



HAL
open science

Végétation et climat de la Patagonie chilienne au cours des derniers 20 000 ans d'après les données polliniques marines

Vincent Montade

► To cite this version:

Vincent Montade. Végétation et climat de la Patagonie chilienne au cours des derniers 20 000 ans d'après les données polliniques marines. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI; Universidad austral de Chile, 2011. Français. NNT: 2011PA112302 . tel-00659194

HAL Id: tel-00659194

<https://theses.hal.science/tel-00659194>

Submitted on 12 Jan 2012

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

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

THESE

EN COTUTELLE AVEC L'UNIVERSITE PARIS-SUD 11
ET L'UNIVERSITE AUSTRALE DU CHILI

Présentée à

L'UNIVERSITE PARIS-SUD 11

ECOLE DOCTORALE (534): MODELISATION ET INSTRUMENTATION EN
PHYSIQUE, ENERGIES, GEOSCIENCES ET ENVIRONNEMENT

Par Mr MONTADE Vincent

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

SPECIALITE : Palynologie, Végétation et Climat

**VEGETATION ET CLIMAT DE LA PATAGONIE CHILIENNE
AU COURS DES DERNIERS 20 000 ANS
D'APRES LES DONNEES POLLINIQUES MARINES**

Soutenu le 12 Décembre 2011

Composition du jury :

Marie Pierre Ledru
Frank Lamy
Florence Sylvestre
Pierre Henri Blard
Xavier Quidelleur
Nathalie Combourieu Nebout
Sandor Mulsow

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Président du jury
Directeur de thèse
Co-directeur de thèse

Remerciement

Cela fait maintenant un peu plus de 4 années que j'arpente les couloirs du LSCE, et je tiens à remercier toutes les personnes que j'y ai rencontrées et qui m'ont aidé lors de ce parcours.

Je remercie tout particulièrement ma directrice de thèse, Nathalie COMBOURIEU NEBOUT avec laquelle j'ai fait connaissance lors de mon M1, puis qui m'a fait confiance en me proposant un stage de M2 et m'a donné la possibilité de continuer de travailler sur le Chili trois années de plus durant cette thèse. Je lui témoigne toute ma gratitude pour ses encouragements et son soutien dans les moments de doute, son investissement sans faille, sa disponibilité, sa patience et toute l'attention qu'elle a portée à mon travail du début jusqu'à la fin.

J'aimerais également la remercier pour m'avoir soutenu dans le choix de faire cette thèse en cotutelle avec Sandor MULSOW, à l'Université Australe du Chili, dans le cadre du collège doctoral franco-chilien. Je tiens à remercier Sandor pour son accueil. Merci à lui pour son aide lors de mon arrivée au Chili ainsi que pour m'avoir donné la possibilité de participer à la mission sur l'île de Chiloé avec quelques moments épiques "dégustation d'oursins crus ou panne de 4X4 en pleine cambrousse !"

Effectuer cette thèse en cotutelle ainsi que les nombreux congrès auxquels j'ai participé m'a apporté une immense satisfaction intellectuelle et scientifique en me permettant de rencontrer les grands spécialistes de ma région d'étude et de ma discipline qui ont tous eu la gentillesse de partager leurs expériences avec moi. Cette thèse a donc été pour moi une émancipation, un grand enrichissement personnel et une expérience de vie par moment rocambolesque.

Je tiens à remercier Marie Pierre LEDRU qui m'a initié à la palynologie et qui a accepté d'être l'un des rapporteurs de ce travail. Je remercie tout autant Frank LAMY dont la présence et la disponibilité en tant que rapporteur de cette thèse est un grand privilège. Je ne peux bien sûr pas oublier les membres du jury, Florence SYLVESTRE et Pierre Henri BLARD, qui m'ont fait l'honneur d'accepter cette tâche.

Merci au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), à l'école doctorale MIPEGE, à l'Université Paris-Sud 11 et à l'Université Australe de Chili au sein

Remerciements

desquels j'ai effectué mon doctorat, mais également merci à l'APLF ainsi qu'au collège doctoral franco-chilien qui ont participé au financement de plusieurs missions.

Au LSCE, je remercie ses directeurs et tout particulièrement Elsa CORTIJO qui a soutenu ce projet de thèse et qui m'a aussi soutenu dans tous mes choix. Je remercie également Jean Pierre CAZET pour ses explications, sa gentillesse et son aide incontournable dans l'apprentissage des manipulations de laboratoire, de l'utilisation des logiciels, et de la détermination des grains de pollen. Merci à toute l'équipe Paléocéan, Elisabeth MICHEL, Claire WAELBROECK, Dominique BLAMART, Nicolas CAILLON,...ainsi qu'à Catherine KISSEL, même si je n'ai pas souvent été présent à Gif ou la « vallée », j'ai apprécié les moments que j'ai passés avec vous, l'intérêt et le soutien que vous avez apporté à mon travail ainsi que les nombreuses discussions scientifiques et les conseils que j'ai pu avoir lors de mes entrainements aux présentations orales. Merci également à Anne-Marie LEZINE, toujours présente pour répondre à mes questions avec ses conseils éclairés et son aide précieuse dans la détermination des grains de pollen. Egalement merci à Françoise VIMEUX, Masa KAGAYEMA, Valérie MASSON-DELMOTTE, Amaelle LANDAIS mais aussi Dominique GENTY, Valérie DAUX pour toutes les discussions scientifiques ou autres que j'ai pu partager avec eux. Merci à Chimène, Inga, Louis, Clément, Corentin, François, Benoit, Thomas, Romain, Natalia, Stéphanie, Florian qui ont enrichi mon quotidien autant sur le plan culturel que scientifique et intellectuel ; à Sarah avec laquelle j'ai partagé d'énorme quantité de bonbons bons pour le moral, merci pour ton aide linguistique et ton soutien surtout en cette fin de thèse. Enfin merci à toute l'équipe administrative du LSCE pour la gestion de mon dossier.

Un grand merci à toutes les personnes, en dehors du LSCE, qui ont participé de près où de loin à l'élaboration de ce travail : Giuseppe SIANI, Emmanuel CHAPRON, Mélanie CAREL, Anthony FOUCHER, pour toutes leur explications judicieuses dans l'étude des carottes étudiées ; merci à Anita ABARZUA pour son aide précieuse dans la détermination de nombreux grains de pollen ; à Jean-Louis TURON et Marie Hélène CASTERA pour leur aide dans le traitement des échantillons ; à Isabelle DORMOY qui, sur son temps libre, m'a initié à l'utilisation de techniques de reconstructions quantitatives ; enfin à Jean BROUTIN, professeur de paléontologie, qui m'a fait rencontrer Nathalie.

Egalement un clin d'œil à toute l'équipe du touch rugby qui m'a permis de maintenir un minimum de sport surtout pendant ces dernières années de thèse, très important pour le moral !

Un très grand merci à toute ma famille et mes amis, merci pour votre soutien inconditionnel et merci d'avoir toujours crû en moi. Grâce à vous j'entretiens régulièrement mon « petit » accent et nos retrouvailles dans le sud sont toujours un moment d'apaisement, fort nécessaire pour mener vaillamment ces trois ans de thèse. Merci donc à Caki, Domi, Claire-line, Manu, Guilhem, Laure, Laury, Mitsou, Mathieu, Laura, Guillaume, Claire, Jonathan, Damien et Mélanie, Mélanie, Cyril, Marie,...

Et enfin, tous mes remerciements les plus forts vont à Marie qui m'a beaucoup aidé et donné toute son attention durant ce parcours. J'espère que je pourrais faire aussi bien dans un an.

VEGETATION ET CLIMAT DE LA PATAGONIE CHILIENNE AU COURS DES
DERNIERS 20 000 ANS D'APRES LES DONNEES POLLINIQUES MARINES

Dans le contexte du réchauffement climatique, les enregistrements paléoclimatiques à différentes échelles temporelles et spatiales apparaissent essentiels pour comprendre les mécanismes du climat. La Patagonie Chilienne (41°S à 56°S) parcourue du Nord au Sud par les Andes représente une contrainte topographique majeure sur les circulations atmosphériques et océaniques. Cette région est la seule qui intercepte la totalité de la ceinture des vents d'ouest austraux et constitue donc une zone clé pour étudier les changements paléo-environnementaux et comprendre les mécanismes océan-atmosphère et leurs interactions aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère sud. Dans ce contexte, les objectifs de cette thèse sont : (1) de tester l'analyse pollinique dans les sédiments marins de cette région, (2) d'étudier les modifications des paléoenvironnements continentaux au cours des 20 000 dernières années à partir de deux carottes océaniques (MD07-3088 et MD07-3104) et (3) de déterminer leurs liens avec l'activité des vents d'ouest et avec l'influence de ces vents dans l'hémisphère sud et donc sur le climat à l'échelle globale. Les analyses polliniques dans les sédiments marins de surface à l'intérieur et à l'extérieur des fjords de la Patagonie reflètent fidèlement la végétation actuelle développée sur le continent le plus proche, ce qui prouve la validité de la palynologie marine dans cette région. Au niveau de la péninsule de Taitao (46°S), l'expansion des forêts nord patagoniennes après 17.6 ka marque le début de la déglaciation. Cette dernière est interrompue par un événement froid et humide, l'Antarctic Cold Reversal (ACR) qui s'exprime ici par le développement des tourbières de Magellan et est lié à l'intensification des vents d'ouest. Le développement de taxons héliophiles à ~11 ka illustre le début de l'Holocène sous des conditions plus chaudes et plus sèches qui sont également enregistrées autour du Fjord de Reloncavi (41°S). Ces conditions persistent jusqu'à ~8-7 ka, puis les changements de végétation aux cours de l'Holocène montrent une variabilité climatique plus importante évoluant vers un climat plus froid et plus humide qui se renforce au nord de la Patagonie après ~6-5 ka puis pendant l'Holocène supérieur. La comparaison de nos résultats avec les données paléoclimatiques de la région souligne les déplacements de la ceinture des vents d'ouest. Après une descente rapide vers le sud au début de la déglaciation, cette ceinture des vents d'ouest remonte vers le nord pendant l'ACR avant de redescendre à nouveau vers le sud à l'Holocène proche de sa position actuelle. Ce phénomène appuie l'hypothèse d'un lien entre les variations du CO₂ atmosphérique et la ceinture des vents d'ouest jusqu'au début de l'Holocène. A partir de l'Holocène moyen et supérieur, la ceinture des vents d'ouest s'élargit avec un léger retour vers le nord probablement lié à la mise en place d'El Niño au niveau de l'océan Pacifique tropical.

VEGETATION AND CLIMATE OF CHILEAN PATAGONIA DURING
THE LAST 20, 000 YEARS FROM MARINE POLLEN DATA

In the context of global warming, paleoclimate records at different time and spatial scales appear critical to understand climate mechanisms. Chilean Patagonia (41°S to 56°S), crossed by the Andes from north to south, represents a major topographic constraint on ocean and atmospheric circulation. It is the only region that intercepts the entire southern westerly wind belt. Thus it represents a key-area for the study of paleo-environmental changes in the southern hemisphere and the understanding of ocean-atmosphere mechanisms and their interactions from the mid- to high-latitudes of the southern hemisphere. In this context, the purposes are: (1) to test the pollen analysis on marine surface sediments in this region, (2) to study the continental changes of paleoenvironments during the last 20,000 years from two oceanic cores (MD07-3088 and MD07-3104) and (3) to evaluate their links with southern westerly wind belt activity and with the influence of these winds on the southern hemisphere and with the climate at a global scale. The pollen analyses of marine surface sediments in fjords or offshore from Chilean Patagonia reflect the present-day vegetation from the nearby continental area. At the Peninsula of Taitao (46°S), the North Patagonian forest expansion after 17.6 kyr shows the beginning of the deglaciation. This last (period) is interrupted by a wet and cool event, the Antarctic Cold Reversal (ACR), that was expressed here by development of the Magellanic moorland linked to the southern westerly wind intensification. The expansion of heliophitic taxa at ~11 kyr illustrates the beginning of the Holocene under warmer and drier conditions that are also recorded around the fjord of Reloncavi (41°S). These conditions persisted until ~8-7 kyr, and then the vegetation changes during the Holocene show a larger climate variability toward a cooler and wetter climate that enhances in northern Patagonia later ~6-5 kyr during the Late Holocene. Our results compared with the regional paleoclimatic data highlight the shifts of the southern westerly wind belt. After a rapid southward shift at the beginning of the deglaciation, the southern westerly wind belt returns northward during the ACR before reaching southern latitudes near to their present-day position. This scheme strengthens the inference of the link between atmospheric CO₂ variability and the southern westerly wind belt up to the Early Holocene. From the mid and late Holocene, the southern westerly wind belt was displaced northward with a slight return probably linked to the beginning of El Niño recorded in tropical Pacific Ocean.



Table des Matières

INTRODUCTION GENERALE.....	19
CHAPITRE I :	27
La Patagonie Chilienne	27
1. Contexte géographique.....	29
2. Contexte climatique.....	31
2.1. Circulations atmosphériques et océaniques	31
2.2. Le climat actuel de la Patagonie Chilienne.....	33
3. La végétation actuelle de la Patagonie Chilienne.....	35
3.1. La forêt décidue à <i>Nothofagus</i>	37
3.2. Les forêts sempervirentes	38
3.2.1. La forêt sempervirente valdivienne.....	39
3.2.2. La forêt sempervirente nord patagonienne.....	41
3.2.3. La forêt sempervirente subantarctique	42
3.3. La tourbière de Magellan ou " <i>Magellanic moorland</i> "	43
3.4. La forêt décidue subantarctique	44
3.5. La steppe patagonienne.....	45
3.6. Végétation andine de haute altitude.....	46
CHAPITRE II :	49
Matériels et Méthodes	49
1. Les carottes océaniques	51
1.1. La campagne océanographique "PACHIDERME"	51
1.2. Techniques de prélèvement.....	53
1.3. Les sédiments de surface	54
1.4. La carotte MD 07 3088 (station 07).....	54
1.5. La carotte MD 07 3104 (station 18 ter)	55
1.6. Modèle d'âge des carottes océaniques.....	56
2. La palynologie : un outil paléoenvironnemental.....	58
2.1. Le grain de pollen	58
2.2. Principe de la palynologie.....	60
2.3. L'analyse pollinique.....	61

2.4. Estimation et quantification climatique à partir des analyses polliniques : "Modern Analog Technique" (MAT).....	65
CHAPITRE III :	67
Apports polliniques dans les sédiments marins du large de la Patagonie Chilienne.....	67
1. Pollen distribution in marine surface sediments from Chilean Patagonia	71
2. A statistical and quantitative approach.....	83
2.1. PCA analysis	83
2.2. Pollen-inferred climate reconstructions	87
CHAPITRE IV :	93
Reconstructions paléoenvironnementales à partir des carottes MD07-3088 et MD07-3104... 93	
1. Vegetation and climate history during the last 22,000 yr from the marine core MD07-3088 near Taitao Peninsula, southern Chile	97
1.1. Introduction.....	98
1.2. Environmental Setting	99
1.3. Materials and Methods.....	101
1.3.1. Lithology and chronology	101
1.3.2. Pollen analysis.....	104
1.4. Results.....	104
1.4.1. Pollen zones.....	104
1.4.2. PCA analysis	108
1.5. Paleoenvironment history from core MD07-3088.....	109
1.5.1. Late Glacial Period (22 to 17.6 kyr).....	109
1.5.2. Late Glacial Interglacial Transition (17.6 to 11.5 kyr)	110
1.5.3. Holocene (11.5 to present)	111
1.6. Comparison at a regional scale	113
1.7. Conclusion	116
2. Regional vegetation and climate changes during the last 13 kyr from marine pollen record in Seno Reloncavi, southern Chile	119
2.1. Introduction.....	120
2.2. Environment Setting	121
2.3. Materiels and Methods.....	124
2.3.1. Lithology	124
2.3.2. Chronology.....	125
2.3.3. Pollen analysis.....	126

2.4. Results.....	127
2.4.1. Pollen zones.....	127
2.4.2. PCA analysis	131
2.5. Paleoenvironment reconstruction from core MD07-3104.....	132
2.6. Comparison with regional records	134
2.7. Conclusion	137
CHAPITRE V :	139
Comparaison multiproxies durant la déglaciation et l’Holocène.	139
1. Enhanced southern westerly wind strength in southern Chile during the Antarctic Cold Reversal.....	143
2. Holocene climate reconstruction related to the Southern Westerly Wind belt fluctuation along the western Andes in Patagonia.....	155
2.1. Holocene climate reconstruction in northwestern Patagonia from marine pollen records: MD07-3104 and MD07-3088	155
2.2. Southern Westerly Winds belt reconstruction with paleoclimatic data along the western side of the Andes	160
2.3. Discrepancies with other paleoclimatic records from the lee side of the Andes.	163
2.4. Large scale paleoclimatic data comparison with tropics: the influence of ENSO activity.....	166
CONCLUSION ET PERSPECTIVES	169
Références Bibliographiques.....	179
Annexes.....	199

Liste des Figures

Figure 1: Variation du rapport isotopique de l'oxygène enregistrée au Groenland (NGRIP) et teneur en deuterium enregistrée en Antarctique (EDC) durant la dernière déglaciation et l'Holocène (Rasmussen <i>et al.</i> , 2006; Stenni <i>et al.</i> , 2011). Les rectangles représentent les périodes discutés dans le texte : LGM, Last Glacial Maximum (Dernier Maximum Glaciaire) ; H1, Heinrich 1 ; B/A, Bølling-Allerød ; ACR, Antarctic Cold Reversal ; YD, Younger Dryas (Dryas Recent). Les rectangles oranges représentent un réchauffement ou des périodes plus chaudes et sont opposés aux rectangles bleus qui représentent un refroidissement ou des périodes plus froides.....	23
Figure 1.1: Situation géographique de la Patagonie Chilienne en Amérique du Sud.	30
Figure 1.2: Circulations atmosphériques et océaniques au niveau de l'hémisphère austral (A) et au large de la Patagonie Chilienne (B). La longueur des flèches rouges représente la moyenne annuelle des vents (Kalnay <i>et al.</i> , 1996).....	32
Figure 1.3: Diagrammes ombrothermiques des données des stations météorologiques en Patagonie (données issues du logiciel New_LocClim ; Grieser <i>et al.</i> , 2006).....	34
Figure 1.4: Carte des principaux types de végétation accompagnée de quatre profils selon les transects A-A', B-B', C-C', D-D' proposés à différentes latitudes et représentant l'étagement de la végétation sur la partie sud-ouest de la Cordillère des Andes (d'après Heusser, 1966; Schimithüsen, 1956).	36
Figure 1.5: Distribution latitudinale des principales espèces d'arbre dans le sud du Chili en fonction des différents types de végétation (d'après Rodríguez <i>et al.</i> , 1983).....	38
Figure 2.1: Localisation des sites de carottage de la campagne "PACHIDERME" (Kissel & The Shipboard Scientific Party, 2007) et photos illustrant le carottier CALYPSO (A), le carottier CASQ (B), le carottier HAPS (C) et le "Marion Dufresne II" dans un fjord patagonien (IPEV ; http://www.institut-polaire.fr/). Les carottes étudiées sont représentées par les points rouges.	52
Figure 2.2: Localisation de la carotte MD07-3088 (station 7).....	55
Figure 2.3: Localisation de la carotte MD07-3104 (station 18).....	56
Figure 2.4: Courbes de saturation sur différentes profondeurs de la carotte MD07-3088. Ces courbes représentent le nombre de grains de pollen (axe x) en fonction du nombre de taxons identifiés (axe y).....	64
Figure 3.1: Vegetation map and location of pollen sites used in the PCA.....	84
Figure 3.2: Principal Component Analysis (PCA) between pollen percentages and sites. Species biplot of major pollen taxa and spores represented in isopollen map (A). Site eigenvalues plotted according to the nearby vegetation on the continent (B), the ocean/fjord location (C) and the water depth (D).....	85

- Figure 3.3:** Comparison between New_LocClim observed and MAT reconstructed climate values from the core tops with summer temperature (Tsum), the winter temperature (Twin) and the summer precipitation (Psum)..... 90
- Figure 4.1:** Climate and vegetation of Patagonia: (A) Precipitation map (McCulloch *et al.*, 2000) with annual average of winds (Kalnay *et al.*, 1996). (B) Vegetation map (after Schimithüsen, 1956) with location of core MD07-3088 (red point), Patagonian icefield (grey area) and the main oceanic currents represented by arrows (Pizzaro, 2004; Strub *et al.*, 1998). (C) Ombrothermic diagrams (1 and 2) of the nearby meteorological stations (data from New_LocClim software; Grieser *et al.*, 2006)..... 100
- Figure 4.2:** Lithology as a function of depth of the core MD07-3088 (Siani *et al.*, 2010). Dashed lines mark tephra layers (HW1, HW2, HW3, and HW7) recovered along the core and correlated to dated tephra on land (Haberle & Lumley, 1998). Age-depth relation for core MD07-3088 based on 11 linearly interpolated ¹⁴C-AMS dates and 4 tephra layers. ¹⁴C ages are shown in calendar kyr BP with a reservoir age correction according to Taylor & Berger (1967) and Ingram & Southon (1996). 102
- Figure 4.3:** Percentage pollen diagram from core MD07-3088 divided into 10 pollen zones with chronostratigraphy indicated on the right and calibrated ages pointed on the left. The dashed line shows the sedimentation rate change from the glacial period to the deglacial and Holocene periods. 106
- Figure 4.4:** Concentration Pollen diagram from core MD07-3088 with the pollen zones and chronostratigraphy indicated on the right and calibrated ages pointed on the left. The dashed line shows the sedimentation rate change from the glacial period to the deglacial and Holocene periods. 107
- Figure 4.5:** Principal Component Analysis (PCA) between pollen percentages and pollen samples with biplot centered on the origin. The sum of the two Axes reaches 54.71% of the original variability (Axis 1 = 32.73% and Axis 2 = 21.97%). (A) Species biplot showing major pollen taxa in pollen analysis $\geq 5\%$. (B) Plot of the pollen samples with the colored polygons that represent the 10 pollen zones. The black arrows underline the succession of the pollen zones. 108
- Figure 4.6:** PCA axis, total pollen concentration (with *N. dombeyi* type), major pollen taxa percentages and pollen zones from core MD07-3088 against lacustrine pollen records from Taitao Peninsula and Chonos Archipelago according to calibrated ages (Bennett *et al.*, 2000; Haberle & Bennett, 2004). For each taxon in percentage, the sites are indicated in grey shading from MD07-3088 (palest), then Laguna Stibnite, Laguna Six Minutes, Laguna Lincoln, Laguna Lofel, Laguna Facil and Laguna Oprasa (black). The red dashed line shows the sedimentation rate change from the glacial period to the deglacial and Holocene periods. The PCA plot for Axis 1 and Axis 2 is represented on the right. The first Axis contrasts taxa from cooler open vegetation (positive values) with closed-forest (negative values). The second Axis contrasts *Nothofagus* woodland (positive values) with moorland linked to precipitation increase (negative values). 113

