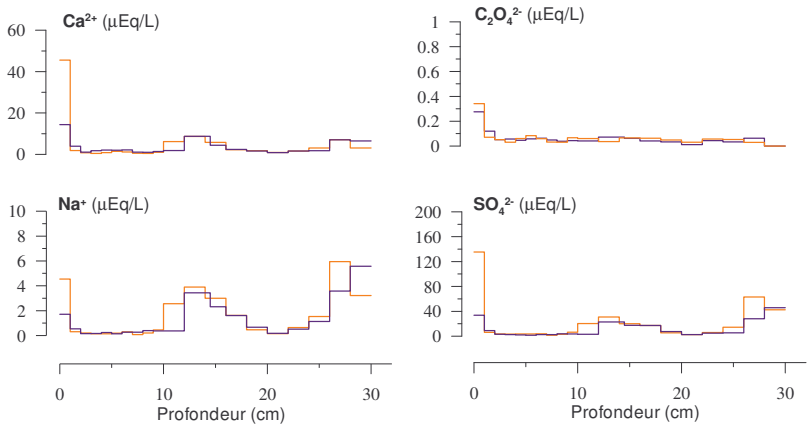


Figure 5-2: Profils chimiques du Calcium, de l'oxalate, du Sodium et du sulfate pour 2 puits situés à 150m de distance le 25 Juin 2003 au col du Coropuna (Delachaux, 2004).

Les concentrations chimiques des 7 puits creusés entre le 19 Juin et le 1er Juillet, au même endroit pour étudier l'évolution temporelle, montrent des profils très cohérents (**Figure 5-3**). La reproductibilité du signal est très bonne pour cette courte période. Les pics de concentrations sont détectables dans tous les profils. Seuls des décalages minimes de 1 ou 2cm sont observés entre les puits 1, 2 3 et 4.

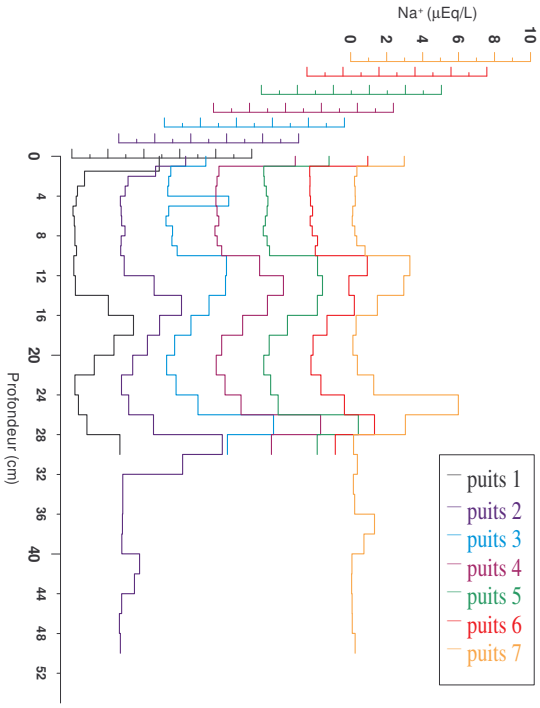


Figure 5-3: Profils du Sodium des 7 puits réalisés à 2 jours d'intervalle entre le 19 Juin et le 1er Juillet 2003 (Delachaux, 2004).

En revanche sur une période plus longue, entre le 1er juillet (Puits 7) et le 28 août (Puits 8), une différence importante apparaît dans la couche de surface. On peut remarquer une très bonne correspondance entre les profils chimiques et isotopiques entre 10cm et 50cm entre les puits 7 et 8 si on applique un décalage au profil du puits 8 de 7cm vers le bas par rapport à la surface (**Figure 5-4** et **Figure 5-5**) : on retrouve les mêmes pics et les mêmes concentrations dans les 2 profils. Seuls les 3 premiers centimètres du profil 8 ne correspondent pas au profil 7 dans cette configuration : on observe un pic avec des concentrations plus élevées dans la quasi totalité des cas pour les espèces chimiques et la composition isotopique dans la couche de surface. Il ressort de cette analyse que le profil 8 a perdu une couche de neige par rapport au profil 7 alors que plus en profondeur entre 10cm et 50cm la similitude des 2 profils montre une bonne conservation des signaux sans perturbation post-dépôt sur la période étudiée (pendant la saison sèche).

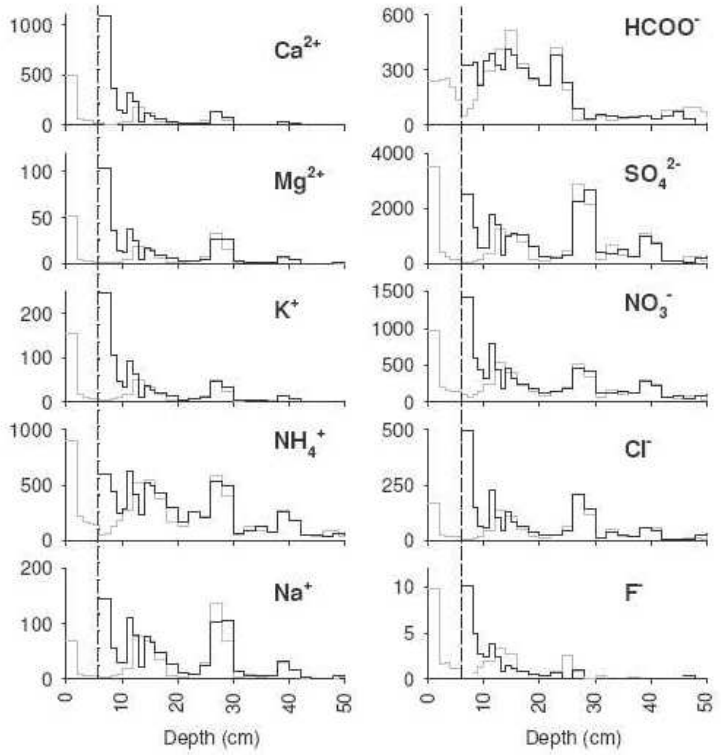


Figure 5-4: Profils de concentrations des espèces chimiques (de gauche à droite et de haut en bas : Calcium, Formate, Magnésium, Sulfate, Potassium, Nitrate, Ammonium, Chlorure, Sodium et fluorure) du puits 7 (profils gris; 1er Juillet) et du puits 8 (profils noirs; 28 Août). Un décalage de 7cm vers le bas par rapport à la surface (trait pointillé) est appliqué aux profils du puits 8 pour les caler avec ceux du puits 7 (I. Moreno, Com. Pers.).

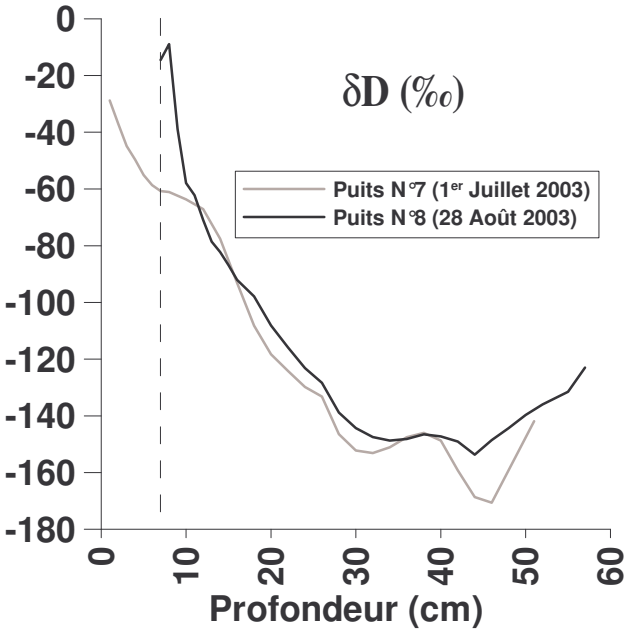


Figure 5-5:Profils isotopiques δD du puits 7 (profil gris; 1er Juillet) et du puits 8 (profil noir; 28 Août). Un décalage de 7cm vers le bas par rapport à la surface (trait pointillé) est appliqué au profil du puits 8 pour le caler avec celui du puits 7.

Comment expliquer la perte de neige entre le 1er Juillet et le 28 Août, qui n'affecte pas l'enregistrement chimique et isotopique sous la surface? La sublimation qui joue un rôle majeur dans le bilan de masse d'un glacier tropical notamment pendant la longue saison sèche (de Mai à Novembre) semble en être la cause. Les lysimètres ont permis de mesurer des taux de sublimation de 0,5mm weq par jour en Juin et de 0,23mm weq par jour en Août (weq : water equivalent, hauteur de neige ramenée à une hauteur d'eau ; épaisseur weq = épaisseur neige * densité). Ce taux de sublimation est plus faible que les taux de 1,9mm weq/j et 3mm weq/j relevés au Cerro Tapado, Chili (Ginot et al., 2001) et à l'Illimani, Bolivie (Wagnon et al., 2003) respectivement. Le taux de sublimation dépend des conditions locales qui contrôlent l'intensité et la période de sublimation. A partir des estimations lysimétriques de la sublimation de juin et d'août on peut estimer une sublimation totale de 17mm weq entre le 1er juillet et le 28 août. La densité de la neige de surface mesurée étant de 0,3g.cm^{-3}, le déficit net de neige perdue par sublimation est d'environ 6cm, ce qui est en accord avec le décalage observé et la perte de neige entre les profils 7 et 8 (Herreros et al., 2009).

Comment expliquer les différences de concentrations chimiques et isotopiques dans les 3 premiers centimètres des profils 7 et 8? Les effets des phénomènes post-dépôt sur la composition chimique de la neige de surface des glaciers andins ont déjà été étudiés notamment au glacier Cerro Tapado dans le nord du Chili (Ginot et al., 2001) et il a été

montré que les concentrations dans une couche soumise au post-dépôt peuvent augmenter ou diminuer selon les propriétés des espèces chimiques. Entre le 1er juillet et le 28 août, les espèces non volatiles Cl^-, Na^+, K^+, Mg^{2+} et Ca^{2+} montrent un fort enrichissement en surface d'un facteur 2 à 2,25. Cet enrichissement important est dû à l'effet de la sublimation (enrichissement des espèces irréversibles déposées dans la neige associée à une perte de la matrice neigeuse par sublimation) mais également pour Na^+, Mg^{2+} et Ca^{2+} à des dépôts secs de poussières minérales solubles composées de ces espèces comme démontré par Ginot et al. (2001). D'autres espèces telles que NH_4^+, F^-, $HCOO^-$, NO_3^- et SO_4^{2-} montrent un faible enrichissement ou un appauvrissement d'un facteur variant entre 0,68 et 1,21. Les espèces volatiles NH_4^+et F^- s'appauvrissent par volatilisation alors que le faible enrichissement de NO_3^- peut être expliqué par un dépôt sous forme particulaire qui est conservé comme suggéré dans l'étude de Ginot et al. (2001). Ce dernier résultat diffère des observations en Antarctique où le NO_3^- n'est pas conservé suite à un échange de la forme HNO_3 avec l'atmosphère (Wagnon et al., 1999). L'appauvrissement de l'espèce non volatile SO_4^{2-} (et qui devrait donc être conservée) n'est pas clairement défini mais le sulfate est peut être exclu de la structure cristalline entre le 1er juillet et le 28 août par une faible percolation.

Pour la composition isotopique on note un fort enrichissement de δD à la surface du profil 8 dans les 3-4 premiers centimètres avec une valeur maximum de -9‰ comparé au maximum de -60‰ du profil 7 dans le niveau correspondant. Stichler et al. (2001) ont étudié l'effet de la sublimation sur la composition isotopique à la surface du glacier Tapado au Nord du Chili et ils ont observé un enrichissement isotopique dans les premiers 10cm de la couche de surface. Dans cette même étude, le diagramme δD-$\delta^{18}O$ a révélé une pente de 4,88 pour les échantillons de cette couche, ce qui est typique du processus cinétique de sublimation qui favorise le fractionnement en ^{18}O par rapport au deutérium, de façon similaire au processus d'évaporation en conditions arides. Les mesures du $\delta^{18}O$ n'ayant pas été effectuées pour les puits du Coropuna il n'a pas été possible d'étudier la relation δD-$\delta^{18}O$ pour compléter cette analyse. On peut tout de même supposer que l'enrichissement isotopique des premiers centimètres du puits 8 est causé par le phénomène de sublimation. Mais cet effet doit être limité dans le profil isotopique final de la carotte de glace car la mince couche de surface contenant les pics de sublimation est érodée entièrement au fur et à mesure que le processus se développe, et ce marquage isotopique n'est généralement pas propagé en profondeur (Stichler et al., 2001).

5.2. Résultats et interprétations du forage profond du Coropuna

5.2.1. Datation

Le Tritium (^3H) a été analysé au laboratoire du PSI (Paul Scherer Institut) par Ulrich Schotterer entre 20,7m et 31,7m de profondeur, avec une résolution de mesure d'environ 60cm soit la longueur des différents morceaux de glace extraits par le carottier lors du forage. Un pic de concentration en Tritium (5,19 UT) a été trouvé entre 22m et 22,7m (**Figure 5-6**) et identifié comme la trace de l'évènement de 1964-1965 laissée par les essais nucléaires. A partir de cette date absolue on peut estimer une accumulation nette moyenne de 0,59m.an^{-1} (0,39mweq.an^{-1}) entre 1965 et 2003. Il est à noter que dans les carottes extraites par l'équipe américaine le pic de ^3H est trouvé à 38,5m dans la carotte du cratère et à 9,4m dans la carotte du sommet (Buffen, 2008), et on peut en déduire pour ces 2 sites une accumulation moyenne nette de 1,01m.an^{-1} et de 0,24m.an^{-1} respectivement. Il ne peut pas y avoir de différence locale de précipitations aussi importante sur un même glacier donc les écarts entre les différents sites sont certainement dus à leur localisation. Le site du cratère est peut être mieux protégé de l'érosion par le vent et par la sublimation que les sites du col et du sommet plus exposés.

Si on considère un taux d'accumulation nette de 0,59m.an^{-1}, la carotte du col de 42m devrait recouvrir 70ans en première estimation soit de 1933 à 2003. Nous allons essayer d'affiner la datation par comptage des pics isotopiques et chimiques.

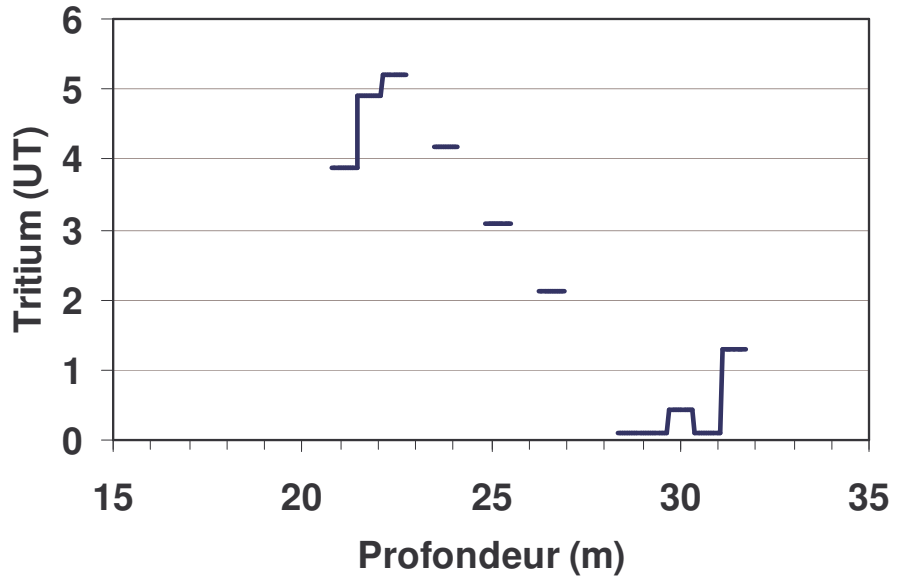


Figure 5-6: Activité du Tritium (UT) dans la carotte du col du Coropuna (U. Schotterer, com. pers.).

Le signal isotopique δD mesuré de façon continue sur toute la longueur de la carotte est présenté par la **Figure 5-7** en fonction de la profondeur en mètres de neige (en m).

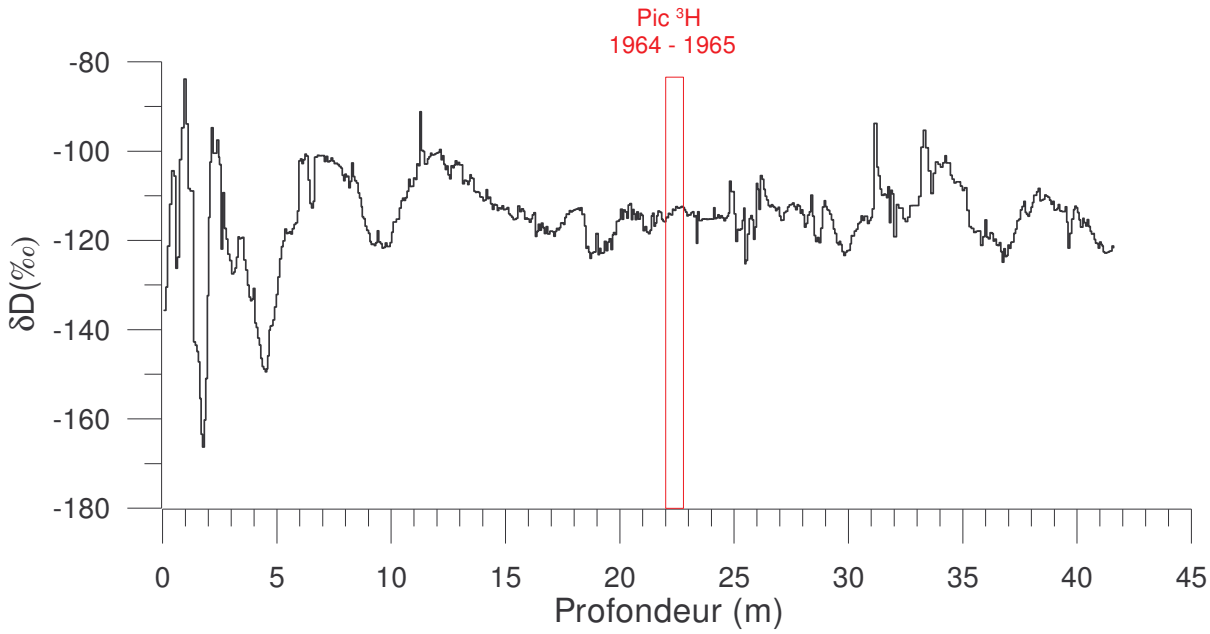


Figure 5-7: Profil isotopique continu δD de la carotte du col du Coropuna (profondeur en m).

Dans le profil du δD (**Figure 5-7**), on observe des variations isotopiques de grandes amplitudes entre 0m et 3m comprises entre -83,8‰ et -166,2‰ (-12,3‰ à -22,1‰ en $\delta^{18}O$). Plus bas dans la carotte, le signal est plus lissé et les fortes amplitudes disparaissent. Les valeurs de δD sont très stables (comprises entre -100‰ et -125‰) entre 12 et 30m alors que de larges variations apparaissent de nouveau entre 30m et le fond mais avec des amplitudes plus faibles qu'en surface. Le profil ressemble au profil isotopique des glaciers tempérés avec de fortes variations dans les premiers mètres puis un signal lissé comme par exemple aux glaciers Quelccaya au Pérou (Thompson et al., 2000) (voir le 5.2.2.), San Rafael dans le Champ de Glace Nord en Patagonie chilienne (Yamada, 1987) ou encore au glacier Sofiyskiy dans les montagnes Altai en Russie (Nakazawa et Fujita, 2006). Les cycles annuels ne sont pas préservés dans le profil du Coropuna car en effet il est impossible de distinguer 38 cycles entre la surface (2003) et 22m (1965). Seules les variations hautes fréquences entre 0 et 3m pourraient coïncider avec des variations saisonnières, sachant que les amplitudes sont comparables à celle enregistrées dans les carottes andines pour le passé récent (par ex. Ramirez, 2003) et que l'accumulation des différents cycles est cohérente avec l'accumulation

moyenne calculée (0,59m.an^{-1}). Il n'est donc pas possible de construire une datation annuelle à partir du comptage des cycles isotopiques sur la totalité du profil de la carotte du col.

Pour les 22 premiers mètres nous avons donc utilisé le marqueur nssCa (voir 3.2.1 pour la signification) pour tenter de dater de façon précise. Au site du Coropuna, la fraction marine du Calcium est négligeable (2,5%) donc on prend en compte directement les concentrations totales de Ca^{2+}. Le Calcium terrigène provient des sols, soumis à l'érosion éolienne et qui s'est déposé sur le Coropuna pendant la saison sèche. Le comptage des couches annuelles a été effectué en ciblant les pics de Ca^{2+} qui sont donc associés à la saison d'hiver et qui semblent relativement bien conservés dans cette carotte. Le profil du Ca^{2+} permet donc d'établir une datation annuelle qui semble cohérente entre 1965 et 2003 (**Figure 5-8**). Néanmoins cette datation doit être interprétée avec précaution car même si les pics de Ca^{2+} semblent conservés, il est tout de même important de remarquer que le comptage comporte des incertitudes notamment entre 6 et 12m de profondeur. N'ayant pas d'autres moyens de dater les profils à l'échelle annuelle nous avons quand même utilisé cette datation en gardant un esprit critique sur la précision de cette méthode.

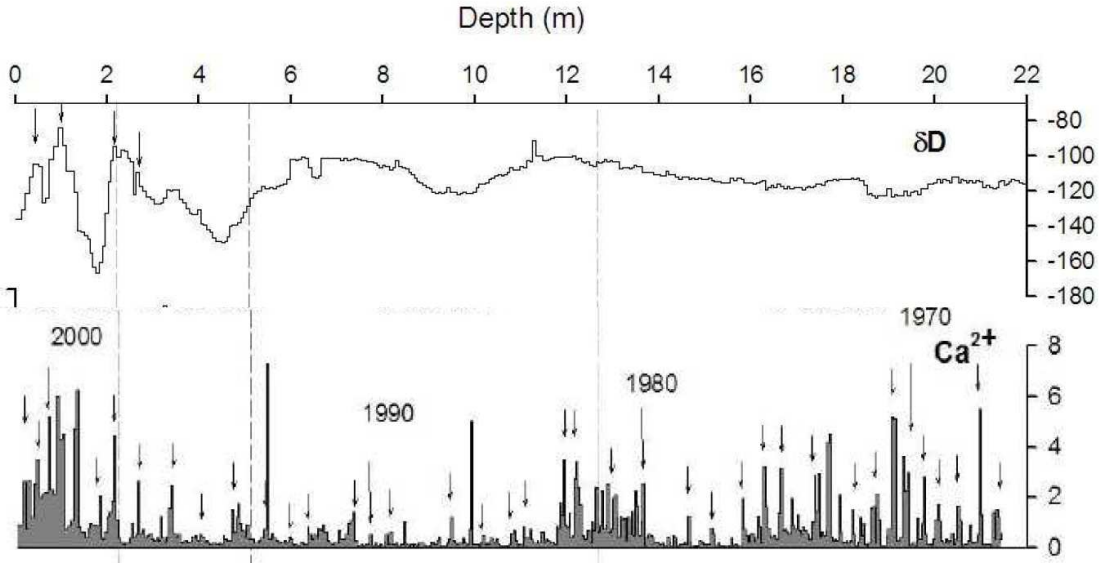


Figure 5-8: Profil δD (en ‰) et Calcium (en µeq.l^{-1}) entre 0 et 22m au Coropuna (modifié d'après Herreros et al., 2009)

5.2.2. Discussion des effets post-dépôt

Les évènements neigeux s'accumulent en couches successives conservées sur les glaciers si les conditions de dépôt sont et restent optimales (pas de fonte, pas d'érosion ou d'accumulation par le vent, écoulement du glacier limité). Après le dépôt, la neige se

transforme en névé puis en glace lors du processus de densification. On suppose initialement que chaque couche représente la paléo-précipitation originale. Pourtant la séquence d'enregistrement peut être perturbée par des processus tels que l'érosion par le vent, la fonte et la percolation de la couche de surface, la sublimation ou encore la diffusion de vapeur d'eau à l'intérieur du névé. Ces phénomènes se produisent généralement avant la transition névé-glace (*le close-off*) lorsque les échanges gazeux et liquides sont encore possibles à travers les interstices. L'information isotopique et chimique enregistrée peut ainsi être plus ou moins affectée par ces processus de post-dépôt.

Le long de la carotte du col on observe des baisses de concentrations de certaines espèces chimiques comme NH_4^+, NO_3^- et SO_4^{2-} notamment. Sur la **Figure 5-11** on peut remarquer que les concentrations de NO_3^- et SO_4^{2-} sont élevées entre la surface et environ 5m de profondeur alors qu'elles diminuent fortement en dessous de 5m. Nous avons utilisé le rapport Cl^-/Na^+ (**Figure 5-11,** Herreros et al. (2009)) comme indicateur de percolation (Eichler et al., 2001) afin de déterminer les couches affectées par cet effet post-dépôt : le rapport augmente avec la percolation car Na^+ est lessivé préférentiellement par rapport à Cl^- (I. Moreno, com. pers.). Entre la surface et 2,1m il n'y a pas de perturbation du signal par la percolation d'eau de fonte : le rapport est de 1,5±0,2, ce qui est très proche du rapport de l'halite (forme présente dans la carotte) avec un rapport de 1,4. En revanche entre 2,1m et 5m le rapport de masse augmente jusqu'à 6,1±1,0 et en dessous de 5m de profondeur il atteint un maximum de 23,5±2,1, ce qui implique un lessivage de ces espèces en dessous de 2,1m et un signal perturbé par la percolation. Par contre d'autres espèces chimiques comme Ca^{2+} (**Figure 5-11**) semblent moins perturbées avec des concentrations qui restent élevées le long des 22 premiers mètres, sans doute plus concentrées par sublimation ou dépôts secs.

Les profils isotopiques et chimiques donc sont affectés par des phénomènes de post-dépôt entraînant une absence de cycles isotopiques saisonniers et un lessivage intense de certaines espèces chimiques. Pour étudier les processus (et confirmer la percolation) nous allons nous concentrer sur les données isotopiques entre 0m et 10,5m où le δD et le $\delta^{18}O$ ont été mesurés en continu.

Pour analyser les processus cinétiques affectant le signal isotopique nous examinons la relation δD-$\delta^{18}O$ pour mettre en évidence une perturbation de la pente ou de l'excès en

deutérium. Une pente glissante des droites météoriques a été calculée sur 11 échantillons contigus (80 à 90cm) et est présentée sur la **Figure 5-9** en regard de l'excès en deutérium "d".

On étudie tout d'abord des couches caractéristiques observées lors de la découpe des échantillons. Dans la portion 0-10,5m, on a identifié 8 couches de glace de 7 à 14cm de longueur (**Figure 5-9**), qui ont pu être formées soit par la condensation de vapeur d'eau près de la surface, soit par le regel d'eau de fonte de surface après percolation. On peut remarquer que ces couches ne sont pas associées à des valeurs d'excès en deutérium "d" particulières. On devrait s'attendre à des valeurs élevées dues à la condensation de la vapeur, où le "d" est fort, et du regel du condensé à la surface (Stichler et al., 2001), or aucune couche de regel observée n'est associée à une forte valeur de "d". On peut néanmoins penser que la condensation de la vapeur et le regel en surface est responsable des quelques valeurs élevées de "d" observées entre la surface et 10,5m, même si aucune couche de glace importante n'y est associée. De son côté l'évaporation conduit à de faibles excès en deutérium (proche de 0) et pentes (proche de 5) et encore une fois on remarque que les couches de glace ne sont pas accompagnées de ces caractéristiques. Les épisodes de regel intense identifiés par des couches de glace semblent donc ne pas avoir affecté le signal isotopique.

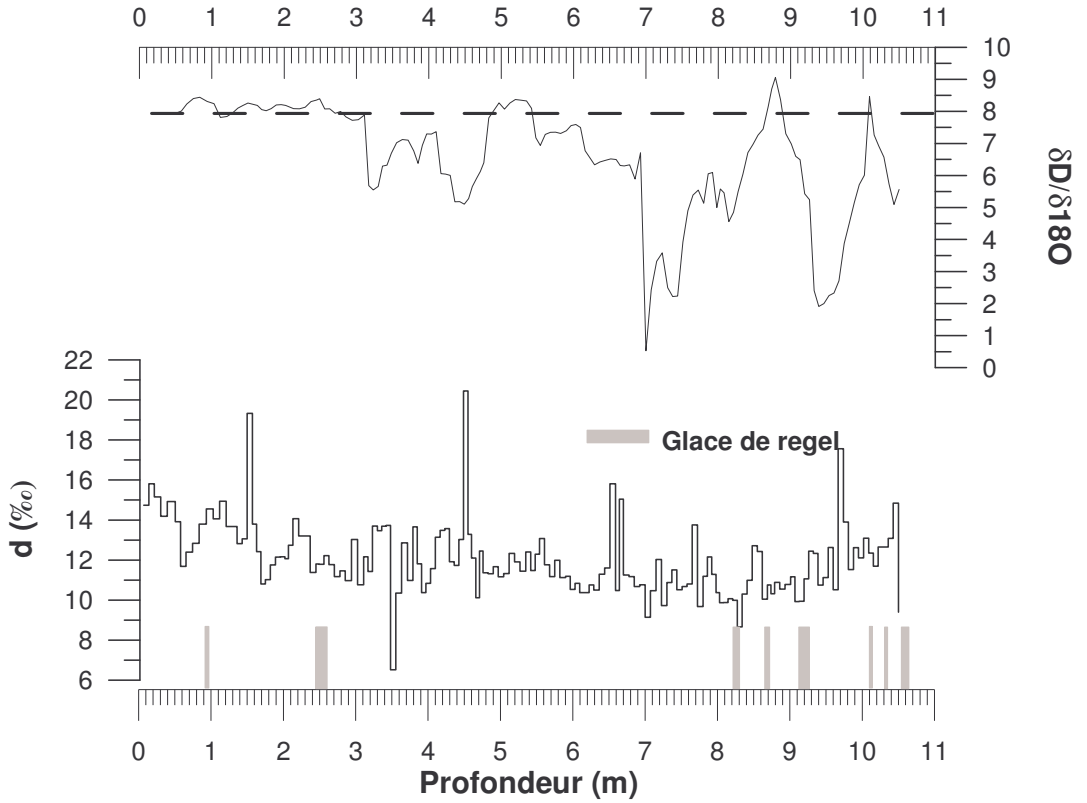


Figure 5-9: Pente glissante $\delta D/\delta^{18}O$ sur 11 échantillons et excès en deutérium entre la surface et 10,5m au col du Coropuna.