- Figure 4.7:** Successive vegetation changes during the last Termination near Taitao Peninsula. The dashed line corresponds to the limit between Magellanic moorland and forest. The numbers correspond to the site discussed in the text: 1 Laguna Soledad, Laguna Chaiguata, Puerto Carmen (Villagrán, 1988b); 2 Laguna Oprasa (Haberle & Bennett, 2004); 3 Laguna Facil (Haberle & Bennett, 2004); 4 Laguna Lofel (Bennett *et al.*, 2000); 5 Laguna Lincoln (Bennett *et al.*, 2000); 6 Laguna Stibnite (Bennett *et al.*, 2000; Lumley & Switsur, 1993); 7 Laguna Six Minute (Bennett *et al.*, 2000); 8 Puerto Eden (Ashworth *et al.*, 1991)...... 114
- Figure 4.8:** Location maps of Patagonia and study area: (A) Vegetation map (after Schimithüsen, 1956) with the southern Patagonian icefield (black area), annual average of winds (Kalnay *et al.*, 1996) and main oceanic currents (ACC, Antarctic Circumpolar Current, PCC, Peru Chile Current, CHC, Cap Horn Current) (Strub *et al.*, 1998). (B) Location of core MD07-3104 in Seno Reloncavi and the main site discussed in the text. (C) Ombrothermic diagrams near to the studied site (data from New_LocClim software; Grieser *et al.*, 2006)...... 122
- Figure 4.9:** Lithology, chronology and pollen zones of core MD07-3104 in Seno Reloncavi. 125
- Figure 4.10:** Percentage pollen diagram from core MD07-3104 according to depth. Calibrated ages pointed on the left and chronostratigraphy with pollen zones are indicated on the right. 129
- Figure 4.11:** Concentration pollen diagram from core MD07-3104 according to depth. Calibrated ages pointed on the left and chronostratigraphy with pollen zones are indicated on the right. The black arrows indicate the concentration peaks. 130
- Figure 4.12:** Principal Component Analysis (PCA). The sum of the Axes reaches 53.21% of the original variability (Axis 1 = 32.37% and Axis 2 = 20.84%). (a) Species biplot shows pollen taxa in pollen analysis $\geq 5\%$. (b) The polygons correspond to the pollen zones outlines in the pollen diagram and the arrows correspond to the succession of the pollen zone (the zone SR-5 is disconnected because it does not represent the center of the polygon). 131
- Figure 4.13:** PCA Axis and main pollen taxa percentages curves according to age. On the right are represented the 7 pollen zones with the chronostratigraphy and the concentration peaks (black arrow). The Axis 1 shows the opposition between wetter conditions (positive values) and drier conditions (negative values). The Axis 2 contrasts from warmer conditions (positive values) with cooler conditions (negative values). 133
- Figure 4.14:** Comparison between MD07-3104 pollen zone and Lago Condorito pollen zone (Moreno, 2004). 135
- Figure 5.1:** Map showing the location of core MD07-3088 (46°04'S, 075°41'W; 1536 m water depth) and the key sites discussed in the text. The arrows correspond to Atmospheric (Southern Westerly Winds, SWW) and oceanographic (ACC, Antarctic Circumpolar Current; PCC, Peru-Chile Current; CHC, Cap Horn Current) features in southern Chile. The grey isolines represent the accumulation of annual precipitation (McCulloch *et al.*, 2000). MM is the Magellanic moorland and the numbers correspond to the lacustrine

pollen site (Haberle & Bennett, 2004) discussed in the text (1 Laguna Stibnite, 2 Laguna Six Minutes, 3 Laguna Lincoln, 4 Laguna Lofel, 5 Laguna Facil and 6 Laguna Oprasa). 145

Figure 5.2: Isotopic, magnetic and pollen records from core MD07-3088. a, Variations of oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) from the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* (Siani *et al.*, 2010). b, ARM (IRM) are for anhysteretic (isothermal) remanent magnetizations. The ARM changes illustrate variations in the concentration of magnetic grains and ARM/IRM ratio is for the average magnetic grain size (high ARM/IRM values correspond to finer magnetic grains). c, Pollen concentration. d, Simplified pollen diagram (see Supplementary Figure S5.1 for a more complete pollen record over this time interval). Black arrows indicate the ages performed on foraminifera and the empty arrows indicate the ages corresponding to the tephrochronological layers (Siani *et al.*, 2010) (Supplementary Table S5.1)..... 147

Figure 5.3: Paleoclimatic records during the Termination I. a, *Astelia pumila* pollen percentage changes in comparison with other climate proxies. b, Valdician forest-type from ODP 1233 (Heusser *et al.*, 2006; Lamy & Kaiser, 2009) (41°S). c, Glacier advance of southern Patagonia (McCulloch *et al.*, 2000) (53°S). d, $\delta^{18}\text{O}$ from Epica Dronning Maud Land (EDML) (Stenni *et al.*, 2011). e, δD , CO_2 and deuterium excess from EPICA Dome C (Stenni *et al.*, 2001; Monnin *et al.*, 2001; Stenni *et al.*, 2011). f, $\delta^{18}\text{O}$ from NGRIP (Rasmussen *et al.*, 2006). Blue horizontal bar shows ACR period. 150

Figure S5.1: Percentage pollen diagram from core MD07-3088 between 10 and 22 kyr BP. The pollen curves have been drawn with psimpoll, a C program for plotting pollen data (Bennett, 1994). 153

Figure 5.4: Location map of different southwestern Chilean sites with atmospheric and oceanic circulation and main vegetation types. 155

Figure 5.5: Synthetic pollen diagram from core MD07-3104 with the *Eucryphia/Fitzroya-Pilgerodendron* (EP) index. Negative values of the EP index illustrate warm/cool temperate and relatively dry conditions (low intensity of SWW) with positive values related to cool temperate and wetter conditions (high intensity of SWW). 157

Figure 5.6: Synthetic pollen diagram from core MD07-3088 with the *Myrtaceae/Astelia-Pilgerodendron* (MAP) index. Negative values in the MAP index contrast warm/cool temperate and relatively dry conditions (low intensity of SWW) with positive values related to cool temperate and wetter conditions (high intensity of SWW). 158

Figure 5.7: a, relative moisture regime in different sites along the windward side of the Andes from north to south. 1, ODP 1233 (Lamy *et al.*, 2001); 2, EP index; 3, Laguna Tahui (Abarzúa *et al.*, 2004); 4, Puerto Carmen (Villagrán, 1988b); 5, Laguna Oprasa and Facil (Haberle & Bennett, 2004); 6, MAP index; 7, Puerto Eden (Ashworth *et al.*, 1991); 8, (Lamy *et al.*, 2010); 9, Gran Campo Nevado (Fesq-Martin *et al.*, 2004); 10, Lake Ballena (Fontana & Bennett, submitted). b, CO_2 EPICA Dome C (Monnin *et al.*, 2001). c, Summer insolation at 60°S (Berger & Loutre, 1991). 160

Figure 5.8: Comparative Holocene climate changes from selected peat and lake records from Southern Patagonia and the Fuegian Archipelago after Borrromei *et al.* (2010). Black lines

show the onset of Southern Westerlies and the localities where the Little Ice Age event has been reported. References: 1, (Mancini, 2009); 2, (Moreno *et al.*, 2009a; Villa-Martínez & Moreno, 2007); 3, (Markgraf, 1993); 4, (Borromei, 1995; Mauquoy *et al.*, 2004); 5, (Borromei *et al.*, 2007); 6, (Waldmann *et al.*, 2010); 7, 8, 9, (Heusser, 2003); 10, (Pendall *et al.*, 2001); 11, (Heusser, 1995); 12, (Ponce *et al.*, 2011)..... 163

Figure 5.9: Synthesis of relative moisture changes between western and eastern side of the Andes. 1, (Lamy *et al.*, 2001); 2, EP index; 3, (Abarzúa *et al.*, 2004); 4, (Villagrán, 1988b); 5, (Haberle & Bennett, 2004); 6, MAP index; 7, (Ashworth *et al.*, 1991); 8, (Lamy *et al.*, 2010); 9, (Fesq-Martin *et al.*, 2004); 10, (Fontana & Bennett, submitted); 11, (Mancini, 2009); 12, (Moreno *et al.*, 2009a; Villa-Martínez & Moreno, 2007); 13, (Markgraf & Huber, 2010), 14 (McCulloch & Davies, 2001); 15, (Borromei, 1995; Mauquoy *et al.*, 2004); 16, (Borromei *et al.*, 2007); 17, (Waldmann *et al.*, 2010); 18, (Borromei *et al.*, 2010; Markgraf *et al.*, 1995); 19, (Pendall *et al.*, 2001); 20, (Heusser, 2003); 21, (Heusser, 1995)..... 165

Figure 5.10: Pollen index from southern Chile and ENSO/SST records from the tropical Pacific: a. western tropical Pacific SST (°C) from foraminifera Mg/Ca (Stott *et al.*, 2004), b. eastern tropical Pacific SST (°C) from foraminifera Mg/Ca (Rein *et al.*, 2005), c. lithic flux from Peru margin (Rein *et al.*, 2005), d. Laguna Pallcacocha El Niño per 100 years (Moy *et al.*, 2002), e. EP index from Seno Reloncavi, f. MAP index from Peninsula de Taitao. 167

Liste des Tableaux

Tableau 1.1: Les différents types de végétation associés à leurs conditions climatiques (Huetz de Lempis, 1970; Gajardo, 1987; Schimithüsen, 1956; Seibert, 1998).....	35
Table 3.1: Paired samples T-test for means between observed (Obs.) and reconstructed (Rec.) for Tsum, Twin and Psum. We can reject the null hypothesis that there is no difference in the means. The alternative hypothesis that there is difference in the means between observed and reconstructed values for Tsum, Twin and Psum is significant.....	89
Table 3.2: Pearson Correlation Coefficient between observed and reconstructed values for Tsum, Twin and Psum. We can reject the null hypothesis that there is no correlation. The alternative hypothesis that there is correlation between observed and reconstructed values is significant.....	89
Table 4.1: Radiocarbon ages obtained by accelerator mass spectrometry (AMS) dating of monospecific planktonic foraminifera (Siani <i>et al.</i> , 2010). Calibrated ages integrate a ^{14}C marine reservoir correction following Taylor & Berger (1967) and Ingram & Southon (1996). Calibrated age for the level 0–3 cm performed on epibenthic foraminifera integrate a ^{14}C marine reservoir correction of 1545 yr for deep water depth at 1500 m according to Geosecs radiocarbon data (Stuiver <i>et al.</i> , 1983). Tephra layers HW1, HW2, HW3, and HW7 provided further dating points after correlation with on land tephra (Haberle & Lumley, 1998).	103
Table 4.2: Pollen zones from core MD07-3088, indicating their depth, age range and their pollen signature linked to the relative climatic conditions.....	105
Table 4.3: Radiocarbon ages obtained by accelerator mass spectrometry (AMS) dating of shell and wood debris in Seno Reloncavi (cores MD07-3104; MD07-3105Cq) and in Reloncavi Fjord (MD07-3107).....	126
Table 4.4: Pollen zones from core MD07-3104 related to depth, age range, pollen signature and associated with climatic changes.	128
Table S5.1: Conventional ^{14}C ages obtained by accelerator mass spectrometry (AMS) dating of monospecific planktonic foraminifera (cf. Siani <i>et al.</i> , 2010) and the with the calendar ages from INTCAL04 (Reimer <i>et al.</i> , 2004). Tephra layers HW1, HW2, HW3, and HW7 provided further dating markers after correlation with on land deposits (Haberle & Lumley, 1998).....	154



INTRODUCTION GENERALE



Durant ces dernières décennies, dans un contexte de réchauffement climatique ponctué par la répétition d'évènements météorologiques extrêmes (canicules, inondations, tempêtes,...) la communauté scientifique s'intéresse et s'interroge sur les liens entre l'activité humaine et ses conséquences sur le changement climatique futur. Depuis le début de l'ère industrielle, l'activité anthropique, responsable des rejets croissants de gaz à effet de serre (CO₂, CH₄, N₂O,...), a perturbé la composition chimique de l'atmosphère. D'après le dernier rapport du Groupe d'Expert Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC), l'activité anthropique semble donc être à l'origine du réchauffement observé par un effet de serre additionnel lié à l'augmentation des gaz à effet de serre (IPCC, 2007). Cependant, faisant suite aux vives polémiques suscitées par de ce rapport et en particulier sur l'origine du réchauffement climatique, l'Académie des Sciences (2010) a conclu que :

"Plusieurs indicateurs indépendants montrent une augmentation du réchauffement climatique de 1975 à 2003 (...) principalement due à l'augmentation de la concentration du CO₂ dans l'atmosphère (...) et, à un moindre degré, des autres gaz à effet de serre (...) incontestablement due à l'activité humaine".

L'augmentation continue du réchauffement climatique durant les prochaines décennies risque d'avoir des conséquences catastrophiques et difficilement réversibles sur les systèmes physiques. Par exemple, un réchauffement climatique accru pourrait diminuer les précipitations dans certaines régions soumises à un climat méditerranéen comme la zone centrale du Chili (Vera *et al.*, 2006). Ceci pourrait avoir des répercussions économiques et sociales encore difficile à évaluer dans cette région parmi les plus peuplées du Chili. Des changements climatiques rapides pourraient aussi avoir des conséquences importantes sur les systèmes biologiques et en particulier sanitaire comme une possible prolifération des maladies tropicales contagieuses à transmission vectorielle type "Paludisme" ou une augmentation des maladies d'origines alimentaires et hydriques, surtout dans le contexte actuel de forte croissance démographique. Pour tenter de mieux prévoir l'évolution du climat et son impact au cours des prochaines décennies, des modèles numériques sont développés et testés sur différents scénarii dont les principaux paramètres sont : la croissance démographique, les développements économiques et sociaux et les choix technologiques. Etablie dans le cadre du GIEC, quatre grandes familles de scénarii ayant une influence différente sur les rejets de gaz à effet de serre sont proposées pour la période 2000 à 2100. Quel que soit le scénario choisi, ces

simulations prévoient toutes une augmentation de la température pour la fin du XXI^{ème} entre 1.5 et 4°C (IPCC, 2007). Ces incertitudes importantes proviennent d'une part de la variété des scénarii choisis et d'autre part des incertitudes que peuvent générer les modèles eux-mêmes.

En ces temps où l'on s'inquiète donc, à juste titre, des possibles changements climatiques liés à l'impact anthropique, étudier l'histoire du climat de la Terre prend une acuité croissante. La paléoclimatologie qui documente les changements climatiques passés en particulier au cours des derniers millions d'années représente un enseignement indispensable et sans égal pour mieux comprendre les mécanismes climatiques futurs. Les nombreuses données paléoclimatiques obtenues au cours des dernières décennies permettent, entre autre, d'améliorer et de tester la validité des modèles en aidant à la compréhension des processus climatiques. Pendant les dernières centaines de milliers d'années, au Quaternaire moyen et supérieur, le climat de la Terre est marqué par une cyclicité climatique de 100 000 ans marquée par l'alternance entre des périodes froides dite "glaciaires" et chaudes dite "interglaciaires" concordant à des phases d'extension et de réduction des calottes polaires. Ces oscillations glaciaires-interglaciaires trouvent leur origine dans la variation des paramètres orbitaux responsables des changements de l'insolation décrite par la théorie Milankovitch (1941). Après le dernier maximum glaciaire, le climat global se réchauffe au cours de la dernière transition glaciaire-interglaciaire et jusqu'à l'Holocène, notre interglaciaire actuel (Figure 1). Cette dernière transition est toutefois interrompue par plusieurs évènements abrupts dont la chronologie diffère d'un hémisphère à l'autre. Ainsi, alors qu'au Groenland comme dans l'Atlantique Nord, on observe un retour à des conditions plus froides au moment de l'Heinrich 1 (e.g. Alley & Clark, 1999; Bond *et al.*, 1992; Heinrich, 1988), en Antarctique, la première phase de réchauffement s'intensifie après ~18 000 ans (Epica Community Members, 2004). Par la suite, les températures enregistrées dans l'hémisphère nord augmentent brutalement durant la période chaude du "Bølling-Allerød" et rechutent fortement durant la période suivante le "Dryas Récent" (e.g. Alley, 2000). Dans l'hémisphère sud au niveau de l'Antarctique, le réchauffement est interrompu par un refroidissement nommé "Antarctic Cold Reversal" au moment du "Bølling-Allerød" puis, la deuxième phase de réchauffement vers l'Holocène qui est atteint vers 11 500 ans se produit au moment de la période froide du "Dryas récent" observée dans l'hémisphère nord (e.g. Blunier & Brook, 2001; Jouzel *et al.*, 1995).

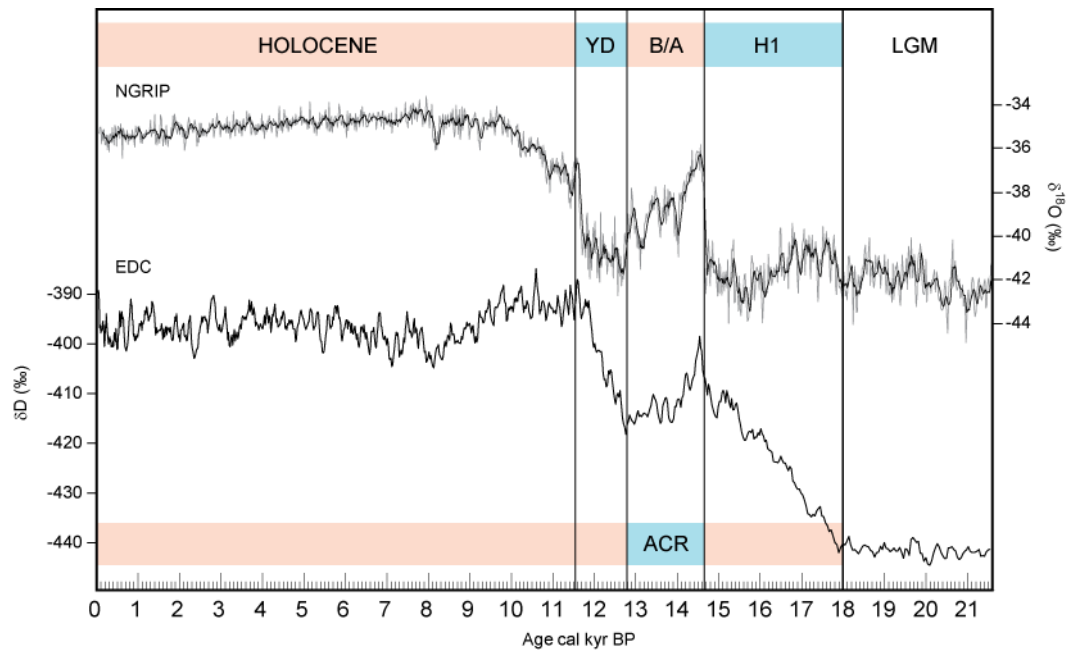


Figure 1: Variation du rapport isotopique de l'oxygène enregistrée au Groenland (NGRIP) et teneur en deuterium enregistrée en Antarctique (EDC) durant la dernière déglaciation et l'Holocène (Rasmussen *et al.*, 2006; Stenni *et al.*, 2011). Les rectangles représentent les périodes discutés dans le texte : LGM, Last Glacial Maximum (Dernier Maximum Glaciaire) ; H1, Heinrich 1 ; B/A, Bølling-Allerød ; ACR, Antarctic Cold Reversal ; YD, Younger Dryas (Dryas Recent). Les rectangles oranges représentent un réchauffement ou des périodes plus chaudes et sont opposés aux rectangles bleus qui représentent un refroidissement ou des périodes plus froides.

Ces changements climatiques en antiphasé, particulièrement bien mis en évidence durant la dernière transition glaciaire-interglaciaire dans les enregistrements des carottes de glace prélevées au Groenland et en Antarctique, montrent la complexité du système qui, pour une plus courte échelle de temps, ne dépend pas uniquement de l'insolation. L'implication d'autres mécanismes, comme la circulation océanique ou la circulation atmosphérique, influencent la composition chimique de l'atmosphère et sont aussi à prendre en compte. Cette variabilité climatique contrastée peut, en partie, être expliquée par le concept du "bipolar seesaw" (e.g. Broecker, 1998; Crowley, 1992; Stocker, 1998). Ce concept prend en compte la réduction de la circulation méridienne de retournement dans l'Océan Atlantiques (AMOC) provoquée par des apports d'eau froide importants, générés par la fonte des glaciers continentaux sous une forte insolation dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord (e.g. McManus *et al.*, 2004; Toucanne *et al.*, 2009). Le refroidissement de l'Atlantique nord à l'origine de la réduction de l'AMOC favorise alors une accumulation de chaleur dans l'hémisphère sud et initie une phase de réchauffement : c'est l'opposition de phase que l'on retrouve entre la période froide durant l'Heinrich 1 enregistré au Groenland (e.g. Alley &

Clark, 1999; Rasmussen *et al.*, 2006) et le début du réchauffement en Antarctique vers 18 000 ans (Epica Community Members, 2004). Plus tard, l'inverse se produit comme le montre également la modélisation (Knorr & Lohmann, 2003), la fonte des glaciers de l'hémisphère sud (Antarctique), initié par le réchauffement, génère à son tour des apports d'eaux froides qui réactivent l'AMOC (McManus *et al.*, 2004). L'ensemble provoquerait un réchauffement dans l'hémisphère nord, le Bølling-Allerød, et un refroidissement dans l'hémisphère sud, l'Antarctic Cold Reversal. Comme précédemment, la fonte des glaciers générée dans l'hémisphère nord pendant le Bølling-Allerød réduit de nouveau l'AMOC (McManus *et al.*, 2004) et provoque une nouvelle opposition nord-sud pendant la période froide du Dryas Récent et la deuxième phase de réchauffement observée dans l'Océan Pacifique Sud (Kaiser *et al.*, 2005) ou en Antarctique (e.g. Lemieux-Dudon *et al.*, 2010).

A ce concept du "Bipolar Seesaw" semble aussi s'ajouter l'influence de la ceinture des vents d'ouest austraux qui se déplace vers le sud chaque fois que la zone de convergence intertropicale se déplace elle-même vers sud, due à la propagation de la glace de mer en Atlantique nord, comme pendant l'Heinrich 1 ou le Dryas Récent (Anderson *et al.*, 2009; Denton *et al.*, 2010). Certaines simulations concluent que le déplacement de la ceinture des vents d'ouest vers le sud, au niveau de l'Océan Austral et du courant circumpolaire Antarctique, favorise un upwelling à l'origine du dégazage du CO₂ (e.g. Toggweiler *et al.*, 2006; Toggweiler, 2009). Ce mécanisme aurait joué un rôle de rétroaction positive à l'origine de l'augmentation du CO₂ atmosphérique et des températures observées en Antarctique durant la déglaciation (Monnin *et al.*, 2001). Comme le suggère Lamy *et al.* (2007), le réchauffement rapide dans le sud-est de l'Océan Pacifique comme en Antarctique au début de la déglaciation implique une réponse climatique rapide dans ces régions au ralentissement de la circulation de l'AMOC. Le mécanisme le plus plausible serait l'impact d'un système couplé océan/atmosphère induisant une modification rapide dans la dynamique des vents d'ouest austraux suite à la réduction de l'AMOC, ce qui est renforcé par les simulations de certains modèles (Timmermann *et al.*, 2005). Cependant, d'autres simulations (Tschumi *et al.*, 2008) remettent en cause cette hypothèse impliquant l'influence des vents d'ouest austraux sur le dégazage de l'Océan Austral à l'origine de l'augmentation du CO₂ atmosphérique. Généralement basés sur les reconstitutions climatiques aux hautes latitudes, ces mécanismes demandent à être renforcés par des investigations supplémentaires entre les moyennes et les hautes latitudes en particulier dans l'hémisphère sud, où peu de données sont aujourd'hui disponibles comparativement à l'hémisphère nord.