En étudiant maintenant les 10,5 premiers mètres de la carotte dans son ensemble on remarque que la pente reste à peu près constante entre la surface et 3m de profondeur avec une valeur moyenne de 8,03, ce qui est très proche la valeur de la Droite des Eaux Météoriques Globale. Cela signifie que dans les couches récentes le signal isotopique n'est pas perturbé par les processus de post-dépôt de fonte/évaporation ou de percolation. De plus les fortes variations isotopiques dans cette portion indiquent une bonne conservation du signal et confirment l'absence de perturbation post-dépôt importante.

Par contre en dessous de 3m la pente δD-$\delta^{18}O$ varie beaucoup atteignant souvent des valeurs inférieures à 8 synonymes de perturbation post-dépôt. La sublimation a peu d'impact sur les pentes δD-$\delta^{18}O$ de la neige et de l'eau de fonte (Zhou, 2007). Le processus principal pouvant affecter la pente isotopique dans un névé tempéré est la percolation suivie du regel de l'eau de fonte. Il n'y a pas de fractionnement isotopique lors de la fonte, donc l'eau de fonte devrait avoir la même signature isotopique que le névé dont elle est issue. Or des études ont montré que les compositions isotopiques de l'eau de fonte et de la phase solide sont différentes ce qui suggère un échange isotopique entre la glace ou la neige (phase solide) et l'eau (phase liquide) pendant la percolation (Taylor et al., 2001; Hashimoto et al., 2002; Zhou, 2007). Lorsque l'équilibre isotopique est atteint, l'eau en présence de glace est 3,1‰ plus appauvrie en $\delta^{18}O$ que la glace (Taylor et al., 2001). Donc le passage ainsi que le regel de l'eau de fonte (qui peut avoir des valeurs enrichies ou appauvries suivant la composition isotopique originale de la neige), s'il est suffisamment lent, est susceptible de modifier la valeur isotopique moyenne de la couche dans laquelle elle regèle. Ce mélange isotopique entraîne une homogénéisation du signal isotopique. De plus la pente de l'eau liquide et de la glace qu'elle forme par regel est inférieure à 8 (Hashimoto et al., 2002; Zhou, 2007). Les valeurs de la pente isotopique entre 3m et 10,5m au Coropuna dont les valeurs sont proches de 5 ou même inférieures semblent confirmer la contamination isotopique de l'eau de fonte comme démontré par l'étude du rapport Cl^-/Na^+ (I. Moreno, Com. Pers.) vu précédemment. Dans le cas du Coropuna la percolation, qui affecte les enregistrements isotopiques et chimiques en dessous de 3m environ, peut se faire verticalement à partir de la fonte de la couche de surface mais aussi par l'écoulement latéral de l'eau de fonte des pénitents sur la pente du sommet surplombant le site du col.

L'excès en deutérium ne semble pas être perturbé entre 0 et 10,5m, la gamme de valeur étant représentative d'une variabilité atmosphérique. On peut cependant remarquer des valeurs plus fortes de "d" dans les 3 premiers mètres du profil. Zhou et al. (2007) ont mis en évidence une diminution de l'excès en deutérium dans les couches qui percolent et regèlent.

La différence de valeurs de "d" entre la section 0-3m (avec une moyenne de 13,1‰) et la section 3-10,5m (avec une moyenne de 11,7‰) peut comme les valeurs de pente isotopiques mettre en évidence les couches non perturbées (0-3m) et perturbées (3-10,5m) par la percolation.

En plus de la percolation, les processus de diffusion et de condensation de la vapeur homogénéisent aussi le signal isotopique (Johnsen, 1977; Johnsen et al., 2000). Cette homogénéisation est causée par une diffusion dans la phase gazeuse à l'intérieur des pores entre les cristaux de neige. Le lissage isotopique par diffusion de vapeur est le plus efficace dans le névé lorsque la densité est inférieure à 0,55 $g.cm^{-3}$, puis la diffusion devient plus lente entre 0,55 et 0,82 $g.cm^{-3}$ mais est toujours active (Johnsen, 1977). Au delà d'une densité de 0,82 $g.cm^{-3}$ l'interaction entre les pores n'existe plus et des bulles individuelles fermées sont formées et cette zone de transition est appelée zone du *close-off*. En dessous de la zone du *close-off* d'autres processus de diffusion se mettent en place dans la glace. Sachant que la densité du close-off est atteinte vers 20 m de profondeur au Coropuna (**Figure 5-10**), l'anomalie de flux de vapeur de la profondeur vers la surface qui a été mise en évidence grâce à l'étude des puits contribue certainement à une amplification de la diffusion isotopique et du lissage du signal isotopique au dessus de la zone du *close-off*.

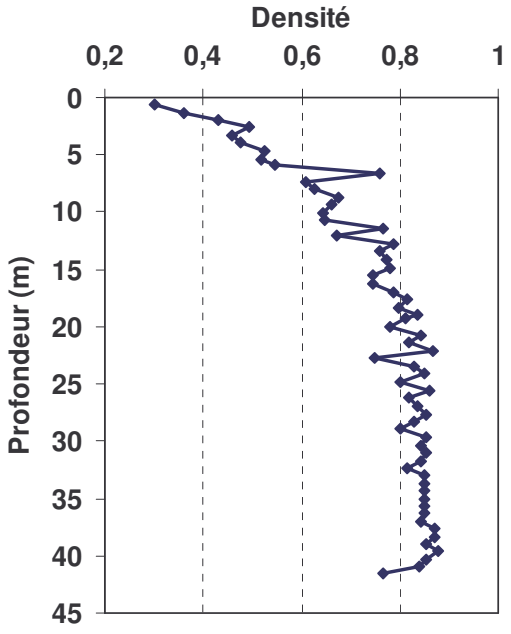


Figure 5-10: Profil de densité de la carotte du col du Coropuna. La zone de transition du close-off est atteinte vers 20m de profondeur.

Le lissage du signal isotopique par percolation semble être un processus assez long et plus efficace en profondeur puisque les variations dans les premiers mètres sont conservées (He et al., 2002). Les conditions locales du site (comme l'intensité et la durée de la période de la percolation par exemple) semblent également jouer un rôle primordial car le profil isotopique n'est pas toujours perturbé sous l'influence de la percolation et du regel de l'eau de fonte (par ex. Pohjola et al., 2002; Shiraiwa et al., 2002). Au Quelccaya, qui subit une fonte de surface depuis plusieurs années, l'isotherme 0°C ayant atteint l'altitude du sommet en 1991, deux carottes extraites en 1983 et 2003 ont montré une bonne similitude des cycles saisonniers isotopiques, ce qui implique que le profil de 2003 n'a pas été affecté notamment par la percolation (Thompson et al., 2000; Thompson et al., 2006) du moins à partir de la profondeur correspondant à l'année 1983. On peut estimer que ces couches profondes (pré-1983) de la carotte 2003 sont préservées du phénomène de percolation récente grâce à la densité suffisamment élevée de la glace. En revanche en surface l'étude de carottes courtes de quelques mètres extraites en 2004, 2006 et 2007 a montré que le signal isotopique est perturbé et lissé par la fonte de surface et la percolation (Birkos, 2009). Dans les Andes Centrales le Coropuna, à l'altitude du col, n'est donc pas un cas isolé.

Il est à noter qu'une datation annuelle par comptage des pics isotopiques a pu être réalisée sur les 250 dernières années à partir de la carotte du cratère au Coropuna, site situé 320m plus en altitude par rapport au col (Buffen, 2008; Birkos, 2009). A cette altitude la glace est froide, ce qui a permis une bonne conservation du signal isotopique. Sur le dernier siècle, les auteurs montrent un enrichissement de la composition isotopique de la carotte du cratère qui serait en relation avec une augmentation de la température et une baisse des précipitations. Nous allons maintenant discuter des signaux climatiques et environnementaux conservés dans la carotte du col du Coropuna.

5.2.3. Signaux climatiques et environnementaux conservés

Comme le profil isotopique n'est pas exploitable pour une analyse climatique, nous allons mettre en évidence des évènements climatiques et environnementaux à partir de l'analyse chimique (I. Moreno, com. pers.) et des concentrations de pollens (M. P. Ledru, com. pers.) dans les 22 premiers mètres de la carotte de glace dont les enregistrements sont présentés sur la **Figure 5-11**. Au niveau climatique nous nous sommes intéressés à la variabilité de la circulation atmosphérique.

Divers composés chimiques permettent de mettre en évidence l'origine des différentes sources des précipitations et de dépôts secs. Le rapport Chlorure/Sodium (Cl^-/Na^+) donne une

moyenne de 1,5±0,2 dans les premiers mètres de la carotte et ce rapport est plus proche de celui de l'halite (minéral continental ; 1,4) que celui du sel de mer (1,8) indiquant une origine terrigène. L'étude des puits a permis de mettre en évidence des dépôts secs d'éléments terrigènes bien conservés (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, Cl^{-}) transportés en hiver par des masses d'air sèches ascendantes poussées par les vents d'Est. Une autre caractéristique continentale est identifiée par des dépôts humides en été de NH_4^{+}, SO_4^{2-} et NO_3^{-}. L'ammonium est sans doute associé à une production biologique en été par les forêts amazoniennes, alors que les sulfates, les nitrates ainsi qu'une partie de l'ammonium seraient plutôt associés aux périodes de feux de biomasse en Amazonie qui se produisent le plus fréquemment en été également (Andreae et al., 1988). Ces résultats permettent de conclure que la signature chimique est principalement continentale au Coropuna.

La végétation autour du Coropuna a été étudiée par Kuentz et al. (2007) et les résultats de cette analyse permettent de distinguer les pollens non locaux présents dans la carotte de glace et d'étudier la production végétale locale en relation avec les conditions climatiques. Dans la carotte de glace du Coropuna des dépôts réguliers de pollens de *Quercus* et de *Podocarpus* ont été observés. Le *Quercus* est un arbre de la forêt andine qui est présent des Andes Centrales jusque dans la partie sud de la Colombie et le *Podocarpus* est un conifère des forêts andines communs sur les pentes de la Cordillère Est, côté amazonien. Le dépôt de ces pollens est donc relié, comme pour les espèces chimiques, aux arrivés continentales des masses d'air venant de l'Est-Nord-Est.

Bien que proche de l'Océan Pacifique, les traceurs chimiques des arrivées marines au site du Coropuna sont rares. Seuls quelques pics de sel marin et d'acide méthanesulfonique (methanesulfonic acid ou MSA en anglais ; indicateur de l'activité biogénique marine) sont observés, indiquant des arrivées sporadiques d'aérosols marins de l'Océan Pacifique. Ces observations confirment une nouvelle fois la prédominance des masses d'air originaires de l'Est ce qui est en accord avec la connaissance actuelle de la circulation atmosphérique dans cette région.

Cette étude a également permis de mettre en évidence des épisodes climatiques et des évènements particuliers. Aux profondeurs 2,1m (1998/99) et 5m (1994) on peut identifier des dépôts volcaniques caractérisés par des couches de poussières ou de cendres observables à l'œil nu, de fortes concentrations de SO_4^{2-} et Cl^{-} et des pics de F^{-} et H^{+}. Ces signatures chimiques caractéristiques sont typiques d'un apport de matière et de sels issus d'une éruption volcanique. Le Sabancaya est un volcan situé à 90km à l'Est du Coropuna où un important

dégazage s'est produit en août/septembre 1998, et une forte éruption a eu lieu en mai 1994. Les rétrotrajectoires ont été calculées (non montrées, I. Moreno, com. pers.) avec HYSPLIT (Draxler et Rolph, 2003) pour les périodes de ces 2 évènements et il apparaît que le panache de fumée a pu passer au dessus du Coropuna en mai 1994 confirmant l'identification du signal volcanique à 5m de profondeur. En revanche aucune retrotrajectoire passant au dessus du Coropuna n'a été identifiée pour l'évènement de 1998, et la source originelle des anomalies de concentrations enregistrées reste incertaine.

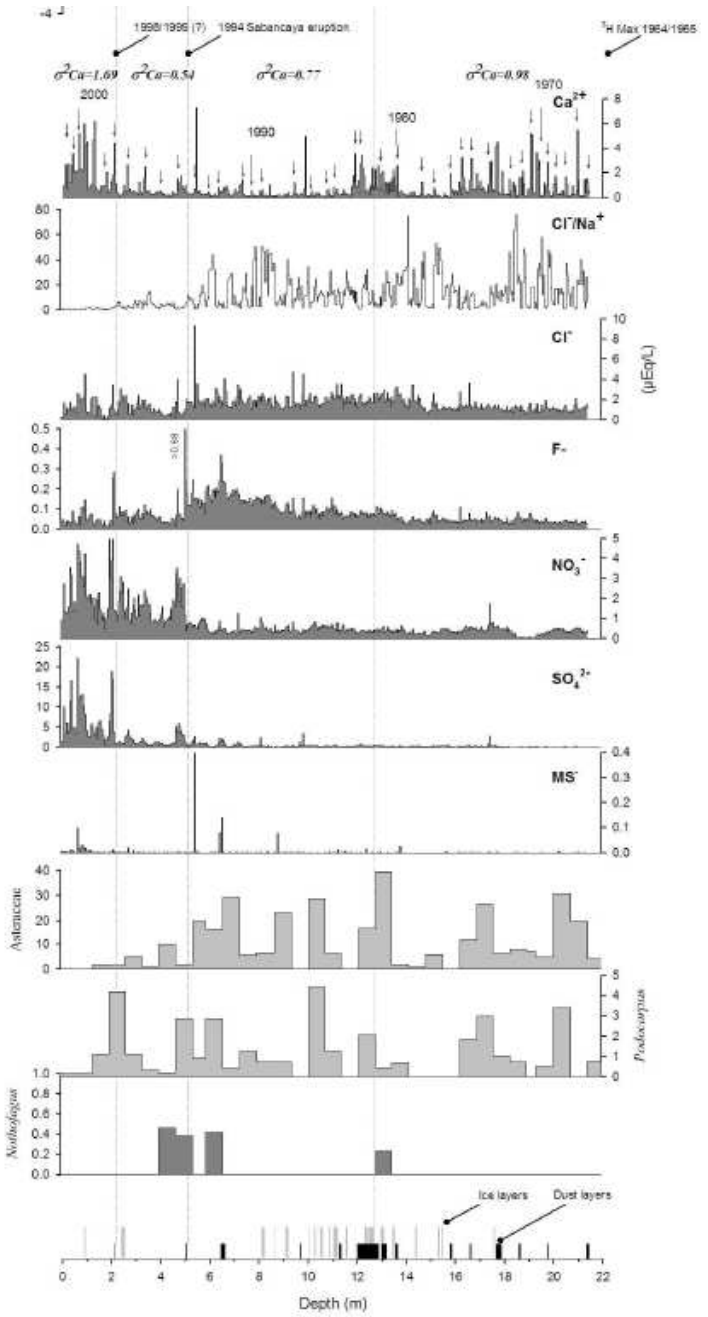


Figure 5-11: Profils chimiques et polliniques des 22 premiers mètres de la carotte du col du Coropuna (modifié d'après Herreros et al., 2009).

Le rapport des concentrations de pollens locaux et non locaux peut être un indicateur des variations de précipitations au Coropuna. Sur ce site on a vu que les précipitations sont majoritairement associées aux masses d'air qui viennent de l'Est. Donc on peut supposer que durant les épisodes de faibles précipitations, les concentrations de pollens non locaux (transportés par les masses d'air dominantes venant de l'Est) diminuent entraînant une augmentation du rapport de concentrations de pollens locaux/non locaux. Nous avons identifié deux pics importants de concentrations d'espèces locales vers 11-12m pour les *Polylepis* et vers 6,5m pour les familles des Asteraceae tubuliflorae et des Poaceae (typiques de la Puna dans la région du Coropuna) associés à des couches de poussières aux mêmes profondeurs mettant en évidence deux périodes sèches. Cette hypothèse est validée car les profondeurs 6,5m et 11-12m correspondent respectivement aux années 1992 et 1982-1983 datées à partir de la chronologie obtenue précédemment par le profil de Calcium. Or ces années qui correspondent à des épisodes El Niño ont été caractérisées lors de l'étude des stations météorologiques locales par une diminution conséquente de précipitations confirmant ainsi notre interprétation.

Des évènements atmosphériques synoptiques ont été mis à jour par la présence de pollens de *Nothofagus* dans la carotte. Le *Nothofagus* est un arbre des forêts patagoniennes qui s'étend entre 40°S et 50°S environ au Chili et la présence de ce pollen aux profondeurs 3,3m, 5,9m et 12,1m peut être attribuée à l'existence d'une circulation occasionnelle permettant à des masses d'air originaire du sud de l'Amérique du Sud voire polaires d'atteindre la latitude du Coropuna. Des arrivées d'air froid sont fréquentes au Pérou et ont déjà été signalés entre 3000 et 4000m d'altitude (Quispe et Avalos, 2006) mais jamais à l'altitude du Coropuna (plus de 6000m). Les études précédentes sur les concentrations de pollens dans les carottes de glace andines (Reese, 2003; Liu et al., 2005; Reese et Liu, 2005; Liu et al., 2007) ne font pas référence au *Nothofagus* mais il est difficile de savoir si il n'y en effectivement pas ou si ces pollens ont été identifiés mais non étudiés par les auteurs. L'analyse pollinique de carottes sédimentaires forées autour du Coropuna (Kuentz et al., 2007; Kuentz, 2009) a mis en évidence de très faibles concentrations de *Nothofagus* qui n'ont pas été discutées dans les articles publiés (M.-P. Ledru, com. pers.). Bien qu'on mette en évidence des arrivées épisodiques de fronts froids venant des hautes latitudes de l'hémisphère Sud, ces évènements affectant les plus hauts sommets des Andes comme le Coropuna semblent très rares car nous n'avons trouvé que 3 couches de *Nothofagus* dans les 22 premiers mètres (au total seulement 7 couches dans les 42m de la carotte).

L'étude de la carotte du Coropuna a montré que les enregistrements originaux sont affectés par des processus de post-dépôt, rendant une interprétation climatique hasardeuse. Mais, même si le signal isotopique n'est pas exploitable du point de vue de la reconstitution climatique sur toute sa longueur, cette étude multiproxy a permis de donner ponctuellement une information climatique en relation avec quelques évènements singuliers (ENSO, fronts froids…) grâce aux données chimiques et polliniques. Tout l'intérêt des croisements de données de différentes origines a été démontré dans cette étude. Dans un travail futur les résultats seront comparés aux données des carottes du cratère et du sommet afin de mettre en évidence les similitudes et les différences de dépôt de la neige et des processus post-dépôts.

5.3. Chimborazo et Coropuna : des réponses différentes aux effets post-dépôt

Il est intéressant de comparer le cas du glacier Coropuna (Pérou) avec les résultats de la carotte du glacier Chimborazo (Equateur) (voir les localisations sur la **Figure 3-1**). En effet l'analyse des deux carottes extraites en décembre 1999 et décembre 2000 au Chimborazo sont idéales pour étudier l'effet de la percolation. Les dépôts de cendres causés par l'éruption du volcan Tungurahua et qui ont atteint le Chimborazo après le carottage de 1999 (voir la photo satellite de la **Figure 5-12**) ont radicalement changé les conditions sur le glacier en intensifiant la fonte de surface et la formation de pénitents comme le montre les photos de la **Figure 5-12** (pour plus de détails voir Schotterer et al., 2003). Les différentes analyses chimiques et isotopiques de la glace du Chimborazo n'ont pas été réalisées au cours de ce travail de thèse et les résultats du Chimborazo font référence à des travaux antérieurs publiés et cités dans cette partie.

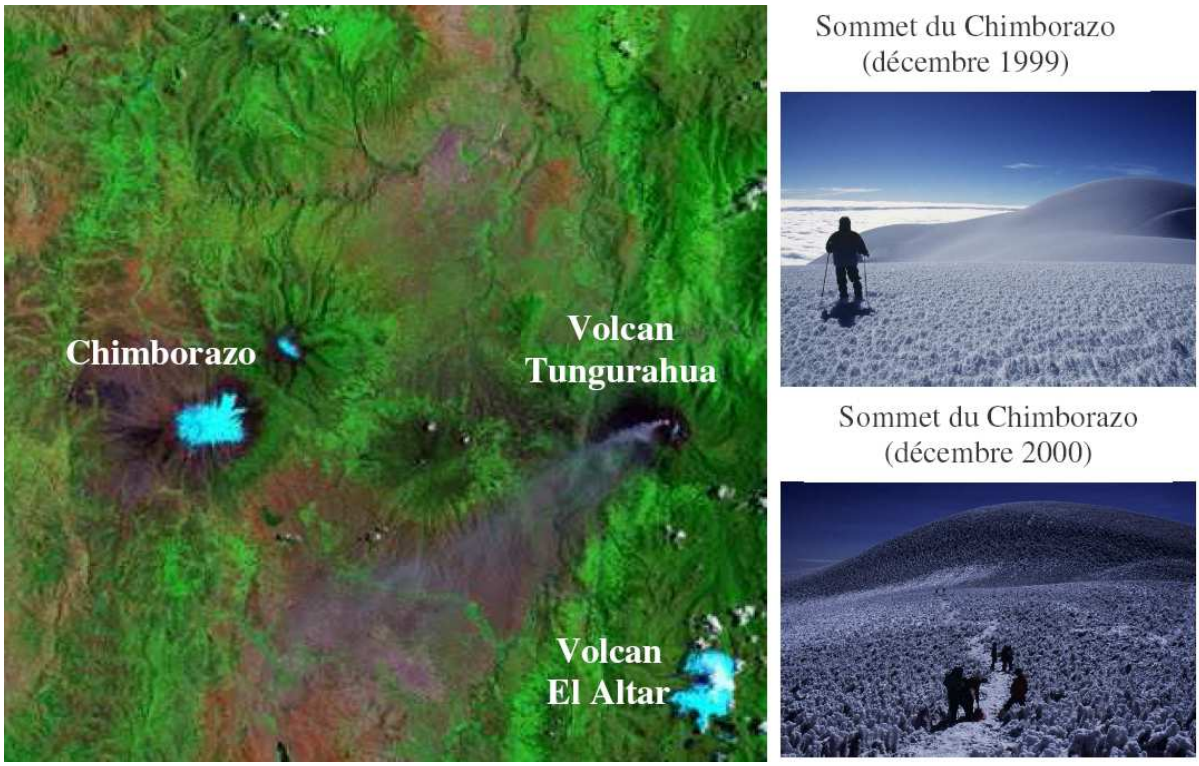


Figure 5-12:Gauche: photo satellite du Chimborazo et des volcans Tungurahua et El Altar le 16 Septembre 2001. Le panache de cendres volcaniques du Tungurahua (en grisé) parcourt des dizaines de kilomètres dans la direction SO. En période de vents d'Est dominants le panache atteint le sommet du Chimborazo situé plein Ouest (http://earthobservatory.nasa.gov/Newsroom/NewImages/images.php3?img_id=17121); Droite : conditions à la surface du glacier lors des forages de décembre 1999 et décembre 2000. Le dépôt de cendres volcaniques au cours de l'année 2000 a provoqué la formation de grands pénitents de 50cm à 1m (photo décembre 2000).

Schotterer et al. (2003) ont analysé les concentrations chimiques et la composition isotopique (**Figure 5-13**) des deux carottes du Chimborazo (1999 et 2000) et les ont comparées sur les premiers 10m weq (équivalent à 17m de névé). Les signaux isotopiques sont quasiment identiques et les seules différences sont observées dans les premiers 1,5m weq. On remarque que le pic fortement appauvri de 1999 n'apparaît pas dans le profil de 2000, cela signifie qu'une couche de l'ordre de 70cm weq (correspondant à l'accumulation 1998/1999) a fondu et percolé dans les couches inférieures selon Schotterer et al. (2003). La bonne correspondance des 2 profils de $\delta^{18}O$ et de l'excès en deutérium (non montré) montre que l'eau de fonte a percolé très rapidement dans le névé sans regeler. Aucune couche de glace de regel n'a été trouvée dans les 15 premiers mètres de la carotte de 2000 ce qui prouve également une percolation profonde rapide (Schwikowski et al., 2002).

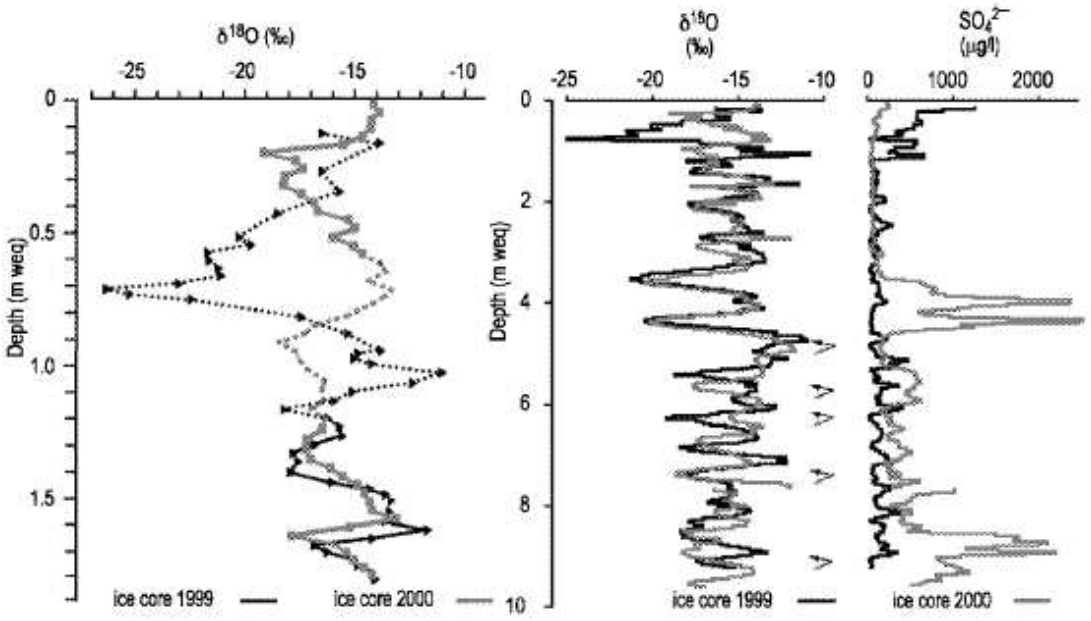


Figure 5-13: Profils isotopique et du sulfate dans les premiers 10 m we (17m) des carottes 1999 et 2000 du Chimborazo. La partie gauche est un zoom du signal isotopique entre 0 et1,5m weq (Schotterer et al., 2003).

Les concentrations des espèces chimiques montrent en revanche plus de perturbations entre les deux profils. Le sulfate (SO_4^{2-}) montre de fortes concentrations observées en surface en 1999 qui sont attribuées aux premières éruptions du Tungurahua pour cette période accompagnées d'émissions de SO_2 mais ces pics ne se retrouvent pas en 2000 à la surface à cause de la fonte de cette couche. Dans le profil de 2000 on remarque 2 niveaux de très fortes concentrations en sulfate qui ne sont pas présents dans le profil de 1999. Schotterer et al. (2003) considèrent que le nouvel apport de sulfate déposé en surface par les éruptions volcaniques continues durant l'année 2000 a été lessivé par la fonte et relocalisé par percolation dans des couches certainement plus denses aux profondeurs 4 et 9m weq. Toutes les espèces chimiques ne sont pas affectées par la percolation. Des solubilités différentes pour les nitrates et l'ammonium par exemple expliquent une conservation des concentrations pour ces 2 espèces (Schwikowski et al., 2002).

Les perturbations liées à la percolation pour les espèces chimiques sont importantes dans les cas du Coropuna et du Chimborazo. Pour les espèces chimiques, elles sont lessivées en fonction de leur solubilité. La réponse du signal isotopique à la percolation est plus complexe. L'absence de perturbation du signal isotopique entre 1999 et 2000, dans les carottes prélevées au Chimborazo, a encouragé l'analyse de la carotte du Coropuna. Bien que la présence d'un névé humide et de circulation d'eau liquide aient été notées lors du carottage du Coropuna, il

n'était cependant pas évident que le signal soit affecté, par comparaison aux conditions identiques concernant la circulation d'eau observées au Chimborazo. Pourtant, comme on l'a vu précédemment, le résultat est totalement différent pour les 2 sites. Une percolation rapide et sans regel n'a pas eu d'effet sur la composition isotopique au Chimborazo, où les cycles saisonniers ont été conservés et une datation annuelle a pu être réalisée (Ramirez, 2003). On note de plus, dans les couches supérieures du profil, que les cycles annuels montrent un double pic appauvri lié à la présence de deux saisons humides pendant l'année en Equateur. Les variations isotopiques sont donc exploitables pour une reconstruction climatique. En revanche au col du Coropuna la percolation (verticale et latérale) semble faire partie du cycle hydrologique normal depuis plusieurs années, et la répétition des épisodes de percolation et de regel homogénéise progressivement le signal isotopique et dans ce cas là l'exploitation climatique des isotopes n'est pas possible.