La Patagonie Chilienne est parcourue du nord au sud par la Cordillère des Andes et représente une contrainte topographique majeure sur les circulations atmosphériques et océaniques. De plus, elle constitue la seule région qui intercepte la totalité de la ceinture des vents d'ouest dans l'hémisphère Sud, elle présente donc un intérêt majeur en climatologie pour mieux comprendre son influence sur la circulation de l'Océan Austral et par conséquent sur le système climatique global. Dans ce contexte, la Patagonie chilienne représente une zone clé pour étudier les changements climatiques passés et comprendre le système océan-atmosphère et leurs interactions aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère austral. Sur le versant ouest des Andes, les vents d'ouest contrôlent la presque totalité des précipitations ce qui entraîne un gradient de précipitation depuis les conditions semi-arides du nord du Chili, jusqu'aux conditions hyperhumides de la Patagonie Chilienne, là où les vents d'ouest sont les plus puissants (Garreaud, 2007). La Patagonie chilienne, avec ses nombreux lacs et tourbières au milieu d'une végétation luxuriante, constitue une région de prédilection pour développer les études palynologiques sur l'Holocène et la dernière déglaciation. Elle a donc suscité de nombreux travaux sur le continent (e.g. Abarzúa *et al.*, 2004; Abarzúa & Moreno, 2008; Ashworth *et al.*, 1991; Ashworth & Hoganson, 1993; Bennett *et al.*, 2000; Haberle & Bennett, 2001, 2004; Heusser, 1966, 1993, 2003; Heusser *et al.*, 1996, 1999; Markgraf *et al.*, 2002, 2007; Markgraf & Huber, 2010; McCulloch & Davies, 2001; Villagrán, 1990, 1988b, 1988a, 2001; Moreno, 2004, 1997; Moreno *et al.*, 1999, 2001; Villa-Martínez *et al.*, 2003; Villa-Martínez & Moreno, 2007). Cependant, la comparaison d'une part, entre les données palynologiques variées et, d'autre part entre les résultats palynologiques et les proxies océaniques ou géomorphologiques mettent parfois en exergue des désaccords (e.g. Heusser, 1989; Markgraf, 1989; Ariztegui *et al.*, 1997; Bennett *et al.*, 2000; Moreno *et al.*, 2001; Lamy *et al.*, 2010; Moreno *et al.*, 2010). Le plus souvent les incohérences sont dues à des problèmes de chronologie, de limite d'interprétation des proxies ou, plus simplement à des effets environnementaux locaux et/ou des conditions climatiques extrêmes.

A partir des carottes océaniques prélevées à proximité des côtes, la palynologie marine qui intègre la végétation régionale de la zone continentale la plus proche en lissant les variations locales de la végétation est un outil puissant dans l'étude des changements globaux (Chmura *et al.*, 1999; Groot & Groot, 1966). Cet outil permet de corréler la réponse des écosystèmes marins et continentaux d'une manière fiable comme cela a pu être réalisé dans différentes régions comme : le Pacifique le Nord-Est (e.g. Heusser & Balsam, 1977; Heusser & Florer, 1973), en Atlantique Nord (e.g. Desprat *et al.*, 2007; Fletcher *et al.*, 2010; Mudie,

1982; Sánchez Goñi *et al.*, 2002, 2008; Turon, 1984), en mer Méditerranée (e.g. Dormoy *et al.*, 2009; Koreneva, 1966; Combourieu Nebout *et al.*, 2002; Rossignol-Strick & Duzer, 1979; Suc, 1984) ou encore au large de l'Afrique Occidentale (Dupont, 1993; e.g. Hooghiemstra *et al.*, 1986, 2006; Hooghiemstra, 1988) ou de l'Afrique Sud-ouest (e.g. Shi *et al.*, 2000; Dupont & Wyputta, 2003). Jusqu'à ces dernières années, seuls deux sites marins, au nord de la marge de la Patagonie Chilienne, ont permis le lien entre océan et continent en comparant le proxy palynologique avec d'autres proxies climatiques comme la température des eaux de surface (Heusser *et al.*, 2006b, 2006a; Lamy & Kaiser, 2009).

De nombreuses carottes ont été prélevées dans le cadre de la campagne océanographique "PACHIDERME" (MD/159) dont le but principal était de documenter les changements paléoenvironnementaux, climatiques et océaniques dans le sud-est de l'Océan Pacifique le long de la marge chilienne (Kissel & The Shipboard Scientific Party, 2007). Ces carottes océaniques offrent l'opportunité de développer les études palynologiques en milieu marin et de multiplier les corrélations océan/continent dans cette région. Mon travail de thèse s'inscrit donc dans cette démarche qui consiste à retracer l'histoire des paléoenvironnements continentaux de la Patagonie chilienne ainsi qu'à déterminer leurs liens avec les changements du système océan-atmosphère à l'échelle régionale puis globale.

Cette thèse présente les résultats de l'étude palynologique de deux carottes marines prélevées lors de cette campagne, l'une dans un fjord du nord de la Patagonie et l'autre sur sa marge centrale. Dans un premier temps, il est a été nécessaire d'établir le lien entre les apports polliniques dans les sédiments de surface subactuels, la végétation et les conditions climatiques associées, pour tester notre outil dans les sédiments marins de cette région. J'ai ensuite analysé les changements de végétation dans les deux carottes océaniques choisies pour reconstituer les changements paléoclimatiques au cours des derniers milliers d'années. Ces deux carottes, seront intégrées dans un schéma environnemental plus large en les comparant avec les enregistrements palynologiques terrestres les plus proches pour reconstruire un schéma global de l'histoire climatique aux sites étudiés. Une synthèse finale au niveau de la Patagonie tentera enfin de restituer les changements climatiques globaux durant les 20 000 dernières années mais aussi, de reconstruire l'activité des vents d'ouest austraux pour déterminer leurs influences au niveau de l'hémisphère sud et donc sur le climat à l'échelle globale.

CHAPITRE I :

La Patagonie Chilienne



1. Contexte géographique

La Patagonie correspond à la partie australe de l'Amérique du Sud qui s'étend de 37°S jusqu'au Cap Horn à 56°S (Coronato *et al.*, 2008). Elle représente la seule masse continentale située aux moyennes latitudes de l'hémisphère sud (Figure 1.1). Du nord au sud, la Cordillère des Andes d'une largeur de 150 à 200 km traverse la Patagonie et sépare le Chili de l'Argentine. Cette chaîne de montagne résulte de la subduction de la plaque Nazca et de la plaque Antarctique sous la plaque Sud-Américaine (Clapperton *et al.*, 1995). Située sur la ceinture de feu du Pacifique, la Patagonie représente l'une des régions les plus dynamiques en termes d'activité sismique et volcanique (Gonzalez-Ferran, 1995) et possède de nombreux volcans actifs comme le Volcan d'Osorno (2660 m) ou le Cerro Hudson (1905 m).

Dans sa partie Chilienne, la Patagonie s'étend de 41 à 56°S, jusqu'au Passage de Drake (Heusser, 2003). Elle correspond à une région montagneuse avec une côte parsemée d'îles et de fjords (Figure 1.1). Au nord de la Patagonie Chilienne, la Cordillère de la Côte Ouest et la Cordillère des Andes encadrent une dépression centrale qui constitue la région des lacs. De relief modéré, la Cordillère de la Côte Ouest ne dépasse pas 1500 m d'altitude. Elle forme vers le sud une série d'îles et d'archipels (Chiloé, Chonos, ...) jusqu'à la péninsule de Taitao (46°S). Plus au sud, la côte est fragmentée par de nombreuses îles qui résultent en un système complexe de fjords et de canaux. Avec un relief de pics et d'aiguilles, la Cordillère des Andes atteint jusqu'à 4058 m d'altitude au "*Cerro San Valentin*" et supporte deux grands glaciers continentaux : le "*Campo de Hielo Patagónico Norte*" (47°S) et le "*Campo de Hielo Patagónico Sur*" (48-51°S). Dans la région de Magellan vers 54°S, les Andes tournent vers l'est au niveau de la Cordillères de Darwin puis laissent place à de nombreux archipels, au niveau du cap Horn qui disparaissent dans le passage de Drake.

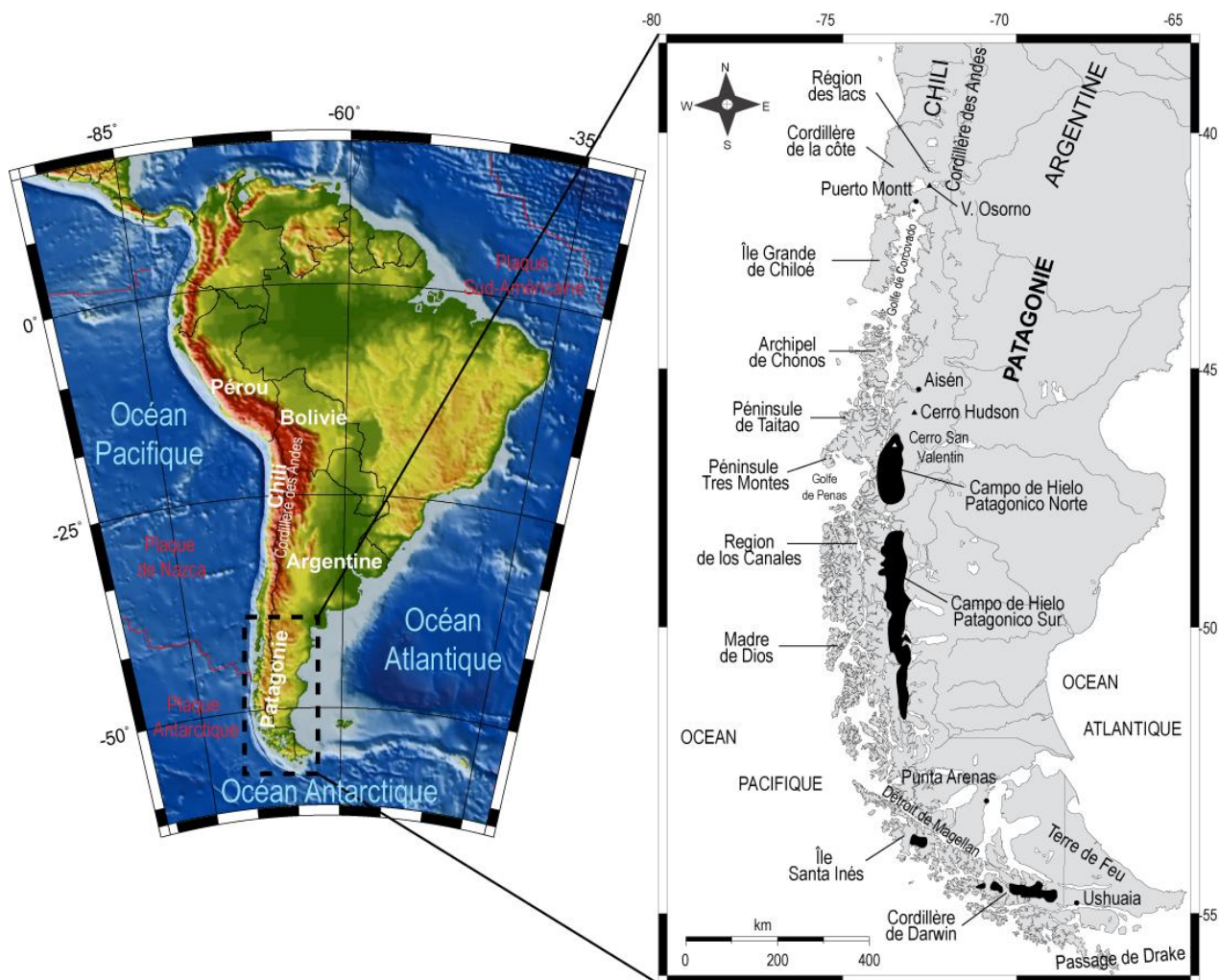


Figure 1.1: Situation géographique de la Patagonie Chilienne en Amérique du Sud.

2. Contexte climatique

2.1. Circulations atmosphériques et océaniques

La Patagonie est positionnée au sud de l'Anticyclone du Pacifique Sud, plus connu sous le nom de l'Anticyclone de l'île de Pâques, et au nord de la dépression subpolaire (Figure 1.2). Cette région est donc sous l'influence du front polaire, séparant l'air maritime polaire de l'air maritime tropical, là où s'exercent les vents d'ouest ou "Westerlies". Ces vents d'ouest soufflent perpendiculairement à la Cordillère des Andes et sont à l'origine d'importantes précipitations orographiques avec une augmentation des pluies du nord vers le sud (Garreaud, 2007). Ce gradient de précipitation est encore plus marqué entre l'ouest et l'est des Andes. La diminution très forte des précipitations à l'est entraîne un contraste climatique majeur et induit l'un des contrastes de végétation parmi les plus marqués au monde (Warren & Sugden, 1993). Durant l'hiver austral le front polaire, à l'origine d'orages et de vents violents, remonte vers l'équateur jusqu'à 33-35°S et génère des cumuls de précipitation élevés. Pendant l'été austral, le front polaire est au sud de 45°S (Strub *et al.*, 1998), les vents d'ouest se concentrent alors dans la partie sud de la Patagonie là où les précipitations peuvent atteindre plus de 8000 mm d'eau par an (Schneider *et al.*, 2003).

A l'influence des vents s'ajoute l'influence des courants océaniques. Le sud de l'Amérique Latine constitue une barrière pour la circulation océanique globale qui se dirige majoritairement d'ouest en est avec un courant froid de surface, le Courant Antarctique Circumpolaire (CCA) ou le "*West Wind Drift*" (Strub *et al.*, 1998) (Figure 2). A l'approche du continent Sud-Américain, ce courant se sépare en deux branches :

- Le Courant du Cap Horn (CCH) qui se dirige vers le pôle Sud et perd en intensité vers 52°S au niveau du Détroit de Magellan.
- Le Courant du Pérou ou Courant de Humboldt (CH) qui se dirige vers l'équateur et favorise un upwelling dans la partie côtière au nord du Chili et du Pérou.

Circulant vers l'est, le CCA est forcé par la branche sud de l'anticyclone de l'Île de Pâques. En fonction de la position de ce dernier, la séparation du CCA se produit vers 38°S durant l'hiver austral et vers 45-46°S pendant l'été austral.

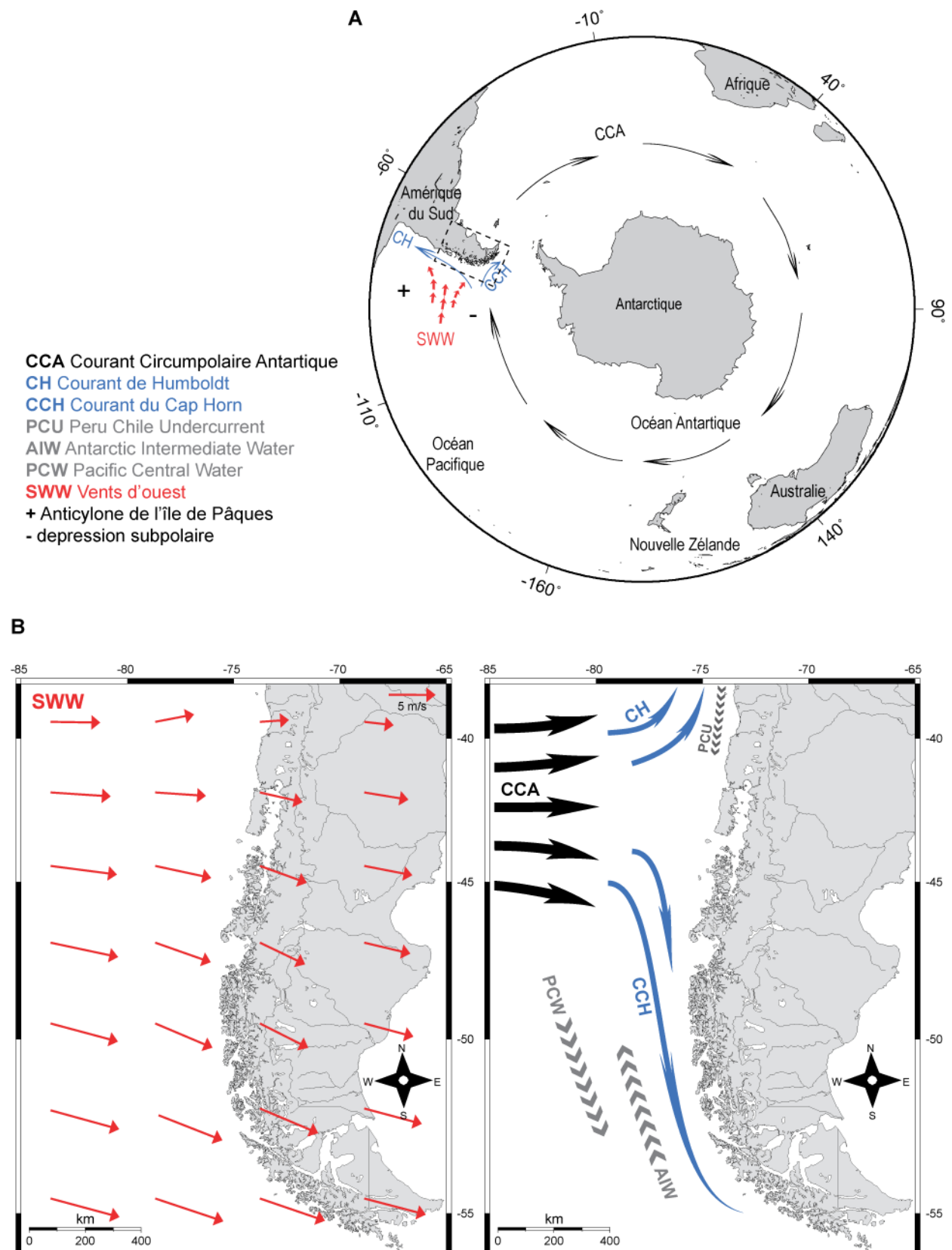


Figure 1.2: Circulations atmosphériques et océaniques au niveau de l'hémisphère austral (A) et au large de la Patagonie Chilienne (B). La longueur des flèches rouges représente la moyenne annuelle des vents (Kalnay *et al.*, 1996).

Plusieurs autres courants sont actifs à différentes profondeurs le long de la marge Chilienne :

- Le Sous-Courant du Pérou-Chili ou le "*Peru Chile Undercurrent (PCU)*" qui est un courant de sub-surface qui se dirige vers le pôle. Du Pérou jusqu'à 42°S (Pizzaro, 2004) ce courant domine le flux littoral entre 100 et 300 m de profondeur (Strub *et al.*, 1998).
- L' "*Antarctic Intermediate Water*" (AIW) et le "*Subantarctic Mode Water*" entre ~ 500 et ~ 900 m de profondeur qui sont deux masses d'eaux intermédiaires s'écoulant vers le nord.
- Le "*Pacific Central Water*" (PCW) qui est un courant profond circulant entre 1 et 3 km de profondeur et qui retourne vers le sud.
- Le "*Circumpolar Deepwater*" qui est une masse d'eaux profondes circulant à plus de 3 km de profondeur vers le nord-est de l'Océan Pacifique (Tsuchiya & Talley, 1998).

2.2. Le climat actuel de la Patagonie Chilienne

di Castri & Hajek (1976) ont en 1976 mené une étude pionnière afin d'établir une classification de la terminologie climatique du Chili. Cependant, plus récente, c'est la classification établie par Amigo & Ramírez (1998) basée sur la classification climatique globale de Rivas-Martínez (1993) qui reste aujourd'hui la plus couramment utilisée. Le climat dans le sud du Chili est principalement influencé par quatre facteurs (Romero, 1985) : (1) les courants atmosphériques et, en particulier, les vents d'ouest, (2) la Cordillère des Andes qui est une barrière naturelle aux courants atmosphériques, (3) les courants côtiers froids et, (4) la latitude car, du nord vers le sud, les températures diminuent ce qui est généralement accompagné par l'augmentation progressive des précipitations (Figure 1.3).

Dans sa majeure partie, le climat de la Patagonie Chilienne est de type tempéré hyperocéanique. Du nord jusqu'à ~45°S, les températures moyennes annuelles avoisinent 10°C avec des conditions hyperhumides, le plus souvent comprises entre 2000 et 3000 mm d'eau par an. Plus on se rapproche du 50^{ème} parallèle, plus les vents d'ouest augmentent en intensité. Les températures moyennes annuelles diminuent alors et sont généralement comprises entre 5 et 10°C. Le climat est donc considéré comme tempéré froid mais toujours hyperocéanique avec des conditions ultra-hyperhumide sur la côte où les précipitations dépassent 4000 mm d'eau par an et peuvent atteindre jusqu'à plus de 8000 mm (Schneider *et*

al., 2003). Dans la région de Magellan (53°S) et vers l'intérieur des terres, à l'est de la Cordillère de Darwin, le climat est toujours tempéré froid avec 5°C de moyenne annuelle et devient de type océanique à xérique avec des conditions humides à sèches. Les précipitations diminuent alors fortement en dessous de 400 mm d'eau par an comme cela peut être observé, par exemple, à Punta Arenas (Figure 1.3).

Si la répartition des différents types de climat est largement influencée par la latitude et par l'intensité des vents d'ouest entre le nord et le sud, les deux cordillères montagneuses modifient cette répartition en superposant un étage climatique est-ouest en fonction de l'altitude.

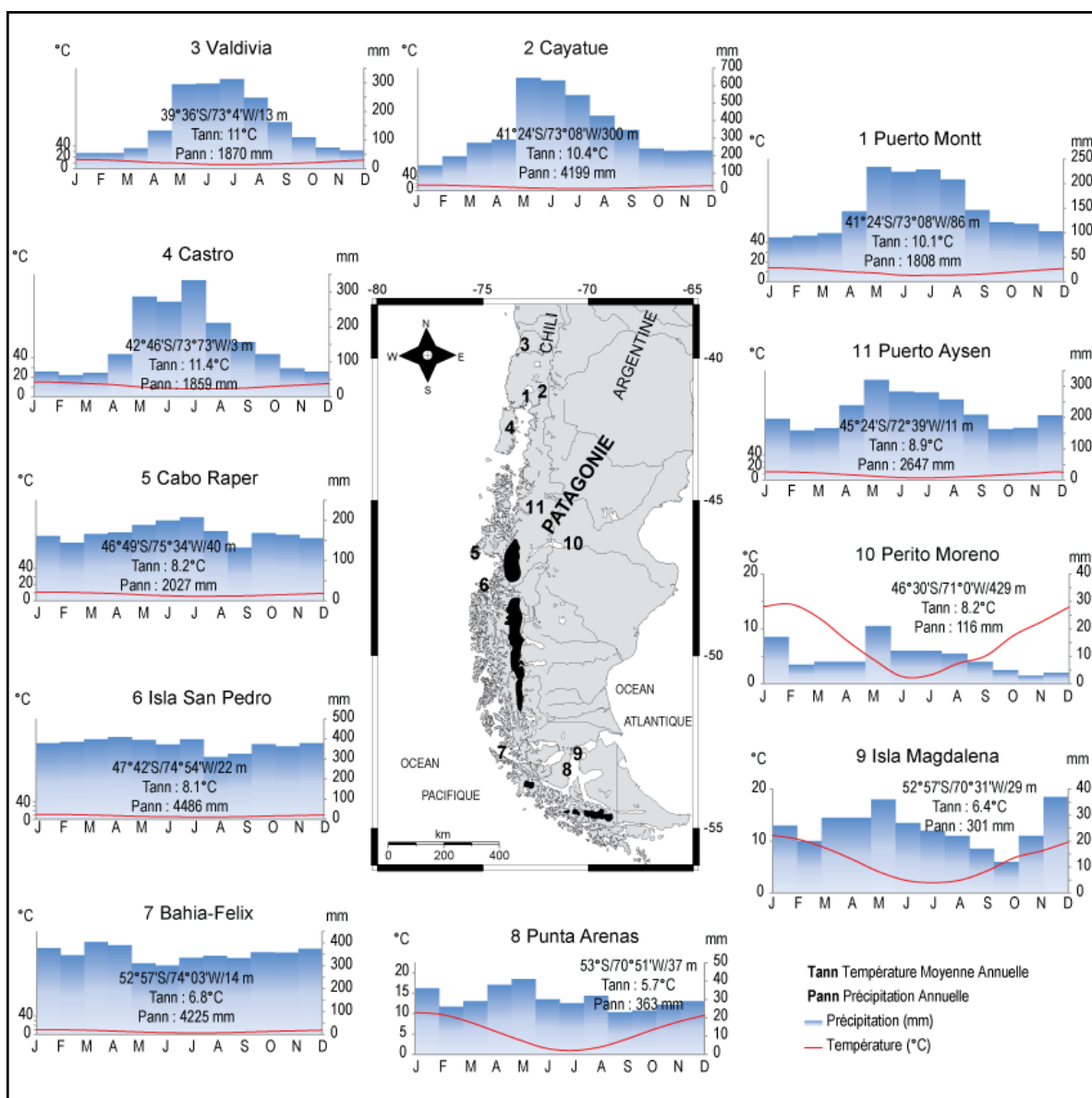


Figure 1.3: Diagrammes ombrothermiques des données des stations météorologiques en Patagonie (données issues du logiciel New_LocClim ; Grieser *et al.*, 2006).