Ce chapitre a mis en évidence toute l'importance de l'étude des phénomènes post-dépôt menée sur plusieurs sites dans les Andes (Ginot et al., 2001; Stichler et al., 2001; Bonnaveira, 2004). La prise en compte des perturbations de l'enregistrement par les phénomènes de post-dépôt est primordiale en vue de l'interprétation climatique d'une carotte de glace. Il semble important de mener une étude préliminaire des processus de post-déposition sur les glaciers avant toute opération de forage long. Comme les perturbations peuvent être plus intenses en profondeur lorsqu'il s'agit de phénomènes longs et progressifs, il n'est pas évident de mettre en lumière tous les processus à partir seulement d'une étude limitée dans le temps de puits de 2 ou 3m de profondeur. Il faut donc accompagner cette étude sur les post dépôt par un forage test d'une dizaine de mètres minimum dans les 2 ans précédents le forage long, ce qui a été le mode opératoire dans les Andes pour la plupart des forages. Le chapitre suivant est consacré aux résultats d'une carotte longue de 122m extraite au San Valentin, Chili en 2007. Ce forage profond avait été précédé d'un forage test (16m) en 2005, très prometteur en termes de conservation des enregistrements isotopique et chimiques. Nous verrons le rôle d'un autre processus post-dépôt dominant, le vent qui peut perturber un profil par des processus d'ablation ou de redistribution de la neige.

6. Interprétation de l'enregistrement isotopique au San Valentin

Dans ce chapitre nous allons présenter les résultats entre 0 et 70m de la composition isotopique de la carotte de glace longue (122m ; CL122) du glacier San Valentin au Chili extraite en avril 2007. Le but est d'évaluer le potentiel isotopique de la glace en vue d'une interprétation climatique sur le dernier siècle. Dans un premier temps nous allons dater le profil isotopique pour vérifier si l'on peut reconstituer le caractère annuel des cycles. Dans un deuxième temps nous comparerons le profil isotopique daté avec les observations climatiques disponibles (stations météorologiques, réanalyses et simulations ECHAM4) afin d'étudier les relations possibles avec le climat et sa variabilité sur les 50 dernières années, et ainsi établir si cela est possible une calibration moderne isotopes-climat qui sera utilisée pour l'interprétation du signal sur le dernier siècle. Nous allons commencer ce chapitre par la stratigraphie de la carotte de glace et la présentation du profil isotopique en examinant la présence de processus post-dépôt potentiels.

6.1. Stratigraphie et caractéristiques du signal isotopique récent au San Valentin

La carotte du San Valentin (122m) forée en avril 2007 a été découpée avec une résolution de 2cm entre 0 et 70m au LSCE à Saclay et au LGGE à Grenoble. Le choix de cette résolution très fine de mesure de la composition isotopique est basé sur les résultats de la carotte test (15,2m) extraite en 2005, pour laquelle elle était de 7 à 10cm, et il semblait que les variations saisonnières isotopiques n'étaient pas identifiables à cause d'une trop faible résolution de mesure (Vimeux et al., 2008a). Pour la carotte 2007 nous avons donc augmenté la résolution d'échantillonnage à 2cm afin de pouvoir identifier les variations saisonnières isotopiques. Un premier profil basse résolution de $\delta^{18}O$ (1 échantillon sur 10 entre 0 et 50m puis 1 échantillon sur 5 entre 50 et 73m) a été réalisé au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), afin d'avoir rapidement un aperçu du profil isotopique des premiers 70 mètres (F. Vimeux, com. pers.). Le reste des mesures de la composition isotopique de la glace ($\delta^{18}O$ et δD) ont été effectuées au LAMA à Montpellier. Le δD a été mesuré sur tous les échantillons entre 0 et 18,3m, sur 1 échantillon sur 2 entre 18,3 et 51,7m et enfin 1 échantillon sur 5 entre 51,7 et 71,4m. La mesure d'un échantillon sur 2 ou sur 5 après 18m a été

privilégiée car à cette résolution on capture les mêmes variations qu'en mesurant tous les échantillons, donc contrairement à ce qui était suggéré à partir des résultats de la carotte 2005 une résolution plus fine pour les mesures n'apporte pas d'information supplémentaire sur la variabilité. Le $\delta^{18}O$ a été mesuré en moyenne pour 1 échantillon sur 3 entre 0 et 51,7m au LAMA en complément des mesures réalisées au LSCE. Au total j'ai donc mesuré 1830 échantillons en δD et 700 échantillons en $\delta^{18}O$ au LAMA et les différentes résolutions de mesure sont récapitulées dans le **Tableau 6-1**.

Sections	0-18,3m	18,3-51,7m	51,7-70m
Résolution δD	Tous	1 sur 2	1 sur 5
Résolution $\delta^{18}O$	1 sur 3	1 sur 3	1 sur 5 (LSCE)

Tableau 6-1: Récapitulatif du nombre d'échantillons mesurés au LAMA et au LSCE. La résolution d'échantillonnage est de 2cm entre 0 et 70m.

6.1.1. Profil de densité

Lors du découpage des échantillons, la stratigraphie de la carotte de glace a été finement observée, ainsi chaque section de carotte extraite par le carottier (d'environ 70cm) a été soigneusement décrite, mesurée, pesée et photographiée. Le profil de densité a été calculé entre 0 et 70m et est présenté sur la **Figure 6-1.**

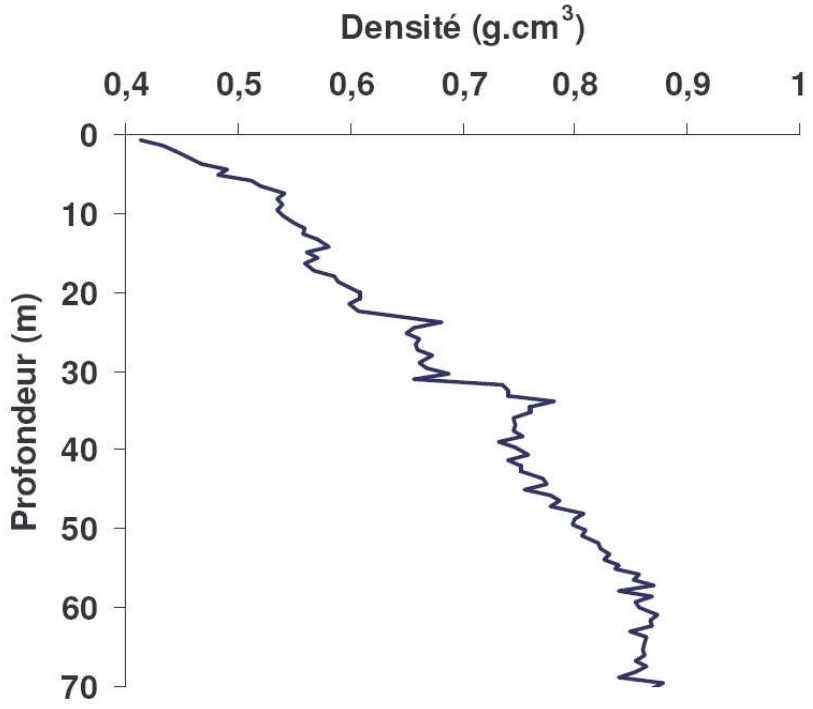


Figure 6-1: Profil de densité entre 0 et 70m de la carotte de glace du San Valentin.

On observe une augmentation de la densité avec la profondeur sous l'effet de la compaction de la neige et de la glace. Le profil permet de mettre en évidence le niveau du *close-off*, transition de densité égale à 0,8g.cm^{-3} environ, atteint vers 50m de profondeur. En dessous de 55m la densité atteint un niveau maximal autour de 0,85g.cm^{-3}.

6.1.2. Stratigraphie

Chaque section de carotte a été coupée en deux en son centre lors de la découpe permettant une observation visuelle de la taille des grains, des couches de glace et de leur orientation. Des couches de glace de regel et des croûtes de vent de quelques centimètres ont été observées comme par exemple dans les sections présentées sur la **Figure 6-2**. Les couches de regel se forment par fonte de la couche de surface qui regèle en surface ou plus en profondeur s'il y a de la percolation et les croûtes de vent (ou sastrugis) sont des vagues de glace formées par la compaction de la neige par le vent. Les croûtes de vent sont environ quatre fois plus nombreuses que les couches de regel indiquant une influence dominante du vent qui modèle la surface neigeuse, et un processus de fonte/regel quasiment absent au San Valentin.

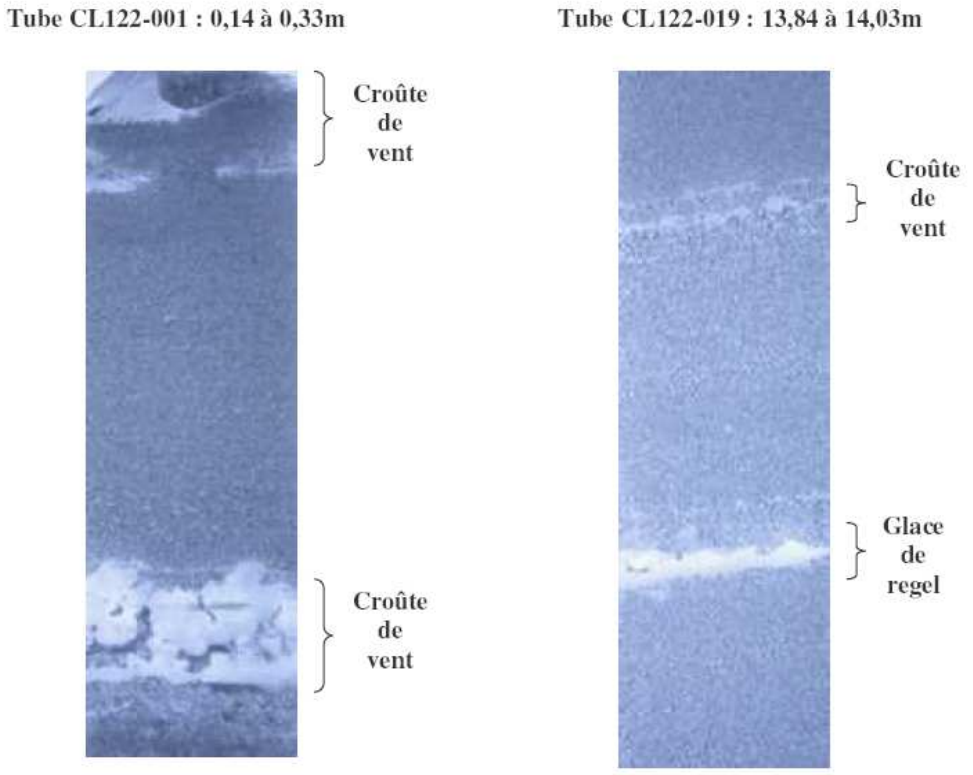


Figure 6-2: Photographies de la carotte du San Valentin CL122 entre 0,14 et 0,33m et 13,84 et 14,03m de profondeur. Les observations stratigraphiques ont permis de mettre en évidence des croûtes de vent et des couches de regel.

6.1.3. Le signal isotopique

Les profils isotopiques en $\delta^{18}O$ et δD entre 0 et 70m sont présentés sur la **Figure 6-3**. Les valeurs moyennes du $\delta^{18}O$ et du δD le long du profil sont de -16,2±3‰ et -121,7±24,6‰ respectivement.

Sur le profil isotopique complet on observe une variabilité haute fréquence avec des cycles apparents de quelques dizaines de centimètres de large. On observe également des variations de forte amplitude dans tout le profil et on ne constate pas de lissage du signal avec la profondeur. Le signal isotopique du San Valentin ne présente donc pas a priori d'altération profonde due à la percolation d'eau de fonte contrairement à ce qui a déjà été observé dans des carottes précédentes extraites au Champ de Glace Nord (Yamada, 1987; Aristarain et Delmas, 1993; Matsuoka et Naruse, 1999; Shiraiwa et al., 2002) et dans le cas du Coropuna (voir Chap. 5.). Ce résultat devrait être confirmé par l'étude de la relation $\delta^{18}O$-δD. Au sommet du San Valentin l'effet de post-dépôt dominant est certainement le vent violent qui érode et redistribue les couches de neige de surface et ce processus qui ne peut pas être défini directement à partir de la relation $\delta^{18}O$-δD sera discuté plus tard.

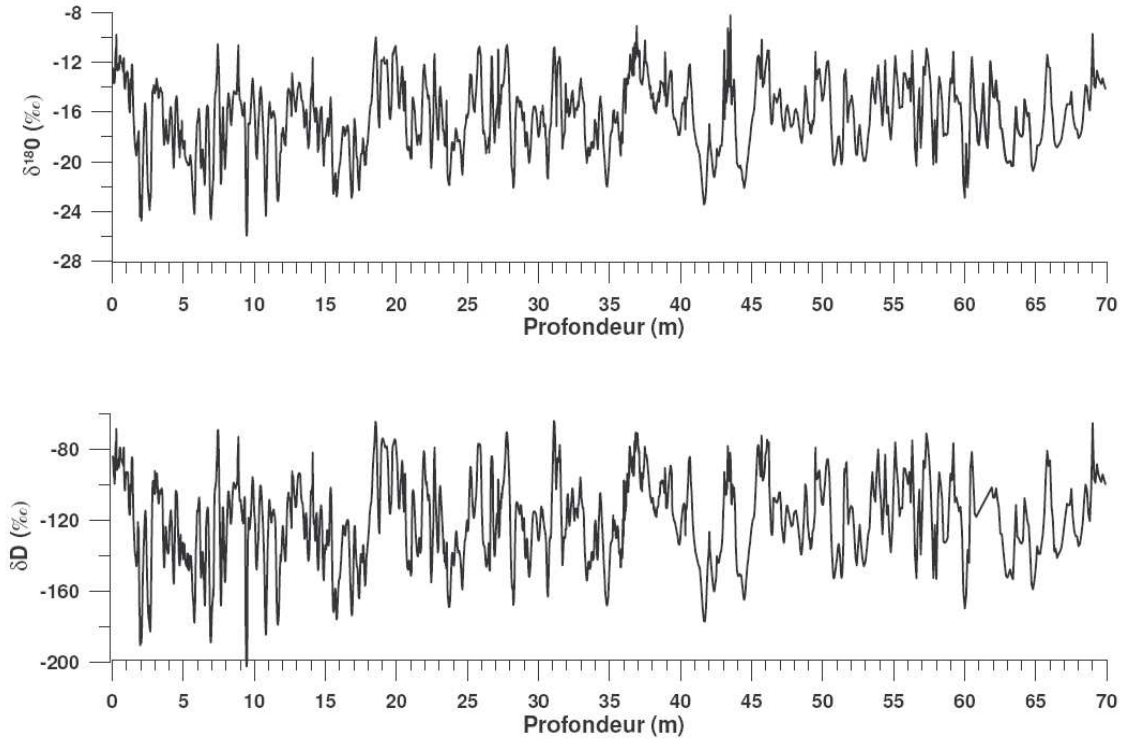


Figure 6-3: Profils isotopiques $\delta^{18}O$ et δD entre 0 et 70m de la carotte longue du San Valentin.

La valeur moyenne du $\delta^{18}O$ des précipitations à la station AIEA de Coyhaique entre 1989 et 1998 est de -10,9±2,8‰ soit enrichie de près de 6‰ comparativement à la carotte du San Valentin. Sur un transect Ouest-Est aux latitudes du CGN (47-48°N), Stern et Blisniuk (2002) trouvent des valeurs isotopiques enrichies de 4‰ sur le bord Ouest du CGN par rapport au côté Est, ce qu'ils expliquent par l'effet d'altitude du côté Ouest des Andes, avec un gradient de 0,62‰/100m. A l'Est du CGN, les auteurs indiquent que ces effets ne sont quasiment pas observés impliquant pour les compositions isotopiques des précipitations un contrôle dominant du processus orographique qui se produit du côté Ouest. La station de Coyhaique est située à 150km au Nord Est du CGN et la majorité des masses d'air qui atteignent Coyhaique n'a pas rencontré le CGN, arrivant directement du Pacifique comme le montre les rétrotrajectoires (les dates du 15 janvier et 15 juillet ont été choisies arbitrairement pour représenter l'été et l'hiver, **Figure 6-4**). Les valeurs comprises entre -8 et -12‰ observées par Stern et Blisniuk (2002) dans les précipitations et des échantillons d'eau de surface sur la côte pacifique sont similaires à celles observées à Coyhaique, ce qui confirme cette hypothèse. Ainsi les compositions isotopiques des précipitations ne subissent pas a priori les processus d'appauvrissement observés à l'Ouest du CGN et les valeurs isotopiques des précipitations à Coyhaique sont donc enrichies par rapport à celles de la carotte du San Valentin située dans le CGN. Si Coyhaique était situé directement à l'Est du CGN sur la même latitude, ses valeurs isotopiques seraient plus appauvries que celles enregistrées au San Valentin.

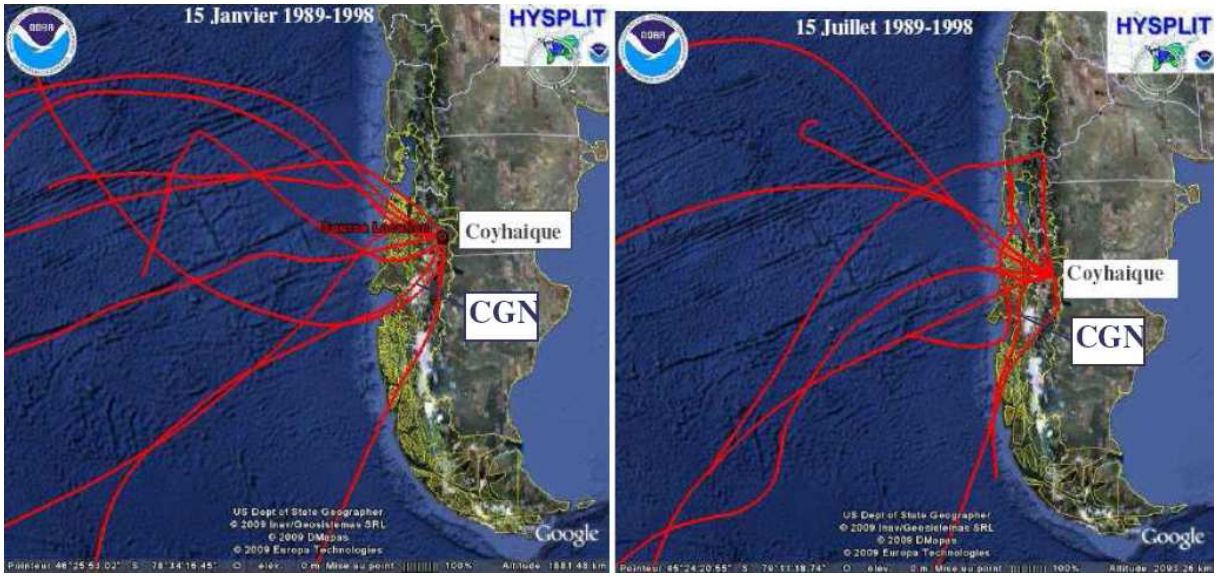


Figure 6-4: Exemples de rétrotrajectoires à 3 jours calculées par Hysplit à partir de la station de Coyhaique (300 m d'altitude) pour le 15 janvier et le 15 juillet de chaque année entre 1989 et 1998 (période des données isotopiques disponibles à la station AIEA de Coyhaique).

Après avoir présenté le signal isotopique, nous allons à présent analyser la relation δD-$\delta^{18}O$ afin de mettre en évidence d'éventuels effets de processus post-dépôt. La pente de la droite des eaux météoriques a été calculée pour tous les échantillons entre 0 et 70m, et est de 8,1 (**Figure 6-5**) soit tout proche de la pente de la Droite des Eaux Météoriques Globale qui est de 8 (Dansgaard, 1964). Donc globalement les compositions isotopiques entre 0 et 70m ne sont pas affectées par le phénomène de fonte-évaporation de surface et de percolation en profondeur. De plus ce résultat est en accord avec la pente de 8,06 trouvée par Smith et Evans (2007) pour des échantillons de ruisseaux en Patagonie sachant que les auteurs précisent qu'il existe une très bonne correspondance entre les données des précipitations et des ruisseaux.

Pour plus de précisions nous avons calculé la moyenne mobile de la pente isotopique sur 80cm de longueur (correspondant à 1 ou 2 cycles isotopiques) sur tout le profil entre 0 et 70m afin d'identifier d'éventuelles perturbations locales liées à l'évaporation lors de la fonte de surface (**Figure 6-6**). Les pentes sont majoritairement comprises entre 7 et 10 confirmant l'absence de perturbation pour la quasi-totalité du profil. On observe seulement 5 couches dont les pentes sont proches de 5, vers 5,2m, 32,1m, 38,8m, 43,5m et 60m, et qui ont donc certainement été perturbées par l'évaporation liée à la fonte de surface. Ces couches ne sont pas associées aux couches de glace de regel observées lors de la stratigraphie.

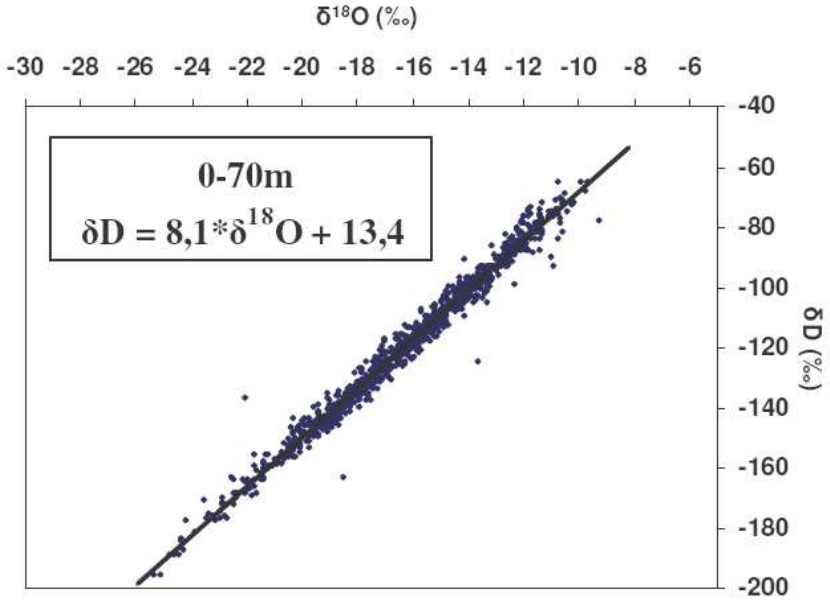


Figure 6-5: Relation δD- $\delta^{18}O$ au San Valentin entre 0m et 70m.

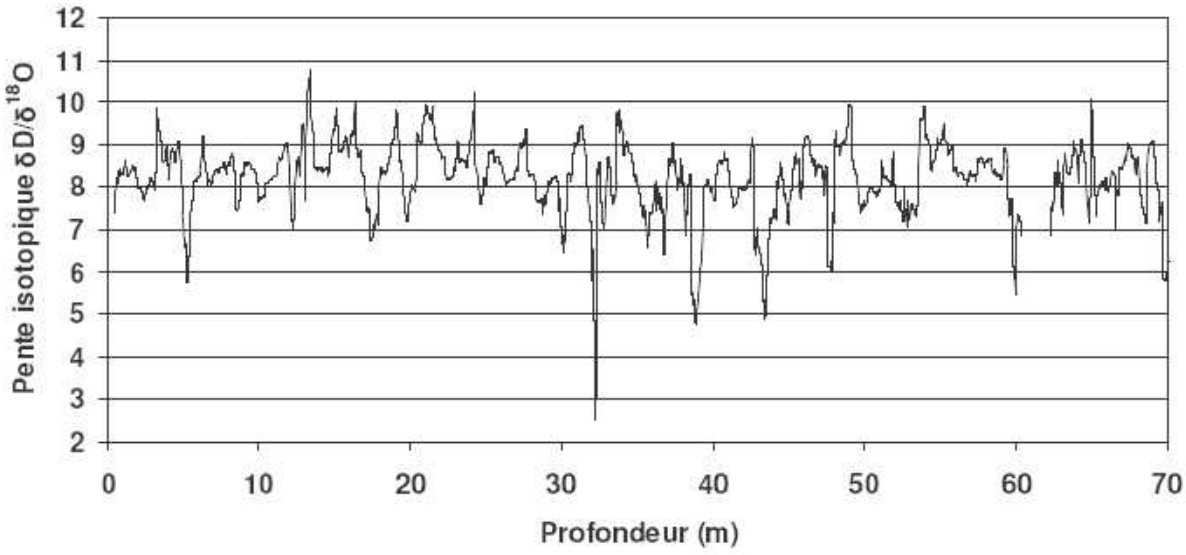


Figure 6-6: Pente isotopique glissante δD/δ18O sur 80cm entre 0 et 70m. Les pentes proches de 5 révèlent une perturbation du signal isotopique liée à l'évaporation lors de la fonte de la couche de surface.

Nous avons remarqué que les couches formées de glace de regel et de croûtes de vent, larges de 1 à 5cm, sont généralement associées à des anomalies isotopiques. En effet au niveau de ces couches on observe des variations abruptes du signal isotopique bien que cela ne soit pas systématique. Ces anomalies peuvent aussi bien être négatives que positives ce qui rend difficile l'interprétation avec un processus particulier déterminé. On peut supposer que des croûtes de vent peuvent être reliées à des évènements extrêmes (températures très froides, masses d'air d'origine peu commune) qui déposent une couche de neige de composition isotopique très enrichie ou très appauvrie durant une période de vent fort. Les couches de regel étant souvent associées à des croûtes de vent il est difficile de dire lequel des deux processus joue sur la composition isotopique. Un décalage de quelques centimètres peut dans certains cas être observé en raison d'erreurs centimétriques dans le calage entre les profondeurs des échantillons et celles des couches de regel ou de vent.

Pour la datation nous ne comptons pas ces pics d'anomalies comme des valeurs extrêmes caractérisant les cycles annuels (voir la partie 6.2.) mais ils sont plutôt interprétés comme des évènements extrêmes intrasaisonniers. Deux exemples sont donnés par la **Figure 6-7** où le signal isotopique original est tracé en noir et un signal reconstruit servant à dater en rouge. Le signal reconstruit suit les pics non perturbés par les couches de regel et les croûtes de vent, et un cycle annuel est encadré par 2 traits pointillés. Les pics perturbés sont généralement couverts par seulement 2 ou 3 points de mesure. Il est à noter que les valeurs du pic entre 9,43 et 9,5m de profondeur sont les plus appauvries des 70 premiers mètres.

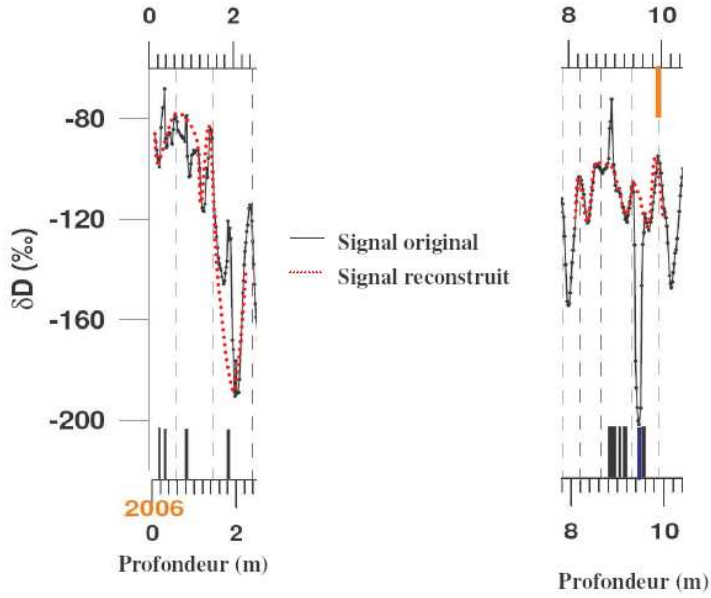


Figure 6-7: Signaux isotopiques originaux (noir) et reconstruits (rouge). Les variations abruptes ne sont pas comptées comme des pics saisonniers. Le signal reconstruit justifie l'identification d'un cycle annuel (traits pointillés). Les croûtes de vent et les couches de regel sont signalées par les rectangles noirs et bleus respectivement.

6.2. Datation du profil isotopique entre 0 et 70m

La datation de la carotte du San Valentin va être présentée en plusieurs étapes. Tout d'abord nous parlerons des datations absolues fournies par les radionucléides et qui vont permettre de contraindre la datation, puis nous proposerons une datation à partir du comptage des cycles isotopiques en portant un regard critique sur leur saisonnalité. Enfin nous comparerons le profil isotopique avec celui de la carotte de 2005 afin de mettre en évidence une datation commune.

6.2.1. Datation du passé récent (dernier siècle)

Pour les 35 premiers mètres les éléments radioactifs déposés lors des essais thermonucléaires atmosphériques ont été utilisés pour identifier des horizons de dates absolues. Des mesures de Tritium (^{3}H) et de radionucléides ont été réalisées en Suisse (Ulrich Schotterer, PSI) et à Grenoble (Olivier Magand, LGGE) respectivement. Les mesures de ^{3}H ont été effectuées sur la carotte longue de 122m entre la surface et 25m et sur la carotte de 71m entre 25 et 35m. Les mesures de radionucléides (**Figure 6-8**) ont été effectuées et analysées entre 0 et 50m sur la carotte de 71m par O. Magand (pour plus de détails voir Magand, 2009). Comme les carottes de 122m et de 71m ont été extraites à quelques mètres l'une de l'autre, les datations pour chacune d'entre elle doivent donc correspondre.