3. La végétation actuelle de la Patagonie Chilienne

La variabilité climatique de la Patagonie est à l'origine d'une végétation extrêmement diversifiée. Les différents types de végétation se répartissent selon deux gradients, la latitude (gradient nord-sud) et de l'altitude (gradient est-ouest). Les températures, les précipitations et les vents d'ouest évoluent en fonction de ces deux gradients et contrôlent l'aire de répartition des différents types de végétation. La topographie, la pédologie et l'influence des courants océaniques jouent ici un rôle secondaire (Heusser, 2003). Dans ce mémoire, nous avons choisi la classification de Schimithüsen (1956) qui semble la plus cohérente au niveau des aspects écologiques et climatiques et dans laquelle huit types de végétation majeure ont été différenciés (Tableau 1.1 et Figure 1.4).

Tableau 1.1: Les différents types de végétation associés à leurs conditions climatiques (Huetz de Lemps, 1970; Gajardo, 1987; Schimithüsen, 1956; Seibert, 1998)

Végétation	Climat	T (°C) moyenne (°C)		Précipitation (mm/an)
		Eté	Hiver	
Forêt décidue à <i>Nothofagus</i>	Tempéré, humide	15-18	7-8	1200-2000
Forêt sempervirente valdivienne	Tempéré, hyperhumide	14-15	7-8	2000-4000
Forêt sempervirente nord patagonienne	Tempéré à froid, ultra-hyperhumide	12-14	4.7-7	3000-5000
Forêt sempervirente subantarctique	Tempéré à froid, ultra-hyperhumide	10-12	2.5-5	1000-5000
Tourbière de Magellan	Tempéré à froid, ultra-hyperhumide	8-10	3-5	2000-7000
Forêt décidue subantarctique	Froid, humide	5.3-15	-1-2	500-2000
Steppe patagonienne	Froid, aride	10-20	0-6	200-500
Végétation andine de haute altitude	Froid, ultra-hyperhumide à sec	4-5.3	-6.7- -1	300-5000

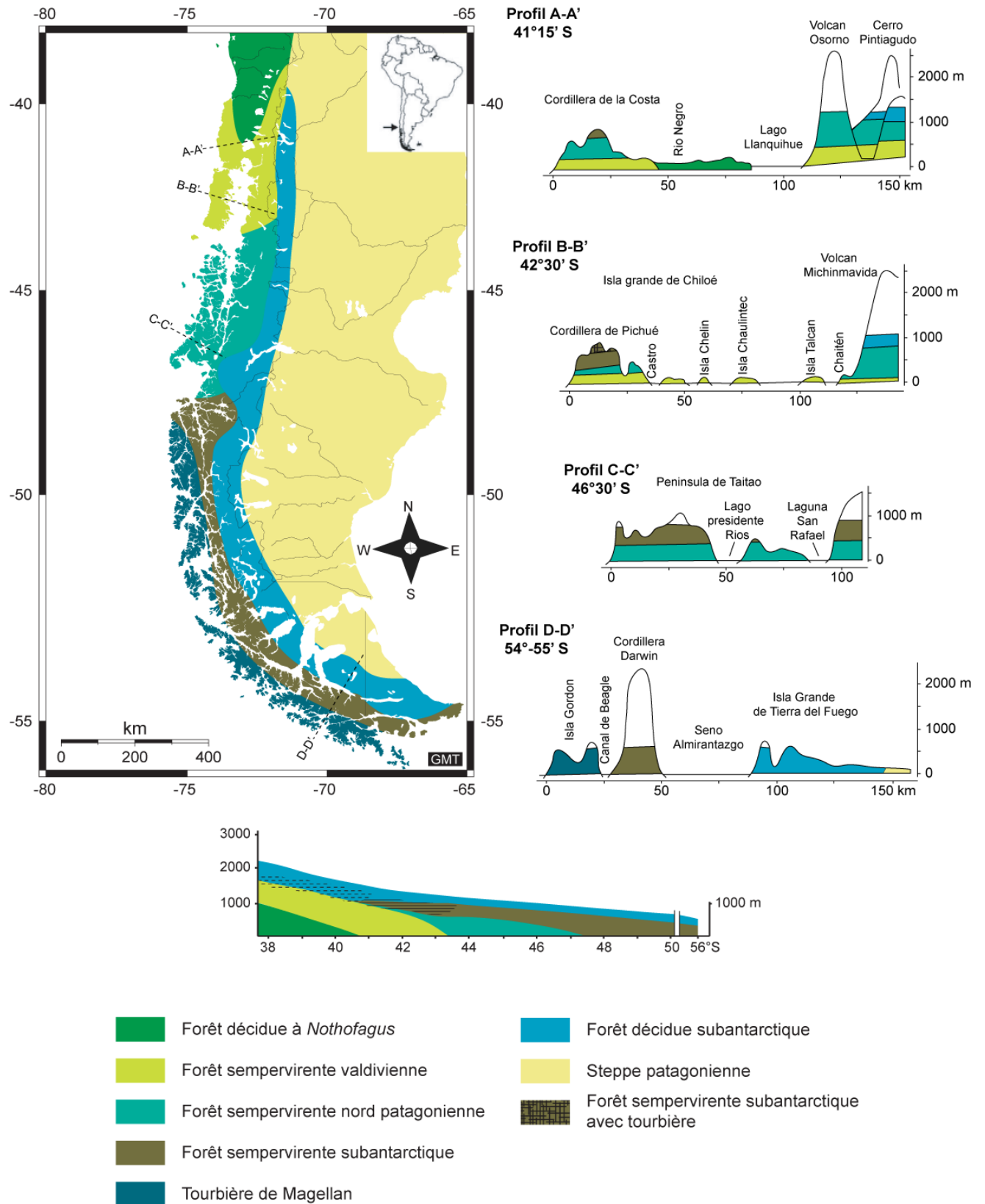


Figure 1.4: Carte des principaux types de végétation accompagnée de quatre profils selon les transects A-A', B-B', C-C', D-D' proposés à différentes latitudes et représentant l'étagement de la végétation sur la partie sud-ouest de la Cordillère des Andes (d'après Heusser, 1966; Schimithüsen, 1956).

3.1. La forêt décidue à *Nothofagus*

- Etendue géographique

Dans sa bordure nord, la forêt décidue à *Nothofagus* se développe entre 37 et 38°S, au niveau de la vallée centrale. Elle reste présente jusqu'à 33°S dans les régions montagneuses de la Cordillère des Andes jusqu'à une limite de 2000 m d'altitude (Donoso, 1975). Au sud, cette forêt s'étend jusqu'à 40°S entre la Cordillère de la Côte et la Cordillère des Andes (Figure 1.4).

- Climat

Ce type de végétation se développe sous un climat tempéré et humide. La moyenne des températures annuelles est comprise entre 12 et 13°C. Durant l'été austral, les températures moyennes oscillent entre 15 et 18°C et, pendant l'hiver austral, entre 7 et 8°C (Tableau 1.1). Les différences de température journalières peuvent être relativement grandes mais les gelées hivernales sont faibles à modérées (Schimithüsen, 1956). Les précipitations diminuent fortement en été et les cumuls annuels peuvent varier de façon importante. Elles sont généralement comprises entre 1000 et 2000 mm d'eau par an au niveau de la dépression centrale tandis qu'au niveau de la cordillère de la Côte Ouest et de la Cordières des Andes elles sont plus élevées et peuvent dépasser 3000 mm d'eau par an.

- Description

La forêt décidue à *Nothofagus* est considérée comme une forêt de transition entre les forêts à feuillage coriace (présente au nord) et les forêts sempervirentes du sud. Au fur et à mesure que l'on descend vers le sud, et, surtout dans les zones humides (en particulier au niveau des cordillères), la proportion d'espèces d'arbres de la forêt sempervirente valdivienne augmente. La forêt décidue à *Nothofagus* constitue cependant une végétation originale qui est représentée par des ensembles d'espèces caractéristiques.

Cette végétation est caractérisée par le développement de plusieurs essences de *Nothofagus* à feuillage caduc *N. obliqua*, *N. alpina*, *N. glauca* ou *N. alessandrii*. Deux d'entre elles sont caractéristiques de cette végétation, *N. obliqua* dit le "Roble" qui domine à l'intérieur des terres sous un climat de type continental et *N. alpina* dit le "Rauli" qui est

mieux représenté dans les zones montagneuses (Figure 1.5). *N. glauca* et *N. alessandrii*, quant à elles, sont présentes seulement au nord de cette forêt décidue. Ces arbres à feuillage caduc sont associés aux essences de la forêt sempervirente tel que *Laurelia sempervirens*, *Persea lingue* mais aussi *Podocarpus salignus* et *Guevina avellana* (Schimithüsen, 1956; Gajardo, 1994). Dans la partie australe se développe la forêt caducifoliée du sud ou "Bosque caducifolio del sur" (Gajardo, 1994) largement dominée par l'association à *Nothofagus obliqua* et *Laurelia sempervirens* mais où sont aussi présent *Aextoxicon punctatum*, *Podocarpus salignus*, *Eucryphia cordifolia*. La présence de nombreuses épiphytes (Luebert & Pliscoff, 2004) comme *Lapageria rosea*, *Boquila trifoliolata* ou *Cissus striata* marque le caractère humide de ce sous ensemble.

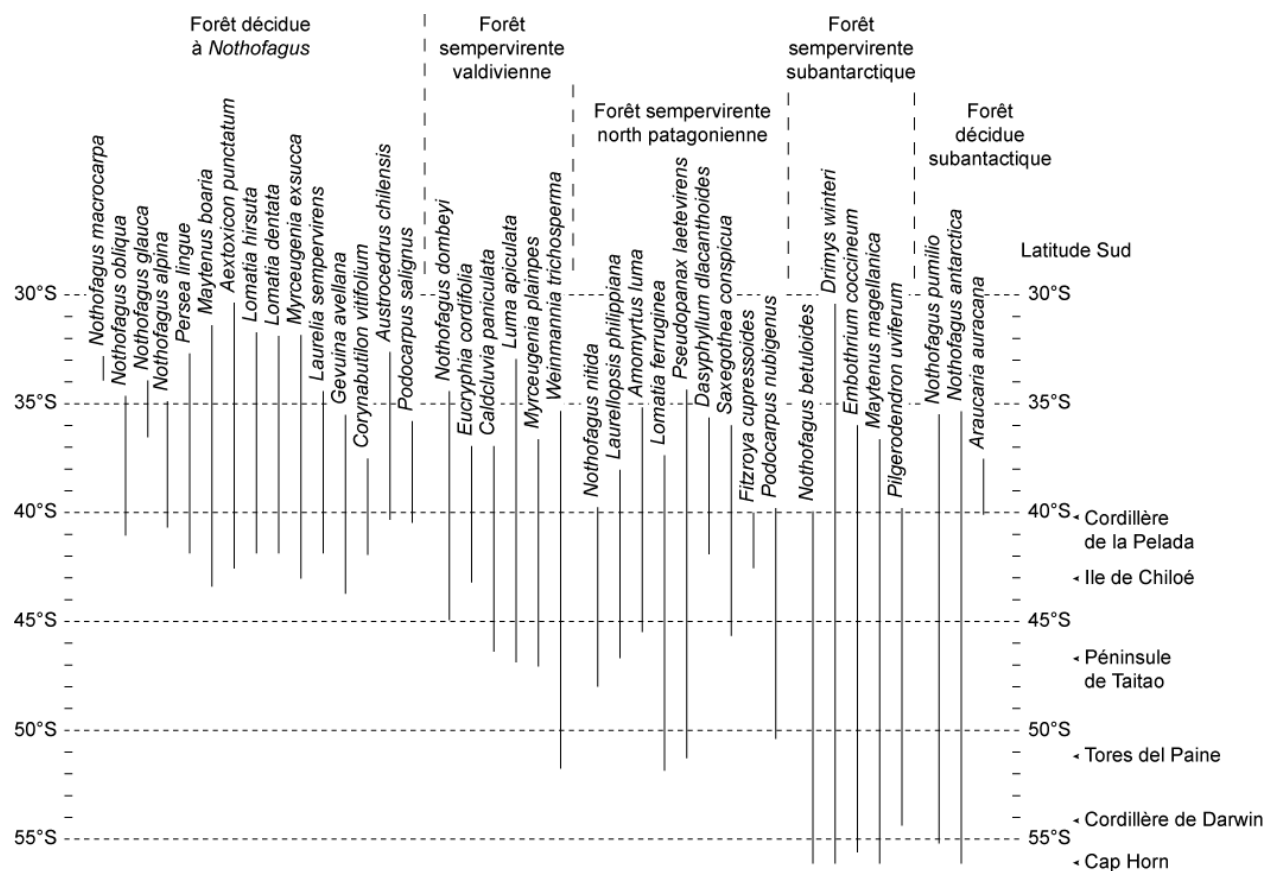


Figure 1.5: Distribution latitudinale des principales espèces d'arbre dans le sud du Chili en fonction des différents types de végétation (d'après Rodríguez *et al.*, 1983).

3.2. Les forêts sempervirentes

La région des forêts sempervirentes se situe dans le sud du Chili à partir 37-38°S (au niveau de la Cordillère de la Côte et la Cordillère des Andes) jusqu'à 55°S, au niveau de la

Terre de Feu. Les forêts sempervirentes sont caractérisées par un climat tempéré et hyperhumide. Les températures modérées deviennent plus froides vers le sud et les précipitations, très abondantes toute l'année, dépassent les 2000 mm d'eau par an. Du nord vers le sud, la diversité arborée diminue progressivement avec les températures.

Trois sous-ensembles de végétation peuvent être distingués au sein de la forêt sempervirente : la forêt sempervirente valdivienne, la forêt sempervirente nord patagonienne et la forêt sempervirente subantarctique.

3.2.1. La forêt sempervirente valdivienne

- Etendue géographique

Au sud de la forêt décidue à *Nothofagus*, la forêt sempervirente valdivienne est présente à partir de 37-38°S jusqu'à 43-44°S (Figure 1.4), sur la Cordillère de la Côte, la dépression centrale, la Cordillère des Andes et l'île de Chiloé qui est considérée comme une extension de la Cordillère de la Côte. Dans le sud de sa répartition, cette végétation se développe préférentiellement sur les terres de basse altitude jusqu'aux piedmonts des cordillères (Schimithüsen, 1956).

- Climat

La végétation sempervirente valdivienne se développe sous un climat tempéré et hyperhumide. La moyenne des températures annuelles varie entre 12 et 13°C. Cette forêt est caractérisée par des étés relativement chauds entre 14 et 15°C et, pendant l'hiver austral, les températures oscillent entre 7 et 8°C (Tableau 1.1). Les précipitations sont importantes toute l'année, autour de 2000 mm d'eau par an dans la dépression centrale, et augmentent rapidement jusqu'à 4000 mm d'eau par an sur les façades exposées aux vents d'ouest chargées d'humidité comme pour la Cordillère des Andes (Veblen *et al.*, 1983).

- Description

Caractérisé par un climat avec de fortes précipitations et des températures relativement douces toute l'année, la forêt sempervirente valdivienne constitue la forêt la plus importante du Chili en termes de biomasse et de diversité arborée (Veblen *et al.*, 1983). La diminution

des températures le sud ou en altitude a pour conséquence la diminution du développement végétatif, de la biomasse et de la diversité arborée de ces forêts. La forêt sempervirente comprend des espèces arborées de la forêt décidue à *Nothofagus* (*Nothofagus obliqua* et *N. alpina*) mais aussi des espèces de la forêt sempervirente nord patagonienne (Veblen *et al.*, 1996). Les arbres qui la composent sont caractérisés par des grandes feuilles de type "Laurifolié". Même les conifères de ces régions ont des feuilles relativement grandes tant qu'ils grandissent dans l'intérieur des terres. Ces forêts peuvent atteindre des hauteurs de 40 à 60 mètres et les troncs d'arbres sont le plus souvent recouverts par un épais tapis de mousses épiphytes et de fougères. Ce couvert végétal, très dense, réduit fortement la luminosité du sous-bois qui est recouvert de bryophytes (Schimithüsen, 1956).

La forêt sempervirente valdivienne est composée de deux espèces caractéristiques qui marquent sa limite géographique, *Nothofagus dombeyi* et *Eucryphia cordifolia*. Cependant, cette forêt comprend de nombreuses formations isolées et extrêmement variées. La division en associations végétales est difficile à caractériser et les nombreuses espèces d'arbre qui y sont représentées forment des combinaisons variées (Schimithüsen, 1956). Néanmoins, quatre sous-ensembles majeurs sont repris par la majorité des auteurs (e.g. Gajardo, 1987, 1987; Luebert & Pliscoff, 2004; Rodríguez *et al.*, 1983; Schimithüsen, 1956; Seibert, 1998; Veblen *et al.*, 1983):

- Généralement situées dans la partie nord de la forêt sempervirente valdivienne, les forêts de basses altitudes ensoleillées avec de bonnes conditions de drainage comprennent généralement des espèces présentes plus au nord. En compagnie des taxons de la forêt décidue à *Nothofagus*, les espèces caractéristiques sont *Nothofagus obliqua*, *Laurelia sempervirens*, *Laurelia philippiana*, *Persea lingue*, *Aextoxicon punctatum*, *Eucryphia cordifolia*.
- Dans des conditions équivalentes au sous-ensemble précédent mais avec un mauvais drainage la composition de la végétation change. Ce sous-ensemble est dominé par *Nothofagus dombeyi* et *N. nitida* qui sont associés à *Drimys winteri*, *Pilgerodendron uviferum* et de nombreuses espèces de Myrtaceae dont en particulier *Tepualia stipularis*.
- Avec la diminution des températures en altitude, un autre sous-ensemble est présent entre 400 et 700 m d'altitude, sur la Cordillères de la Côte et les piedmonts de la Cordillères des Andes. Ce sous-ensemble est largement dominé par *Nothofagus*

dombeyi en compagnie de *Laurelia philippina*, *Saxegothaea conspicua*, *Weinmannia trichosperma* et parfois *Nothofagus alpina*.

- Au-delà de 600 à 900 m d'altitude les températures sont de plus en plus basses et la richesse en espèces arborées diminue. Les espèces dominantes sont *Nothofagus nitida*, *Saxegothaea conspicua*, *Podocarpus nubigenus* et *Weinmannia trichosperma* au niveau de Cordillère de la Côte et de Chiloé. Aux alentours de 1000 m d'altitude dans la Cordillère des Andes *Nothofagus dombeyi* est généralement dominant avec la présence de *N. betuloides* ou *N. pumilio*.

3.2.2. La forêt sempervirente nord patagonienne

- Etendue Géographique

Au contact de la forêt sempervirente valdivienne, la forêt sempervirente nord patagonienne se développe en plaine à partir de 43-44°S et jusqu'à 47-48°S. En altitude, elle remonte plus au nord jusqu'à 40°S, au niveau des deux cordillères (Figure 1.4). Cette végétation recouvre préférentiellement les archipels et les fjords de la marge ouest de la Cordillère des Andes comme l'Archipel de Chonos ou la Péninsule de Taitao. Cependant, cette zone de végétation n'est pas nettement délimitée de la précédente et c'est pour cette raison que, selon certains auteurs, son aire de répartition peut varier. Aussi, pour certains (Gajardo, 1987, 1994; Luebert & Pliscoff, 2004) la limite nord de cette forêt se situe au milieu de l'île de Chiloé alors que pour d'autres (e.g. Heusser, 1966; Schimithüsen, 1956; Veblen et al., 1983) l'île de Chiloé fait entièrement partie de la forêt sempervirente valdivienne.

- Climat

Cette zone de végétation est caractérisée par un climat tempéré à froid ultra-hyperhumide. Durant l'été austral, les températures oscillent entre 12 et 14°C et, pendant l'hiver austral, elles chutent entre 4 et 7°C. Les précipitations restent généralement supérieures à 3000 mm d'eau par an et culminent jusqu'à 5000 mm d'eau par an (Tableau 1.1). Cependant, les caractéristiques climatiques de cette zone sont basées seulement sur quelques rares stations (Luebert & Pliscoff, 2004). La côte, exposée à un climat hyperocéanique,

devient de plus en plus froide vers le sud et la fréquence des orages augmentent causant des précipitations quasiment uniformes toute l'année.

- Description

Même si la biodiversité reste élevée, la hauteur et surtout la diversité des forêts diminuent par rapport à la forêt sempervirente valdivienne. Les épiphytes, les lianes et les bryophytes restent encore très abondantes dans ce type de végétation (Schimithüsen, 1956). Selon Veblen *et al.* (1983) trois sous-ensembles majeurs peuvent y être distingués :

- Sur les zones côtières, la forêt nord patagonienne est généralement caractérisée par *Nothofagus dombeyi*, *N. nitida*, *N. betuloides*, *Saxegothaea conspicua*, *Podocarpus nubigenus* et *Weinmannia trichosperma* et *Drimys winteri*. Ce sous-ensemble bien que similaire à la forêt sempervirente valdivienne de Chiloé s'en différencie principalement par la présence de *N. betuloides* qui domine de plus en plus vers le sud. Parmi les autres espèces, *Mizodendrum punctatum*, parasite de *Nothofagus*, et les fougères *Blechnum magellanicum* et *B. chilense* sont très abondants.
- Toujours dans les zones côtières mais avec un drainage faible ou vers le sud quand les précipitations augmentent, *Pilgerodendron uviferum* et *Tepualia stipularis* forment un sous-ensemble distinct au sein de la forêt sempervirente nord patagonienne.
- A partir de 600 m, la diminution des températures permet le développement d'un autre sous-ensemble principalement formé par *Nothofagus betuloides* avec la présence de *Drimys winteri* et *N. pumilio*. Ce sous-ensemble, quoique similaire aux forêts d'altitudes de la forêt sempervirente valdivienne, se différencie par une diversité plus faible et peut également être assimilé à la forêt sempervirente subantarctique.

3.2.3. La forêt sempervirente subantarctique

- Etendue Géographique

Entre les tourbières de Magellan à l'ouest et la forêt décidue subantarctique à l'est (Figure 1.1), la forêt sempervirente subantarctique est présente de 47 à 55°S en plaine. En altitude elle remonte aussi loin que la forêt sempervirente nord patagonienne (40°S) (Figure

1.4). Elle est localisée généralement sur les piedmonts de la Cordillère des Andes et dans les fjords du Golfe de Penas jusqu'au Cap Horn en passant par la région des Canaux.

- Climat

Dans cette région le climat est toujours tempéré à froid ultra-hyperhumide. Entre 10 et 12°C de moyenne durant l'été austral et entre 2.5 et 5°C de moyenne durant l'hiver austral avec de rares gelées, les températures sont légèrement plus froides que dans la région précédente. Les précipitations sont là aussi très importantes, elles atteignent 5000 mm d'eau par an et sont rarement en dessous de 3000 mm (Tableau 1.1) sauf dans la partie la plus australe où elles diminuent autour de 1000 mm d'eau par an (Moore, 1983). Dans cette dernière région, la distribution des précipitations est irrégulière due à une topographie complexe composée de montagnes, d'îles et de canaux (Heusser, 2003).

- Description

Le climat marqué par des températures légèrement plus froides par rapport aux zones précédentes, ne permet qu'une croissance modeste de la forêt qui reste sempervirente. La hauteur des arbres atteint à peine un tiers de la hauteur des arbres de la forêt sempervirente valdivienne et la diversité arborée diminue fortement par rapport aux deux autres forêts sempervirentes (Schimithüsen, 1956). Le couvert forestier est largement dominé par *Nothofagus betuloides* qui est associé à *Drimys winteri* dans sa limite altitudinale inférieure et à *N. pumilio* dans sa limite altitudinale supérieure (Pisano, 1977, 1978). D'autres essences sont fréquentes comme *Pilgerodendron uviferum*, *Maytenus magellanica* et quelques espèces de Myrtaceae (Moore, 1983). Cette forêt est étroitement liée aux taxons des marécages et des tourbières de Magellan décrites dans la partie suivante.