Les profils de ^{137}Cs, ^{90}Sr et ^{241}Am montrent 2 pics de fortes concentrations entre 21,62 et 22,00m, et 24,64 et 25,02m qui sont associés aux retombées des essais russes et américains de 1961-1962 (datation de 1965±1 en Amérique du Sud) et aux essais chinois et français de 1970-1971 (datation de 1970±1) respectivement (Magand, 2009). De plus le profil bêta global semble atteindre les concentrations de bruit de fond naturel (avant les premiers essais nucléaires) en dessous de 31m et on peut donc séparer les périodes post- et pré-nucléaires dont la transition à 31m est datée à 1952±1 (Magand, 2009). Ces résultats ont permis de sortir 3 dates absolues qui sont primordiales pour contraindre la datation des 60 dernières années. On peut en déduire un taux d'accumulation net moyen pour 3 périodes (O. Magand, com. pers.) :

- 1952-1965 : 42±6 cm.an^{-1} (28±4 cm weq.an^{-1})
- 1965-1971 : 50±9 cm.an^{-1} (32±6 cm weq.an^{-1})
- 1971-2007 : 61±1 cm.an^{-1} (33±1 cm weq.an^{-1})

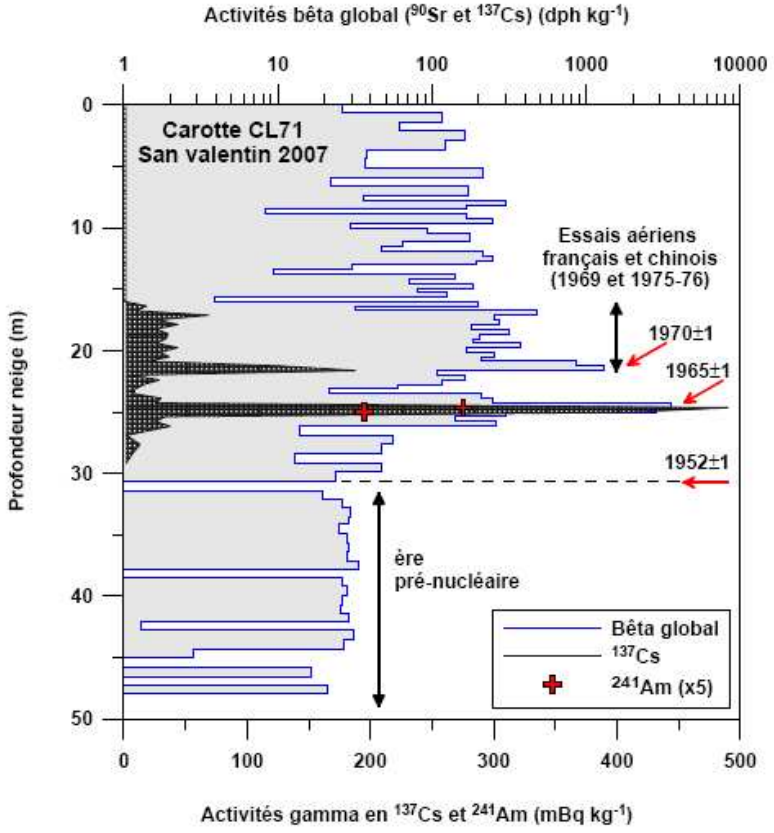


Figure 6-8: Profils des activités en bêta global (^{90}Sr et ^{137}Cs) et en spectrométrie gamma (^{137}Cs, ^{241}Am) pour la carotte CL71 du San Valentin. Les activités sont exprimées en désintégration par heure (dph kg-1) et en millibecquerels par kilos (mBq kg-1) (Figure extraite de Magand, 2009).

Ces taux d'accumulation sont très faibles par rapport à ceux déjà mesurés dans le Champ de Glace Nord où on a relevé une accumulation annuelle de 3,5 m weq au glacier San Rafael (Yamada, 1987). Dans le Champ de Glace Sud des accumulations moyennes annuelles de 1 m weq et 14 m weq (le plus fort taux d'accumulation observé en Patagonie) ont été trouvées au plateau Gorra Blanca Norte et au glacier Tyndall (Shiraiwa et al., 2002; Schwikowski et al., 2006). Le faible taux d'accumulation nette au San Valentin pourrait s'expliquer par l'altitude du site (1000 à 2000m plus haut que les autres forages) et surtout par l'exposition du sommet qui surplombe toute la région à des vents violents toute l'année ayant une vitesse moyenne annuelle de $17 m.s^{-1}$ (réanalyses NCEP/NCAR à 600mb) pouvant produire une importante érosion des couches de neige de surface. Ce paramètre doit être pris en compte lorsque l'on parle du taux d'accumulation net au San Valentin et ses effets seront discutés plus bas.

Pour confirmer les résultats précédents, nous avons daté la carotte de glace à partir du comptage des cycles isotopiques entre 0 et 32m indépendamment de la datation donnée par les radionucléides et le ^{3}H. Pour notre datation nous considérons en première approximation que les cycles isotopiques représentent une variabilité annuelle (l'existence de cycles saisonniers sera discutée plus bas). En tenant compte de la relation isotopes-températures à la station AIEA de Coyhaique nous supposons que les pics enrichis correspondent à la saison d'été de décembre à février (températures hautes) et les pics appauvris à la saison d'hiver de juin à août (températures basses). Les différentes hypothèses de cette datation sont présentées ci-dessous.

Tout d'abord la surface de la carotte est datée à 2006 et non en avril 2007, date du forage, car quelques dizaines de centimètres avaient été enlevés à la surface du glacier par les membres de l'expédition afin d'installer l'équipement pour le forage profond (P. Ginot, com. pers.). On peut donc estimer une perte d'environ 1 an d'accumulation nette par rapport à la date du forage.

La datation issue du comptage des cycles isotopiques est présentée par la **Figure 6-9** où la saison d'été (valeurs enrichies) est signalée par un trait pointillé.

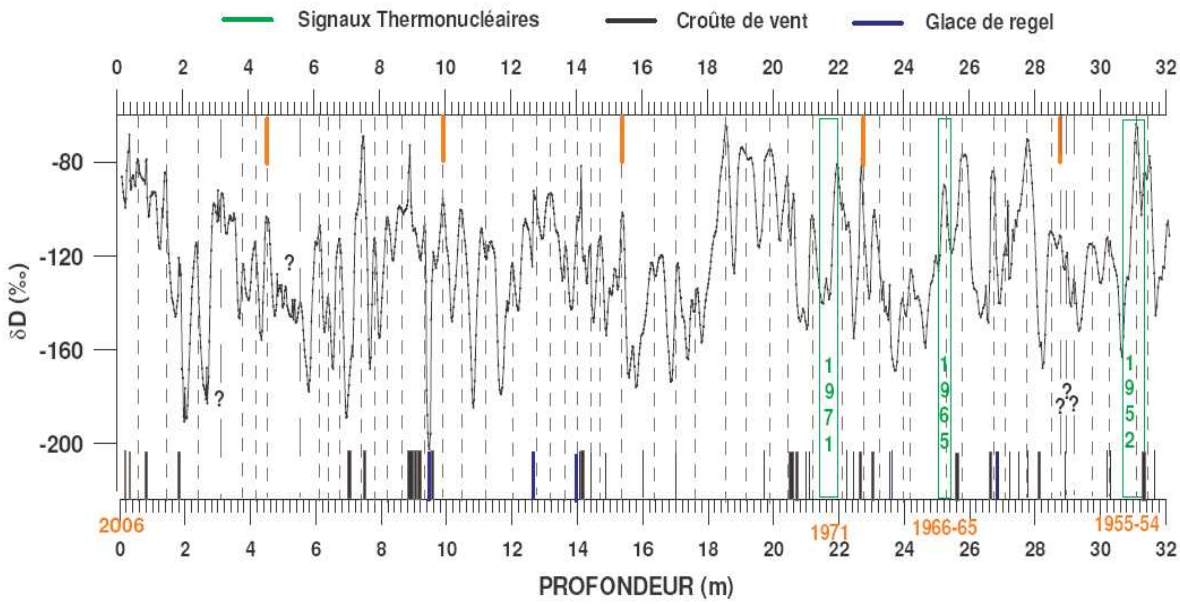


Figure 6-9: Datation à partir du comptage des cycles isotopiques considérés comme annuels entre 0 et 32m. Les datations absolues à ±1an sont notées en vert et la datation révisée à partir des cycles isotopiques en orange. Les couches de regel (en bleu) et les croûtes de vent (en noir) sont mentionnées. La datation des dizaines est notée par une barre orange.

La datation par comptage des cycles isotopiques annuels donne un résultat très satisfaisant car elle est très cohérente avec les dates absolues. Toutefois quelques interrogations sur certains cycles sont à signaler (traits pointillés longs sur la **Figure 6-9**). A 3m de profondeur le pic d'été est très large comparé aux autres pics et cette couche entre 2,85 et 3,55m pourrait représenter un seul évènement de précipitation d'après les données de chimie très homogènes (I. Moreno, com. pers.). Même dans le cas où ce pic représente une précipitation unique on peut penser qu'il se produit en été (valeurs enrichies) et le compter comme un pic d'été. Vers 5m le cycle isotopique est difficilement détectable et on observe des petites variations entre 4,8 et 5,5m et pour cette année là cette couche peut encore une fois indiquer le dépôt d'un seul évènement. On pourrait donc avoir exceptionnellement une précipitation de 70cm conservée entièrement mais on ne peut pas distinguer si c'est un évènement hivernal ou estival. L'absence d'un pic très appauvri durant cette année peut indiquer une ablation par le vent et un non-enregistrement de la saison d'hiver.

Pour tester cette datation à partir des cycles isotopiques on peut se servir de périodes de référence données par les dates absolues. Sur la période 1965-1971 on peut très nettement compter 6 cycles isotopiques correspondants aux 6 années de la période et il semble donc que les cycles isotopiques soient bien annuels. La période 1952-1965 (±1an) donnée par la

datation absolue est datée entre 1954 et 1965 par la datation isotopique soit avec un léger décalage de 1 à 2 ans (conséquence de l'accumulation de l'erreur des datations absolue et isotopique) pour le début des années 1950. Dans cette période contrainte par 2 dates absolues on peut compter 4 cycles de très faibles amplitudes entre 28,5 et 29,3m de profondeur alors que des cycles de cette amplitude n'ont pas été pris en compte dans le comptage de la période plus récente en estimant qu'ils représentent plutôt des faibles variations intrasaisonnières. Mais entre 1954 et 1965 on doit les compter pour obtenir un nombre suffisant de cycles. Bien que ces cycles de faible amplitude et qui se suivent ne soient pas communs dans le profil ils peuvent être le résultat de phénomènes post-dépôt importants ayant altéré ces couches durant une longue période et ainsi on peut supposer que durant ces 4 années l'ablation par le vent a été particulièrement forte enlevant les couches les plus appauvries et les plus enrichies entraînant ainsi une faible variation saisonnière. On peut aussi penser à une homogénéisation isotopique ponctuelle par percolation bien qu'aucune couche de regel ne soit observée à ces profondeurs. Malgré les interrogations discutées précédemment on peut estimer que la datation entre 1965 et 2006 reste robuste.

La relation âge-profondeur a été réalisée avec le logiciel Analyseries (Paillard et al., 1996) en donnant comme référence de datation le 1er janvier (valeur la plus enrichie) et le 1er juillet (valeur la plus appauvrie) pour chaque cycle isotopique identifié. Une date est ensuite associée par extrapolation pour chaque valeur du profil, ce qui permet de calculer les moyennes mensuelles et annuelles. Le profil isotopique ($\delta^{18}O$) à la résolution annuelle est présenté sur la **Figure 6-10** et on observe que la gamme de variations interannuelles est comprise entre -4,1‰ et 5,5‰. Cette amplitude de variations est similaire aux différents carottages profonds andins. Les relations entre ce profil et les variations annuelles des paramètres climatiques seront étudiées dans les sections suivantes.

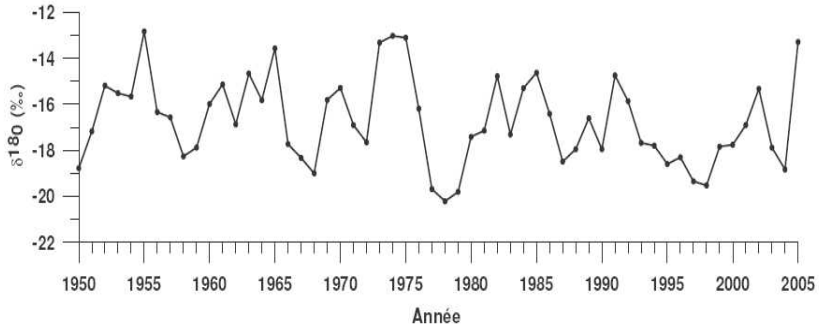


Figure 6-10: Série isotopique ($\delta^{18}O$) des moyennes annuelles de la carotte 2007 du San Valentin entre 1950 et 2005.

Suivant les mêmes hypothèses précédentes on propose une datation entre 30 et 70m présentée sur la **Figure 6-11**. Les cycles isotopiques sont réguliers avec une amplitude similaire à la section 0-30m et le comptage des cycles est assez aisé sauf entre 42m et 45,5m où il est difficile de savoir si les variations dans cette couche sont dues à des perturbations post-dépôt ou non. Entre 43,2 et 43,9m plusieurs couches de croûte de vent ont été observées et les faibles variations dans cette couche ne sont donc pas comptées comme des variations saisonnières, ce qui donne seulement 2 cycles annuels entre 42 et 45,5m. La datation n'est pas contrainte par une datation absolue entre 30 et 70m et il convient donc de considérer la datation de cette partie avec précaution.

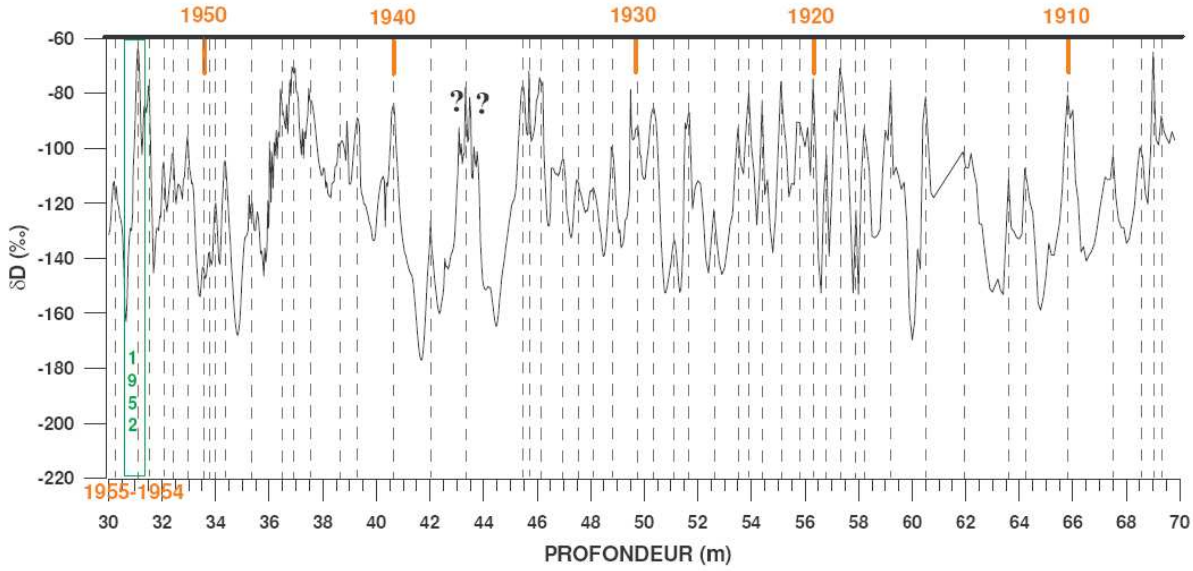


Figure 6-11: Datation du profil isotopique à partir des cycles isotopiques entre 30 et 70m. La datation absolue est notée en vert et la datation à partir des cycles en orange.

Pour conclure sur cette chronologie on peut estimer que la datation des cycles isotopiques, supposés représenter des cycles annuels, est robuste. Même si on peut discuter le comptage de quelques cycles, on met en évidence un nombre de cycles isotopiques très proche au nombre d'années séparant 1952 et 2006 donnés par une datation absolue. Les accumulations nettes calculées sont comprises entre 0,25m (0,15m weq) et 1,2m (0,7m weq) ce qui est tout à fait acceptable en tenant compte de l'accumulation moyenne (0,6m ; 0,35m weq) et des conditions de vent au sommet (érosion et redistribution). Quelques accumulations un peu plus fortes sont calculées entre 1910 et 1950 où la datation est moins précise.

A partir de cette datation on estime que les 70 premiers mètres de la carotte recouvrent environ un siècle de 1907 à 2006. Maintenant que l'on a identifié tous les cycles, le travail consiste à justifier le caractère saisonnier et annuel des variations isotopiques. La prochaine section va permettre de répondre aux questions suivantes :

- les variations isotopiques sont-elles compatibles avec des variations saisonnières de température?
- la datation proposée est-elle valable?

6.2.2. L'enregistrement isotopique est-il saisonnier ?

La datation présentée précédemment repose sur l'hypothèse que les cycles isotopiques dans la carotte du San Valentin représentent des variations saisonnières. Pour vérifier cette supposition nous allons estimer les variations de température au San Valentin à partir du gradient isotopes-températures et les comparer à celles données par les stations météorologiques et le modèle ECHAM pour les 55 dernières années. Dans cette partie nous considérons comme hypothèse que seule la température contrôle la composition isotopique des précipitations et nous travaillons sur les variations saisonnières c'est-à-dire entre les moyennes de Décembre-Janvier-Février (DJF, été) et de Juin-Juillet-Août (JJA, hiver), là où les différences de température sont les plus importantes.

Tout d'abord nous allons discuter des variations isotopiques saisonnières dans la carotte du San Valentin. Entre 1952 et 2006 les variations saisonnières (DJF – JJA) de $\delta^{18}O$ varient entre –2,1 et 11,4‰ (non montrées). Les valeurs négatives sont des anomalies car une différence négative en $\delta^{18}O$ signifie des températures moyennes plus chaudes en hiver qu'en été, or on n'observe jamais ce cas de figure avec les données des stations, de réanalyse à 600mb ou du modèle et il semble peu probable que ce phénomène se produise au sommet du San Valentin. En fait cet artefact vient des anomalies de composition isotopique (valeurs très appauvries ou très enrichies) que l'on a identifiées comme des évènements particuliers dans la datation et qui n'ont pas été comptées comme valeurs représentant le 1er janvier ou le 1er juillet qui ont servi à délimiter les cycles annuels (voir 6.1.3.). Donc dans la datation (âge-profondeur) donnée par le logiciel Analyseries, les anomalies très appauvries peuvent être associées à des mois d'été (décembre ou février) entraînant une moyenne appauvrie au lieu d'enrichie et inversement pour les cas en hiver (juin ou août). Les moyennes hivernales et estivales sont donc perturbées par ces compositions isotopiques particulières et certaines

différences saisonnières qui peuvent être négatives ne seront pas prises en compte dans l'interprétation.

Nous allons maintenant calculer les variations saisonnières de température à partir du gradient isotope ($\delta^{18}O$)-température défini avec les données de la station AIEA de Coyhaique et du modèle ECHAM (**Figure 6-12**). Le gradient calculé avec toutes les données mensuelles (117 valeurs) à Coyhaique est de 0,44‰/°C (0,43‰/°C avec la climatologie mensuelle ; 12 valeurs) et avec les valeurs mensuelles du modèle (372 valeurs) il est de 0,45‰/°C (0,46‰/°C avec la climatologie mensuelle ; 12 valeurs). Ces gradients sont proches de celui trouvé par Gat et al. (2001) qui est de 0,52‰/°C pour les stations du réseau GNIP aux moyennes et hautes latitudes, ce qui implique que les gradients calculés sont corrects. Les résultats de la station et du modèle correspondent parfaitement, donnant une relation robuste et dans la suite nous utiliserons un gradient de 0,45‰/°C pour les calculs des variations des températures au San Valentin entre les saisons d'été et d'hiver.

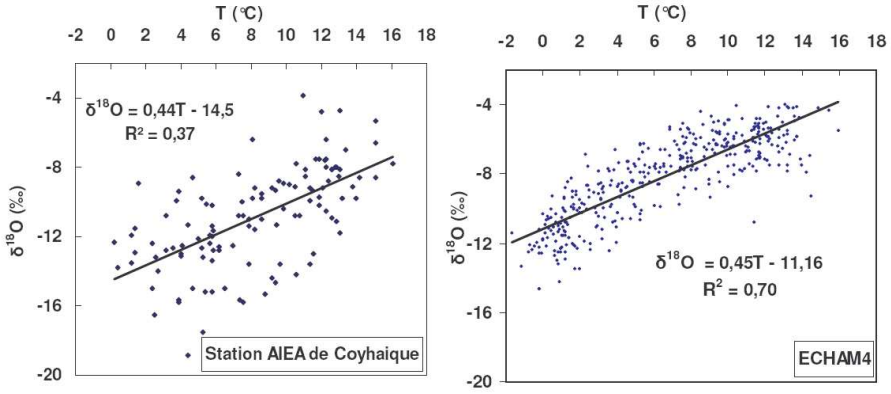


Figure 6-12: Relation $\delta^{18}O$-Température de l'air à la station AIEA de Coyhaique et dans le modèle ECHAM4. Les données sont mensuelles.

En appliquant le gradient isotopes-températures défini précédemment, nous calculons les différences saisonnières de température au San Valentin à partir des différences de composition isotopique entre l'été et l'hiver. Les variations de la simulation ECHAM (vert), de la station AIEA de Coyhaique (bleu), des stations de Puerto Aysen (orange) et de Chile Chico (rouge), des réanalyses à 600mb (rose) et de celles calculées au sommet du San Valentin sont comparées sur la **Figure 6-13**.

Les variations saisonnières de température observées aux stations entre 1960 et 2005 sont comprises entre 7°C et 16,5°C environ avec des différences qui varient par exemple entre 7 et

11°C à la station côtière de Puerto Aysen et entre 9 et 16,5° à la station continentale de Chile Chico. On peut remarquer que l'amplitude de variations est beaucoup plus importante au San Valentin et oscille entre 0 et 26°C (on néglige des valeurs négatives à cause des anomalies isotopiques discutées plus haut). Les valeurs faibles (entre 0 et 5-6°C) qui s'éloignent des valeurs minimales données par les stations peuvent être expliquées par le vent fort et présent toute l'année au sommet du San Valentin. Comme on l'a déjà dit une grande partie d'une saison peut être érodée par le vent et il peut donc manquer dans un cycle annuel isotopique les valeurs soit les plus appauvries soit les plus enrichies suivant les saisons. L'écart isotopique entre les 2 saisons est donc réduit par un processus de post-dépôt et c'est ce que l'on peut supposer lorsque l'on calcule des différences saisonnières de température proches de 0°C au San Valentin. On peut aussi penser à des dépôts de précipitations de valeurs non communes à la saison qui vont homogénéiser les compositions moyennes saisonnières : par exemple des précipitations enrichies en hiver vont rapprocher la moyenne hivernale de la moyenne estivale, ainsi la différence saisonnière sera faible.

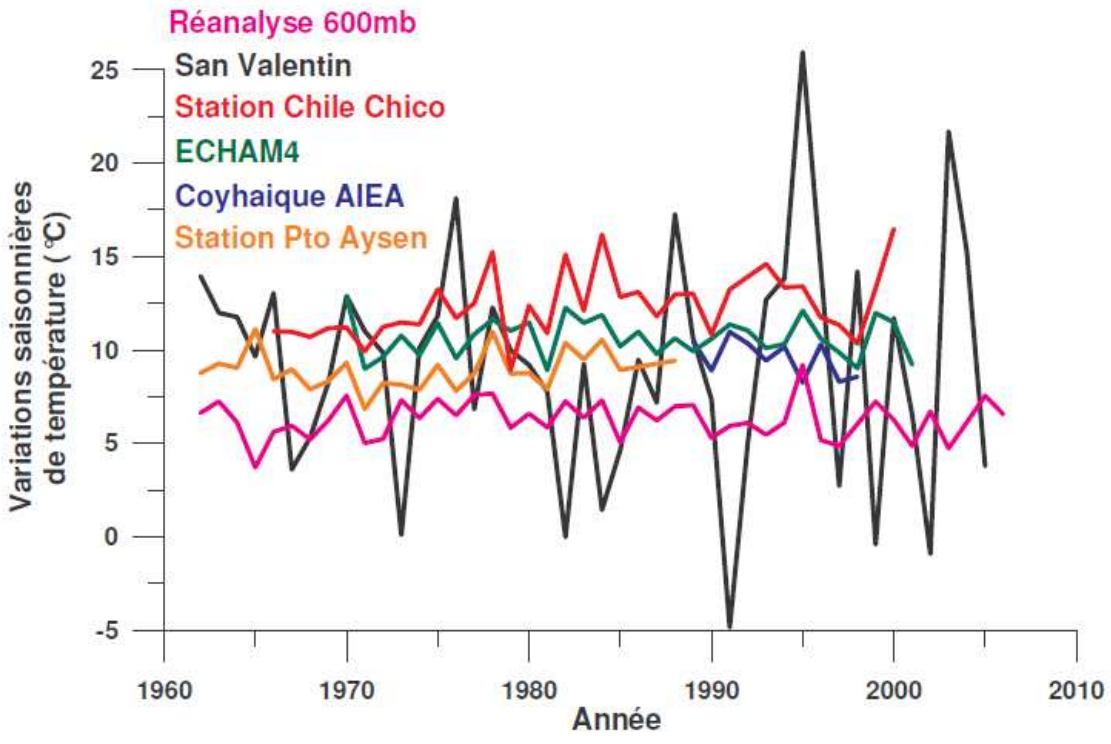


Figure 6-13: Différences saisonnières de températures entre les saisons d'été (DJF) et les saisons d'hiver (JJA). Les stations météorologiques sont représentées par les stations de Puerto Aysen et Chile Chico. Les valeurs au San Valentin sont calculées avec un gradient de 0,45‰/°C.

Au contraire on observe également des valeurs au San Valentin qui sont plus fortes que les valeurs maximales des stations. Cette situation est tout de même marginale car on note seulement 2 valeurs à plus de 20°C entre 1962 et 2005. Une variation saisonnière de température supérieure à 20°C dans cette région est difficilement imaginable compte tenu des variations observées ou simulées. Pour ces 2 années les saisons sont peut être représentées seulement par une ou plusieurs précipitations de composition isotopique forte (très appauvries ou très enrichies) ce qui peut expliquer une grande différence en $\delta^{18}O$ et donc en température.

Le gradient utilisé pour ces calculs est le gradient calculé à la station AIEA de Coyhaique (310m) où la température moyenne annuelle est de 8,4°C. Au niveau du San Valentin (4000m) les données de réanalyses donnent une moyenne de -14°C entre 1979 et 2005. Or la pente $\delta^{18}O/T$ diminue avec la température et en Antarctique par exemple le gradient est en moyenne de 0,8‰/°C pour des températures comprises entre -3 et -60°C (Masson-Delmotte et al., 2008). Donc le gradient de 0,45‰ /°C est certainement sous-estimé pour le sommet du San Valentin. En appliquant un gradient de 0,8‰/°C on obtient des variations saisonnières de température entre 0 et 14°C au sommet du San Valentin et les variations saisonnières maximales correspondent parfaitement aux variations des stations ou des réanalyses à 600mb. On peut donc supposer que le gradient est compris entre 0,45 et 0,8‰/°C au sommet du San Valentin sans pouvoir évidemment donner de valeur exacte.

Les variations saisonnières de température calculées au San Valentin dans cette partie sont des estimations grossières. En effet on suppose que seule la température contrôle la composition isotopique des précipitations et on calcule des variations de température à partir d'un gradient observé à 300m d'altitude. Mais ces résultats montrent tout de même que les variations isotopiques au San Valentin sont tout à fait explicables en première approximation en termes de variations de température de l'air à l'échelle saisonnière. On peut donc considérer pour cette étude que les variations isotopiques observées dans la glace sont saisonnières.

6.2.3. Problème de calage temporel avec le forage test de 2005

En 2005 la campagne de forage a permis d'extraire une carotte de 16m dont la composition isotopique et les concentrations chimiques ont été analysées. L'ensemble des résultats associés au forage de 2005 sont présentés dans l'article de Vimeux et al. (2008a). Nous allons maintenant comparer les résultats isotopiques de 2005 avec ceux de la carotte de

2007 analysée dans ce travail. Le but est de mettre en évidence les variations spatiales et temporelles des signaux.

Le signal isotopique caractéristique entre 18m et 20m (valeurs enrichies et 3 grandes variations) dans la carotte de 2007 est facilement reconnaissable et a rapidement été détecté dans la carotte de 2005 entre 7,4m et 9,5m. La **Figure 6-14** présente les 2 signaux en appliquant un décalage constant de -11m au signal de la carotte de 2005. Les 2 signaux correspondent bien autour de la section 18-20m, mais avec cet ajustement constant la totalité des profils n'est pas correctement calée.

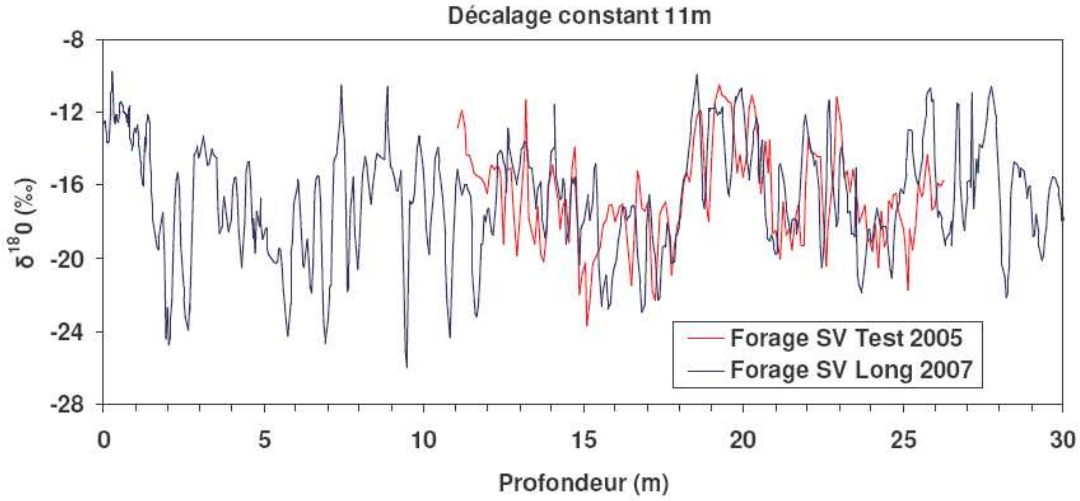


Figure 6-14: Profils isotopiques des carottes 2005 et 2007. La profondeur de la carotte 2005 est ajustée par un décalage constant de 11m.