3.3. La tourbière de Magellan ou "*Magellanic moorland*"

- Etendue Géographique

A l'ouest de la forêt sempervirente subantarctique, les tourbières de Magellan sont présentes de 47 à 55°S (Figure 1.4). Ce type de végétation se développe dans les zones

côtières au niveau des archipels jusqu'au Cap Horn et remonte parfois en altitude là où les précipitations augmentent au niveau de la Péninsule de Taitao ou de l'Archipel de Chonos (Haberle & Bennett, 2001).

- Climat

Cette végétation se développe sous un climat tempéré à froid ultra-hyperhumide. Les moyennes de températures sont entre 8 et 10°C durant l'été austral et entre 3 et 5°C durant l'hiver austral. Directement exposée aux vents d'ouest, elle est soumise à des précipitations fréquemment au-dessus de 4000 mm d'eau par an et qui peuvent dépasser 8000 mm (Villagrán, 1988a) (Tableau 1.1).

- Description

Sous l'effet des fortes précipitations et des températures relativement basses, le paysage est caractérisé par une végétation de type ouverte formée de marécages et de tourbières. Cette végétation est étroitement liée à la forêt sempervirente subantarctique qui se développe plus dans l'intérieur des terres (Heusser, 2003). La flore est composée d'arbustes ou d'arbres nains comme *Lepidothamnus fonkii*, *Empetrum rubrum*, *Escallonia serrata*, *Nothofagus antarctica*, *N. betuloides*, *Philesia magellanica*, *Drimys winteri* etc. Les tourbières associées à un drainage faibles sont recouvertes de mousses (*Sphagnum magellanicum*) et d'herbacées sous forme de coussinets ou "cushion bogs" comme *Astelia pumila*, *Bolax caespiosa*, *Caltha dioneifolia*, *Donatia fascicularis*, *Drapetes muscosus*, *Gaimardia australis* et *Phyllachne uliginosa* (Moore, 1979; Godley, 1960; Pisano, 1977).

3.4. La forêt décidue subantarctique

- Etendue Géographique

Présente entre le nord et le sud de la Patagonie Chilienne de 36 à 55°S, cette ceinture boisée se situe à l'intérieur des terres le long de la Cordillère des Andes et sépare la forêt sempervirente de la steppe patagonienne (Figure 1.4).

- Climat

Cette forêt est caractérisée par un climat froid et humide. Les températures moyennes pendant l'été austral sont entre 5 et 13°C et, pendant l'hiver austral, elles sont entre -1 et 2°C. Avec un climat plus continental que pour les végétations côtières, les précipitations diminuent vers l'est et sont généralement comprises entre 500 et 2000 mm d'eau par an (Tableau 1.1).

- Description

Les forêts sont décidues et sont principalement formées par deux essences, *Nothofagus pumilio* et *Nothofagus antarctica*. Ces deux espèces remontent loin vers le nord dans la Cordillère des Andes et ce type de végétation forme presque partout la limite arborée. *Nothofagus pumilio* se développe dans les zones généralement plus humides alors que *N. antarctica* croît dans les zones généralement plus sèches. Ce dernier bénéficie d'une grande amplitude écologique ce qui lui permet de monter plus haut en altitude que *Nothofagus pumilio* (Pisano, 1956). *Chilotrimum diffusum*, *Berberis ilicifolia*, *Maytenus disticha* et *Dysopsis glecmoides*, *Adenocaulon chilense* etc. représentent respectivement les strates arbustives et herbacées qui sont bien développées dans ce type de forêt et surtout dans les forêts à *Nothofagus antarctica* qui ne dépassent pas 6 m de haut (Heusser, 2003). Parasite de *Nothofagus*, *Misodendrum punctatum* et *quadrifolium* sont également fréquents dans cette région (Moore, 1983).

3.5. La steppe patagonienne

- Etendue Géographique

Présente à l'est de la forêt décidue subantarctique, la steppe patagonienne s'étend du nord au sud de la Patagonie entre 40 et 55°S. Cette végétation se développe généralement dans les plaines occidentales de la Cordillère des Andes et recouvre une grande Partie de l'Argentine (Figure 1.4).

- Climat

Cette végétation est caractérisée par un climat tempéré et sec, variant très rapidement vers l'est de la Cordillère des Andes, accompagné d'une diminution nette des précipitations. Les températures moyennes sont comprises entre 10 et 20°C durant l'été austral et entre 0 et 6°C durant l'hiver austral. A l'est de la Cordillère des Andes, les précipitations diminuent fortement et sont comprises entre 200 et 500 mm d'eau par an (Tableau 1.1).

- Description

La steppe patagonienne est une végétation ouverte composée par des prairies herbacées et arbustives. Parmi les Herbacées, *Festuca gracillima* est prédominant associé à *Agropyron fuegianum*, *Agrostis flavidula*, *Festuca magellanica*, *Acaena pinnatifida*, *Azorella caespitosa*, *Gentianella magellanica*, *Senecio magellanicus* etc. (Moore, 1983). La composition floristique peut varier en fonction du milieu (augmentation de l'humidité ou de la salinité). Les arbustes sont représentés par *Lepidophyllum cupressoforme*, *Chiliotrichum diffusum* mais aussi par des bruyères comme *Empetrum rubrum*.

3.6. Végétation andine de haute altitude

- Etendue Géographique

Cette végétation est présente à partir de 37°S et jusqu'au nord-ouest du Cap Horn en suivant la Cordillère des Andes. Définie comme une végétation de type Alpine (Moore, 1983), son altitude varie du nord au sud de la Patagonie. Dans sa limite nord (vers 41°S), elle est présente entre 1000 et 1500 m d'altitude environ. Plus au sud, entre la Région des Lacs (41°S) et la Région des Canaux (51°S), elle n'excède pas 1000 m et, au niveau de la Terre de Feu (de 53 à 56°S), elle se développe entre 500 et 600 m d'altitude.

- Climat

Une telle amplitude géographique implique des conditions climatiques très différentes entre le nord et le sud. Les températures sont généralement froides toute l'année et comprises entre 4 et 5.3°C durant l'été austral et -6.7 et -1°C durant l'hiver austral. Les précipitations

sont variables (Heusser, 2003) ; elles peuvent atteindre 5000 mm d'eau par an au nord (41 à 51°S) et sont en dessous 1000 mm d'eau par an au niveau de la Terre de Feu. Cette végétation est donc caractérisée par un climat froid, ultra-hyperhumide à sec (Tableau 1.1).

- **Type de végétation**

La Végétation Andine de Haute Altitude est une végétation de type ouverte qui forme la transition entre la forêt d'altitude et la haute montagne sans végétation. En fonction des conditions climatiques et de la nature du substrat, la composition floristique change entre le nord et le sud (Moore, 1975). Dans la partie nord (41 à 55°S), la végétation est dominée par des arbustes comme *Escallonia rubra*, *Empetrum rubrum* ou *Senecio skottsbergii* associés à des herbacées comme *Adesmia corymbosa*, *Festuca pyrogea*, *Hamadryas kingii*, *Nassauvia magellanica*, *Saxifraga magellanica* etc. Plus au sud, au niveau de la Terre de Feu (53 à 56°S), certaines plantes nommées les « cushion plants » sont fréquentes avec en particulier *Bolax gummifera*. Entre les cushion plants se développent des buissons nains et des Herbacées comme *Acaena magellanica*, *Festuca contracta*, *Empetrum rubrum*, *Myrteola nummularia*, *Pernettya pumila*, etc. (Moore, 1983).



CHAPITRE II :

Matériels et Méthodes



1. Les carottes océaniques

1.1. La campagne océanographique "PACHIDERME"

Dans le cadre du programme IMAGES (International MARine Global changES), la campagne océanographique "PACHIDERME" (MD-159), a eu pour objectif d'étudier (1) les grands systèmes de circulation océan-atmosphère dans l'Hémisphère Sud et (2) les interactions terre-océan dans les fjords. Elle avait aussi pour but de mieux cerner l'influence des vents d'ouest sur les précipitations au cours de la déglaciation et de l'Holocène. Organisée par le Laboratoire de Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), avec l'aide de différents groupes internationaux (France, Allemagne, Norvège et Chili), cette campagne a permis de récolter et de sélectionner des séquences sédimentaires marines pour documenter les changements paléo-environnementaux, -climatiques et -océanographiques dans le Sud-Est du Pacifique le long de la marge chilienne (Kissel & The Shipboard Scientific Party, 2007). Durant le mois de février 2007, à bord du "Marion Dufresne II" (Figure 2C), navire océanologique Français de l'Institut Polaire Paul-Emile Victor (IPEV), une série de carottes marines a ainsi été prélevée entre Punta Arenas (~53°S) et Puerto Montt (~41°S). A partir de 36 stations différentes, un total de 840 m de sédiments ont été collectés aussi bien dans les fjords qu'en océan ouvert (Figure 2.1A).

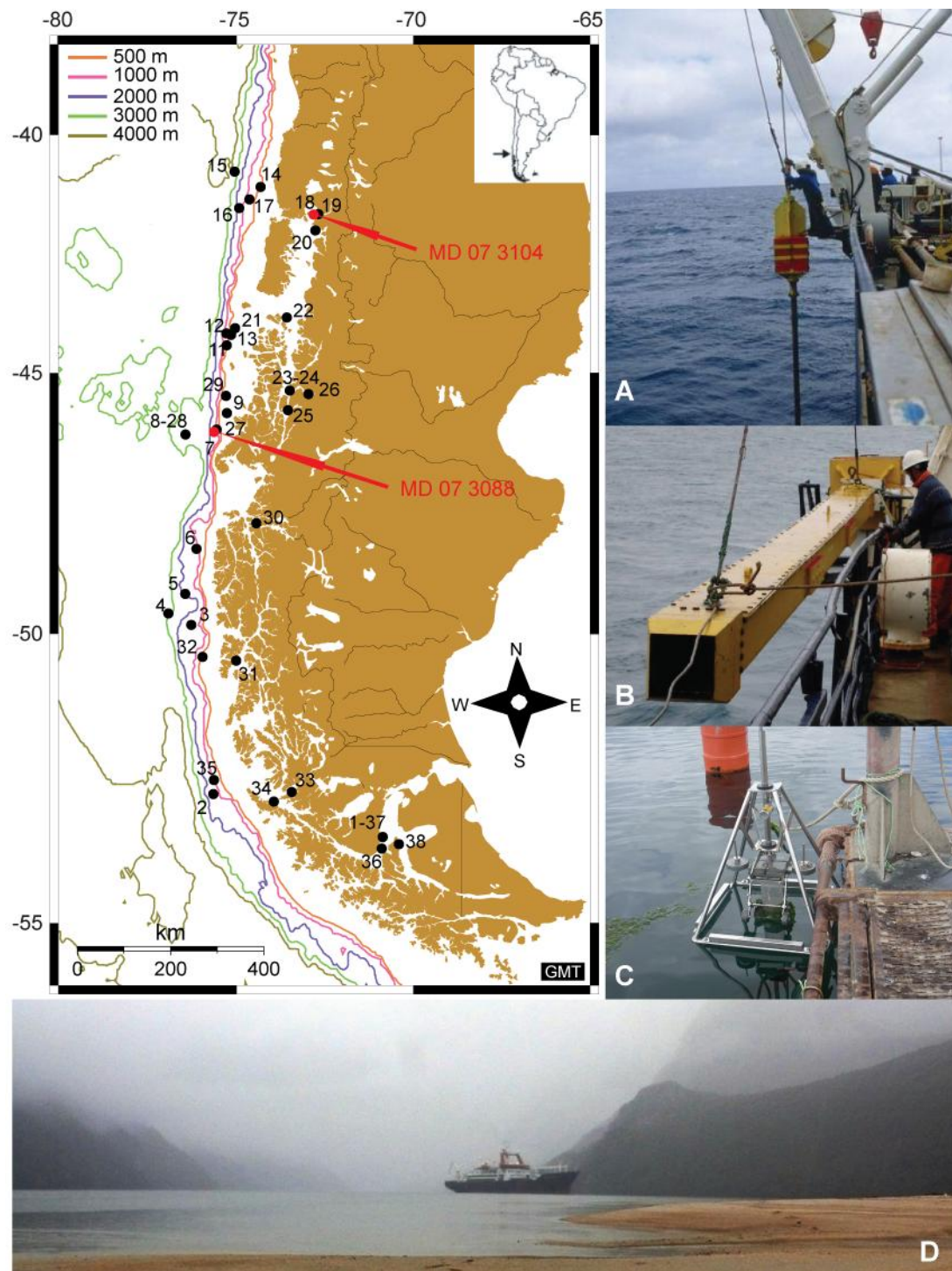


Figure 2.1: Localisation des sites de carottage de la campagne "PACHIDERME" (Kissel & The Shipboard Scientific Party, 2007) et photos illustrant le carottier CALYPSO (A), le carottier CASQ (B), le carottier HAPS (C) et le "Marion Dufresne II" dans un fjord patagonien (IPEV ; <http://www.institut-polaire.fr/>). Les carottes étudiées sont représentées par les points rouges.

1.2. Techniques de prélèvement

Trois types de carottiers différents ont été utilisés durant la campagne "PACHIDERME" (IPEV ; <http://www.institut-polaire.fr/>) :

- La majorité des carottes a été prélevée grâce au carottier géant cylindrique CALYPSO (Figure 2.1A). Considéré jusqu'ici comme le carottier le plus pratique, il est le plus utilisé pour la récupération des sédiments marins. Les carottes obtenues peuvent atteindre une longueur de 60 m sur 10 cm de diamètre. Ce carottier fonctionne avec un contre poids qui, lorsqu'il touche les fonds marins, perturbe l'équilibre d'un déclencheur placé au sommet du carottier. Le tube, lesté par 3 à 10 tonnes de plomb, tombe alors en chute libre et s'enfonce plus ou moins profondément dans la couche sédimentaire tout en découpant la carotte. Un piston est utilisé afin d'assurer le maintien des conditions de pression interne de la carotte sur toute sa longueur, ce qui minimise la déformation du sédiment. Cependant, il arrive que le piston subisse une accélération vers le haut pendant le carottage. Cette accélération crée alors une dépression à l'intérieur du sédiment. Du fait de cet effet de "seringue", le sédiment proche des parois subit alors une légère distorsion qui déforme le sédiment sur les bords de la carotte ce qui peut alors abîmer le sommet des carottes.
- Le carottier géant carré CASQ (Figure 2B), a une section plus large de 25 cm mais il est plus court que le CALYPSO avec 120 cm de long. Sans lest, il pénètre lentement dans le sédiment sans déformer sa surface permettant ainsi d'avoir des sommets de carotte de qualités.
- Le carottier HAPS (Figure 2C) est encore plus court. Il est constitué par un tube en plastique de 30 cm de long sur 11 cm de diamètre. Au contact du sédiment, le tube en plastique pénètre lentement dans le sédiment puis est stoppé manuellement. Ce type de carottier prélève uniquement la surface du sédiment avec son interface eau-sédiment sans perturbation. A cause de sa structure légère, ce type de carottier est uniquement utilisé dans des eaux peu profondes et en l'absence de courant important.

Une fois prélevées, les carottes de sédiment sont découpées en tronçons réguliers (uniquement pour les carottes de type CALYPSO et CASQ), décrites à bord puis emballées et stockées au froid pour en conserver la stratigraphie et éviter toute pollution extérieure de type

atmosphérique. Les carottes sont ensuite stockées dans des carothèques comme celle du Laboratoire des Sciences et du Climat et de l'Environnement (LSCE) à Gif-sur-Yvette.

1.3. Les sédiments de surface

Avant d'interpréter les spectres polliniques enregistrés dans les carottes marines, il est nécessaire d'étudier le transport, les apports et la distribution des grains de pollen dans les sédiments de surface en fonction de la végétation et des conditions climatiques actuelles des continents les plus proches. Pour réaliser les analyses polliniques des surfaces, quelques cm³ de sédiments ont été prélevés dans les tops de carotte, en priorité dans les carottes de type CASQ et HAPS puis dans les carottes de type CALYPSO quand ces deux premiers n'étaient pas disponibles (voir Chapitre III). Ces analyses ont permis également de sélectionner en fonction de leur localisation, les deux carottes océaniques MD07-3088 et MD07-3104 que nous avons étudiées, en choisissant celles dont les sédiments contenaient le plus de grains de pollen (Figure 2.1).

1.4. La carotte MD 07 3088 (station 07)

Cette carotte de type CALYPSO mesure 18.91 m de long et a été prélevée sur le site 7, au large de la péninsule de Taitao (46°04.30'S ; 075°41.23'W ; Figure 2.2) sur la marge continentale à une profondeur de 1536 m. Ce site a été choisi près de la côte (~50 km) dans le but d'obtenir un enregistrement continental à haute résolution. Pour les 6 premiers mètres supérieurs, les sédiments déposés sont constitués par une succession assez uniforme de dépôts d'argiles à diatomées de couleur olive-noire à olive-grisâtre. Le reste de la carotte est dominée par des argiles limoneuses de couleur olive à grise caractérisée par de fréquentes intercalations de niveaux grano-classés de silt sableux (Annexe 1 à 3) (Kissel & The Shipboard Scientific Party, 2007).

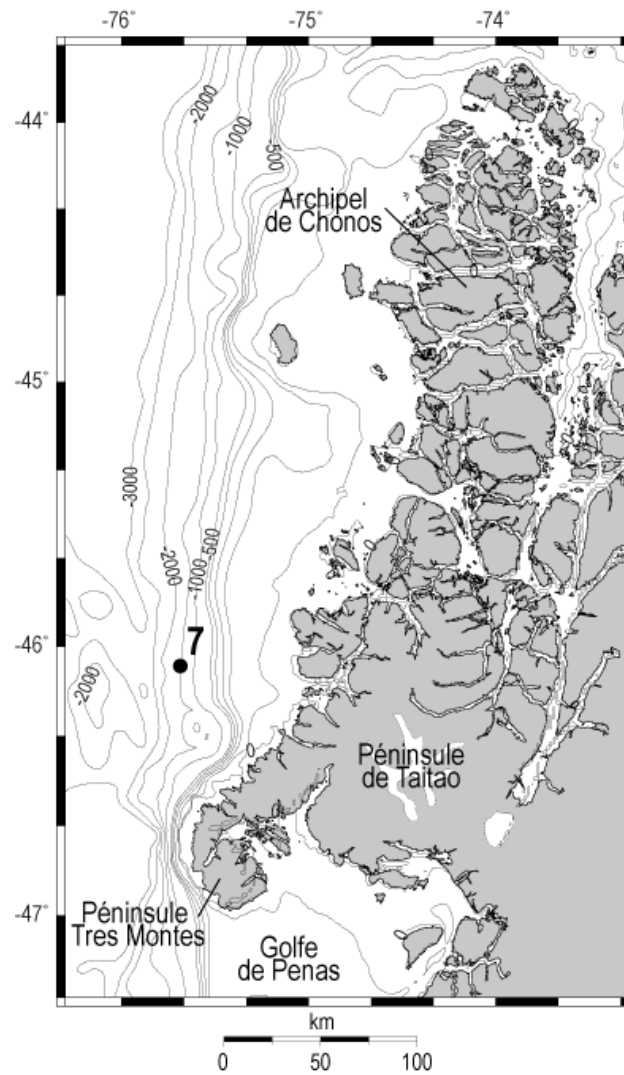


Figure 2.2: Localisation de la carotte MD07-3088 (station 7).

1.5. La carotte MD 07 3104 (station 18 ter)

Cette carotte de type CALYPSO mesure 21.77 m de long et a été prélevée au site 18, dans le Fjord de Reloncavi ($41^{\circ}42.66'S$; $072^{\circ}46.68'W$; Figure 2.3) à une profondeur de 326 m. Le site a été sélectionné en fonction des profils sismiques montrant des sédiments non perturbés. Les sédiments sont constitués de silts gris-olive riches en diatomées, légèrement bioturbés et contenant de nombreux fragments de coquilles (Annexe 4 à 6) (Kissel & The Shipboard Scientific Party, 2007).

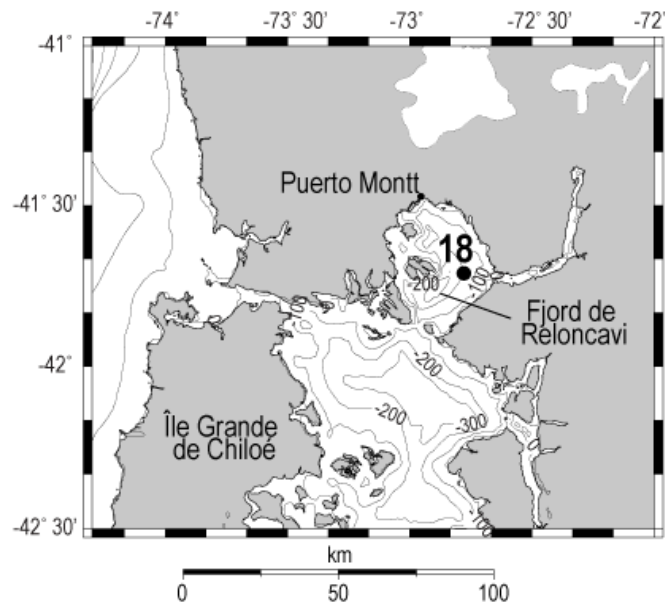


Figure 2.3: Localisation de la carotte MD07-3104 (station 18).

1.6. Modèle d'âge des carottes océaniques

Les modèles d'âges des carottes sédimentaires MD07-3088 et MD07-3104 ont été calculés à partir de datations radiocarbones qui ont été corrigées puis calibrées en âges cal BP. Dans cette thèse, les âges ont tous été calibrés (cal) et sont généralement exprimés en kilo-an (ka) Avant Présent (BP) ou Kilo-year (Kyr) Before Present (BP). Dans les deux cas, les âges utilisés intègrent des corrections d'âges réservoirs spécifiques à chacun des deux sites d'études.

- Pour la carotte MD07-3088, les datations radiocarbones ont été effectuées au laboratoire UMS-Artemis (CNRS-CEA, France). La période temporelle de cette carotte couvre les 22 ka. Sa chronologie est basée sur 11 dates AMS ^{14}C effectuées sur des assemblages monospécifiques de foraminifères et sur 4 dépôts de cendres volcaniques provenant du Volcan Hudson (Haberle & Lumley, 1998; Naranjo & Stern, 1998). Ces derniers fournissent plusieurs marqueurs indépendants qui renforcent la robustesse du modèle d'âge, en particulier, pendant l'Antarctic Cold Reversal bien encadré par trois de ces dépôts.
- La chronologie de la carotte MD07-3104 est basée sur 22 datations AMS ^{14}C effectuées au laboratoire de recherche LMC14 (France) et au "Poznan radiocarbon

laboratory" (Pologne). Ces dernières permettent d'élaborer un modèle d'âge continu pendant les 13 000 dernières années. Le prélèvement et la datation de macrorestes et de coquilles marines extraits de plusieurs carottes voisines, prélevées dans le cadre de la campagne PACHIDERME, a permis de construire un modèle d'âge composite précis pour l'Holocène. De plus, un dépôt de cendre volcanique provenant du volcan Chaiten bien enregistrée dans la région a fournit un marqueur chronologique indépendant daté à ~11 ka (Abarzúa *et al.*, 2004; Abarzúa & Moreno, 2008; Hajdas *et al.*, 2003; Lamy *et al.*, 2004; Moreno & León, 2003).

La chronologie des deux carottes étudiées, avec leurs âges radiocarbone ou de corrélations, leurs corrections d'âge réservoir respectifs et les calibrations utilisées, sont présentés en détail dans le chapitre IV, paragraphes (1.3.2 et 2.3.2).

2. La palynologie : un outil paléoenvironnemental

2.1. Le grain de pollen

Au cours du cycle de vie d'une plante terrestre se forme un élément de petite taille la spore ou le grain de pollen. Ces derniers transportent le gamétophyte (mâle, pour le grain de pollen) et sont entourés par une paroi très résistante constituée d'une des molécules organiques les plus résistante du vivant : la sporopollénine. La paroi pollinique ou sporoderme comporte deux couches : l'intine, couche interne qui disparaît rapidement par oxydation à la mort de la cellule et l'exine, couche externe formée elle-même par deux sous-couches (endexine et ectexine) composées de sporopollénine dont le rôle protecteur permet une bonne fossilisation.

- Morphologie

La morphologie des grains de pollen et, en particulier, de leur exine permet de les déterminer au niveau de leur famille botanique, parfois de leur genre et plus rarement de leur espèce. La taille des grains de pollen varie généralement entre 2,5 μm chez le *Myosotis* jusqu'à 200 μm chez *Cucurbita* (la Courge) (Pons, 1958). Après la méiose, au début de leur formation, les grains de pollen sont associés sous forme de tétrades. A quelques rares exceptions près comme chez *Drimys*, les quatre éléments de la tétrade seront disséminés séparément (Annexe 9). Selon les tensions exercées dans la tétrade, les grains seront plus ou moins sphériques, allongés ou aplatis. Ainsi, si le contour équatorial est circulaire et le contour méridien elliptique, le grain de pollen est dit longiaxe ou prolé (Annexe 14). Si c'est l'inverse, il est bréviaxe ou oblé (Annexe 12). Enfin, certains grains de pollen présentent des formes caractéristiques ; chez les gymnospermes, les grains de pollen sont constitués par un corps central avec deux ballonnets (Annexe 18).

Les particularités géométriques de l'ectexine présentent des morphologies différentes. Bien souvent, l'ectexine est formée par de petites protubérances dont le développement et la distribution sont très variées : ces protubérances (clavules ou baccules) peuvent fusionner par leur extrémité distale et former une nouvelle assise appelée tectum ou toit. S'il n'y pas de toit l'exine est dite intectée. L'exine peut porter des ornements : granules, verrues,

gemmules, échinules,.... La répartition de ces ornements varie et peut former des réseaux ou des stries à la surface du grain.

Enfin, l'exine comporte souvent des ouvertures ou apertures où la paroi est amincie ou absente, permettant l'émission du tube pollinique. Allongées elles sont appelées sillons, arrondies ce sont des pores. Pore et sillon peuvent être associés pour former une ouverture complexe appelée colpore. D'un nombre généralement supérieur ou égal à trois, ces apertures sont parfois uniques (grain monocolpé, chez les Monocotylédones) voire absentes (grains inaperturés, comme chez le peuplier). Elles peuvent être localisées à l'équateur (Annexe 17) ou être réparties sur toute la surface du pollen (Annexe 16).

- **Dissémination**

Les grains de pollen sont produits dans les sacs polliniques contenus dans la partie supérieure de l'étamine (l'anthère) ; les spores dans les sporanges. Pendant la pollinisation, les grains de pollen vont être transportés de l'anthère au pistil pour réaliser la fécondation. Selon les espèces de plante le mode de transport varie : les grains peuvent être transportés par le vent (anémophile), par les animaux en général les insectes (entomophile) ou par l'eau. La productivité pollinique est importante, à titre d'exemple une seule anthère peut contenir 70 000 grains de pollen avec de grandes différences selon les espèces (Faegri & Iversen, 1975). Les plantes anémophiles libèrent en général plus de pollens alors que les plantes entomophiles produisent des pollens de taille plus importante avec des morphologies facilitant l'accrochage et le transport par les insectes. La plupart des conifères font exception en produisant des grains de pollen à ballonnets (Annexe 18), de grande taille, ce qui facilite leur transport par le vent et par l'eau (Pons, 1958). Seule une minorité de la pluie pollinique va permettre la reproduction, la grande majorité sera soit dégradée soit déposée et conservée dans le sédiment.

- **Fossilisation**

La bonne fossilisation des grains de pollen dépend du milieu. Les grains de pollen sont généralement très bien conservés dans les dépôts riches en matière organique où l'oxydation du sédiment est faible comme les tourbières acides et basiques ainsi que dans les lacs et les lagunes côtières. Les carottes marines de la marge chilienne prélevées près de la côte sont constituées par des sédiments hémipélagiques argileux. Ces paramètres sont favorables à une

bonne conservation comme en témoigne les résultats des analyses polliniques sur les tops de carottes prélevés au large du Chili (Montade *et al.*, 2011). En revanche, les sédiments continentaux secs, sableux fournissent le plus souvent des résultats non représentatifs (Reille, 1990).

La conservation des grains de pollen dépend aussi, bien évidemment, de l'épaisseur de l'exine et de la proportion de sporopollénine contenue dans cette paroi qui varie selon les espèces de plantes (Havinga, 1964). Par exemple, les spores de Ptéridophytes comme les grains de pollen de conifères apparaissent plus résistants à l'oxydation.

2.2. Principe de la palynologie

Le terme palynologie vient du grec *palunein* et signifie saupoudrer, et *logos*, discours. Aujourd'hui, la palynologie correspond à l'étude des particules constituées d'une paroi organique dont la taille est comprises entre 2.5 et 500 μm . Ces éléments portent le nom de palynomorphes, et peuvent être d'origine continentales (spores, grains de pollen, algues d'eaux douces,...) ou marine (kystes de dinoflagellés, basales de foraminifères, algues,...). La spécificité des grains de pollen permet de déterminer la plante qui les a produits et leur grande résistance à la corrosion permet leur bonne conservation dans certains types de sédiment. Le palynologue peut donc reconstituer avec précision la flore actuelle et la paléoflore pour déterminer les environnements actuels ou passés. L'analyse pollinique requiert une démarche rigoureuse et repose sur trois hypothèses majeures (d'après Reille, 1990) :

- "La pluie pollinique, c'est-à-dire la totalité des spores et grains de pollen déposés en un point, représente fidèlement la végétation et elle est uniformément répartie dans la végétation productrice". Il existe donc une relation directe entre une végétation et la pluie pollinique émise par cette végétation. On considère que 80 % des grains de pollen retrouvés en un milieu donné proviennent de la végétation locale ou régionale. Ces grains de pollen sont transportés par le vent ou par l'eau (rivières fleuves ou courants marins) puis sédimentent au fond des lacs ou des océans.
- "*Le dépôt et la conservation ne modifient en rien l'image de cette pluie pollinique*". On considère que la répartition des grains de pollen se fait de manière homogène à taux de sédimentation constant. Même si la production, le dépôt, le transport et la conservation des grains de pollen varient selon les espèces, on admet que l'image produite de la végétation dans les échantillons est homogène pour un même site.

-
- "L'extraction, le comptage et la détermination des grains de pollen et spores restituent fidèlement l'image de la pluie pollinique". Les grains de pollen ou les spores sont observés au microscope optique une fois vidés de toutes substances organiques soit par fossilisation (dans le sédiment), soit par traitement chimique (échantillons actuels). En théorie, les traitements chimiques utilisés ne modifient pas les proportions entre les taxons polliniques présents dans la végétation émettrice.

2.3. L'analyse pollinique

Les analyses polliniques mesurent les valeurs quantitatives des différents taxons ainsi que leurs variations ; elles témoignent de la succession des différentes associations végétales en relation avec les fluctuations climatiques. En comparant plusieurs analyses polliniques dans un même site à différentes profondeurs, le palynologue peut reconstituer, pour une région et une période donnée, les changements de la végétation et donc du climat.

- **Echantillonnage**

Les Tops de carotte : Pour réaliser les analyses polliniques sur les sédiments de surface, entre 1 et 3 cm³ de sédiment ont été prélevés sur 32 tops de carottes, soit directement à bord du "Marion Dufresne II", soit par la suite, à la carothèque de Gif sur Yvette ou au laboratoire EPOC (Université Bordeaux 1). Cette étude qui a débuté durant mon stage de Master 2 a été complétée pendant les premiers mois de ma thèse puis finalisée par la publication d'un article (voir Chapitre III).

Les carottes marines : Pour chaque analyse pollinique, entre 1 et 3 cm³ de sédiment ont été prélevés sur les carottes stockées à la carothèque de Gif sur Yvette.

- Le pas d'échantillonnage de la carotte MD07-3088, varie de 5 cm jusqu'à 60 cm à cause de son taux de sédimentation très variables et au total 137 échantillons ont été analysés.
- La carotte MD07-3104 présente un pas d'échantillonnage plus régulier d'environ 20 cm et au total 57 échantillons ont été analysés.

- **Traitement Chimique des échantillons**

Avant tout comptage palynologique, les sédiments marins doivent subir un traitement physique et chimique qui vise à éliminer la matière minérale et organique non sporopollinique du sédiment. La préparation des échantillons suit le protocole expérimental classique décrit par (Faegri & Iversen, 1975) qui a ici été légèrement modifié.



Les échantillons de la carotte MD07-3104 ont été préparés au laboratoire d'Environnements et de Paléoenvironnements océaniques et Continentaux (EPOC) de Bordeaux avec un protocole légèrement modifié : la dernière filtration à 5µm n'a pas été effectuée car les concentrations polliniques étaient suffisamment élevées pour réaliser les comptages sans cette filtration.

- Identification et Comptages polliniques

Les comptages polliniques ont été effectués à l'aide d'un microscope optique (Olympus BX 51) au grossissement x 400 ou au grossissement x 1000 pour les déterminations. L'identification des taxons polliniques a été réalisée à l'aide d'atlas palynologiques de la région étudiée (Heusser, 1971; Hooghiemstra, 1988; Marchant *et al.*, 2002; Markgraf & d'Antoni, 1978; Villagrán, 1980) et de lames de référence des palynothèques des laboratoires de l'Institut des Sciences et de l'Evolution de Montpellier (ISEM) ainsi que celles du Muséum National d'Histoire Naturelle (MNHN) de Paris. D'autres lames de références ont été montées durant mon stage de master 2 à partir d'étamines provenant de l'herbier du MNHN et ont permis de réaliser les photos utilisées pour les fiches polliniques (Annexe 8 à 21).

Une fois les préparations palynologiques montées, l'analyse pollinique consiste ensuite à compter, au fur et à mesure, et ligne par ligne dans chaque lame, les grains de pollen, les spores et les contaminants. Pour la carotte MD07-3088, en raison des concentrations polliniques généralement faibles en milieu océanique, le nombre de grains de pollen minimum à compter a été déterminé par l'intermédiaire des courbes de saturation (Birks & Birks, 1980) (Figure 2.4).

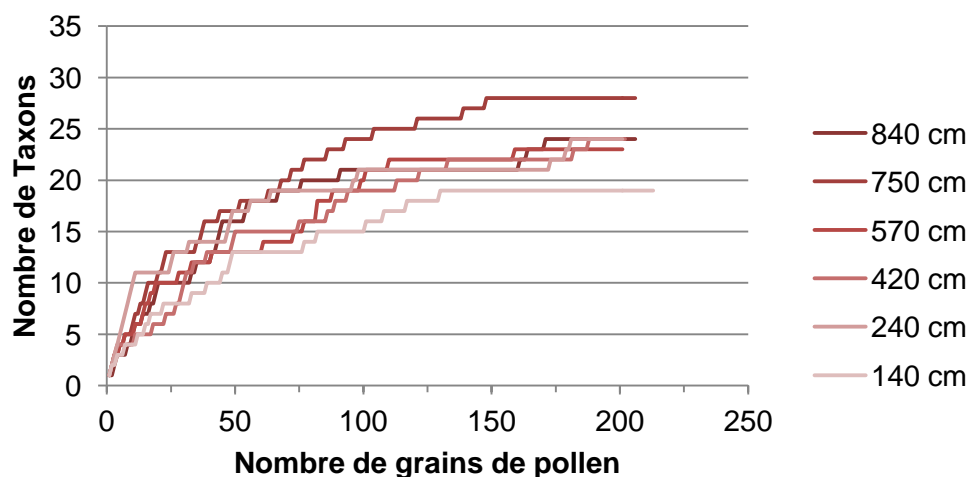


Figure 2.4: Courbes de saturation sur différentes profondeurs de la carotte MD07-3088. Ces courbes représentent le nombre de grains de pollen (axe x) en fonction du nombre de taxons identifiés (axe y).

Ces courbes calibrent l'apparition des nouveaux taxons en fonction du nombre de grains de pollen comptés pour l'échantillon considéré. Le plateau de saturation étant généralement atteint autour de 150 grains, les comptages ont été stoppés à partir 200 grains de pollen minimum. Pour la carotte MD07-3104 prélevée dans les fjords, les concentrations polliniques étant plus élevées, les comptages ont été stoppés à 300 grains de pollen minimum.

- **Diagramme polliniques (Calculs et Logiciels utilisés)**

Les spectres polliniques sont obtenus en calculant les pourcentages des différents taxons pour chaque niveau. La succession verticale des spectres d'un même enregistrement définit le diagramme pollinique qui montre les changements intervenus au cours du temps.

Les pourcentages polliniques sont calculés par rapport à la somme des grains de pollen comme suit :

$$\frac{\text{Somme des grains de pollen du taxon}}{\text{Somme des grains de pollen}} * 100$$

La somme des grains de pollen utilisée exclut les grains indéterminés, les grains exotiques et les spores. Les pourcentages des spores sont calculés par rapport à la somme totale des grains de pollen et des spores.

La concentration pollinique est calculée en ajoutant des contaminants (spore de *Lycopodium*) en quantité connue (tablettes calibrées). Elle permet d'avoir une idée des variations d'abondance relative de chaque taxons indépendamment les uns des autres et éventuellement de donner une information sur le transport des grains de pollen. La concentration est exprimée grains.cm⁻³ et elle est calculée comme suit :

$$P = \frac{(C * c/p)}{V}$$

P représente concentration en palynomorphes ; C le nombre de contaminants ajoutés lors du traitement de l'échantillon (une tablette de *Lycopodium* avec une moyenne de 18 583 spores) ;

p, le nombre de palynomorphes comptés sur la lame ; c, le nombre de contaminants comptés sur la lame ; V le volume en cm³ de sédiment.

Le logiciel Psimpoll a été utilisé pour construire les différents diagrammes polliniques (Bennett, 1994). Les spectres ont été replacés dans un diagramme en fonction de la profondeur ou de l'âge et puis regroupés en zones polliniques sur la base de l'analyse "Constrained Cluster Analysis by Sum of Squares" (CONISS) avec les taxons polliniques $\geq 1\%$ (Grimm, 1987). Les représentations graphiques obtenues montrent ainsi les variations quantitatives des différents taxons dans l'espace et le temps permettant de reconstituer les changements de végétations en partie liées aux variations climatiques. Les Analyses en Composante Principales (ACP) ont été réalisées grâce au logiciel XLSTAT par la méthode de Pearson à partir des taxons polliniques $\geq 5\%$ (pour les sédiments de surfaces, seuls les taxons polliniques représentés par les cartes d'isopollen ont été utilisés pour réaliser l'ACP).

2.4. Estimation et quantification climatique à partir des analyses polliniques : "Modern Analog Technique" (MAT)

La méthode analogues modernes (MAT, Modern Analog Technique) a été initialement développée par Hutson (1980) et par Overpeck *et al.*, (1985), puis a été reprise par Guiot (1990). Cette méthode se base sur les assemblages fossiles complets en termes de diversité et de proportion des taxons. Le principe de cette technique est de calculer la similarité ("distance chord") entre les spectres polliniques modernes et chaque spectre pollinique fossile. Les spectres actuels les plus proches (entre 5 et 10) des spectres fossiles ("distance minimale") représentent les "meilleurs analogues" et sont sélectionnés pour la reconstruction climatique. Les valeurs climatiques de chaque spectre pollinique fossile sont obtenues par la moyenne pondérée des paramètres climatiques associés aux meilleurs analogues sélectionnés (Guiot, 1990). La "distance minimale" est déterminée par l'application de la méthode de Monte Carlo (Guiot, 1990). Seuls les analogues dont la distance est inférieure à la "distance minimale" peuvent être sélectionnés. Les résultats ont une barre d'erreur qui permet de représenter la robustesse de la reconstruction du climat. Cet intervalle de confiance correspond au minimum et au maximum des analogues sélectionnés. Cette méthode nécessite une base de données d'échantillons actuels la plus complète possible avec un maximum de différents types de végétation pour représenter de façon optimale les spectres polliniques subactuels ou fossiles en terme de paramètres climatiques.



CHAPITRE III :

Apports polliniques dans les sédiments marins du large de la Patagonie Chilienne



L'objectif de ce chapitre a été d'étudier le contenu pollinique des échantillons de surfaces à l'intérieur et à l'extérieur des fjords de la Patagonie Chilienne afin de déterminer les apports polliniques et de tester la validité des analyses polliniques dans cette région. Ces analyses polliniques ont porté sur un panel de sédiments de surface issus des carottes océaniques prélevées par le "Marion Dufresne II" lors de la campagne MD/159 "PACHIDERME" (Kissel & The Shipboard Scientific Party, 2007).

La première partie de ce chapitre a fait l'objet d'une publication dans la revue *Marine Geology*, sous le titre : "**Pollen distribution in marine surface sediments from Chilean Patagonia**" (Montade *et al.*, 2011). Cet article a permis d'étudier la distribution des différents taxons polliniques en fonction de la répartition de la végétation actuelle sur le continent. Cette étude a montré que les apports polliniques dans la région étudiée sont principalement contrôlés par les apports fluviaux en milieu océanique alors que dans les fjords, les apports éoliens s'y superposent. Ces mécanismes de transport altèrent peu l'image de la végétation qui est retranscrite par les spectres polliniques. En effet, la distribution pollinique nord-sud en milieu marin reflète bien les changements de végétation correspondants, du nord vers le sud de la Patagonie. Les apports polliniques sont alors considérés comme locaux à régionaux.

Dans une deuxième partie, j'ai ensuite testé la fiabilité de mes analyses polliniques pour reconstruire quantitativement le climat en utilisant la technique des meilleurs analogues (MAT). Malgré des moyennes significativement différentes entre les paramètres climatiques "observées" et "reconstruits", les valeurs de ces paramètres climatiques en fonction de leurs localisations sont relativement bien corrélées compte tenu des différences géographiques entre la base de données polliniques continentales actuelle utilisée dans cette étude (Markgraf *et al.*, 2002) et notre panel de données polliniques marines.

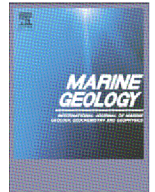
1. Pollen distribution in marine surface sediments from Chilean Patagonia



Contents lists available at [ScienceDirect](http://www.sciencedirect.com)

Marine Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/margeo



Pollen distribution in marine surface sediments from Chilean Patagonia

Vincent Montade^{a,*}, Nathalie Combourieu Nebout^a, Catherine Kissel^a, Sandor Mulsow^b

^a Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), UMR 8212 CNRS/UVSQ/CEA, Orme des Merisiers, point courrier 129, 91191 Gif-sur-Yvette, France

^b Instituto de Geociencias, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Independencia 641, Casilla 567, Valdivia, Chile

ARTICLE INFO

Article history:

Received 11 November 2009
Received in revised form 10 December 2010
Accepted 1 February 2011
Available online 22 March 2011

Communicated by G.J. de Lange

Keywords:

marine palynology
pollen distribution
vegetation
South America
core top

ABSTRACT

Southern South America is the only mid-to high-latitude continental landmass in the southern hemisphere and therefore represents one of the key areas to recover terrestrial records for the study of past and future climate variability at these latitudes. During cruise MD/159 of R/V *Marion Dufresne*, cores were taken off the Chilean coast from 40 to 55°S in the open ocean and the fjords. Pollen spectra of 32 core top samples illustrate the relationships between pollen distribution in the sampled marine sediments and their transport from the vegetation onshore. Pollen concentrations show two distinct gradients: (1) a north to south gradient controlled by latitudinal vegetation changes and by westerly winds, and (2) from the fjords to the open ocean, a gradient clearly controlled by wind, fluvial inputs and pollen diagenesis linked to the distance from the coast and water-depth. The distribution of pollen percentages in these marine surface sediment samples reflects the local vegetation from the nearby continental area. Consequently pollen analyses from older sediments in these marine cores will be reliable tools to reconstruct past vegetational changes.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

In the context of global climate changes, paleoclimate records at different time and spatial scales appear critical to understand climate mechanisms and to constrain models for predicting future climates. Numerous paleoclimatic data have been collected in northern hemisphere while those from southern hemisphere remain too scarce to develop a truly global model for past climates. Southern South America is the only continental landmass that intercepts the entire westerly winds belt, the major atmospheric circulation driver in the southern hemisphere (Garreaud et al., 2009). In particular, models indicate that westerlies affect the Patagonian precipitation pattern and play a major role in carbon cycling of southern ocean by their influence on air–sea gas exchange (Toggweiler et al., 2006). To better constrain these mechanisms, it remains necessary to complete the southern hemisphere paleoclimatic records with a large panel of marine and terrestrial data in mid-to high-southern latitudes. Pollen analyses represent one of the most valuable methods to document past environmental and climatic fluctuations on the continent. In southern Chile, most of them have been performed on lacustrine terrestrial records (e.g. Heusser, 1966; Villagrán, 1980, 1988; Heusser et al., 1981, 1995; Bennett et al., 2000; Moreno et al., 2001; Abarzúa et al., 2004; Haberle and Bennett,

2004; Moreno, 2004). Several paleoclimatic records have been performed on marine cores collected along the coast at mid-latitudes (e.g. Lamy et al., 2002, 2004, 2007; Heusser et al., 2006a, b; Piasias et al., 2006). Understanding and validating the relationship between vegetation and pollen distribution in surface sediments, will enhance the interpretation of past vegetation changes. In southern South America, using terrestrial surface samples, several studies have documented the relationship between pollen assemblages, vegetation and climate parameters (e.g. Heusser, 1989, 1990, 1995, 2003; Prieto, 1996; Mancini, 1998; Haberle and Bennett, 2001; Paez et al., 2001; Markgraf et al., 2002). Here we report on a new dataset obtained for the first time from marine surface sediments between 40 and 55°S. This study demonstrates the close relationship between pollen distribution in marine surface sediment and the vegetation from the nearby continent.

2. Environmental setting

In Chile, Patagonia (Fig. 1) extends from 41°S to the south of Cape Horn (55°S) (Moore, 1983; Heusser, 2003). North of Patagonia, the Andes and the Coastal Range surround the central depression from east to west. Drained by short rivers, the Andes is covered at high altitude by two icecaps, the "Campo de Hielo Patagónico Norte" (47°S) and the "Campo de Hielo Patagónico Sur" (48–51°S). The Andes altitude decreases southward with peaks rarely exceeding 3000 m. They are progressively replaced by plains in south, then, they form archipelagos, from the Cape Horn to the Drake Passage. The Coastal Range does not exceed 1000 m elevation and it is submerged, south of 42°S, forming a continental shelf over

* Corresponding author. Tel.: +33 1 69 82 43 33; fax: +33 1 69 82 35 23.

E-mail addresses: vincent.montade@lsce.ipsl.fr (V. Montade), nathalie.nebout@lsce.ipsl.fr (N.C. Nebout), Catherine.Kissel@lsce.ipsl.fr (C. Kissel), sandormulsow@uach.cl (S. Mulsow).