La profondeur de la carotte de 2005 a donc été ajustée pour faire correspondre les 2 signaux pic à pic (**Figure 6-15**). Le décalage ajusté et appliqué au signal 2005 est de 12m entre 0 et 2m de profondeur, compris entre 11 et 12m entre 2 et 7m de profondeur et compris entre 10,5 et 11m entre 7 et 16m de profondeur. Avec cette correspondance pic à pic, le signal 2005 est représenté sur une longueur de 13,7m. Le signal 2005 est donc compressé de près de 10% par rapport à la longueur originale de 15,3m, ce qui signifie une accumulation plus forte de 10% au niveau du site de forage 2005 par rapport au site de 2007. Il est à noter que seuls les premiers 1,5-2 mètres du signal 2005 ne semblent pas pleinement correspondre au signal 2007.

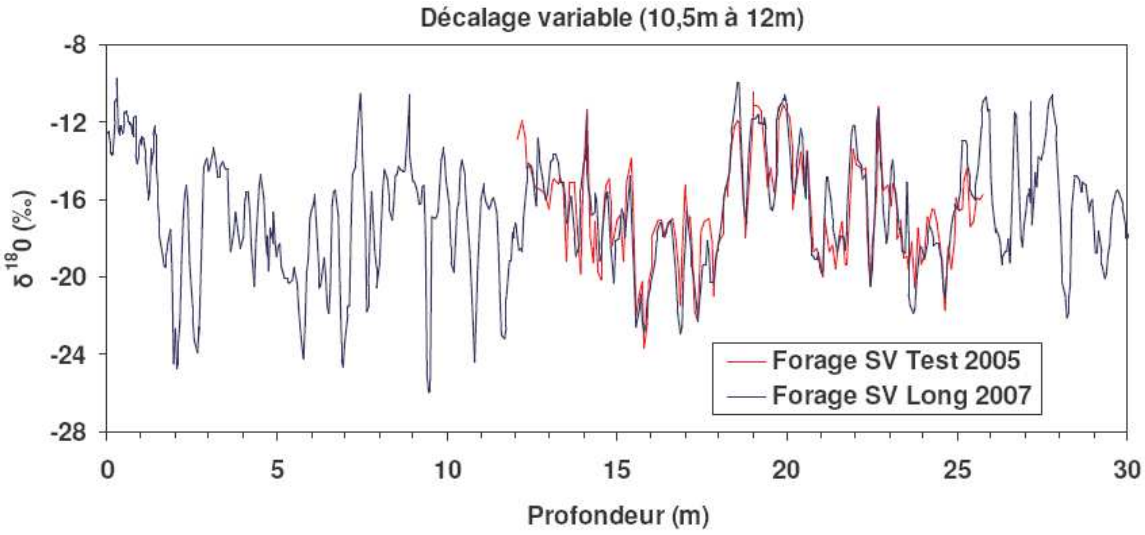


Figure 6-15: Profils isotopiques $\delta^{18}O$ au San Valentin des carottes test de 2005 et longue de 2007. La profondeur de la carotte 2005 a été ajustée entre +10,3 et +12m.

Cet écart de 10-12m peut-être expliqué de 2 façons (**Figure 6-16**) :

- Hypothèse 1 : avec le déplacement du glacier vers la pente Ouest, un arrêt de l'accumulation et donc un passage en processus d'érosion au niveau du site de forage de 2005 il y a une vingtaine d'années,
- Hypothèse 2 : un dépôt et/ou une redistribution de 12,5m de neige entre 2005 et 2007.

L'analyse présentée dans les chapitres précédents a permis de mettre en évidence une datation annuelle à partir des cycles isotopiques pour la carotte de 2007. Nous avons étudié les variations saisonnières des cycles et daté la surface à 2006, et ces conclusions nous amènent donc à privilégier l'hypothèse 1. En effet nous avons compté des cycles annuels entre la surface et 12m ce qui nous permet de dater la surface de la carotte du forage de 2005 (12,5m de profondeur) vers 1986-1987. Ceci indiquerait qu'il n'y a pas eu d'accumulation de neige au niveau du site de carottage de 2005 pendant les dernières vingt années environ.

Lors de la mission de carottage en 2005 le sommet du San Valentin était recouvert d'une épaisse couche de neige fraiche d'après l'équipe de forage. L'analyse du Béryllium 7 (^{7}Be), qui permet de dater le passé très récent, a été effectuée dans la surface de la carotte sur des échantillons de 60-70cm. Le temps de demi-vie du ^{7}Be est de 54 jours et permet donc de repérer les couches qui ont moins de 1,5ans environ ($t \sim 10 * t_{1/2\ vie}$). Des concentrations mesurables de ^{7}Be ont été trouvées entre la surface et 2,59m dans la carotte de 2005 avec des valeurs maximales entre 1,26m et 2,59m (Vimeux et al., 2008a). La résolution de mesure

étant de 60-70cm la profondeur maximale de la couche de Béryllium est en fait située entre 1,9m et 2,59m. Ces 2,6 premiers mètres sont donc constitués de neige tombée durant l'année précédent le forage de 2005 : c'est une datation absolue. Si on retrouve les variations isotopiques de ces 1,9-2,6 premiers mètres vers 12m de profondeur dans la carotte de 2007, il faut donc dater la profondeur de 12m à l'année 2004-2005 pour la carotte longue forée en 2007 et dans ce cas là il faut privilégier l'hypothèse 2 d'une accumulation nette de 12m en 2 ans. Il est à noter que les analyses de ^{7}Be ont été réalisées dans la carotte de 2007 mais qu'aucune concentration n'a pu être mesurée : soit il n'y avait pas de ^{7}Be dans cette neige soit les concentrations étaient trop faibles et donc sous la limite de détection de l'appareil de mesure. Comme il n'est pas possible de privilégier l'une ou l'autre de ces hypothèses, nous ne pouvons pas utiliser le ^{7}Be comme marqueur dans la carotte de 2007.

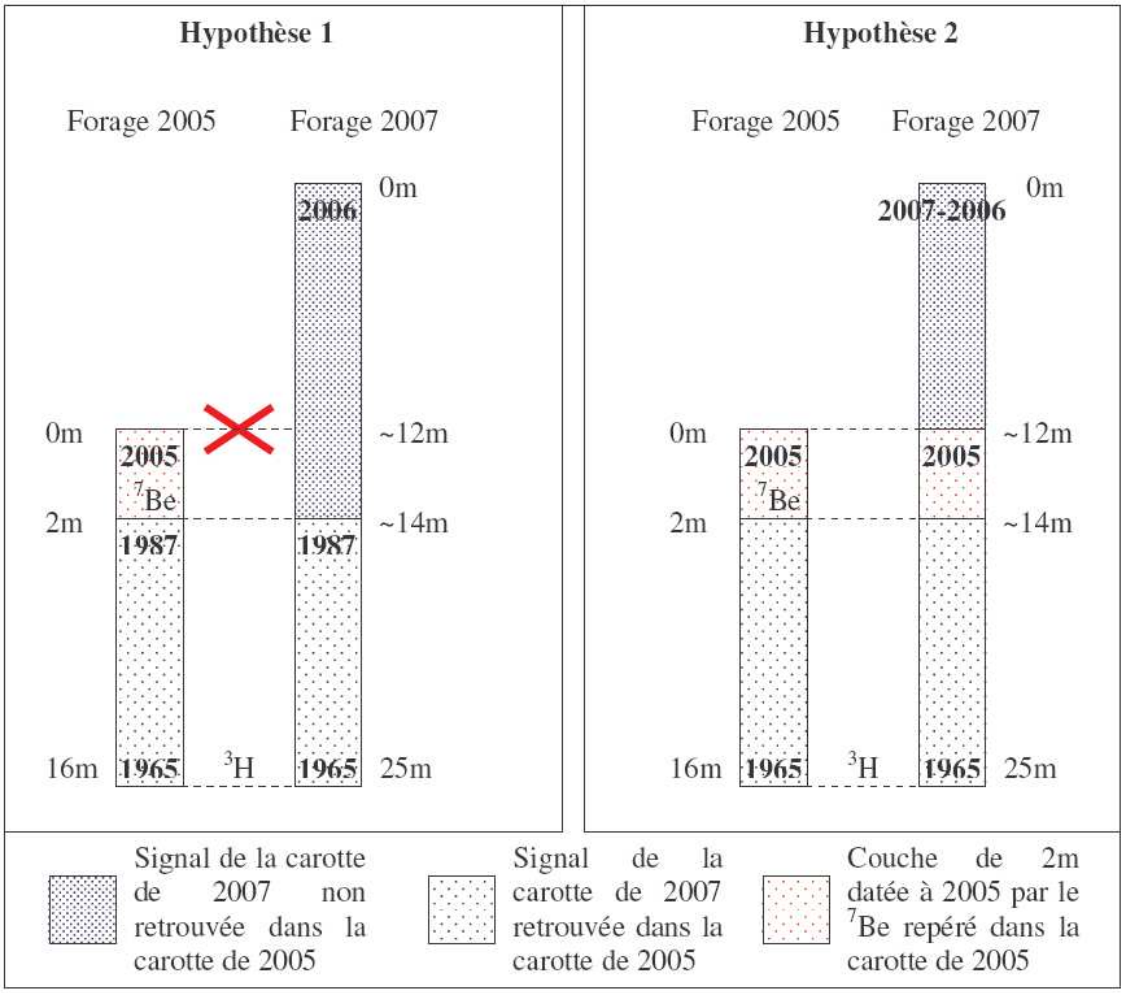


Figure 6-16: Hypothèse sur le décalage des profils 2005 et 2007 au San Valentin. L'hypothèse 1 est basée sur l'érosion de la carotte 2005 et un non enregistrement de la couche de surface de la carotte 2005 dans la carotte 2007. L'hypothèse 2 est basée sur l'enregistrement de la couche de ^{7}Be (de 2005) dans la carotte 2007 et d'un dépôt et/ou une redistribution de neige d'environ 12m entre les forages de 2005 et de 2007.

Mais un dépôt ou une redistribution exceptionnels de 12m de neige entre 2005 et 2007 ne semble pas réaliste alors qu'on a estimé une accumulation régulière qui est en moyenne de 50 à 60cm.an^{-1} entre 0 et 30m. De plus le signal isotopique des 12 premiers mètres de la carotte de 2007 est très similaire à celui de la section 12-30m en amplitude et en fréquence n'indiquant pas de changement de mode de dépôt. Les variations isotopiques sont majoritairement bien définies par plusieurs points de mesures (une dizaine) sur des couches d'une vingtaine de centimètres entre 0 et 30m. On pourrait s'attendre à des variations isotopiques plus abruptes entre 0 et 12m s'il y avait eu une importante redistribution par le vent à cause d'un dépôt aléatoire de couches enrichies et appauvries ou au contraire à une homogénéisation du signal, ce qui n'est pas le cas.

On a vu que le profil isotopique des 1,5-2 premiers mètres de la carotte 2005 n'était pas clairement identifié dans la carotte 2007. On peut donc supposer que la couche de ^{7}Be de la carotte de 2005, épaisse de 2m, a été érodée par le vent et n'est en fait pas enregistrée dans le profil de 2007, ainsi la profondeur de 12,5m dans la carotte 2007 peut ne pas être datée à 2004-2005. Dans ce cas l'hypothèse 1 de départ que l'on a utilisée pour notre datation des cycles isotopiques est valable.

En considérant l'hypothèse 1 valable, les discussions de la partie suivante ont pour but de caractériser le climat de la région patagonienne du dernier siècle. Nous allons confronter les données isotopiques aux variables climatiques.

Les discussions de ce chapitre ont comme objectif de :

1) Déterminer si l'enregistrement isotopique est représentatif des variations climatiques locales ou régionales à long terme,
2) Définir, si possible, un scénario climatique unique pour le dernier siècle dans la région sud de l'Amérique du Sud qui complète les scénarios interprétés dans les Andes Centrales et en Antarctique.

Nous allons nous concentrer sur la période 1950-2006 où nous avons mis en évidence une datation précise et où les données d'observation et de simulation sont disponibles. Néanmoins les comparaisons devront être interprétées prudemment en gardant à l'esprit de possibles erreurs de datation de 1 ou 2 ans qui peuvent fortement modifier le résultat d'une relation entre les isotopes et les données climatiques.

6.3. Paléothermomètre : calibration annuelle des isotopes

A partir des données mensuelles observées nous avons calibré les isotopes des précipitations par rapport aux températures pour la station AIEA de Coyhaique et nous allons tenter de réaliser une calibration annuelle pour les données isotopiques au San Valentin. Nous allons donc comparer les moyennes isotopiques annuelles du San Valentin avec les températures à la station météorologique de Balmaceda et de réanalyses à l'altitude du site. La station Balmaceda a été choisie pour représenter les stations météorologiques, même si elle se situe à quelques 150km du San Valentin, car les données de températures sont continues entre 1963 et 2005 et assez bien corrélées aux données de réanalyse à 600mb (r^2=0,3). Pour cette analyse on suppose, comme précédemment, que seule la température contrôle les variations isotopiques. Toutes les relations analysées ne sont pas des relations directes car il n'y a évidemment pas d'observations disponibles au San Valentin et elles sont donc à interpréter avec précaution.

Les données isotopiques annuelles du San Valentin et les températures moyennes annuelles disponibles sont assez fortement corrélées (**Figure 6-17**) mais ces corrélations sont négatives avec les données de réanalyse à 600mb (r= -0,42) ou pour Balmaceda (r= -0,52 ; coefficient de corrélation le plus fort pour les stations météorologiques). Nous avons également calculé les gradients «isotopes au San Valentin/températures observées» qui sont de -2‰/°C avec les données de la station Balmaceda (voir comme exemple la **Figure 6-18**) et de -1,4‰/°C avec les réanalyses. Or on sait, d'après les multiples études sur le lien isotopes-températures, que la relation est positive et que les gradients ne peuvent pas être négatifs (voir 1.1.3.), donc notre calibration à l'échelle annuelle n'est pas concluante. Plusieurs explications peuvent être avancées :

- la préservation et/ou l'érosion aléatoire sur une année de la neige au sommet du San Valentin peuvent fausser le calcul de la moyenne annuelle de la composition isotopique,
- des erreurs de datation de ±1 an du signal isotopique peuvent perturber la corrélation,
- les températures comparées proviennent des stations météorologiques situées très bas en altitude et des réanalyses et ne sont sans doute pas représentatives de celles au sommet du San Valentin.

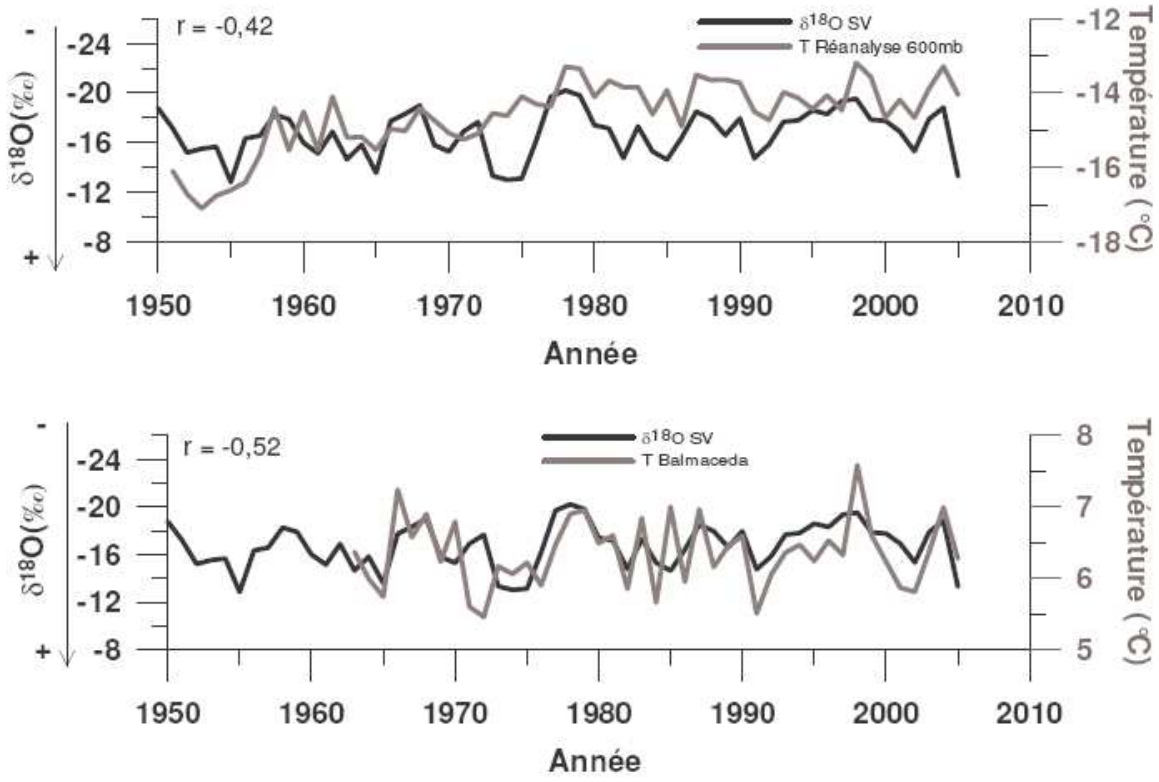


Figure 6-17: Profil isotopique annuel ($\delta^{18}O$) au San Valentin (noir) comparé aux variations annuelles de températures de réanalyse à 600mb (gris, haut), à la station Balmaceda (gris, milieu) et moyennes des stations météorologiques (gris, bas). L'axe des isotopes est inversé dans les graphiques.

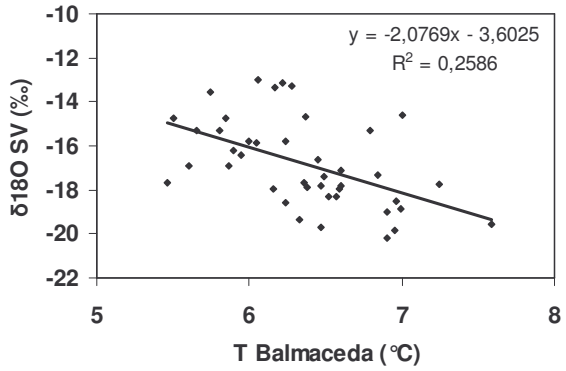


Figure 6-18: Relation annuelle $\delta^{18}O$ -Températures entre les compositions isotopiques au San Valentin et les températures à la station Balmaceda.

6.4. Excès en deutérium et origine des masses d'air

Pour le travail de thèse, l'excès en deutérium a été analysé à haute résolution, c'est à dire tous les 2cm entre 0 et 18m, tous les 4cm entre 18 et 51m et tous les 10cm entre 51 et 70m.

Les profils de l'excès en deutérium d et du $\delta^{18}O$ sont présentés sur la **Figure 6-19** en fonction de la profondeur entre 0 et 70m et sur un profil daté entre 1950 et 2006. La valeur moyenne de d le long des 70 mètres de la carotte est de 10,9±3‰ et la moyenne entre 1950 et 2006 est de 11,2±3,2‰. Quelques valeurs négatives d'excès (au nombre de 7 sur 700) ne sont pas tracées en considérant qu'il peut s'agir d'erreurs de mesure sur l'un ou l'autre des isotopes.

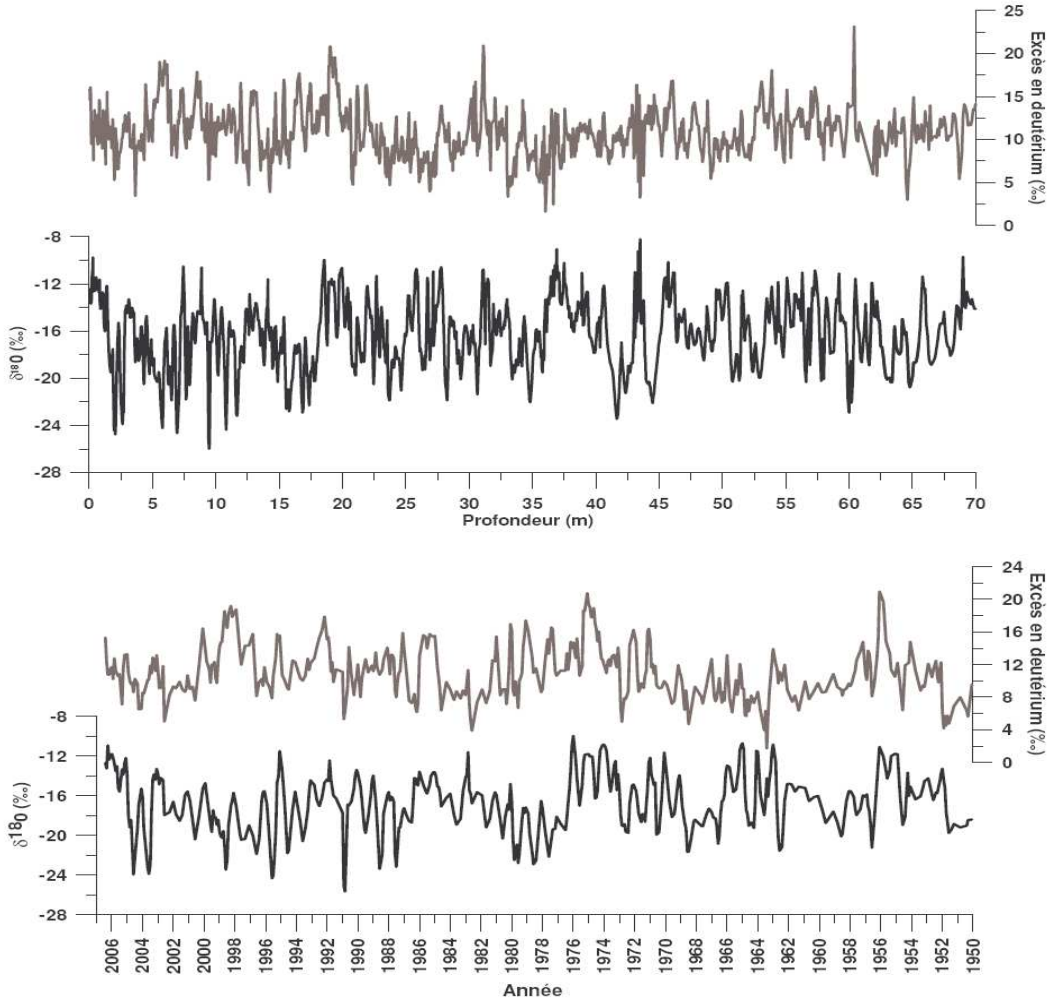


Figure 6-19: Profils de l'excès en deutérium et du $\delta^{18}O$ au San Valentin entre 0 et 70m (en haut) et entre 1950 et 2006 (moyennes mensuelles ; en bas).

A l'échelle saisonnière, on peut remarquer une relation assez claire entre le $\delta^{18}O$ et l'excès sur la période 1950-2006 sachant qu'un pic enrichi de $\delta^{18}O$ (saison chaude) est généralement associé à un excès élevé et inversement. L'excès en deutérium suit donc un cycle saisonnier bien que moins évident à identifier que celui du $\delta^{18}O$. Ce résultat concorde avec l'interprétation de l'excès en tant qu'indicateur de la température de la source d'humidité (l'océan) proposée par Vimeux et al. (2008a) pour la carotte test de 2005. Des valeurs d'excès supérieures à 10‰ peuvent correspondre à une augmentation de la température de surface de

l'océan et/ou à un déficit d'humidité au dessus de la surface de l'océan alors que les faibles excès peuvent mettre en évidence des arrivés de masses d'air d'origine polaire (Vimeux et al., 1999). Par exemple les valeurs de $\delta^{18}O$ les plus faibles du profil, datées en 1991 (entre 9,4 et 9,5m), sont associées à des valeurs d'excès de 5,35‰ et une masse d'air d'origine polaire peut très bien donner des précipitations ayant des faibles valeurs d'excès (origine océanique froide) et de $\delta^{18}O$ (températures basses lors de la condensation sur site) mais cette relation n'est pas systématique et ne peut pas être généralisée à l'échelle évènementielle.

Si on s'intéresse aux variations décennales, on observe des périodes distinctes caractérisées par des fortes ou des faibles valeurs d'excès (**Figure 6-20**). Pour la carotte de 2005, Vimeux et al. (2008a) ont identifié 2 périodes de fort excès et 2 périodes de faibles excès. Pour la carotte 2007 nous complétons cette identification et comptons 3 périodes avec un excès moyen inférieur à 10‰ et 3 périodes avec un excès moyen supérieur à 12‰ entre 1950 et 2006 (**Figure 6-20**). On peut donc identifier des périodes de 4 à 15 ans qui pourrait correspondre à une prédominance de masses d'air d'origines différentes : polaire avec une source océanique froide ou pacifique avec une source océanique plus chaude.

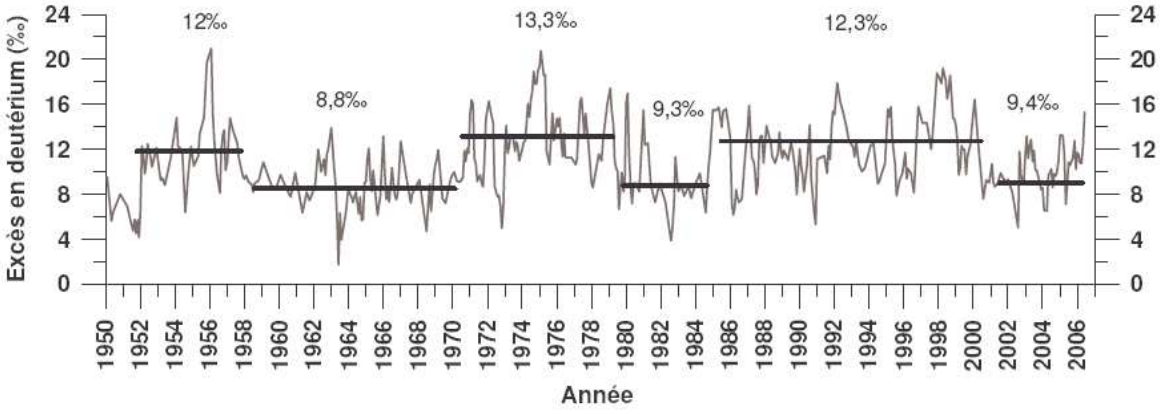


Figure 6-20: Profil de l'excès en deutérium entre 1950 et 2006. Les périodes de forts et de faibles excès sont identifiées par un trait noir horizontal.

Mais avec le problème de conservation de la neige au sommet du San Valentin, il est peut être plus approprié de parler de masses d'air préférentiellement conservées à telle ou telle période plutôt que de conclure sur une augmentation ou une diminution des précipitations des différentes origines. L'étude de l'excès en deutérium doit être complétée par une comparaison avec les espèces chimiques sur tout le profil qui permettra de confirmer ou non l'association entre excès fort et concentrations élevées en espèces marines par exemple qui a permis de

mettre en évidence les différentes origines des masses d'air dans la carotte de 2005 (Vimeux et al., 2008a).

6.5. Enregistrements climatiques

6.5.1. Les précipitations

A partir de la datation annuelle des cycles isotopiques on peut calculer les accumulations nettes annuelles au San Valentin entre 1950 et 2005, qui sont comprises entre 100 et 700mm weq. Afin de déterminer si les accumulations enregistrées sont représentatives des précipitations régionales, on les compare aux données des stations météorologiques et du modèle ECHAM (**Figure 6-21**).

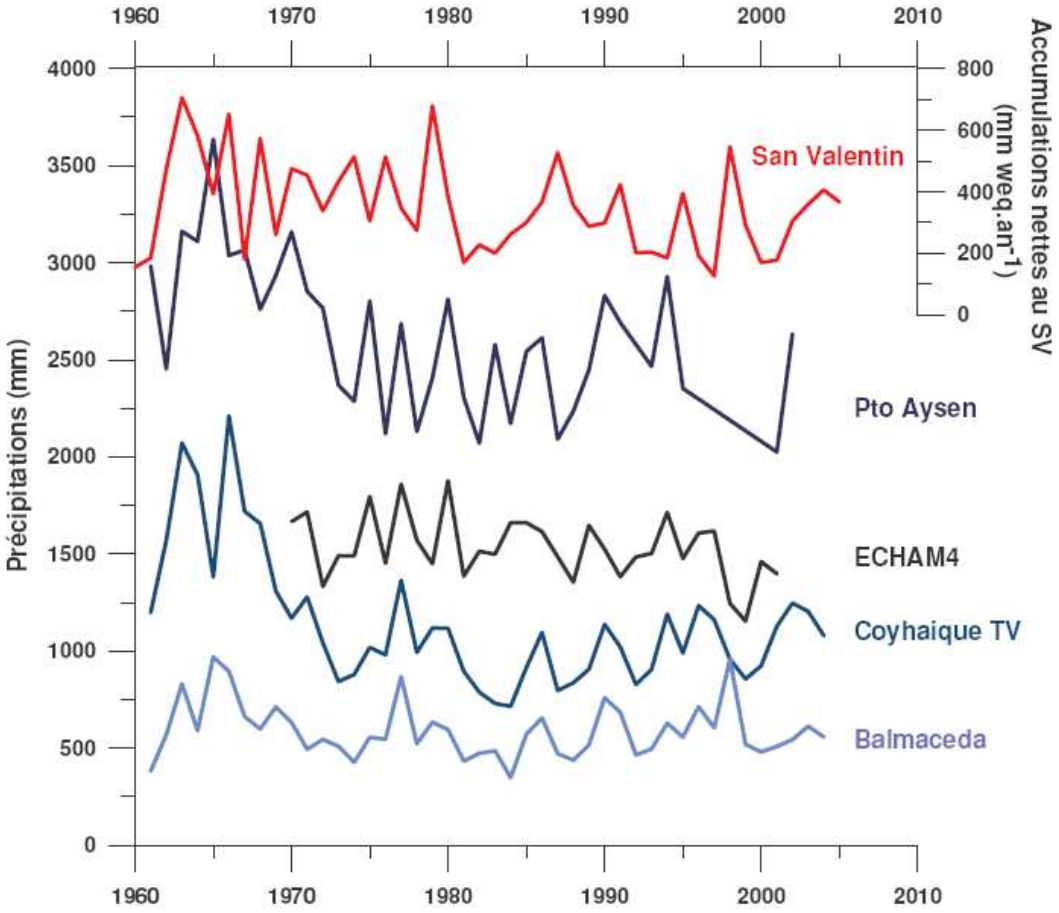


Figure 6-21: Accumulations nettes au sommet du San Valentin et précipitations annuelles aux stations météorologiques Coyhaique TV, Puerto Aysen et Balmaceda.