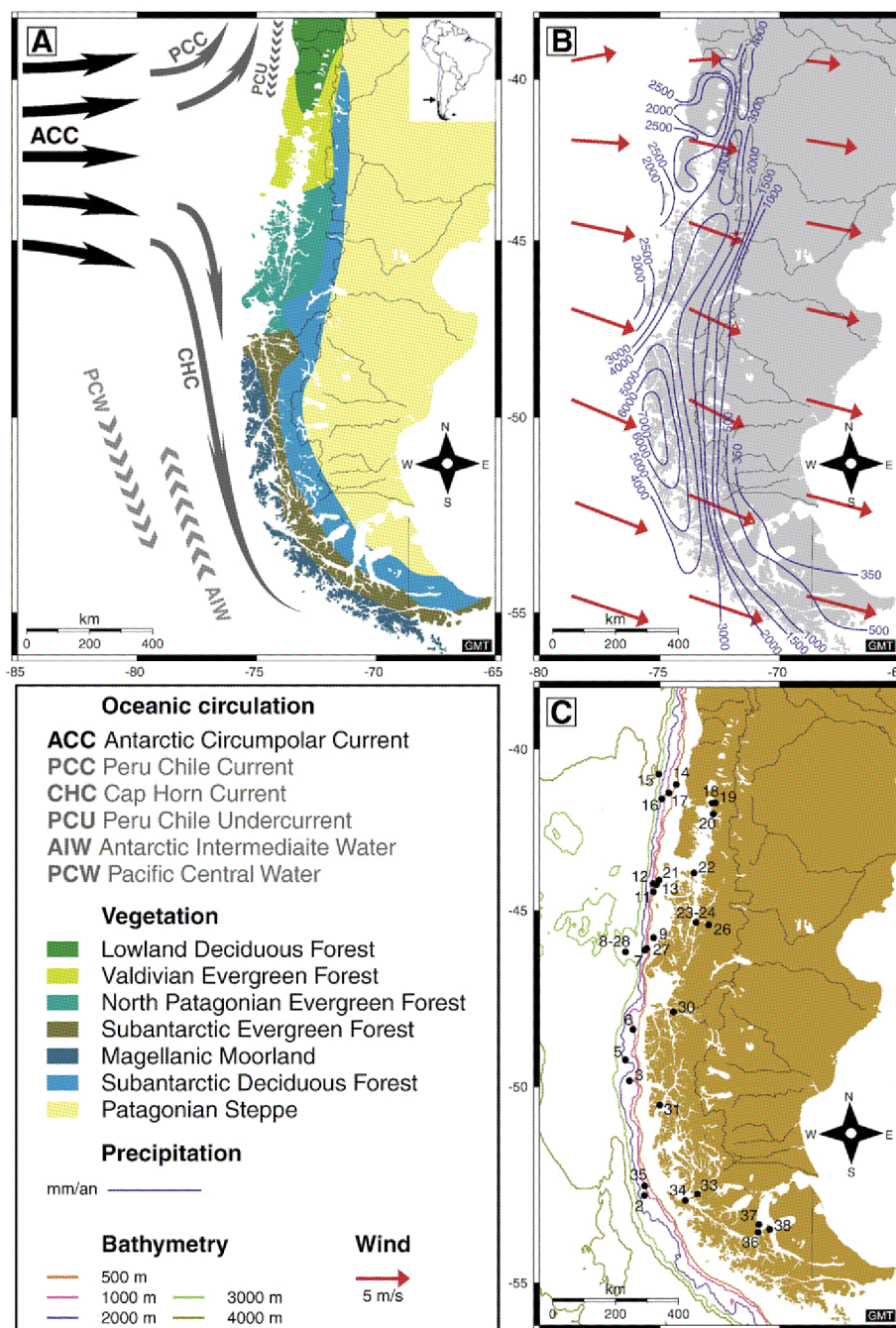


Fig. 1. Location maps (after Generic Mapping Tools): (A) modern vegetation type (after Schmithüsen, 1956) and main oceanic currents (after Strub et al., 1998; Pizarro, 2004; Lamy et al., 2007); (B) annual average of winds (Kalnay et al., 1996) and accumulation of annual precipitation (McCulloch et al., 2000); and (C) bathymetry and core top location (Kissel and The Shipboard Scientific Party, 2007).

several hundred kilometers with numerous islands. The geomorphology of the Chilean coast results in a complex system of fjords, channels and archipelagos that stretch along 1600 km between 42 and 55°S.

2.1. Oceanic circulation

The ocean circulation displays several currents (Fig. 1):

(1) The surface Antarctic Circumpolar Current (ACC) is driven eastward by the westerly winds. This current generates two flows: the northward Peru–Chile Current (PCC) and the southward Cap Horn Current (CHC). The separation occurs around 38°S during austral winter and 45–46°S during austral summer (Strub et al., 1998). (2) A

subsurface poleward flow that lies over the slopes and the continental shelf from central Peru to 42°S, is named the Peru–Chile Undercurrent (PCU) (Pizarro, 2004). (3) Two intermediate currents flow northward, the Antarctic Intermediate Water (AIW) and the Subantarctic Mode Water between ~500 and ~900 m depth. (4) Between 1 and 3 km depth, the Pacific Central Water (PCW) returns southward after going through the north Pacific. Below 3 km depth, another current, the Circumpolar Deepwater flows northward in the eastern Pacific (Tsuchiya and Talley, 1998). (5) The high river discharges at 42, 46 and 50°S (Dávila et al., 2002) linked to glacial fields and high precipitation incorporates fresh waters flowing through the fjords toward the ocean inducing estuarine conditions in fjord systems (Sepúlveda et al., 2009).

2.2. Atmospheric circulation and climate

In southern Chile the climate is windy with a fairly small daily and seasonal temperature cycle. Loaded with moisture, high-velocity westerly winds prevail throughout the year and they bring heavy orographic rainfalls (Schneider et al., 2003). The westerlies' strength is related to the position of the Polar Front, shifting from ~35°S during austral winter to ~45°S during austral summer (Garreaud et al., 2009). In southern Chile four main climatic areas are identified according to temperatures and precipitation (Fig. 1) (data from Dirección Meteorológica de Chile):

(1) Between 37 and 42°S, the climate is temperate and hyper-humid without dry season; annual temperatures reach ~11 °C and annual precipitation exceeds 1500 mm. (2) From 42 to 50°S, the climate is cool-temperate and hyper-humid; annual temperatures reach ~9 °C and annual precipitation can reach over 10000 mm. (3) South of 50°S, the climate is cool and hyper-humid; the annual temperatures decrease to ~4 °C, and annual precipitation remains high near the coast. (4) At the same latitudes (south of 50°S) moving eastward, climate is cool and dry with low annual precipitation rate (~200 mm).

In mountainous areas, the climate changes with altitude due to pressure increase and temperature decrease (around 1 °C every 150 m).

2.3. Vegetation types

Geographic and climatic conditions generate vegetation zones and belts (Fig. 1). Between 40 and 55°S, the vegetation is represented by seven main associations (Schmithüsen, 1956; Villagrán, 1980; Gajardo, 1987; Heusser et al., 1996; Markgraf et al., 2002; Luebert and Plissock, 2004):

(1) The Lowland Deciduous Forest composed of *Nothofagus obliqua*, *Nothofagus alpina*, *Saxegothaea conspicua*, *Podocarpus salignus*, *Aetoxicon punctatum*, *Persea lingue*, (2) the Valdivian Evergreen Forest mainly represented by *Nothofagus dombeyi*, *Eucryphia cordifolia*, *A. punctatum*, *Caldcluvia paniculata*, Myrtaceae, (3) the North Patagonian Evergreen Forest mainly composed of *N. dombeyi*, *Nothofagus nitida*, *Nothofagus betuloides*, *Weinmannia trichosperma*, *Fitzroya cupressoides*, *Pilgerodendron uviferum*, *Podocarpus nubigenus*, (4) the Subantarctic Evergreen Forest dominated by *N. nitida* and *N. betuloides*, (5) the Magellanic Moorland (associated with Subantarctic Evergreen Forest) composed of *Astelia pumila*, *Donatia fascicularis*, Ericaceae, *Sphagnum magellanicum*, (6) the Subantarctic Deciduous Forest mainly represented by *Nothofagus pumilio*, *Nothofagus antarctica*, and (7) the Patagonian Steppe dominated by grasses such as Poaceae and Asteraceae.

In southern Chile (38–44°S), the natural vegetation has been disturbed by human activity (logging, burning, etc.) and introduction of exotic species such as *Pinus radiata* or *Rumex acetosella* (Teillier et al., 2003).

3. Materials and methods

We present here new marine pollen spectra obtained from core top samples (Fig. 1) taken during the "PACHIDERME" MD/159 cruise on board the R/V *Marion Dufresne*, within the framework of the IMAGES program (International Marine Global changes). Different corers, the Calypso piston corer, the gravity corer, the Calypso square-corer (CASQ) and the Haps corer have been used depending on the sites. The piston and gravity corers may damage the top part of the sequence sometimes leading to the loss of the modern sediment. The square-corer and Haps corer penetrate slowly into the sediment and take undisturbed sediment preserving the core tops (Kissel and The Shipboard Scientific Party, 2007.).

All sediments were sieved through a 150 µm mesh screen, after drying, were weighted and volume measured. Pollen content was

then separated from the mineral fraction following a standard chemical protocol (Faegri and Iversen, 1975). Finally, the residues were sieved through a 5 µm mesh screen and mounted on palynological slides with glycerine. Pollen was counted using a light microscope (Olympus BH-2) and several atlases have helped for pollen identification (Heusser, 1971; Markgraf and d'Antoni, 1978; Villagrán, 1980). 110 pollen taxa were identified in the 32 core top samples. 8 samples have too low pollen sums to calculate reliable percentages and into other sites (21 and 33), the percentages remain uncertain due to their pollen sum just around 100 grains (Table 1). The pollen percentages were calculated on a pollen sum excluding spores, exotic pollen and unknown pollen. Exotic pollen percentages were calculated on a pollen sum excluding spores and unknown pollen. Spore percentages were calculated on the total pollen and spores sum excluding unknown pollen and exotic pollen. Prior to chemical treatment, a known amount of *Lycopodium* marker (in calibrated tablet) has been added to each sample in order to estimate the pollen number and calculate their concentrations per cm³. Pollen concentrations (grains/cm³) then correspond to the ratio between the pollen number and the volume of raw sediment (Table 1 and Fig. 2; see calculation formula in Supplementary material). Isopollen contours were drawn on the basis of the plotted values. The contour values have been standardized as much as possible.

4. Results and discussion

4.1. Surface sediment

Depending on the coring methods (see Materials and methods) the preservation of surface sediments can vary. In the northern half of the transect (41–47°S), we observe the presence of the exotic pollen *Pinus radiata* in the core top sediments (Fig. 3A). This tree has been

Table 1

Core top sample names (station and core), corer type, coordinates, water-depths, pollen sums and pollen concentrations ([C], grains/cm³). The samples that are noted with 'b' are barren (no pollen have been found).

Station	Core MD 07	Type	Latitude S	Longitude W	Water depth (m)	Pollen sum	Pollen [C]
2	3079	Calypso	52°49.82'	075°40.82'	1152	b	b
3	3080	Calypso	49°37.40'	076°18.90'	1648	b	b
5ter	3084	Casq	49°10.06'	076°34.03'	1790	2	209
6bis	3086	Casq	48°27.43'	076°16.52'	1163	1	181
7	3088	Calypso	46°04.30'	076°05.98'	1536	204	3197
8	3089	Calypso	46°04.99'	076°05.99'	2524	203	1844
9bis	3090	Casq	45°48.33'	075°25.49'	187	47	1950
11	3091	Casq	44°19.82'	075°22.10'	481	199	772
12	3092	Calypso	44°05.57'	075°21.52'	993	202	2087
13bis	3094	Casq	44°09.03'	075°09.05'	1132	207	2192
14ter	3097	Calypso	41°12.59'	074°24.62'	513	209	2845
15	3098	Calypso	40°55.80'	075°01.82'	3055	203	1286
16	3099	Calypso	41°36.12'	074°57.38'	1609	206	1709
17	3101	Calypso	41°29.76'	074°43.27'	733	186	704
18bis	3103	Haps	41°42.66'	072°46.67'	326	310	36928
19ter	3108	Casq	41°42.00'	072°40.08'	458	303	26068
20	3109	Haps	42°03.65'	072°49.37'	328	298	15214
21	3111	Calypso	44°03.37'	075°07.01'	459	104	703
22	3112	Calypso	43°48.21'	073°38.00'	173	215	1984
23bis	3114	Calypso	45°23.01'	073°28.03'	294	528	11793
24	3115	Calypso	45°23.14'	073°29.59'	319	321	9763
26	3117	Calypso	45°26.12'	072°56.60'	194	305	43599
27	3118	Calypso	46°02.27'	073°36.70'	927	221	513
28	3119	Calypso	46°05.00'	076°06.00'	2523	30	655
30	3120	Casq	47°53.96'	074°29.51'	662	311	6083
31bis	3124	Calypso	50°30.96'	074°58.33'	564	203	3897
33	3126	Casq	52°46.37'	073°24.06'	522	105	822
34	3127	Calypso	52°54.27'	073°55.48'	564	b	b
35	3128	Calypso	52°39.57'	075°33.97'	1032	b	b
36	3129	Calypso	53°45.37'	070°52.61'	499	362	17749
37	3130	Gravity	53°34.27'	070°40.84'	463	310	6683
38	3132	Calypso	53°44.17'	070°19.03'	301	203	4324

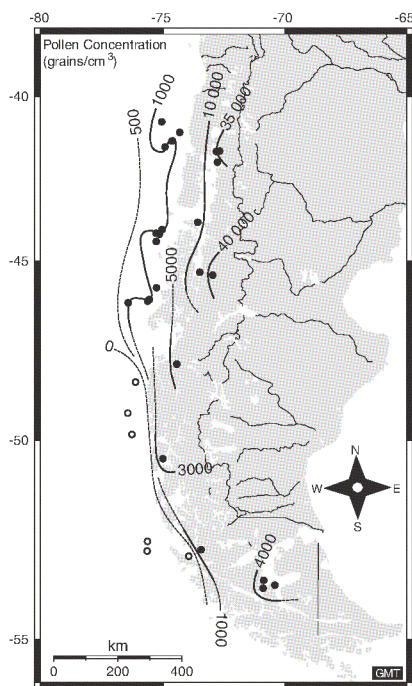


Fig. 2. Isopollen map of pollen concentrations (barren samples are represented with empty circles).

introduced by human being during the last two centuries (Bustamante and Simonetti, 2005). Hence, these core top samples are considered as recent. South of 48°S, *P. radiata* never extensively cultivated (Teillier et al., 2003) misses in the vegetation, and therefore it is absent in the surface samples. At these latitudes, in open ocean, no chronological information is yet available and no pollen has been found whatever the corer used. This might be due to pollen productivity, transport and diagenesis (see next paragraph). In fjords, the high sedimentation rates and the shallow depths favor the suitable preservation of the recent sediments. Pollen contents in core top samples are therefore certainly related to upper Holocene sedimentation and they are consistent in percentage and in concentration in Calypso, gravity and CASQ cores. Supplementary investigations are in progress in order to better constrain the core top samples ages.

4.2. Pollen concentration

The pollen concentration changes are related to pollen transport mechanisms which differ depending on geographic areas. For example, aeolian pollen transport is dominant offshore northwest Africa (Hooghiemstra et al., 1986; Hooghiemstra, 1988) or southeastern Indonesian (van der Kaars, 2001) while fluvial transport of pollen prevails in northeastern Pacific Ocean and in northwestern Atlantic Ocean (Heusser and Balsam, 1977; Heusser, 1988; Pisias et al., 2001).

In southern Chile, marine pollen concentrations decrease along two distinct gradients (1) from north to south and (2) from the fjords to the open ocean (Fig. 2 and Table 1). In the northern fjords (41–46°S), the pollen concentrations exceed 10000 grains/cm³ sometimes reaching up to ~40 000 grains/cm³. South of 46°S in fjords, the pollen concentrations remain lower than 10000 grains/cm³ except for station 36 (53°S) in the Strait of Magellan. In open ocean, pollen concentrations fluctuate around 1000 grains/cm³ and south of 46°S, the samples are barren. At 41°S, the pollen concentrations are consistent with the values recorded by Heusser et al. (2006b) in ODP 1233 core. The spore concentrations show a similar pattern with generally lower values (see Supplementary material). Productivity, transport, and diagenesis of pollen are keys to understand what controls these two gradients.

4.2.1. Productivity

The pollen productivity varies from north to south. In fact, north of 48°S, the vegetation is a closed evergreen forest species-rich that differs from the open herbaceous/forest vegetation developed south of 48°S. These vegetation changes result in a southward decrease of diversity and productivity and can explain the decrease in pollen concentrations south of 48°S in the fjords as well as in open ocean.

4.2.2. Transport

The pollen is transported by wind and rivers towards the ocean according to its weight and aerodynamic characters.

In Chile, strong westerlies blow throughout the year with increasing intensity between 48 and 50°S (Strub et al., 1998). In fjords, they carry the pollen from the surrounding lands and the numerous west islands. In contrast, in open ocean, aeolian sediment input (including pollen) to the continental margin is minimized due to the year-round onshore winds strength (Lamy et al., 2001). Westerlies limit then the pollen dissemination and inputs reducing their concentrations offshore. This process is emphasized south of 48°S where the westerlies' speed is highest. The slight increase of pollen concentration observed in the Strait of Magellan (53–54°S) might be due to easterly winds intensification at these latitudes (Schneider et al., 2003) that would bring supplementary pollen inputs from eastern lands.

In southern Chile, the high precipitation rates induce high continental runoff and high fluvial discharges (Rebolledo et al., 2008; Sepúlveda et al., 2009). Various small rivers drain the Chilean coast and large rivers flow from the Andes to the ocean (Lamy et al., 2001). With a mountainous topography, these rivers are generally short and they restrict the sediment provenance from the surrounding lands. In marine environments, pollen is preferentially deposited with finer particles in the terrigenous sediment fraction (Muller, 1959). In the fjords, fluvial pollen inputs represent an additional contribution to aeolian pollen inputs. Offshore, due to the year-round onshore winds strength, like other fine grained terrigenous components, pollen derives primarily from the rivers' inputs (Heusser et al., 2006b). Such a scheme could be generalized to all the continental margin sites collected at about 1000 m depth that are influenced by strong westerlies and important fluvial inputs. For the three deep cores (Table 1) collected at ~3000 m depth, it remains uneasy to generalize this process without studying other deep ocean sites.

Moreover, with high marine productivity in southeastern Pacific (Pizarro et al., 2005; Rebolledo et al., 2008) the pollen is quickly aggregated with filamentous algae or fecal pellets which accelerate the pollen sinking in the water column down to the sea floor (Honjo, 1976; Dupont, 1999; Hooghiemstra et al., 2006). This process reduces the pollen drifting in ocean and explains the decrease in pollen concentrations linked to water-depth and increasing distance from the coast. Such a scheme has been shown off northwest African coast (Hooghiemstra, 1988) and off northern Californian coast (Heusser, 1988).

4.2.3. Diagenesis

Near the coast, the sediment is rich in organic matter and consequently rich in pollen. Sedimentary organic content and sedimentation rates decrease across continental margins (Hedges et al., 1999). Organic matter (including pollen and spores) in marine sediments can be rapidly oxidized if exposed to molecular oxygen (Prah et al., 1989). The oxic degradation of pollen increases with water-depth (Keil et al., 1994) and progressively offshore (Hedges et al., 1999). Therefore, this process can also explain the pollen concentration decrease offshore and reduces the pollen drifting in ocean.

In summary, given all these factors affecting the pollen distribution in sediments, the two concentration gradients observed in this region most probably result from the combination of pollen productivity, transport and diagenesis. (1) The north–south gradient

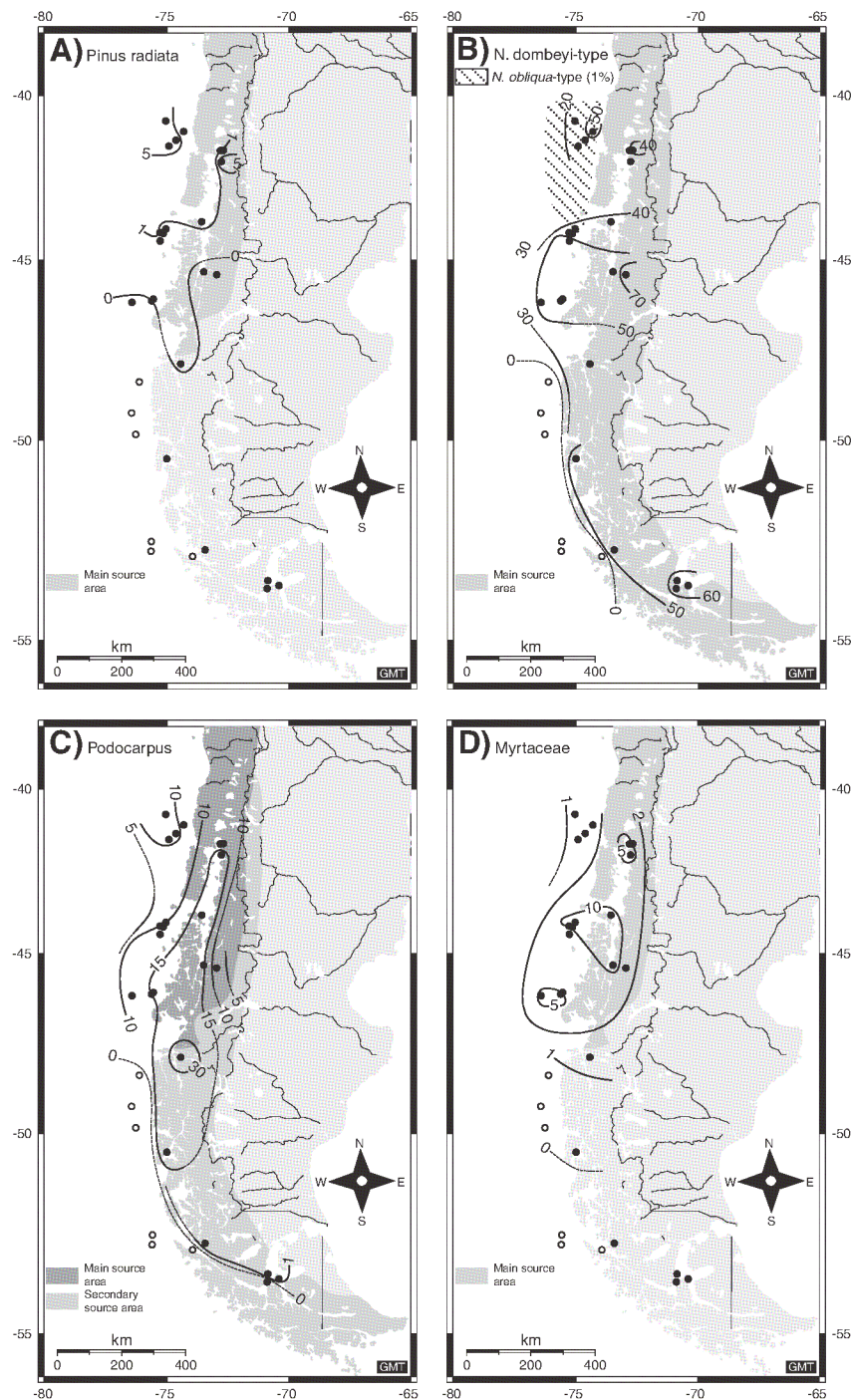


Fig. 3. Isopollen maps of percentages of *Pinus radiata* (A), *Nothofagus dombeyi*-type, *Nothofagus obliqua*-type (B), *Podocarpus* (C), and Myrtaceae (D) (barren samples are represented with empty circles).

is significantly controlled by the latitudinal vegetation changes and the enhanced westerlies south of 48°S and, (2) the fjord–open ocean gradient is mainly controlled by the westerly winds, fluvial inputs and pollen diagenesis linked to distance from the coast and water-depth.

4.3. Pollen and spores distribution

Isopollen maps of the main taxa with their present-day geographical spreading are illustrated in Figs. 3 and 4 and will be discussed below. Maps of the other taxa that show similar distribution pattern are available in [Supplementary material](#) from Elsevier website.

4.3.1. Large distribution taxa

In southern Chile, *Nothofagus* includes two different pollen-types: *Nothofagus dombeyi*-type and *Nothofagus obliqua*-type.

Nothofagus obliqua-type gathers two tree species, *Nothofagus alpina* and *N. obliqua*, that grow in the northern Chilean Patagonia. This pollen-type (Fig. 3B) is only present offshore north of the Chonos Archipelago (41–44°S) with low values (~1%). Today, these trees are abundant in the Lowland Deciduous Forest, and *N. obliqua* grows occasionally in the Valdivian Evergreen Forest presents in the north of the studied area. The pollen distribution observed in marine surface sediments is consistent with the tree distribution in the natural vegetation.