On remarque que les accumulations nettes au San Valentin sont plus fortes sur la période 1960-1980 avec une moyenne de 420mm weq, qu'entre 1980 et 2005 où la moyenne est de 300mm weq. Pour les précipitations on sait qu'elles sont plus fortes dans les années 1960 sur la période 1960-2005 aux latitudes de notre étude (Aravena et Luckman, 2008), comme on peut l'observer sur la **Figure 6-21**. Les périodes pour lesquelles les précipitations et les accumulations sont maximales ne correspondent donc pas et on ne peut pas conclure sur une relation entre ces 2 paramètres. Cette absence de relation peut être attribuée d'une part au fait que l'on compare des données de sites différents et d'autre part que la neige accumulée au sommet n'est certainement pas proportionnelle aux précipitations annuelles à cause de l'érosion et de la redistribution aléatoires de la neige par le vent.

6.5.2. L'Oscillation Antarctique (AAO)

Le climat patagonien est fortement influencé par le mode climatique de l'Oscillation Antarctique (AAO) (voir 4.4.2). Des études ont montré une baisse des précipitations et un réchauffement associés à la phase positive de l'AAO (Gillett et al., 2006; Garreaud et al., 2008) et on peut donc supposer un enregistrement des variations de l'AAO dans le signal isotopique du San Valentin.

La **Figure 6-22** présente les données annuelles du $\delta^{18}O$ dans la glace du San Valentin et de l'AAO et on n'observe aucune relation significative entre l'AAO et les isotopes du San Valentin. Durant les dernières décennies, l'AAO a augmenté qui est censée être associée à une augmentation des températures en Patagonie. Cette tendance est contradictoire avec la légère diminution du $\delta^{18}O$ observée dans la carotte de glace plutôt estimée comme une baisse de température dans cette région. Les incertitudes sur la datation et la représentativité des valeurs annuelles isotopiques sont encore trop fortes pour mettre en évidence une relation possible avec le mode climatique AAO. Une étude en cours sur les liens entre la composition isotopique des précipitations et le mode AAO à partir des simulations du modèle ECHAM devrait nous apporter des informations précieuses pour confirmer ou infirmer le résultat précédent mais l'analyse n'est pas encore finalisée à l'heure actuelle.

Il est à noter que nous ne présentons pas d'étude sur le mode ENSO car son influence sur les paramètres climatiques observés n'a pas été établie dans la région du San Valentin.

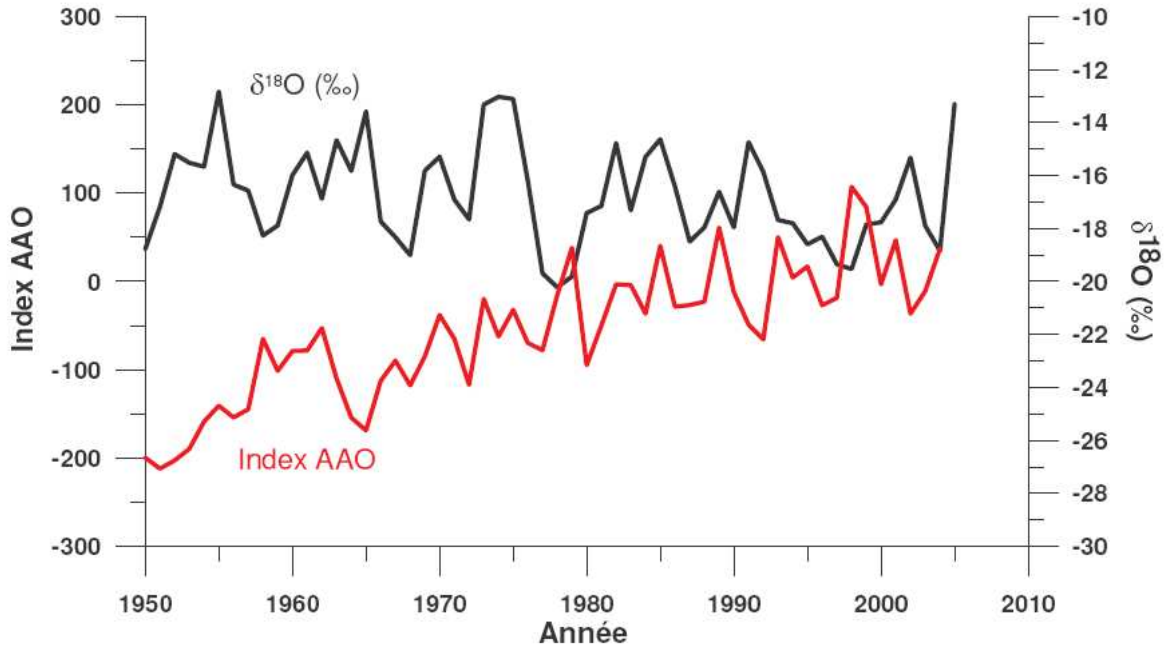


Figure 6-22: Variations annuelles des isotopes dans la carotte de glace du San Valentin et de l'AAO entre 1950 et 2005.

6.6. Représentativité du signal isotopique sur un site exposé aux vents violents

En conclusion de ce chapitre on peut émettre des doutes sur la représentativité du signal isotopique au San Valentin en termes de variations climatiques ou environnementales. Les différentes relations avec les paramètres climatiques disponibles ne sont pas concluantes. Notre méconnaissance de la conservation de la neige au sommet ne nous permet pas pour l'instant de mettre en avant une relation particulière entre les isotopes et le climat. Le vent peut éroder entièrement les couches de neige de la majorité des évènements neigeux et dans ce cas là une année n'est représentée que par quelques évènements ne constituant qu'une faible proportion de toutes les précipitations. Ou alors le vent peut éroder seulement une partie de chaque évènement et on peut supposer qu'une fine couche de chaque évènement est conservée et que l'accumulation nette observée est représentative des précipitations annuelles. Mais le vent peut aussi redistribuer de la neige de surface sur tout le sommet du San Valentin et ainsi mélanger plusieurs évènements, entraînant plutôt une homogénéisation du signal isotopique. Cette hypothèse peut être rejetée puisque l'on n'observe pas d'homogénéisation dans les premiers 70 mètres de la carotte.

Les variations isotopiques qui sont considérées comme saisonnières dans notre étude représentent peut être seulement des variations entre quelques évènements neigeux annuels. Si quelques évènements neigeux sont conservés durant l'année ou si une grande partie est redistribuée, les variations annuelles isotopiques calculées ne seront donc pas représentatives d'une composition isotopique moyenne annuelle des précipitations neigeuses sur le site. Si ces conditions sont vérifiées, établir une relation annuelle entre donnée isotopique et paramètre climatique semble donc illusoire sur le site du San Valentin soumis à un vent violent toute l'année.

7. Conclusions générales et perspectives

Dans ce travail, j'ai présenté les données des isotopes stables de l'eau de deux nouveaux carottages de glace dans la cordillère andine en Amérique du Sud. Les résultats exposés proviennent de l'analyse des carottes de glace du col du Coropuna à 15°S (juin 2003, Pérou) et du San Valentin à 46°S (avril 2007, Chili). Il s'agit des premiers enregistrements isotopiques glaciaires couvrant au moins le dernier siècle en Patagonie chilienne et sur le versant ouest des Andes au Pérou, ce qui rend ces recherches menées sur les isotopes de l'eau originales. Mon travail est intégré dans une analyse multiproxy des carottes de glace permettant des interprétations solides basées sur plusieurs paramètres.

L'objectif premier de ce travail était, après avoir défini une datation robuste, d'établir une calibration entre les données isotopiques (δD et $\delta^{18}O$) et les variables climatiques observées ou simulées sur les 50 dernières années dans les régions des carottages afin d'interpréter correctement le signal sur le dernier siècle. Cette calibration actuelle est primordiale afin d'obtenir des interprétations pour les périodes plus anciennes où aucune donnée d'observation n'est disponible. Mais nous avons vu dans ce manuscrit que les conditions de dépôt et surtout de conservation de la neige et de la glace des sommets étudiés ne permettent pas de proposer d'interprétations climatiques fiables à partir des isotopes stables.

Au col du Coropuna, la mission de carottage a révélé une glace tempérée avec la présence d'eau dans le névé. Les observations de terrain ont permis de mettre en évidence une zone de pénitents en amont du forage dont la fonte a créé une source d'eau liquide percolant à travers le névé jusqu'au site de forage. Avec l'expérience du Chimborazo en Equateur où une intense percolation d'eau de surface, suite à des dépôts de cendres volcaniques, n'a pas affecté le signal isotopique en profondeur, il n'était pas évident avant de réaliser les analyses que le signal isotopique au Coropuna serait perturbé, et ainsi son étude était a priori tout à fait justifiée.

De plus, l'étude de puits de surface et son évolution isotopique entre le 1er juillet et le 28 août 2003 a montré une très bonne correspondance. Ce résultat indique qu'il n'y pas de perturbations post-dépôt majeures lors de la saison sèche dans les 50 premiers centimètres. On a tout de même noté un effet de la sublimation dans les 3 premiers centimètres en début de période d'observation, sous la forme d'un enrichissement, et qui n'a pas été détecté plus en

profondeur, la fine couche enrichie étant par la suite sublimée entièrement. Ces résultats sont confirmés par l'étude des espèces chimiques volatiles (appauvrissement) et non volatiles (enrichissement).

L'analyse de la carotte longue (42m) du col au Coropuna a montré un signal isotopique a priori conservé sur les trois premiers mètres, avec des variations de forte amplitude, alors qu'en dessous le signal apparaît lissé et ne permet plus d'identifier de cycles isotopiques jusqu'à 42m de profondeur. Nous avons donc cherché à mettre en évidence les processus post-dépôt correspondants qui affectent l'enregistrement en analysant la pente de la droite météorique et l'excès en deutérium sur les 10,5 premiers mètres où les mesures de δD et $\delta^{18}O$ sont disponibles à haute résolution. La valeur de la pente reste stable et proche de 8 (valeur de la Droite de Eaux Météoriques Globale) dans les 3 premiers mètres indiquant un signal isotopique non affecté par des processus post-dépôt de fonte-évaporation ou de percolation, et c'est dans cette couche qu'ont été observées des variations isotopiques de grandes amplitudes qui correspondent a priori à 3 ou 4 cycles annuels non perturbés. En revanche en dessous de 3 mètres la pente varie fortement par rapport à la couche supérieure et atteint très souvent des valeurs bien inférieures à 8. Ces valeurs sont à relier à la percolation de l'eau de fonte qui regèle en profondeur entraînant un mélange isotopique et donc une homogénéisation du signal, comme on l'observe avec l'enregistrement lissé des isotopes. Au Coropuna s'ajoute à cet effet un processus de diffusion isotopique par un flux anormal de vapeur, de la profondeur vers la surface, qui trouve son origine dans le flux d'eau liquide produit par la fonte dans la zone de pénitents et qui tend a priori à amplifier le phénomène d'homogénéisation et de lissage du signal isotopique. Les valeurs de l'excès en deutérium sont représentatives d'une variabilité atmosphérique attendue dans cette région. Néanmoins nous avons remarqué un excès légèrement plus fort dans la couche 0-3m (13,1‰) par rapport à l'excès enregistré entre 3 et 10,5m (11,7‰). Cette différence semble confirmer le processus de percolation, qui provoque une diminution du 'd', en dessous de 3m de profondeur.

Même si le signal isotopique n'est pas exploitable d'un point de vue climatique, l'étude multiproxy de la carotte du col du Coropuna a tout de même permis d'obtenir une datation annuelle et de mettre en évidence des évènements climatiques et environnementaux à partir de l'analyse des concentrations chimiques et polliniques : la signature chimique principalement continentale et les dépôts réguliers de pollens de *Quercus* et de *Podocarpus* sont associés aux arrivées prédominantes de masses d'air d'origine Nord-Nord-Est, ce qui est en accord avec la connaissance actuelle de la circulation atmosphérique dans cette région ; des dépôts volcaniques produits lors des éruptions du volcan Sabancaya, situé à 90km du Coropuna, en

mai 1994 et en août-septembre 1998 ont été observés ; deux phases sèches d'El Niño (1992 et 1997-1998) ont été identifiées à partir du rapport pollens locaux/non locaux et la présence de couches de poussières ; les dépôts de pollen *Nothofagus* ont mis en lumière des arrivées occasionnelles de fronts froids originaires du sud de l'Amérique du Sud voire polaires, ce qui est un résultat unique pour les carottes de glace des Andes Centrales car cela n'a jamais été mentionné jusqu'à présent dans les études précédentes.

Une comparaison des signaux isotopiques des différentes carottes forées au Coropuna (col, notre étude ; sommet et cratère) permettra de vérifier si le col est le seul site affecté par la percolation d'eau de fonte. On sait déjà que la carotte du cratère n'est pas affectée par des processus de post-dépôt et une datation annuelle a pu être établie sur les 200 dernières années (Birkos, 2009). Les données de la carotte du sommet n'ont pas encore été publiées et il sera intéressant de voir si le signal isotopique se rapproche de la carotte du col ou de celle du cratère.



Résumé schématique des enregistrements climatiques et environnementaux dans la carotte de glace du col du Coropuna

Dans la carotte de glace longue du San Valentin (122m), la variabilité du signal isotopique en amplitude analysée sur les 70 premiers mètres est représentative d'une variabilité annuelle dans les précipitations. Le signal n'est pas homogénéisé, contrairement au cas du col du Coropuna, et l'analyse de la relation δD-$\delta^{18}O$ nous indique qu'il n'est pas affecté par les processus de post-dépôts de fonte-évaporation en surface et/ou de percolation en profondeur. Nous avons donc construit une datation annuelle précise entre 1950 et 2006 à partir du comptage des cycles isotopiques, ce qui nous a permis d'étudier la relation entre les isotopes et les paramètres climatiques sur les 50 dernières années. En considérant en première approximation un contrôle exclusif de la température sur les compositions isotopiques des précipitations, nous avons montré que les variations saisonnières de température reconstruites au San Valentin à partir des données isotopiques de la carotte de glace sont cohérentes avec celles observées aux stations météorologiques locales et simulées (réanalyses et ECHAM4). Mais à l'échelle interannuelle aucune relation n'a pu être établie avec un paramètre climatique local (température) ou un mode climatique (AAO).

Au sommet du San Valentin, le dépôt et la conservation de la neige sont certainement très perturbés par les vents forts présents toute l'année. Nous avons trouvé une accumulation moyenne comprise entre 0,50 et 0,60m de neige pour la période 1965-2007. Ces taux sont très faibles par rapport à ceux calculés sur d'autres glaciers dans le Champ de Glace Nord qui sont compris entre 5 et 10m de neige (Fujiyoshi et al., 1987; Yamada, 1987). Donc a priori seul environ $1/10^{ème}$ des précipitations seraient conservées au sommet du San Valentin, et sachant que l'érosion est certainement aléatoire il n'est pas possible d'identifier des périodes préférentielles pour la conservation. Donc les cycles isotopiques que nous avons supposés annuels dans notre étude seraient peut-être plutôt associés à des évènements.

Au San Valentin des carottes courtes, forées en 2007 à plusieurs dizaines de mètres les unes des autres, sont en cours d'analyse. Leur étude devrait permettre de nous éclairer sur les processus de post-dépôt en nous renseignant sur la variabilité spatiale de la conservation de la neige et de comprendre la différence de 12m de profondeur entre les surfaces de la carotte test extraite en 2005 et de la carotte longue de 2007 étudiée dans ce travail de thèse. Si la variabilité est très importante pour des carottes forées à quelques jours d'intervalle, on peut penser que l'écart de 12m serait peut être dû à un dépôt et/ou une redistribution de neige exceptionnels entre 2005 et 2007 plutôt qu'à un arrêt de l'accumulation au niveau du site de 2005 comme supposé dans ce travail de thèse.

De plus l'étude les concentrations chimiques de la glace (thèse en cours, I. Moreno) et des dépôts polliniques (travail en cours coordonné par M. P. Ledru) devrait nous renseigner sur l'origine des masses d'air et sur les dépôts saisonniers et/ou événementiels. Les signaux des espèces chimiques continentales et marines seront à comparer avec l'excès en deutérium pour identifier les sources d'humidité principales suivant les périodes, notamment pacifique ou polaires.

Références bibliographiques

Aceituno, P.: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate, Monthly Weather Review, 116, 505-524, 1988.

Aceituno, P., and Montecinos, A.: Circulation anomalies associated with dry and wet periods in the South American Altiplano, In Proceeding of the 4 th Int. Conf. on S. Hemisphere Meteorology and Oceanography, Hobart, Australia, 1993, 330–331,

Andreae, M. O., Browell, E. V., Garstang, M., Gregory, G. L., Harriss, R. C., Hill, G. F., Jacob, D. J., Pereira, M. C., Sachse, G. W., Setzer, A. W., Dias, P. L. S., Talbot, R. W., Torres, A. L., and Wofsy, S. C.: Biomass-burning emissions and associated haze layers over Amazonia, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 93, 1509-1527, 1988.

Aouad, A., Travi, Y., Blavoux, B., Job, J. O., and Najem, W.: Isotope study of snow and rain on Mount Lebanon: preliminary results, Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques, 49, 429-441, 2004.

Araneda, A., Torrejon, F., Aguayo, M., Torres, L., Cruces, F., Cisternas, M., and Urrutia, R.: Historical records of San Rafael glacier advances (North Patagonian Icefield): another clue to 'Little Ice Age' timing in southern Chile?, Holocene, 17, 987-998, 2007.10.1177/0959683607082414

Aravena, J.-C., and Luckman, B. H.: Spatio-temporal rainfall patterns in Southern South America, International Journal of Climatology, 28, 2008.

Aristarain, A. J., and Delmas, R. J.: Firn-core study from the southern Patagonia ice cap, South America, Journal of Glaciology, 39, 249-254, 1993.

Birkos, E. H.: Controls on Stable Oxygen Isotope Concentrations in Coropuna and Quelccaya Peruvian Ice Cores Over the Last 200 Years, Degree Master of Science, Graduate School of The Ohio State University, 2009.

Bolius, D., Schwikowski, M., Jenk, T., Gaggeler, H. W., Casassa, G., and Rivera, A.: A first shallow firn-core record from Glaciar La Ollada, Cerro Mercedario, central Argentine Andes, Annals of Glaciology, Vol 43, 2006, 43, 14-22, 2006.

Bonnaveira, H.: Etude des phénomènes de dépôt et post-dépôt de la neige andine sur un site tropical d'altitude (Illimani-Bolivie-6340 m) en vue de l'interprétation d'une carotte de glace, Thèse de doctorat, Joseph Fourier, Grenoble, 2004.

Bradley, R. S., Hughes, M. K., and Diaz, H. F.: Climate in Medieval time, Science, 302, 404-405, 2003a.

Bradley, R. S., Vuille, M., Hardy, D., and Thompson, L. G.: Low latitude ice cores record Pacific sea surface temperatures, Geophysical Research Letters, 30, 4, 2003b.

Brenna, J. T., Corso, T. N., Tobias, H. J., and Caimi, R. J.: High-precision continuous-flow isotope ratio mass spectrometry, Mass Spectrometry Reviews, 16, 227-258, 1997.

Bromley, G. R. M., Schaefer, J. M., Winckler, G., Hall, B. L., Todd, C. E., and Rademaker, K. M.: Relative timing of last glacial maximum and late-glacial events in the central tropical Andes, Quaternary Science Reviews, In Press, Corrected Proof, 2009.

Brubaker, K. L., Entekhabi, D., and Eagleson, P. S.: Estimation of continental precipitation recycling, Journal of Climate, 6, 1077-1089, 1993.

Buffen, A. M.: Abrupt Holocene climate change: Evidence from a new suite of ice cores from Nevado Coropuna, southwestern Peru and recently exposed vegetation from the Quelccaya Ice Cap, southeastern Peru, Degree Master of Science, Graduate School of The Ohio State University, 128 pp., 2008.

Carrasco, J. F., Casassa, G., and Rivera, A.: Meteorological and climatological aspects of the Southern Patagonia Icefield, Patagonian Ice Fields: A Unique Natural Laboratory for Environmental and Climate Change Studies, 29-41, 2002.

Carrasco, J. F., Osorio, R., and Casassa, G.: Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations, Journal of Glaciology, 54, 538-550, 2008.

Craig, H.: Isotopic variations in meteoric waters, Science, 133, 1702–1703, 1961a.

Craig, H.: Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural water, Science, 133, 1833-1834, 1961b.

Dansgaard, W.: Stable isotopes in precipitation, Tellus, 16, 436-468, 1964.

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahljensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjornsdottir, A. E., Jouzel, J., and Bond, G.: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, Nature, 364, 218-220, 1993.

De Angelis, M., Simoes, J., Bonnaveira, H., Taupin, J. D., and Delmas, R. J.: Volcanic eruptions recorded in the Illimani ice core (Bolivia): 1918-1998 and Tambora periods, Atmospheric Chemistry and Physics, 3, 1725-1741, 2003.

Delachaux, F.: Etudes des phénomènes de dépôt auxiliaire et de post-dépôt sur le glacier du Coropuna au Pérou (15°S, 6350m) en vue d'interpréter une carotte de glace, Master 2, Université Joseph Fourier, Grenoble, 2004.

Delaygue, G.: Relations entre surface océanique et composition isotopique des précipitations antarctiques : simulation pour différents climats, Thèse de doctorat, Aix-Marseille III, Aix-en-Provence, 214 pp., 2000.

Diaz, H. F., and Markgraf, V.: El Nino: Historical and paleoclimatic aspects of the southern oscillation, Cambridge University Press, Cambridge, 476 pp., 1992.

Draxler, R. R., and Rolph, G. D.: HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html), 2003.

Eichler, A., Schwikowski, M., and Gäggeler, H. W.: Meltwater-induced relocation of chemical species in Alpine firn, Tellus B, 53, 192-203, 2001.

EPICA community members, Augustin, L., Barbante, C., Barnes, P. R. F., Barnola, J. M., Bigler, M., Castellano, E., Cattani, O., Chappellaz, J., DahlJensen, D., Delmonte, B., Dreyfus, G., Durand, G., Falourd, S., Fischer, H., Fluckiger, J., Hansson, M. E., Huybrechts, P., Jugie, R., Johnsen, S. J., Jouzel, J., Kaufmann, P., Kipfstuhl, J., Lambert, F., Lipenkov, V. Y., Littot, G. V. C., Longinelli, A., Lorrain, R., Maggi, V., Masson-Delmotte, V., Miller, H., Mulvaney, R., Oerlemans, J., Oerter, H., Orombelli, G., Parrenin, F., Peel, D. A., Petit, J. R., Raynaud, D., Ritz, C., Ruth, U., Schwander, J., Siegenthaler, U., Souchez, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stenni, B., Stocker, T. F., Tabacco, I. E., Udisti, R., van de Wal, R. S. W., van den Broeke, M., Weiss, J., Wilhelms, F., Winther, J. G., Wolff, E. W., Zucchelli, M., and Members, E. C.: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, Nature, 429, 623-628, 2004.10.1038/nature02599

Falvey, M., and Garreaud, R. D.: Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006), Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 114, 2009.D0410210.1029/2008jd010519

Forget, M. E., Thouret, J. C., Kuentz, A., and Fontugne, M.: Héritages glaciaires, périglaciaires et évolution récente : le cas du Nevado Coropuna (Andes centrales, sud du Pérou), Géomorphologie : relief, processus, environnement, 2008.

Francou, B., Ramirez, E., Caceres, B., and Mendoza, J.: Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador, Ambio, 29, 416-422, 2000.

Francou, B., Vuille, M., Wagnon, P., Mendoza, J., and Sicart, J. E.: Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16 degrees S, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 108, 2003.10.1029/2002jd002959

Francou, B., P. Ribstein, P. Wagnon, E. Ramirez, and Pouyaud, B.: Glaciers of the tropical Andes: Indicators of global climate variability, in: Global Change and Mountain Regions, edited by: U. M. Huber, H. M. B., and M. A. Reasoner, Springer, New York, pp. 197-204, 2005.

Francou, B., and Vincent, C.: Les glaciers à l'épreuve du climat, IRD/Belin, 2007.

Fujiyoshi, Y., Kondo, H., Inoue, J., and Yamada, T.: Characteristics of Precipitation and Vertical Structure of Air Temperature in the Northern Patagonia, Bull. Glacier Res., 4, 15-23, 1987.

Garreaud, R. D.: Cold air incursions over subtropical and tropical South America: A numerical case study, Monthly Weather Review, 127, 2823-2853, 1999a.

Garreaud, R. D.: Multiscale analysis of the summertime precipitation over the central Andes, Monthly Weather Review, 127, 901-921, 1999b.

Garreaud, R. D.: Cold air incursions over subtropical South America: Mean structure and dynamics, Monthly Weather Review, 128, 2544-2559, 2000a.

Garreaud, R. D.: Intraseasonal variability of moisture and rainfall over the South American Altiplano, Monthly Weather Review, 128, 3337-3346, 2000b.

Garreaud, R. D., and Aceituno, P.: Interannual rainfall variability over the South American Altiplano, Journal of Climate, 14, 2779-2789, 2001.

Garreaud, R. D., Vuille, M., and Clement, A. C.: The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes, Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 194, 5-22, 2003.

Garreaud, R. D., and Aceituno, P.: Atmospheric circulation over South America: Mean features and variability, in: The Physical Geography of South America, edited by: T. Veblen, K. Young, and Orme, A., Oxford University Press, 2007.

Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., and Marengo, J.: Present-day South American Climate, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, In Press, Accepted Manuscript, 2008.

Gat, J., Mook, W. G., and Meijer, H. A. J.: Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Applications, International Atomic Energy Agency, http://www.iaea.or.at/programmes/ripc/ih/volumes/volumes.htm, 2001.

Gillett, N. P., Kell, T. D., and Jones, P. D.: Regional climate impacts of the Southern Annular Mode, Geophysical Research Letters, 33, 2006.L23704
10.1029/2006gl027721

Ginot, P.: Glaciochemical study of ice cores from Andean glaciers, Thèse de doctorat, Bern University, Bern, 185 pp., 2001.

Ginot, P., Kull, C., Schwikowski, M., Schotterer, U., and Gaggeler, H. W.: Effects of postdepositional processes on snow composition of a subtropical glacier (Cerro Tapado, Chilean Andes), Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 106, 32375-32386, 2001.

Ginot, P., Schwikowski, M., Schotterer, U., Stichler, W., Gaggeler, H. W., Francou, B., Gallaire, R., and Pouyaud, B.: Potential for climate variability reconstruction from Andean glaciochemical records, Annals of Glaciology, Vol 35, 35, 443-450, 2002.

Ginot, P., Schotterer, U., Schwikowski, M., Godoi, M., and Francou, B.: Influence of recent local volcanic eruption on chemical and isotopic signals recorded in Chimborazo ice core, Ecuador, (in preparation), in preparation.

Gonfiantini, R.: Standards for stable isotope measurements in natural compounds, Nature, 271, 534-536, 1978.

Hardy, D. R., Vuille, M., and Bradley, R. S.: Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 108, 10, 2003.

Harrison, S., Winchester, V., and Glasser, N.: The timing and nature of recession of outlet glaciers of Hielo Patagonico Norte, Chile, from their Neoglacial IV (Little Ice Age) maximum positions, Global and Planetary Change, 59, 67-78, 2007.10.1016/j.gloplacha.2006.11.020

Hashimoto, S., Zhou, S. Q., Nakawo, M., Sakai, A., Ageta, Y., Ishikawa, N., and Narita, H.: Isotope studies of inner snow layers in a temperate region, Hydrological Processes, 16, 2209-2220, 2002.10.1002/hyp.1151

He, Y. Q., Yao, T. O., Theakstone, W. H., Cheng, G. D., Yang, M. X., and Chen, T.: Recent climatic significance of chemical signals in a shallow firn core from an alpine glacier in the South-Asia monsoon region, Journal of Asian Earth Sciences, 20, 289-296, 2002.

Hegerl, G. C., Zwiers, F. W., Braconnot, P., Gillett, N. P., Luo, Y., Marengo Orsini, J. A., Nicholls, N., Penner, J. E., and Stott, P. A.: Understanding and Attributing Climate Change, in: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.

Henderson, K. A., Thompson, L. G., and Lin, P. N.: Recording of El Nino in ice core delta O-18 records from Nevado Huascaran, Peru, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 104, 31053-31065, 1999.

Herreros, J., Moreno, I., Taupin, J. D., Ginot, P., Patris, N., De Angelis, M., Ledru, M. P., Delachaux, F., and Schotterer, U.: Environmental records from temperate glacier ice on Nevado Coropuna saddle, southern Peru, Adv. Geosci., 22, 27-34, 2009.

Hoffmann, G., Werner, M., and Heimann, M.: Water isotope module of the ECHAM atmospheric general circulation model: A study on timescales from days to several years, J. Geophys. Res., 103, 1998.10.1029/98jd00423

Hoffmann, G., Jouzel, J., and Masson, V.: Stable water isotopes in atmospheric general circulation models, Hydrological Processes, 14, 1385-1406, 2000.

Hoffmann, G., Ramirez, E., Taupin, J. D., Francou, B., Ribstein, P., Delmas, R., Durr, H., Gallaire, R., Simoes, J., Schotterer, U., Stievenard, M., and Werner, M.: Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century, Geophysical Research Letters, 30, 4, 2003.

Ibarzabal, T., Hoffmann, J., and Naruse, R.: Recent climate changes in southern Patagonia, Bulletin of Glaciological Research, 29 - 36, 1996.

IPCC: Climate change 2007: Synthesis Report, 2007.

Johnsen, S. J.: Stable isotope homogenization of polar firn and ice, Symposium on Isotopes and Impurities in Snow and Ice,IAHS AISH, 1977.

Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Cuffey, K. M., Hoffmann, G., Schwander, J., and Creyts, T.: Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion, in: Physics of Ice Core Records, edited by: T, H., Hokkaido University Press, Sapporo, 121-140, 2000.

Jomelli, V., Favier, V., Rabatel, A., Brunstein, D., Hoffmann, G., and Francou, B.: Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and

palaeoclimatic implications: A review, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, In Press, 2009.

Jones, P. D., and Mann, M. E.: Climate over past millennia, Reviews of Geophysics, 42, 2004.10.1029/2003rg000143

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.: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bulletin of the American Meteorological Society, 77, 437-471, 1996.

Kelly, S. D., Heaton, K. D., and Brereton, P.: Deuterium/hydrogen isotope ratio measurement of water and organic samples by continuous-flow isotope ratio mass spectrometry using chromium as the reducing agent in an elemental analyser, Meeting of the Stable-Isotope-Mass-Spectrometer-Users-Group (SIMSUG 2001), Glasgow, Scotland, 2001, ISI:000170219300007, 1283-1286,

Kuentz, A., de Mera, A. G., Ledru, M. P., and Thouret, J. C.: Phytogeographical data and modern pollen rain of the puna belt in southern Peru (Nevado Coropuna, Western Cordillera), Journal of Biogeography, 34, 1762-1776, 2007.

Kuentz, A.: Dynamiques actuelle et holocène de la Puna (Andes sèches du Pérou) à partir des observations de terrain, de la cartographie SIG et de la palynologie, Thèse de doctorat, Geographie, Clermont Ferrand II, Clermont-Ferrand, 2009.

Ledru, M. P., Salgado-Labouriau, M. L., and Lorscheitter, M. L.: Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr BP, Review of Palaeobotany and Palynology, 99, 131-142, 1998.

Lenters, J. D., and Cook, K. H.: On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate, Journal of the Atmospheric Sciences, 54, 656-677, 1997.

Lenters, J. D., and Cook, K. H.: Summertime precipitation variability over South America: Role of the large-scale circulation, Monthly Weather Review, 127, 409-431, 1999.

Liu, K. B., Reese, C. A., and Thompson, L. G.: Ice-core pollen record of climatic changes in the central Andes during the last 400 yr, Quaternary Research, 64, 272-278, 2005.

Liu, K. B., Reese, C. A., and Thompson, L. G.: A potential pollen proxy for ENSO derived from the Sajama ice core, Geophysical Research Letters, 34, 2007.L09504 10.1029/2006gl029018

Lopez, P.: Impact de la variabilité climatique sur la cryosphère du Campo de Hielo Norte: apport de la télédetection, Thèse de doctorat, Université Montpellier 2, Montpellier, France, 143 pp., 2007.

Lopez, P., Sirguey, P., Arnaud, Y., Pouyaud, B., and Chevallier, P.: Snow cover monitoring in the Northern Patagonia Icefield using MODIS satellite images (2000-2006), Global and Planetary Change, 61, 103-116, 2008.

Lupo, A. R., Nocera, J. J., Bosart, L. F., Hoffman, E. G., and Knight, D. J.: South American cold surges: Types, composites, and case studies, Monthly Weather Review, 129, 1021-1041, 2001.

Luthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J. M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., and Stocker, T. F.: High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present, Nature, 453, 379-382, 2008.10.1038/nature06949

Macayeal, D. R.: BINGE/PURGE OSCILLATIONS OF THE LAURENTIDE ICE-SHEET AS A CAUSE OF THE NORTH-ATLANTICS HEINRICH EVENTS, Paleoceanography, 8, 775-784, 1993.

Magand, O., and Arnaud, F.: Response on the comment from Ribeiro Guevara and Arribere on the article [`]Radionuclide dating (Pb-210, Cs-137, Am-241) of recent lake sediments in a highly geodynamic setting (Lakes Puyehue and Icalma-Chilean Lake District)', Science of The Total Environment, 385, 312-314, 2007.

Magand, O.: Bilan de masse de surface Antarctique: techniques de mesure et analyse critique, Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier-Grenoble 1, Grenoble, France, 2009.

Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., and Ni, F.: Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly, Science, 326, 1256-1260, 2009.10.1126/science.1177303

Marengo, J., Cornejo, A., Satyamurty, P., Nobre, C., and Sea, W.: Cold surges in tropical and extratropical South America: The strong event in June 1994, Monthly Weather Review, 125, 2759-2786, 1997.

Masson-Delmotte, V., Hou, S., Ekaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R. T., Bromwich, D., Cattani, O., Delmotte, M., Falourd, S., Frezzotti, M., Gallee, H., Genoni, L., Isaksson, E., Landais, A., Helsen, M. M., Hoffmann, G., Lopez, J., Morgan, V., Motoyama, H., Noone, D., Oerter, H., Petit, J. R., Royer, A., Uemura, R., Schmidt, G. A., Schlosser, E., Simoes, J. C., Steig, E. J., Stenni, B., Stievenard, M.,

van den Broeke, M. R., de Wal, R., de Berg, W. J. V., Vimeux, F., and White, J. W. C.: A review of Antarctic surface snow isotopic composition: Observations, atmospheric circulation, and isotopic modeling, Journal of Climate, 21, 3359-3387, 2008.10.1175/2007jcli2139.1

Masson, V., Vimeux, F., Jouzel, J., Morgan, V., Delmotte, M., Ciais, P., Hammer, C., Johnsen, S., Lipenkov, V. Y., Mosley-Thompson, E., Petit, J. R., Steig, E. J., Stievenard, M., and Vaikmae, R.: Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records, Quaternary Research, 54, 348-358, 2000.

Matsuoka, K., and Naruse, R.: Mass balance features derived from a firn core at Hielo Patagonico Norte, South America, Arctic Antarctic and Alpine Research, 31, 333-340, 1999.

Milankovitch, M.: Kanon der Erdbestrahlung und seine Andwendung auf das Eiszeiten-problem, R. Serbian Acad., Belgrade, 1941.

Montgomery, D. R., Balco, G., and Willett, S. D.: Climate, tectonics, and the morphology of the Andes, Geology, 29, 579-582, 2001.

Nakazawa, F., and Fujita, K.: Use of ice cores from glaciers with melting for reconstructing mean summer temperature variations, Annals of Glaciology, 43, 167-171, 2006.

Olsen, J., Seierstad, I., Vinther, B., Johnsen, S., and Heinemeier, J.: Memory effect in deuterium analysis by continuous flow isotope ratio measurement, International Journal of Mass Spectrometry, 254, 44-52, 2006.

Paillard, D., Labeyrie, L., and Yiou, P.: Macintosh program performs time-series analysis, Eos Transactions AGU, 77, p. 379, 1996.

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

Poccard, I.: Etude diagnostique de nouvelles données climatiques : les réanalyses. Exemples d'application aux précipitations en Afrique Tropicale, Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, Dijon, France, 2000.

Pohjola, V. A., Moore, J. C., Isaksson, E., Jauhiainen, T., van de Wal, R. S. W., Martma, T., Meijer, H. A. J., and Vaikmae, R.: Effect of periodic melting on geochemical and isotopic signals in an ice core from Lomonosovfonna, Svalbard, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 107, 14, 2002.

Pouyaud, B.: Compte-rendu du carottage au Coropuna, 15 Juin au 3 Juillet 2003, IRD-GreatIce, 2003.

Quispe, N., and Avalos, G.: Intense snowstorm in the southern mountains of Peru associated to the incursion of cut-off low-pressure systems at upper level, Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguaçu, Brazil, 2006, 1945-1958, 2006.

Rabatel, A., Jomelli, V., Naveau, P., Francou, B., and Grancher, D.: Dating of little ice age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16 degrees S, Comptes Rendus Geoscience, 337, 1311-1322, 2005.10.1016/j.crte.2005.07.009

Racoviteanu, A. E., Manley, W. F., Arnaud, Y., and Williams, M. W.: Evaluating digital elevation models for glaciologic applications: An example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes, Global and Planetary Change, 59, 110-125, 2007.10.1016/j.gloplacha.2006.11.036

Ramirez, E.: Interprétation de la variabilité climatique enregistrée dans les carottes de glace à partir des isotopes stables de l'eau: cas des Andes tropicales, Thèse de doctorat, Université Paris VI - Pierre et Marie Curie, Paris, 225 pp., 2003.

Ramirez, E., Hoffmann, G., Taupin, J. D., Francou, B., Ribstein, P., Caillon, N., Ferron, F. A., Landais, A., Petit, J. R., Pouyaud, B., Schotterer, U., Simoes, J. C., and Stievenard, M.: A new Andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m), Bolivia, Earth and Planetary Science Letters, 212, 337-350, 2003.

Rasmussen, L. A., Conway, H., and Raymond, C. F.: Influence of upper air conditions on the Patagonia icefields, Global and Planetary Change, 59, 203-216, 2007.10.1016/j.gloplacha.2006.11.025

Reese, C. A.: Pollen dispersal and deposition in the High-Central Andes, South America, PhD diss., Louisana State University, Baton Rouge, 2003.

Reese, C. A., and Liu, K. B.: Interannual variability in pollen dispersal and deposition on the tropical Quelccaya Ice Cap, Professional Geographer, 57, 185-197, 2005.

Rohling, E. J., and De Rijk, S.: Holocene climate optimum and last glacial maximum in the Mediterranean: the marine oxygen isotope record (vol 153, pg 57, 1999), Marine Geology, 161, 385-387, 1999.

Rome-Gaspaldy, S., and Ronchail, J.: La pluviométrie au Pérou pendant les phases ENSO et LNSO, Institut francais d'études Andines (IFE), 1998.

Ronchail, J.: Advections polaires en Bolivie: mise en évidence et caractérisation des effets climatiques, Hydrologie Continentale 4, 49-56, 1989.

Rosenblüth, B., Casassa, G., and Fuenzal, H.: Recent climatic changes in western Patagonia, Bulletin of glacier research, 13, 127-132, 1995.

Rossel, F.: Influence du Niño sur les régimes pluviométriques de l'Equateur, Thèse de doctorat, Université Montpellier 2, Montpellier, France, 1997.

Rozanski, K., Araguas-Araguas, L., and Gonfiantini, R.: Isotopic patterns in modern global precipitation, Geophysical Monograph, 78, 1993.

Salati, E., Dall'Olio, A., Matsui, E., and Gat, J. R.: Recycling of Water in the Amazon Basin: An Isotopic Study, Water Resour. Res., 15, 1979.

Schneider, C., Glaser, M., Kilian, R., Santana, A., Butorovic, N., and Casassa, G.: Weather observations across the Southern Andes at 53°S, Physical Geography, 24, 97-119, 2003.

Schneider, C., and Gies, D.: Effects of El Nino-southern oscillation on southernmost South America precipitation at 53 degrees S revealed from NCEP-NCAR reanalyses and weather station data, International Journal of Climatology, 24, 1057-1076, 2004.10.1002/joc.1057

Schotterer, U., Grosjean, M., Stichler, W., Ginot, P., Kull, C., Bonnaveira, H., Francou, B., Gaggeler, H. W., Gallaire, R., Hoffmann, G., Pouyaud, B., Ramirez, E., Schwikowski, M., and Taupin, J. D.: Glaciers and climate in the Andes between the Equator and 30 degrees S: What is recorded under extreme environmental conditions?, Climatic Change, 59, 157-175, 2003.

Schwikowski, M., Godoi, M., Brütsch, S., Tobler, L., Ginot, P., Gäggeler, H. W., Schotterer, U., and Francou, B.: Perturbarion of the Chimborazo glacio-chemical record by volcanic eruption and melt water percolation, PSI Annual Report, 2002.

Schwikowski, M., Brutsch, S., Casassa, G., and Rivera, A.: A potential high-elevation ice-core site at Hielo Patagonico Sur, Annals of Glaciology, 43, 8-13, 2006.

Sessions, A. L., Burgoyne, T. W., and Hayes, J. M.: Correction of H_3+ contributions in hydrogen isotope ratio monitoring mass spectrometry, Analytical Chemistry, 73, 192-199, 2001a.

Sessions, A. L., Burgoyne, T. W., and Hayes, J. M.: Determination of the H_3 factor in hydrogen isotope ratio monitoring mass spectrometry, Analytical Chemistry, 73, 200-207, 2001b.

Shiraiwa, T., Kohshima, S., Uemura, R., Yoshida, N., Matoba, S., Uetake, J., and Godoi, M. A.: High net accumulation rates at Campo de Hielo Patagonico Sur, South America,

revealed by analysis of a 45.97 m long ice core, Annals of Glaciology, Vol 35, 35, 84-90, 2002.

Sicart, J. E., Wagnon, P., and Ribstein, P.: Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16 degrees S, Bolivia), Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 110, 17, 2005.

Silverio, W.: Analisis de los parametros climaticos de las estaciones en la region del Nevado Coropuna (6425m.s.n.m.), Arequipa, Peru., in: Document interne, GTZ Arequipa-PERU (COPASA), 2005.

Silvestri, G. E., and Vera, C. S.: Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America, Geophysical Research Letters, 30, 2003.2115 10.1029/2003gl018277

Smith, R. B., and Evans, J. P.: Orographic precipitation and water vapor fractionation over the southern Andes, Journal of Hydrometeorology, 8, 3-19, 2007.10.1175/jhm555.1

Stern, L. A., and Blisniuk, P. M.: Stable isotope composition of precipitation across the southern Patagonian Andes, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 107, 2002.4667Artn 4667

Stichler, W., Schotterer, U., Frohlich, K., Ginot, P., Kull, C., Gaggeler, H., and Pouyaud, B.: Influence of sublimation on stable isotope records recovered from high-altitude glaciers in the tropical Andes, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 106, 22613-22620, 2001.

Sturm, C., Zhang, Q., and Noone, D.: An introduction to stable water isotopes in climate models: benefits of forward proxy modelling for paleoclimatology, Clim. Past Discuss., 5, 1697-1729, 2009.

Takahashi, K.: The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru, during the 1997-1998 and 2002 El Nino events, Annales Geophysicae, 22, 3917-3926, 2004.

Tapley, T. D., and Waylen, P. R.: Spatial variability of annual precipitation and ENSO events in western Peru, Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques, 35, 429-446, 1990.

Taylor, S., Feng, X. H., Kirchner, J. W., Osterhuber, R., Klaue, B., and Renshaw, C. E.: Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt, Water Resources Research, 37, 759-769, 2001.

Thompson, D. W. J., and Wallace, J. M.: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability, Journal of Climate, 13, 1000-1016, 2000.

Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Bolzan, J. F., and Koci, B. R.: A 1500-year record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya Cap, Peru, Science, 229, 971-973, 1985.

Thompson, L. G., Mosleythompson, E., Dansgaard, W., and Grootes, P. M.: The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Queccaya Ice cap, Science, 234, 361-364, 1986.

Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Lin, P. N., Henderson, K. A., Coledai, J., Bolzan, J. F., and Liu, K. B.: Late Glacial Stage and Holocene tropical ice core records Huascaran, Peru Science, 269, 46-50, 1995.

Thompson, L. G., Yao, T., Davis, M. E., Henderson, K. A., MosleyThompson, E., Lin, P. N., Beer, J., Synal, H. A., ColeDai, J., and Bolzan, J. F.: Tropical climate instability: The last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core, Science, 276, 1821-1825, 1997.

Thompson, L. G., Davis, M. E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T. A., Henderson, K. A., Zagorodnov, V. S., Lin, P. N., Mikhalenko, V. N., Campen, R. K., Bolzan, J. F., Cole-Dai, J., and Francou, B.: A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores, Science, 282, 1858-1864, 1998.

Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., and Henderson, K. A.: Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum, Journal of Quaternary Science, 15, 377-394, 2000.

Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Lin, P. N., Henderson, K., and Mashiotta, T. A.: Tropical glacier and ice core evidence of climate change on annual to millennial time scales, Climatic Change, 59, 137-155, 2003.

Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Brecher, H., Davis, M., Leon, B., Les, D., Lin, P. N., Mashiotta, T., and Mountain, K.: Abrupt tropical climate change: Past and present, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 103, 10536-10543, 2006.10.1073/pnas.0603900103

Thouret, J. C., Juvigneé, E., Marino, J., Moscol, M., Legeley-Padovani, A., L., L., D., J., L., and S., R., M: Late Pleistocene and Holocene tephrostratigraphy and chronology in southern Peru, Boletin de la Mision Arqueologica Andina, Vol. 1 (ed. by M. Ziolkowski and L. Belan Franco), pp. 215–239. Ed. by Mision Arqueologica Andina, University of Warsaw, Warsaw., 1, 215-239, 2001.

Trenberth, K. E.: The definition of El Nino, Bulletin of the American Meteorological Society, 78, 2771-2777, 1997.

Vasiliev, N. I., Talalay, P. G., Bobin, N. E., Chistyakov, V. K., Zubkov, V. M., Krasilev, A., Dmitriev, A. N., Yankilevich, S. V., and Lipenkov, V. Y.: Deep drilling at Vostok station, Antarctica: history and recent events, 6th International Workshop on Ice Drilling Technology, Shepherdstown, WV, 2006, ISI:000263999200002, 10-23,

Villacis, M., Vimeux, F., and Taupin, J. D.: Analysis of the climate controls on the isotopic composition of precipitation ([delta]18O) at Nuevo Rocafuerte, 74.5[degree sign]W, 0.9[degree sign]S, 250 m, Ecuador, Comptes Rendus Geosciences, 340, 1-9, 2008.

Villalba, R.: Climatic Fluctuations in Northern Patagonia in the Last 1000 Years as Inferred from Tree-Ring Records, Quaternary Research, 34, 346-360, 1990.

Villalba, R.: Tree-Ring and Glacial Evidence for the Medieval Warm Epoch and the Little Ice Age in Southern South America, Climatic Change, 26, 183-197, 1994.

Villalba, R., Lara, A., Boninsegna, J. A., Masiokas, M., Delgado, S., Aravena, J. C., Roig, F. A., Schmelter, A., Wolodarsky, A., and Ripalta, A.: Large-scale temperature changes across the southern Andes: 20th-century variations in the context of the past 400 years, Climatic Change, 59, 177-232, 2003.

Vimeux, F., Masson, V., Jouzel, J., Stievenard, M., and Petit, J. R.: Glacial-interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere, Nature, 398, 410-413, 1999.

Vimeux, F., Masson, V., Delaygue, G., Jouzel, J., Petit, J. R., and Stievenard, M.: A 420,000 year deuterium excess record from East Antarctica: Information on past changes in the origin of precipitation at Vostok, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 106, 31863-31873, 2001.

Vimeux, F., Gallaire, R., Bony, S., Hoffmann, G., and Chiang, J. C. H.: What are the climate controls on delta D in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation, Earth and Planetary Science Letters, 240, 205-220, 2005.

Vimeux, F., Angelis, M. d., Ginot, P., Magand, O., Casassa, G., Pouyaud, B., Falourd, S., and Johnsen, S.: A promising location in Patagonia for paleoclimate and paleoenvironmental reconstructions revealed by a shallow firn core from Monte San Valentín (Northern Patagonia Icefield, Chile), J. Geophys. Res., 113, 2008a.doi:10.1029/2007JD009502

Vimeux, F., Ginot, P., Schwikowski, M., Vuille, M., Hoffmann, G., Thompson, L. G., and Schotterer, U.: Climate variability during the last 1000 years inferred from Andean ice

cores: A review of methodology and recent results, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2008b.doi:10.1016/j.palaeo.2008.03.054

Vincent, C., Vallon, M., Pinglot, J. F., Funk, M., and Reynaud, L.: Snow accumulation and ice flow at Dome du Gouter (4300m), Mont Blanc, French Alps, Journal of Glaciology, 43, 513-521, 1997.

Vincent, C.: Mesures radar et topographiques réalisées au Coropuna en Juin 2003, LGGE, 2004.

Vuille, M., and Ammann, C.: Regional snowfall patterns in the high, arid Andes, Climatic Change, 36, 413-423, 1997.

Vuille, M.: Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation, International Journal of Climatology, 19, 1579-1600, 1999.

Vuille, M., Bradley, R. S., and Keimig, F.: Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 105, 12447-12460, 2000.

Vuille, M., Bradley, R. S., Healy, R., Werner, M., Hardy, D. R., Thompson, L. G., and Keimig, F.: Modeling delta O-18 in precipitation over the tropical Americas: 2. Simulation of the stable isotope signal in Andean ice cores, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 108, 17, 2003a.

Vuille, M., Bradley, R. S., Werner, M., Healy, R., and Keimig, F.: Modeling delta O-18 in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 108, 24, 2003b.

Vuille, M., and Werner, M.: Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: observations and model results, Climate Dynamics, 25, 401-413, 2005.

Wagnon, P., Delmas, R. J., and Legrand, M.: Loss of volatile acid species from upper firn layers at Vostok, Antarctica Journal of Geophysical Research, 104, 3423-3431, 1999.

Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B., and Sicart, J. E.: Anomalous heat and mass budget of Glaciar Zongo, Bolivia, during the 1997/98 El Nino year, Journal of Glaciology, 47, 21-28, 2001.

Wagnon, P.: Mesures météorologiques et de chimie de surface, Coropuna, 17 juin au 1 juillet 2003, Compte rendu-IRD, 2003.

Wagnon, P., Sicart, J. E., Berthier, E., and Chazarin, J. P.: Wintertime high-altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 108, 14, 2003.

Yamada, T.: Glaciological characteristics revealed by 37.6-m deep core drilled at the accumulation area of San Rafael Glacier, the Northern Patagonia Icefield, Bulletin of glacier research, n°4, pp. 59-67 1987.

Zagorodnov, V., Nagornov, O., and Thompson, L. G.: Influence of air temperature on a glacier's active-layer temperature, Annals of Glaciology, 43, 285-291, 2006.

Zhou, S., Nakawo, M., Hashimoto, S., Sakai, A.: The effect of refreezing on the isotopic composition of melting snowpack, Hydrological Processes, 22, 873-882, 2007.

ANNEXE 1

Environmental records from temperate glacier ice on Nevado Coropuna saddle, southern Peru

J. Herreros, I. Moreno, J.-D. Taupin, P. Ginot, N. Patris,
M. De Angelis, M.-P. Ledru, F. Delachaux, and U. Schotterer

Article accepté dans le journal ADVANCES IN GEOSCIENCES

http://www.adv-geosci.net/22/index.html

Adv. Geosci., 22, 27–34, 2009
www.adv-geosci.net/22/27/2009/
© Author(s) 2009. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 3.0 License.

Advances in Geosciences

Environmental records from temperate glacier ice on Nevado Coropuna saddle, southern Peru

J. Herreros[1], I. Moreno[2], J.-D. Taupin[1], P. Ginot[3], N. Patris[1], M. De Angelis[2], M.-P. Ledru[4], F. Delachaux[2], and U. Schotterer[5]

[1]Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Laboratoire Hydrosciences, UMR 5569, Montpellier, France
[2]Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE), UMR 5183, Saint Martin d'Hères, France
[3]IRD, Instituto de Hidráulica e Hidrología, Calle 30 Cotacota, La Paz, Bolivia
[4]IRD, Institut des Sciences de l'Evolution, UMR 5554, Montpellier, France
[5]Climate and Environmental Physics, Physics Institute, University of Bern, Switzerland

Received: 29 April 2009 – Revised: 3 July 2009 – Accepted: 7 July 2009 – Published: 13 October 2009

Abstract. We investigated past climate variability and the zonal short and long-range transport of air masses in tropical South America using chemical, isotopic and palynological signals from a 42 m-long ice core recovered in 2003 from the saddle of the Nevado Coropuna, southern Peru (72°39′ W; 15°32′ S; 6080 m a.s.l.). We found that precipitation at this site depends mainly on the easterly circulation of air masses originated from the tropical Atlantic Ocean. Nevertheless, sporadic Pacific air masses arrivals, and strong cold waves coming from southern South America reach this altitude site. In spite of post-depositional effects, we were able to identify two strong ENSO (El Niño-Southern Oscillation) event signatures (1982–1983 and 1992) and the eruptive activity of the nearby Sabancaya volcano (1994).

1 Introduction

Ice records provide significant information on past climatic and atmospheric conditions. Ice cores drilled in South America offer a continuous record from the equator to Patagonia (Vimeux et al., 2008). A new ice core was drilled in southern Peru in 2003 to study the short and long-range transport of air masses over a tropical site close to the Pacific coast. Furthermore, since some effects of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) were recorded in ice cores from Peru (Henderson et al., 1999; Thompson, 2000), we expected to obtain a record of past ENSO from this site located in the western part of the Andes.

High-resolution studies may provide interannual to seasonal variability of the climate over the last centuries provided that the link between environmental conditions and the glaciological record is well defined. However even at high altitude, tropical glaciers may experience surface melting during the summer and sublimation during the dry season (Ginot et al., 2006). The influence of percolation and sublimation on chemical and isotopic records was discussed in many works (Davies et al., 1982; Eichler et al., 2001; Ginot et al., 2001; Hou and Qin, 2002; Schotterer et al., 2003; Li et al., 2006). These post-depositional processes have to be considered while interpreting the records. Pollen dispersal on ice caps has recently been proved to be an accurate tool to reconstruct air mass trajectories, prevailing winds and paleoenvironmental changes with an extremely fine resolution (Reese et al., 2003; Reese and Liu, 2005), with the advantage of not being affected by water percolation on temperate glaciers (Uetake et al., 2006).

Here we investigate the chemical, isotopic and palynological signals from an ice core extracted from the Nevado Coropuna mountain (72°39′ W, 15°32′ S, 6425 m a.s.l.). In the next section we present the drilling site and the different analyses performed. Then, we present the results and discuss the interpretation of the records over the last few decades as well as the preserved environmental information and their implication on the zonal air masses circulation. Finally the fourth section contains the conclusions and perspectives of this work.

Correspondence to: I. Moreno
(moreno@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

2 Study area and methods

2.1 Drilling site and measurements performed during the field campaign

In June 2003, an ice core was drilled at the saddle glacier on Nevado Coropuna (6080 m a.s.l.), 100 km east from the Pacific Ocean on the western Andes in the Cordillera Occidental (Fig. 1), by the IRD (Institut de Recherche pour le Développement, France). Radar measurements showed that the ice thickness at the drilling site was approximately 110 m, but the drilling was stopped at 41.6 m in water saturated firn. In fact, several layers of wet firn and water were detected during the drilling. The firn meltwater may be originated in an area of penitents – melting and sublimation structures – observed on the northern slope of the glacier upstream from the drilling site. Penitent formation can produce a slanted meltwater flow that may run through the firn, potentially reaching the drilling site, and then joining a runoff observed downstream.

In addition eight snow pits from 30 to 350 cm in depth were dug during the drilling campaign (17 June–28 August 2003). Lysimeter measurements gave sublimation rates of 0.50 mm weq d^{-1} in June and 0.23 mm weq d^{-1} in August. The temperature was measured in the snow pits. A temperature increase was observed from $-1°C$ at the surface to $-1.7°C$ at 3.3 m depth (P. Wagnon, personal communication, 2003) indicating that at this site the ice is temperate. The surface temperature, recorded with an Automatic Weather Station (AWS) during the operation, never reached above $-5°C$.

2.2 Climatic conditions

Within a perimeter of 60 km around the Nevado Coropuna, 15 meteorological stations (operated by the peruvian SENAMHI, Servicio Nacional de Meteorologia e Hidrologia) provide important local climatic information. Monthly mean precipitation and air temperature are available from 1964 to 2003. Data series from the four highest stations (Andagua: 3590 m; Arma: 4270 m; Orcopampa: 3780 m; Salamanca: 3200 m), spanning 22 to 35 years, have been selected for a statistical study according to the consistency of the records. Seasonal temperature amplitudes are small. Contrastingly, seasonal precipitation amplitudes are very strong with most of the precipitation events taking place during the austral summer: 70 to 90% of the annual precipitation occurs from December to March (Fig. 2). A drastic decrease of precipitation was observed in 1982–1983 and 1992 during strong El Niño events (Fig. 2). It is worth noting that other notable El Niño episodes (such as in 1997) are not obvious in the precipitation records.

2.3 Chemical, isotopic and palynological analysis of the ice-core

The saddle core was prepared in clean cold room facilities ($-15°C$) at the LGGE (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble, France). Samples were prepared for soluble ions, water stable isotopes, and pollen analyses using adequate decontamination procedures giving resolutions of 4.5 cm, 7.0 cm and 70 cm, respectively. Tritium (^3H) activity was measured for some selected core segments to localize the maximum activity peak at Paul Scherrer Institut (Villigen, Switzerland). Chemical measurements were performed by conductivity-suppressed Ion Chromatography using a Dionex ICS 3000 at the LGGE's clean room facilities. Profiles of organic and inorganic anions (F^-, Cl^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, methanesulphonate, mono and dycarboxylic acids) and cations (Na^+, NH_4^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}) were obtained for the first 22 m of the ice-core with an experimental precision ranging from 1–10% for concentrations above 3 ng g^{-1} and 10–40% for concentrations below 3 ng g^{-1}. The $\delta^{18}O$ and δD of the ice were measured at the LAMA (Laboratoire Mutualisé d'Analyse des isotopes stables de l'eau, Montpellier, France) with an Isoprime Mass Spectrometer. The experimental precision of the isotopic analysis was 0.5‰ for δD and 0.08‰ for $\delta^{18}O$. High-resolution δD measurements were performed down to 42 m, but only the first 22 m are discussed here in relation to the chemical signals. A continuous $\delta^{18}O$ profile was measured along the top 11 m of the core. Pollen and micro charcoals were counted using a light microscope at magnifications of 400 and 1000. Pollen identifications were performed using the IRD South American reference collection based at Montpellier.

3 Results and discussion

3.1 Upward water vapor flow

The AWS data set was used in an energy balance model described by Wagnon et al. (2003) and coupled with a heat flow model in order to compare measured and simulated snow temperatures. At 30 cm depth, the model is able to reconstruct the daily amplitude and shape of measured snow temperatures variations, but with a $-4°C$ bias and too high value of snow thermal conductivity. This indicates that a deep source of energy increases the thermal conductivity of the snow. The best hypothesis for this $-4°C$ bias is related to an internal energy production, probably due to convection of water vapor saturated air through the snowpack from the temperate zone (0°C at 4 m depth) towards the cold surface (A. Gilbert, personal communication, 2008). The vapor would likely originate from the phreatic flow produced by the melting of the upslope penitents, which seems to run through the firn.

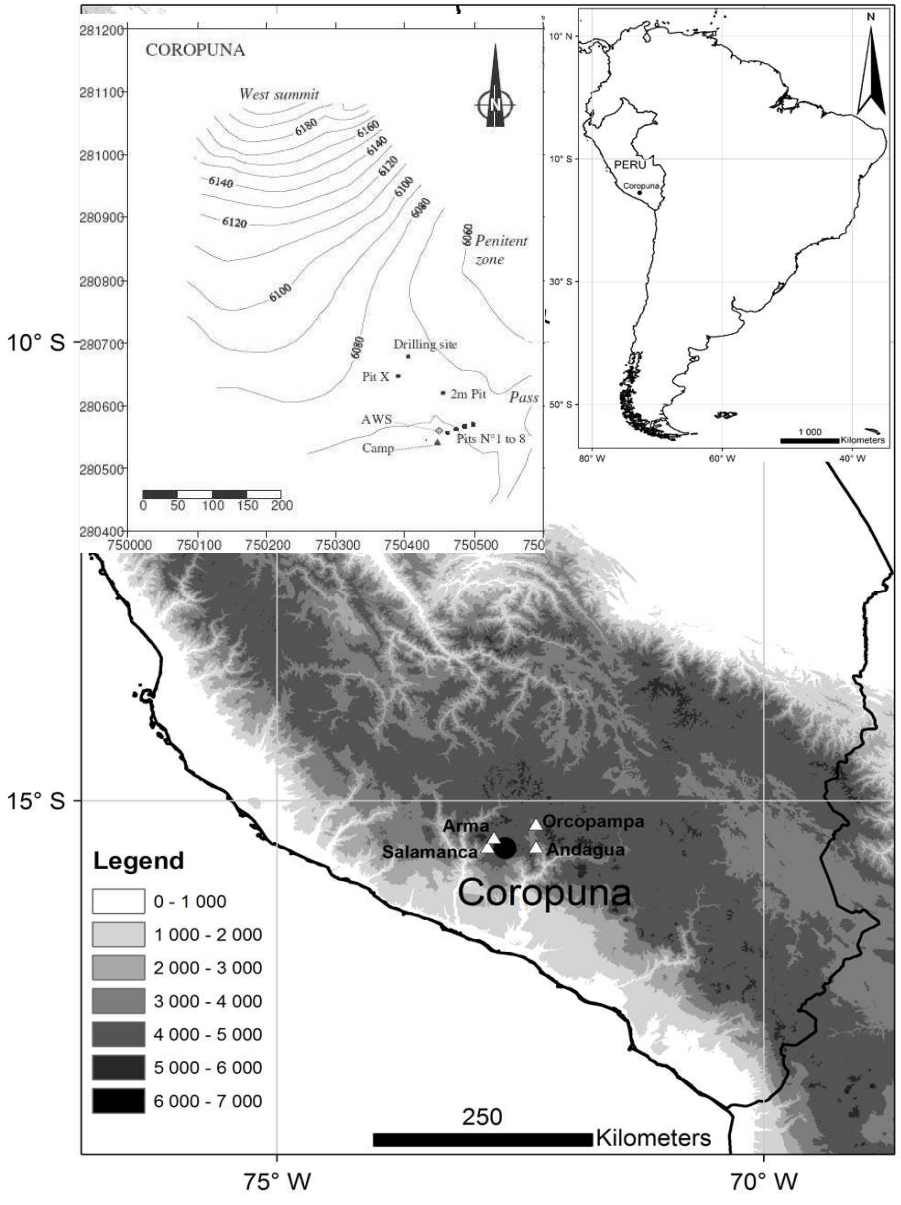


Fig. 1. Map of the Andes showing the location of the Nevado Coropuna and a schematic distribution of the weather stations located around (Salamanca, Arma, Orcopampa and Andagua). The Coropuna glacier is located in the western part of the Andes (Cordillera Occidental) in Peru. A zoom in UTM coordinates of the drilling site is included.

3.2 Dating and accumulation rates

Tritium activity was used to identify a stable reference horizon in the ice core. The maximum ^{3}H fallout deposit related to tropospheric nuclear weapon tests took place in 1964/67 in South America (Groeneveld, 1977; Schotterer, 1998). We attribute the maximum deposition located at about 22 m depth in the saddle core to the years 1964–1965. In addition, dust markers were used to date the core by counting seasonal layers (Fig. 4). At this site, Ca^{2+} and Mg^{2+} originate from erodible soils and are deposited during the dry season (their marine fraction is negligible: 2.5% and 5.2%, respectively). The mean accumulation rate calculated for the past 38 years is 0.58 m yr^{-1} (0.39 m we yr^{-1}).

3.3 Multi-site snow pits investigations

The eight snow pits dug during the drilling campaign showed spatial homogeneity of the chemical signal. Sublimation effects on chemical and isotopic records were noticeable after 2 months of exposure to the dry climate between 1 July (pit N°7) and 28 August (pit N°8): a visual comparison of

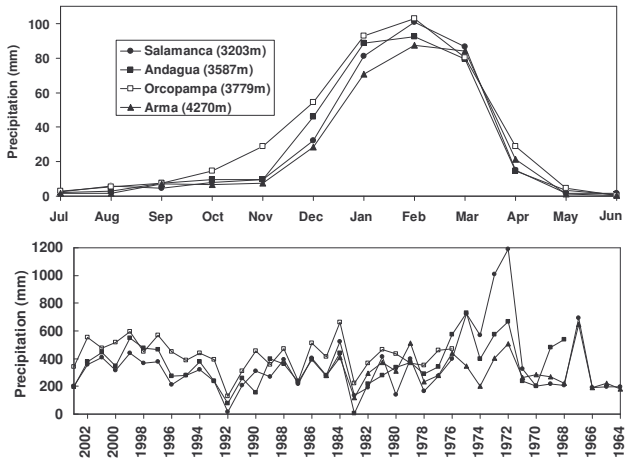


Fig. 2. Annual and monthly mean precipitation at selected SENAMHI-Peru stations: Salamanca (15°30′ S, 72°50′ W), Andagua (15°29′ S, 72°20′), Orcopampa (15°15′, 72°20′), Arma (15°24′, 72°46′).

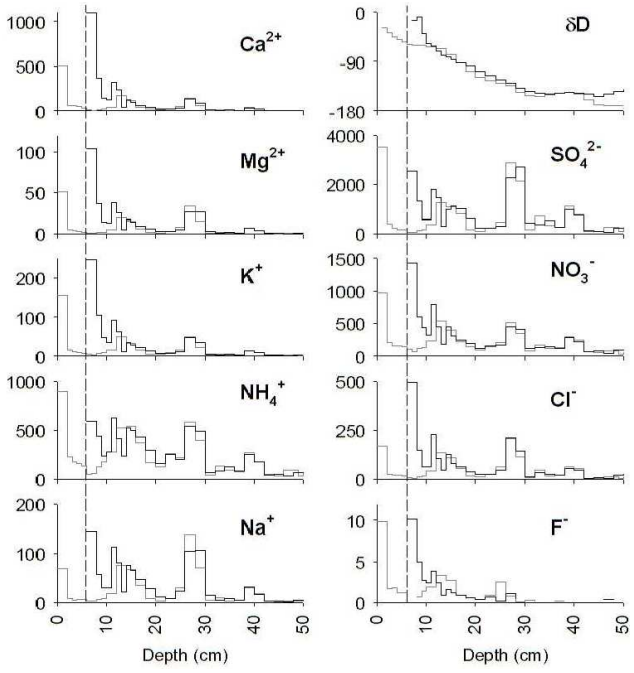


Fig. 3. Composition of chemical (ng g^{-1}) and isotopic profiles (‰) from pit N°7 dug the 1st july 2003 (gray line) and pit N°8 dug the 28 August 2003 (black line).

the chemical and isotopic profiles suggests an offset of about 6 cm downward between pit profiles N°7 and N°8 (Fig. 3). According to calculation based on the data recorded by the automatic weather station, 17 mm weq total sublimation occurred between 1 July and 28 August, corresponding to approximately 6 cm of snow (the surface snow density was measured at 0.2 g cm^{-3}), in agreement with the depth shift. During this period Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Cl^- showed an enrichment factor of 2.00–2.25 which reveals that in addition to sublimation, dry deposition took place during the sampling period. Other species, NH_4^+, F^-, $HCOO^-$, NO_3^-, SO_4^{2-}, showed enrichment values of 0.68–1.21, pointing to a conservative enrichment or dry deposition or atmospheric reemission depending on their molecular form (as salt or acid). The water isotopes showed also enrichment at the surface between pit N°7 (δD=−28.8‰) and pit N ° 8 (δD=−9.84‰) possibly due to the effect of sublimation.

3.4 Water stable isotopes

To examine the influence of kinetic processes on the isotopic signal we analyzed a running $\delta D/\delta^{18}O$ slope calculated over 11 contiguous measurements (80 to 90 cm) between the surface and 11.5 m (Fig. 4). In the upper 3 m the slope $\delta D/\delta^{18}O$, close to 8 (the value of the Global Meteoric Water Line) (Dansgaard, 1964), indicates that no sublimation or refreezing of meltwater occurred. The low ice temperature and the strong variations in δD and $\delta^{18}O$ indicate a good preservation of the isotopic signal in this part of the core. If we consider that the variations observed are seasonal, we can count up to 4 annual cycles (Fig. 4): this dating is in slight disagreement with calcium counting (1996/97 at 3 m). Between 3.0 and 10.5 m the $\delta D/\delta^{18}O$ slope varies between 0.5 and 9.1 and the isotopic signal seems to be affected by kinetic fractionation processes. A strong homogenization identified as melt-freeze and percolation processes occurred and drastically smoothed the signal below 3 m. Some studies of temperate ice cores showed in the same way the preservation of the isotopic signal in the upper meters (corresponding to 1 to 5 year records) and a gradual homogenization below (He et al., 2002; Nakazawa and Fujita, 2006). In addition to vertical percolation, the signal may be affected by the upward water flow of vapor induced by the slanted meltwater flow coming from the penitents. Therefore, water isotopes cannot be quantitatively used to study the past climatic conditions on Coropuna.

3.5 Dampening of major ions

Along the ice-core record, an abrupt dampening of the signal of SO_4^{2-}, NO_3^-, NH_4^+ and to a lesser extent Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, F^- is observed (Fig. 4). Since the ratio Cl^-/Na^+ is a good indicator of meltwater percolation (Eichler et al., 2001; Ginot et al., 2009) we used it to determine the limits of the perturbed and unperturbed chemical signals. As detected with the $\delta D/\delta^{18}O$ slope, we observe that the upper first meters are unperturbed by meltwater. The Cl/Na mass ratio is 1.5±0.2 g g^{-1}, which is in good agreement with the fresh snow from pit measurements. Conversely, between 2.1 m and 5.0 m the Cl/Na mass ratio increases up to 6.1±1.0 g g^{-1}, and below 5.0 m, the Cl/Na reaches values as high as

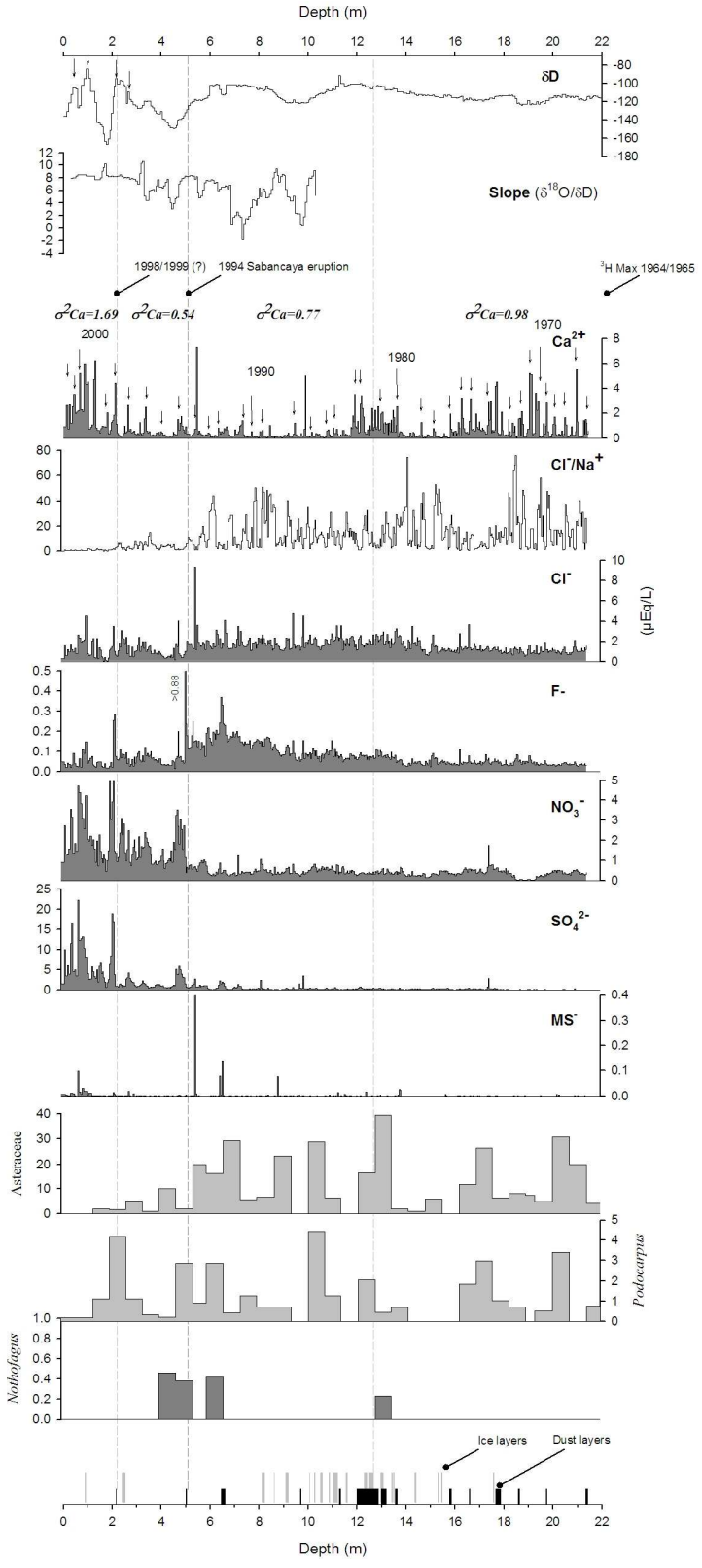


Fig. 4. Isotopic, chemical, palynological and stratigraphical profiles of the first 22 m of the ice-core. δD is given in permil units (‰), ion concentrations in microequivalents per liter, Cl/Na mass ratio in [g/g], pollen concentrations in number of grains per liter. MS^- stands for methanesulfonate. Vertical arrows indicate annual layers. Discrepancies between isotopic and calcium markers may be due to the arrival of dry season markers more than once for some years or too many calcium peaks counted.

$23.5\pm2.1\,g\,g^{-1}$ (Fig. 4). This implies that below 2.1 m ions are leached with different efficiencies from the snowpack. Sampling resolution is high enough to count seasonal cycles in spite of snow compaction, so high standard deviations indicate a conserved register. For this reason, the elution sequence is determined using a statistical approach based on the diminution of the variance of the concentration of each ion along the record. The decrease of variance indicates loss of the specie along the profile. The elution sequence is then $SO_4^{2-}>NO_3^->Mg^{2+}>NH_4^+>Ca^{2+}>Na^+>K^+>Cl^->Br^-$. It is uncertain why SO_4^{2-} is particularly strongly removed and why Cl^- and Br^- are the less perturbed species. Other studies showed different mobility behaviors among chemical species (Davies et al., 1982; Eichler et al., 2001; Li et al., 2006). The elution may be driven by leaching after ion relocation induced by snow metamorphism (Davis et al., 1995; Cragin et al., 1996). Evidence is observed for SO_4^{2-} which was more concentrated in the ice layers below 2 m than in the bulk snow, implying a favored presence in the liquid phase. Sulfate may be excluded from the ice lattice during snow metamorphism (weak percolation or vapor pumping), and seasonal melting of the snow-pack would drain it more easily from the grain boundaries. The conservation of a fraction of Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+ and Cl^- can be explained by the fact that dry deposition and sublimation concentrate these species in layers, and that layered species are less affected by melt-water than homogenously distributed ions (Davis et al., 1995). Alternatively, one may explain ion losses by the flow of meltwater through the snowpack. Below $\sim$12 m Ca^{2+} recovers some of its original variability, pointing to a less effective leaching below this depth. This tends to confirm that a slanted melt-water flow may have run through the snow pack, but only between 5 and 12 m (Fig. 4).

3.6 Preserved climatic and environmental signals

3.6.1 The chemical register

At depths 2.1 m (1998/99) and 5 m (1994) clear tropospheric volcanic signals are observed, characterized by the presence of naked eye visible dust, high concentrations of SO_4^{2-}, Cl^-, and peaks of F^- and H^+. The Sabancaya volcano (90 km eastward from Coropuna) had an important degassing event during August/September 1998, and one of its largest eruptions in May 1994. HYSPLIT forward trajectories (Draxler and Rolph, 2003) for Sabancaya's eruptions confirm that the plume passed over the drilling site in May 1994 but we did not find such evidence for the 1998 event, the source of which remains unidentified.

The chemical signature at Nevado Coropuna is mostly continental (Fig. 4). Average chloride to sodium mass ratio (Cl/Na) in the first upper meters of the snow is $1.5\pm0.2\,g\,g^{-1}$, which is closer to halite (Cl/Na=$1.4\,g\,g^{-1}$) than to sea-salt ratio ($1.8\,g\,g^{-1}$, Keene et al., 1986) pointing to a terrigenous origin. Bromide (not shown) is associated to the halite signal and the most probable source of this element is the salt lakes/flats located southeastern from the Coropuna, as it was the case for other trace elements in the Illimani ice core (Correia et al., 2003). The snow pit study showed that the best conserved terrigenous signals (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, Cl^-) are associated with dry deposition. They are likely to be transported in the free troposphere since during the winter dry and warm air uplifting is privileged. Another continental feature in the core and pits is the seasonal variation of NH_4^+, SO_4^{2-}, NO_3^-. Their signals are not in phase with the Ca^{2+} profile, which indicates a different deposition period. NH_4^+ may be associated to the summer productivity of the forest and SO_4^{2-}, NO_3^- and part of the NH_4^+ to the biomass burning period (Andreae and Browell, 1988). It seems that these species, associated to wet deposition (summer and autumn), are more susceptible to be leached by the seasonal changes of the snow pack.

Surprisingly, information concerning marine arrivals at this site is scarce: few important peaks of sea salt and methanesulfonic acid (MS^-, an indicator of marine biogenic activity) were found, showing evidence of sporadic secondary marine aerosol inputs from the Pacific Ocean (Fig. 4).

3.6.2 The palynological archive

According to the origin and ecology of the species identified in the ice core, we divided the results into two groups. The local taxa are characterized by Asteraceae tubuliflorae, *Polylepis* and Poaceae. The alien taxa, which cannot grow on the slope of the Coropuna (Kuentz et al., 2007) are *Quercus, Podocarpus* and *Nothofagus*. *Quercus* is a tree of the Andean forest whose habitat limit does not go further south than southern Colombia, *Podocarpus* is a conifer of the Andean forest, common on the slopes of the eastern Cordillera, and *Nothofagus* is a tree from the Patagonian forest whose limit stops in the temperate latitudes of Chile.

The deposition of both *Quercus* and *Podocarpus* (Fig. 4) at Nevado Coropuna is related to the arrival of northeasterly air masses. The precipitation or the pollen depositions have been weaker (in time or in intensity) and the climate drier when the local taxa became dominant in the pollen content. We identified two peaks of local species concentrations at about 11–12 m (*Polylepis*) and 6.5 m (Asteraceae tubuliflorae and Poaceae) associated with the presence of dust layers at the same depth (Fig. 4). The depths 11–12 m and 6.5 m may correspond to the dry years 1982–1983 and 1992, respectively, corresponding to El Niño episodes when a strong decrease of precipitation is observed. The presence of *Nothofagus* (at depths 3.3, 5.9 and 12.1 m) can only be attributed to the existence of a strong southern circulation allowing southern air masses to reach the latitude of Nevado Coropuna. Cold waves are air masses coming from high latitudes and going northward as far as Brazil, Peru or Bolivia. They are four times more frequent in winter than in summer (Ronchail,

1989) and cold wave arrivals were reported in southern Peru in stations located between 3000 and 4000 m a.s.l. (Quispe and Avalos, 2006). Considering that we found only three layers of *Nothofagus* in the upper 22 m of the core (Fig. 4), we propose that only the strongest cold waves can reach the highest part of the Andes, and that this phenomenon is not uncommon.

4 Conclusion and perspectives

Our results demonstrate that post-depositional processes affect the primary information in the records from the Coropuna saddle core. Sublimation affects the chemical and isotopic records. In addition we identified downward percolation of surface meltwater, a slanted water flow and a consequent upward water vapor flow that may have leached most of the chemical species and homogenized the isotopic record. Although the record is disturbed to some extent, climatic information and some particular events can be identified such as nearby volcanic activity. Most of the ice impurities have a continental origin and pollen types found on the ice cap evidence westward-southward transport of air masses over the continent. Thus, as for the eastern Cordillera (Vimeux et al., 2005), moisture originated from the tropical Atlantic Ocean and recycled over the Amazon Basin is likely to control precipitation over the western Cordillera. In addition our results indicate that strong cold waves from southern South America and sporadic marine aerosol inputs from the Pacific Ocean can reach the Coropuna glacier. We identified only two El Niño periods (1982–1983 and 1992) in our records, whereas other ENSO episodes were not recorded. The identified ENSO periods are characterized by an outstanding diminution of precipitation recorded by the high altitude meteorological stations. This leads to a longer exposure of the surface to radiation, which favored enrichment of chemical species and pollen by sublimation.

In August 2003 two 34.2 m long ice cores were extracted from Coropuna south summit glacier (6450 m a.s.l.), and another 146.3 m core from the crater (6310 m a.s.l.) by OSU/Byrd Polar Research Center. Future work will deal with the comparison of our results with those ice-cores as well as other environmental records from the Andes.

Acknowledgements. The authors gratefully acknowledge P. Wagnon, C. Vincent, B. Francou and B. Pouyaud for their contribution to the drilling campaign and the diverse information provided for this work. A. Gilbert calculations helped understand the water vapor flow. We also thank A. Soruco, M. Town, I. Gorodetskaya and F. Vimeux for insightful discussions and constructive suggestions, and the anonymous reviewers for helpful comments.

Edited by: R. Garraud
Reviewed by: one anonymous referee

References

Andreae, M. O., Browell, E. V., Garstang, M., Gregory, G. L., Harriss, R. C., Hill, G. F., Jacob, D. J., Pereira, M. C., Sachse, G. W., Setzer, A. W., Dias, P. L. S., Talbot, R. W., Torres, A. L., and Wofsy, S. C.: Biomass-burning emissions and associated haze layers over Amazonia, J. Geophys. Res., 93, 1509–1257, 1988.

Correia, A., Freydier, R., Delmas, R. J., Simões, J. C., Taupin, J.-D., Dupré, B., and Artaxo, P.: Trace elements in South America aerosol during 20th century inferred from a Nevado Illimani ice core, Eastern Bolivian Andes (6350 m asl), Atmos. Chem. Phys., 3, 1337–1352, 2003, http://www.atmos-chem-phys.net/3/1337/2003/.

Cragin, J. H., Hewitt, A. D., and Colbeck, S. C.: Grain-scale mechanisms influencing the elution of ions from snow, Atmos. Environ., 30, 119–127, 1996.

Dansgaard, W.: Stable isotopes in precipitation, Tellus, 16, 436–468, 1964.

Davies, T. D., Vincent, C. E., and Brimblecombe, P.: Preferential elution of strong acids from a Norwegian ice cap, Nature, 300, 161–163, 1982.

Davis, R. E., Petersen, C. E., and Bales, R. C.: Ion flux through a shallow snowpack: effects of initial conditions and melt sequences, Boulder, 115–126, 1995.

Draxler, R. R. and Rolph, G. D.: HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html), 2003.

Eichler, A., Schwikowski, M., and Gäggeler, H. W.: Meltwater-induced relocation of chemical species in Alpine firn, Tellus B, 53, 192–203, 2001.

Ginot, P., Kull, C., Schwikowski, M., Schotterer, U., and Gaggeler, H. W.: Effects of postdepositional processes on snow composition of a subtropical glacier (Cerro Tapado, Chilean Andes), J. Geophys. Res.-Atmos., 106, 32375–32386, 2001.

Ginot, P., Kull, C., Schotterer, U., Schwikowski, M., and Gäggeler, H. W.: Glacier mass balance reconstruction by sublimation induced enrichment of chemical species on Cerro Tapado (Chilean Andes), Clim. Past, 2, 21–30, 2006, http://www.clim-past.net/2/21/2006/.

Ginot, P., Schotterer, U., Schwikowski, M., Godoi, M., and Francou, B.: Influence of recent local volcanic eruption on chemical and isotopic signals recorded in Chimborazo ice core, Ecuador, in preparation, 2009.

Groeneveld, D. T.: Tritium analysis of environmental water, PhD Thesis, Groningen University, 131 pp., 1977.

He, Y. Q., Yao, T. O., Theakstone, W. H., Cheng, G. D., Yang, M. X., and Chen, T.: Recent climatic significance of chemical signals in a shallow firn core from an alpine glacier in the South-Asia monsoon region, J. Asian Earth Sci., 20, 289–296, 2002.

Henderson, K. A., Thompson, L. G., and Lin, P. N.: Recording of El Nino in ice core delta O-18 records from Nevado Huascaran, Peru, J. Geophys. Res.-Atmos., 104, 31053–31065, 1999.

Hou, S. G. and Qin, D. H.: The effect of postdepositional process on the chemical profiles of snow pits in the percolation zone, Cold Reg. Sci. Technol., 34, 111–116, 2002.

Keene, W. C., Pszenny, A. A. P., Galloway, J. N., and Hawley, M. E.: Sea-salt corrections and interpretation of constituent ratios in marine precipitation, J. Geophys. Res., 91, 6647–6658, 1986.

Kuentz, A., de Mera, A. G., Ledru, M. P., and Thouret, J. C.: Phy-

togeographical data and modern pollen rain of the puna belt in southern Peru (Nevado Coropuna, Western Cordillera), J. Biogeogr., 34, 1762–1776, 2007.

Li, Z., Edwards, R., Mosley-Thompson, E., Wang, F., Dong, Z., You, X., Li, H., Li, C., and Zhu, Y.: Seasonal variability of ionic concentrations in surface snow and elution processes in snowfirn packs at the PGPI site on Urumqi glacier No. 1, eastern Tien Shan, China, Ann. Glaciol., 43, 250–256, 2006.

Nakazawa, F. and Fujita, K.: Use of ice cores from glaciers with melting for reconstructing mean summer temperature variations, Ann. Glaciol., 43, 167–171, 2006.

Quispe, N. and Avalos, G.: Intense snowstorm in the southern mountains of Peru associated to the incursion of cut-off low-pressure systems at upper level, Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguaçu, Brazil, 2006, 1945–1958, 2006.

Reese, C. A., Liu, K. B., and Mountain, K. R.: Pollen dispersal and deposition on the ice cap of volcan Parinacota, southwestern Bolivia, Arct. Antarct. Alp. Res., 35, 469–474, 2003.

Reese, C. A. and Liu, K. B.: Interannual variability in pollen dispersal and deposition on the tropical Quelccaya Ice Cap, Prof. Geogr., 57, 185–197, 2005.

Ronchail, J.: Advections polaires en Bolivie: mise en évidence et caractérisation des effets climatiques, Hydrologie Continentale, 4, 49–56, 1989.

Schotterer, U., Grosjean, M., Stichler, W., Ginot, P., Kull, C., Bonnaveira, H., Francou, B., Gaggeler, H. W., Gallaire, R., Hoffmann, G., Pouyaud, B., Ramirez, E., Schwikowski, M., and Taupin, J. D.: Glaciers and climate in the Andes between the Equator and 30 degrees S: What is recorded under extreme environmental conditions?, Climatic Change, 59, 157–175, 2003.

Schotterer, U., Schwarz, P., and Rajner, V.: From pre-bomb levels to industrial times. A complete tritium record from an ice core and its relevance for environmental studies, International Symposium on Isotope Technique in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere, Vienna, 14–18 April 1997, 1998.

Thompson, L. G.: Ice core evidence for climate change in the Tropics: implications for our future, Quaternary Sci. Rev., 19, 19–35, 2000.

Uetake, J., Kohshima, S., Nakazawa, F., Suzuki, K., Kohno, M., Kameda, T., Arkhipov, S., and Fujii, Y.: Biological ice-core analysis of Sofiyskiy glacier in the Russian Altai, Ann. Glaciol., 43, 70–78, 2006.

Vimeux, F., Gallaire, R., Bony, S., Hoffmann, G., and Chiang, J. C. H.: What are the climate controls on delta D in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation, Earth Planet. Sc. Lett., 240, 205–220, 2005.

Vimeux, F., Ginot, P., Schwikowski, M., Vuille, M., Hoffmann, G., Thompson, L. G., and Schotterer, U.: Climate variability during the last 1000 years inferred from Andean ice cores: A review of methodology and recent results, Palaeogeogr. Palaeocl, doi:10.1016/j.palaeo.2008.03.054, in press, 2008.

Wagnon, P., Sicart, J.-E., Berthier, E., and Chazarin, J.-P.: Wintertime high-altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level, J. Geophys. Res., 108, 4177, doi:4110.1029/2002JD002088, 2003.