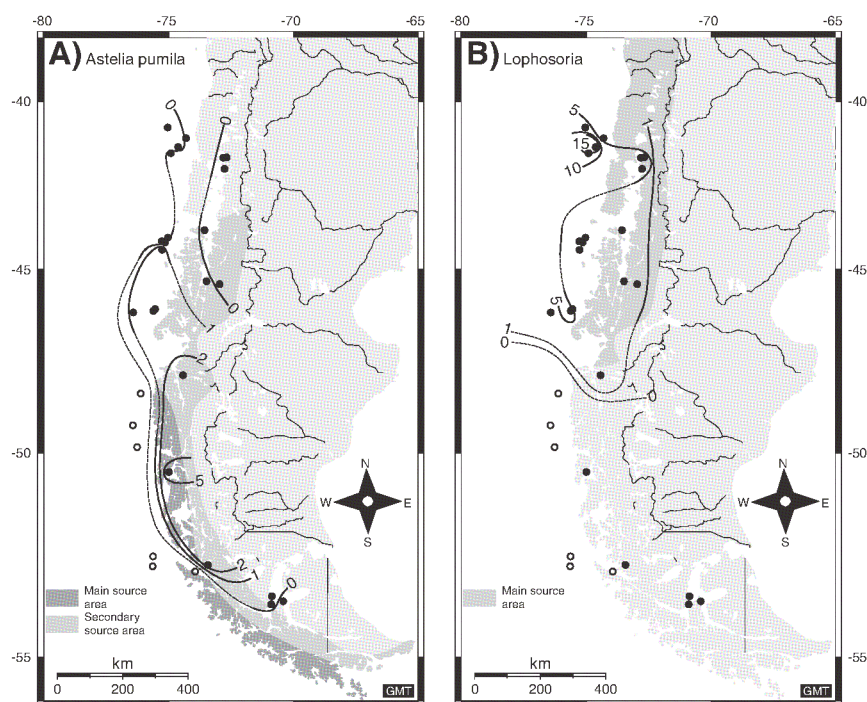


Fig. 4. Isopollen maps of percentages of *Astelia pumila* (A) and *Lophosoria* (B) (barren samples are represented with empty circles).

Nothofagus dombeyi-type includes five tree species (*N. dombeyi*, *Nothofagus nitida*, *Nothofagus betuloides*, *Nothofagus pumilio* and *Nothofagus antarctica*) with different distributions in southern Chile. Often exceeding 40%, *N. dombeyi*-type is found everywhere except between 47 and 54°S in open ocean (Fig. 3B). It shows its maxima percentages in two areas: (1) in the Strait of Magellan (stations 36, 37 and 38; ~54°S) where the Subantarctic Deciduous Forest composed by *N. antarctica* and *N. pumilio* is dominant; (2) in the Aysén Fjord (station 26; 45°S) where a diverse and dense forest, well represented by *Nothofagus* trees is present (Luebert and Pliscoff, 2004). These high percentages reflect the *N. dombeyi*-type dominance in the southern Chilean vegetation. However, these trees have a long distance pollen transport via air currents and an abundant pollen production that both tend to increase their already high pollen percentages (Heusser, 2003).

Several other taxa such as Poaceae, Asteraceae, Cyperaceae, *Drymis*, *Gunnera* and *Misodendrum* (see Supplementary material) are found everywhere in the marine core tops with similar pattern to *Nothofagus dombeyi*-type although in lower percentages. Poaceae, Asteraceae and Cyperaceae correspond to numerous species from southern Chile present everywhere. *Drymis* and *Gunnera* pollen relate to plant species with a wide ecological range (Marchant et al., 2002) in southern Chile. *Misodendrum* is a parasite of *Nothofagus* trees, which explains their similar distribution and their highest percentages at the same locations. Consequently, *Misodendrum* pollen can be considered as indicative of the *Nothofagus*-dominated forest in marine core top samples as this has been already shown in terrestrial sediments (Villagrán and Varela, 1990).

4.3.2. *Podocarpus*

Podocarpus pollen gathers two species: *Podocarpus salignus* (35–43°S) and *Podocarpus nubigenus* (39–51°S). Its percentages (Fig. 3C) fluctuate between 10 and 15% from the northern samples (41°S) to Canal Concepción (50°S) and exceed 30% in the Seno Baker Fjord (48°S). *Podocarpus* percentages decrease offshore and to the east of Aysén Fjord (45°S). And, they remain high as far south as 50°S at two stations (30 and 31; 48–50°S). These high percentages in south can have different origins: (1) *Podocarpus* pollen is a bisaccate grain and

its morphology is similar to *Pinus* pollen hydrodynamically efficient as was described by Heusser and Balsam (1977). These values might be linked to the efficient fluvial and marine transport. However, no rivers from north have a direct influence at these sites and in fjords, the influence of long distance pollen transport via oceanic currents is limited; (2) very locally, *Podocarpus* trees might be abundant in the vegetation close to the sites; and (3) like most conifers, *Podocarpus* trees have high pollen productivity. In vegetation with high biodiversity such as the Valdivian Evergreen Forest, the high *Podocarpus* pollen productivity does not have much influence on other taxa percentages. However, in open vegetation with low biodiversity such as Magellanic Moorland, *Podocarpus* percentages could be overrepresented.

4.3.3. Northern distribution taxa

Several pollen taxa are commonly present only on the northern half of the transect (41–47°S) consistently with the natural vegetation such as Myrtaceae (Fig. 3D), *Pseudopanax*, *Weinmannia* and *Lomatia/Gevuina*-type (see Supplementary material). The most frequent, Myrtaceae, includes 14 species developed between 40 and 48°S, among which only 2 grow south of 48°S (Zhou and Heusser, 1996). Their percentages (Fig. 3) fluctuate generally between 1 and 5% in the northern half of the transect (41–47°S) and exceed 10% near the Chonos Archipelago (44°S) and Aysén Fjord (45°S). Heusser (2003) has been already shown a similar pattern in terrestrial samples with an abrupt decrease in Myrtaceae pollen percentages south of ~48°S. Therefore, Myrtaceae pollen distribution in core tops is correlated to the disappearance of Myrtaceae species southward.

4.3.4. Southern distribution taxa

The pollen percentages of *Astelia pumila* (Fig. 4A), Cupressaceae and Ericales (see Supplementary material) increase southwards. *A. pumila* percentages rise gradually southward and exceed 5% near Canal Concepción (50°S), then decrease at the Strait of Magellan (53–54°S). *A. pumila* is an herbaceous representative from the Magellanic Moorland (Moore, 1983) and pollen percentages recorded in the marine surface sediment perfectly draw the Magellanic Moorland distribution on the southern Chilean coast.

4.3.5. Ferns

The ferns are well represented in the Chilean vegetation. The spore percentages in marine sediments are significant and increase offshore (see [Supplementary material](#)). This is due to their efficient hydrodynamic transport, as already demonstrated by [Heusser and Balsam \(1977\)](#) in northeast Pacific Ocean. Only *Lycopodium* (see [Supplementary material](#)) is found almost everywhere due to its wide distribution in the natural vegetation ([Heusser, 1971](#)). *Lophosoria quadripinnata* ([Fig. 4B](#)), *Polypodium* and *Cystopteris* (see [Supplementary material](#)) are only found in the northern half of the transect (41–47°S). *L. quadripinnata*, (41–47°S) increases offshore from 1 to 15% ([Fig. 4B](#)). Such distribution is linked to the *L. quadripinnata* expansion in the vegetation which does not grow south of 49°S ([Heusser, 1971](#)).

5. Conclusion

For the first time, the relationship between pollen/spore distribution in marine surface sediments and natural vegetation has been studied off southern Chilean coast (40–55°S), showing a good correlation.

- (1) In marine sediments, pollen concentrations show two distinct gradients that are related to the combination of pollen productivity, transport and diagenesis. The north–south gradient is mainly due to the latitudinal vegetation changes and the westerlies southward increase that limits the pollen dissemination in open ocean. The fjord–open ocean gradient is mainly due to the westerly winds, fluvial inputs and pollen diagenesis linked to the distance from the coast and water–depth.
- (2) The distribution of pollen percentages in marine surface sediment samples reflects the local vegetation from nearby continental area.

This study on marine surface samples in southern Chile demonstrates that in this very critical region for climate reconstruction, pollen analyses from marine cores will be reliable tools to reconstruct past vegetational changes.

Supplementary materials related to this article can be found online at [doi:10.1016/j.margeo.2011.02.001](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.02.001).

Acknowledgements

This research was supported by Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCÉ), Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Commissariat à l'Energie Atomique (CEA), Université Versailles St Quentin (UVSQ) and Université Paris Sud 11. We would like to thank Institut Polaire Français Paul Emile Victor (IPEV) and the shipboard scientific party for the MD159/PACHIDERME Cruise to collect the core material and data on board of the French vessel "Marion Dufresne". We thank J.P. Cazet for technical support. [Fig. 1](#) has been drawn with the help of M. Khodri and C. Dumas. H. Hooghiemstra, F. Vimeux, S. Ivory and E. Michel are also acknowledged for their helpful comments on the manuscript. We are also grateful for the comments from two anonymous referees and the editor in improving this paper.

References

Abarzúa, A.M., Villagrán, C., Moreno, P.I., 2004. Deglacial and postglacial climate history in east-central Isla Grande de Chiloé, southern Chile (43°S). *Quaternary Research* 62 (1), 49–59.

Bennett, K.D., Haberle, S.G., Lumley, S.H., 2000. The Last Glacial–Holocene Transition in Southern Chile. *Science* 290, 325–328.

Bustamante, R.O., Simonetti, J.A., 2005. Is *Pinus radiata* invading the native vegetation in central Chile? Demographic responses in a fragmented forest. *Biological Invasions* 7 (2), 243–249.

Dávila, P.M., Figueroa, D., Müller, E., 2002. Freshwater input into the coastal ocean and its relation with the salinity distribution off austral Chile (35–55°S). *Continental Shelf Research* 22 (3), 521–534.

Dupont, L.M., 1999. Pollen and spores in marine sediments from the east Atlantic: a view from the ocean into the African continent. In: Fischer, G., Wefer, G. (Eds.), *Use of Proxies in Palaeoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer, Berlin, pp. 523–546.

Fægri, K., Iversen, J., 1975. *Textbook of Pollen Analysis*. John Wiley & Sons, London.

Gajardo, R., 1987. La Végétation naturelle du Chili: proposition d'un système de classification et représentation de la distribution géographique. Unpublished Phd Thesis, Faculté des sciences et techniques de St Jérôme, Aix Marseille.

Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281 (3–4), 180–195.

Haberle, S.G., Bennett, K.D., 2001. Modern pollen rain and lake mud–water interface geochemistry along environmental gradients in southern Chile. *Review of Palaeobotany and Palynology* 117 (1–3), 93–107.

Haberle, S.G., Bennett, K.D., 2004. Postglacial formation and dynamics of North Patagonian Rainforest in the Chonos Archipelago, Southern Chile. *Quaternary Science Reviews* 23, 2433–2452.

Hedges, J.L., Hu, F.S., Devol, A.H., Hartnett, H.E., Tsamakis, E., Keil, R.G., 1999. Sedimentary organic matter preservation: a test for selective degradation under oxic conditions. *American Journal of Science* 299 (7–9), 529–555.

Heusser, C.J., 1966. Late-Pleistocene Pollen Diagrams from the Province of Llanquihue, Southern Chile. *Proceedings of the American Philosophy Society* 110 (4), 269–305.

Heusser, C.J., 1971. *Pollen and Spores of Chile*. The University of Arizona Press, Tucson.

Heusser, L.E., 1988. Pollen distribution in marine sediments on the continental margin off northern California. *Marine Geology* 80 (1–2), 131–147.

Heusser, C.J., 1989. Late Quaternary vegetation and climate of southern Tierra del Fuego. *Quaternary Research* 31 (3), 396–406.

Heusser, C.J., 1990. Ice age vegetation and climate of subtropical Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80 (2), 107–127.

Heusser, C.J., 1995. Three late quaternary pollen diagrams from southern Patagonia and their palaeoecological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 118, 1–24.

Heusser, C.J., 2003. *Ice Age Southern Andes – A Chronicle of Paleocological Events*. Elsevier, Amsterdam.

Heusser, L.E., Balsam, W.L., 1977. Pollen distribution in the northeast Pacific Ocean. *Quaternary Research* 7 (1), 45–62.

Heusser, C.J., Streeter, S.S., Stuiver, M., 1981. Temperature and precipitation record in southern Chile extended to 43 000 yr ago. *Nature* 294 (5836), 65–67.

Heusser, C.J., Denton, G.H., Hauser, A., Andersen, B.G., Lowell, T.V., 1995. Quaternary pollen records from the Archipiélago de Chiloé in the context of glaciation and climate. *Revista Geologica de Chile* 22, 25–46.

Heusser, C.J., Lowell, T.V., Heusser, L.E., Hauser, A., Andersen, B.G., Denton, G.H., 1996. Full-glacial–late-glacial palaeoclimate of the southern Andes: evidence from the pollen, beetle and glacial records. *Journal of Quaternary Science* 11 (3), 173–184.

Heusser, L.E., Heusser, C.J., Mix, A., McManus, J., 2006a. Chilean and Southeast Pacific paleoclimate variations during the last glacial cycle: directly correlated pollen and $\delta^{18}\text{O}$ records from ODP Site 1234. *Quaternary Science Reviews* 25 (23–24), 3404–3415.

Heusser, L.E., Heusser, C.J., Pias, N., 2006b. Vegetation and climate dynamics of southern Chile during the past 50 000 years: results of ODP Site 1233 pollen analysis. *Quaternary Science Reviews* 25 (5–6), 474–485.

Honjo, S., 1976. Coccoliths: production, transportation and sedimentation. *Marine Micropaleontology* 1, 65–79.

Hooghiemstra, H., 1988. Palynological records from northwest African marine sediments: a general outline of the interpretation of the pollen signal. *Philosophical Transactions of the Royal Society B* 318, 431–449.

Hooghiemstra, H., Agwu, C.O.C., Beug, H.J., 1986. Pollen and spore distribution in recent marine sediments: a record of NW-African seasonal wind patterns and vegetation belts. *Meteor Forschungs Ergebnisse* 40, 87–135.

Hooghiemstra, H., Lézine, A., Leroy, S.A.G., Dupont, L., Marret, F., 2006. Late Quaternary palynology in marine sediments: a synthesis of the understanding of pollen distribution patterns in the NW African setting. *Quaternary International* 148, 29–44.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77 (3), 437–471.

Keil, R.G., Hu, F.S., Tsamakis, E.C., Hedges, J.L., 1994. Pollen in marine sediments as an indicator of oxidation of organic matter. *Nature* 369 (6482), 639–641.

Kissel, C., The Shipboard Scientific Party, 2007. MD159-PACHIDERME-IMAGES XV. Cruise report, Les rapports de campagne à la mer, Réf. OCE/2007/01, Institut Paul-Emile Victor.

Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U., Wefer, G., 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185 (3–4), 369–382.

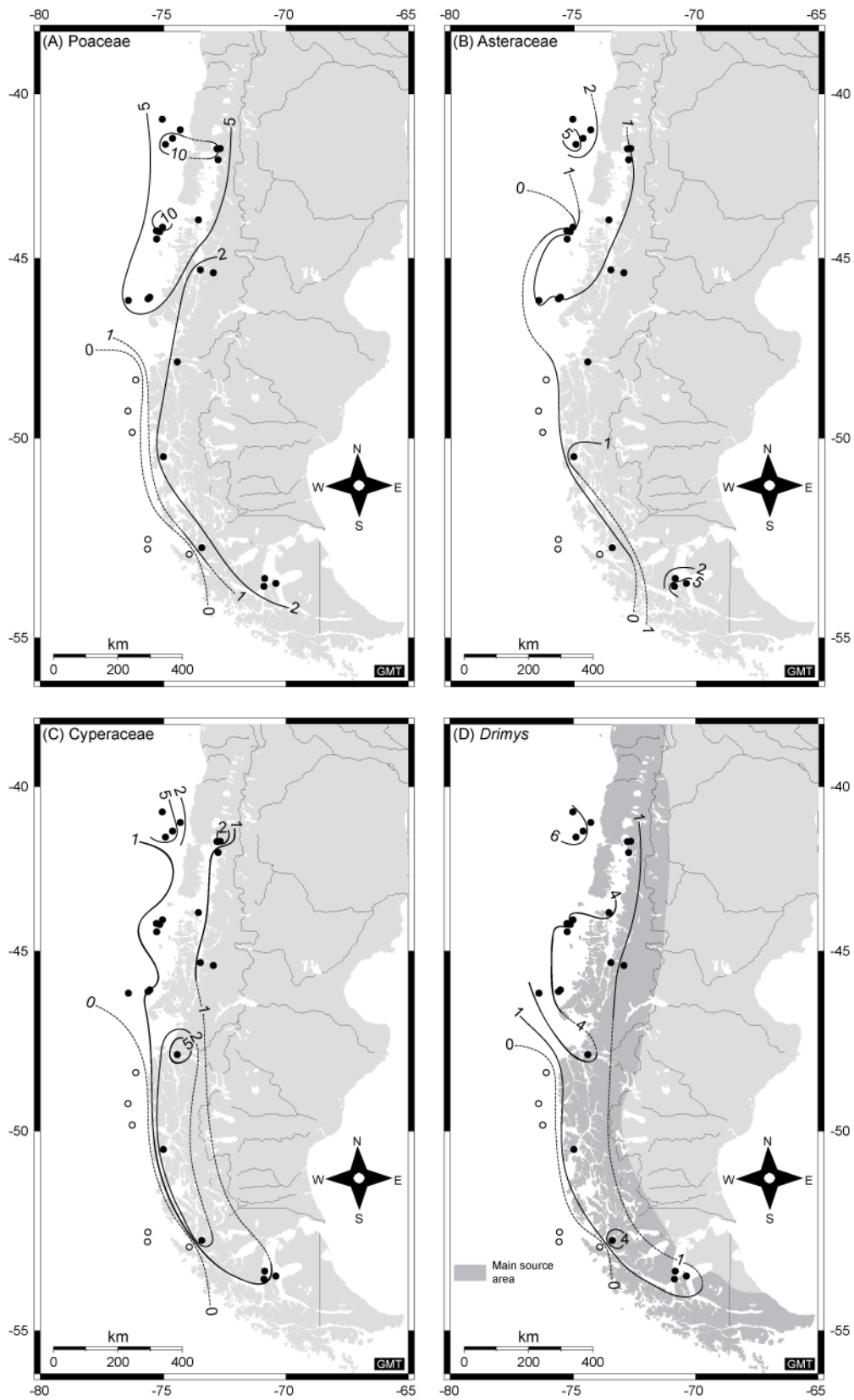
Lamy, F., Rühlemann, C., Hebbeln, D., Wefer, G., 2002. High- and low-latitude climate control on the position of the southern Peru–Chile Current during the Holocene. *Palaeogeography* 17 (2), 1028 [doi:10.1029/2001PA000727](https://doi.org/10.1029/2001PA000727).

Lamy, F., Kaiser, J., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H.W., Stoner, J., 2004. Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian ice sheet response. *Science* 304 (5679), 1959–1962.

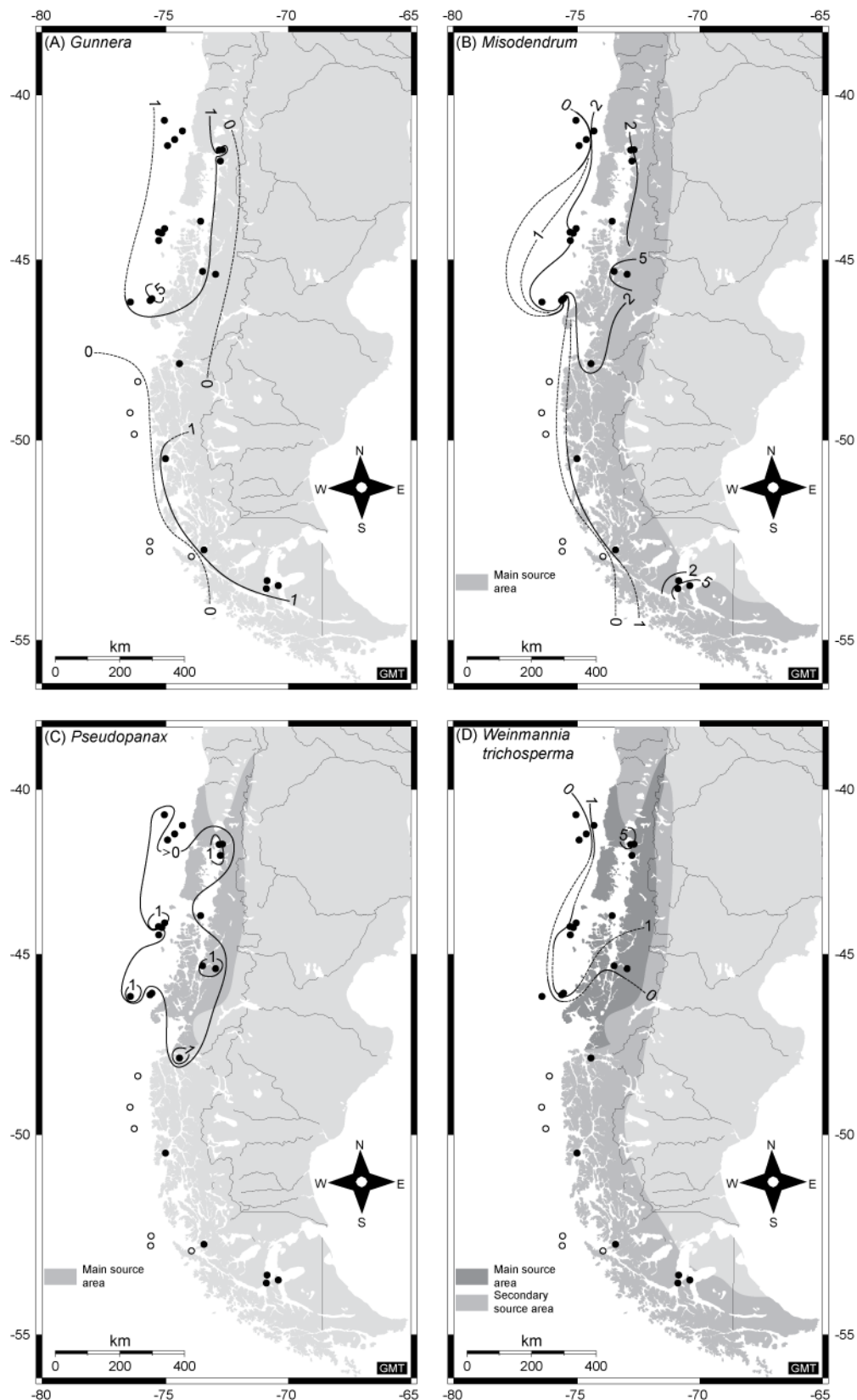
Lamy, F., Kaiser, J., Arz, H.W., Hebbeln, D., Ninnemann, U., Timm, O., Timmermann, A., Toggweiler, J.R., 2007. Modulation of the bipolar seesaw in the Southeast Pacific during Termination 1. *Earth and Planetary Science Letters* 259 (3–4), 400–413.

- Luebert, F., Plissock, P., 2004. Clasificación de pisos de vegetación y análisis de representatividad ecológica de áreas propuestas para la protección en la ecorregión valdiviana. Serie de publicaciones WWF Chile Programa Ecorregión, Valdivia. .
- Mancini, M.V., 1998. Vegetational changes during the Holocene in Extra-Andean Patagonia, Santa Cruz Province, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 138 (1–4), 207–219.
- Marchant, R., Almeida, L., Behling, H., Berrio, J.C., Bush, M., Cleef, A., Duivenvoorden, J., Kappelle, M., De Oliveira, P., Teixeira de Oliveira-Filho, A., Lozano-Garcia, S., Hooghiemstra, H., Ledru, M., Ludlow-Wiechers, B., Markgraf, V., Mancini, V., Paez, M., Prieto, A., Rangel, O., Salgado-Labouriau, M.L., 2002. Distribution and ecology of parent taxa of pollen lodged within the Latin American Pollen Database. *Review of Palaeobotany and Palynology* 121 (1), 1–75.
- Markgraf, V., d'Antoni, H.L., 1978. Pollen Flora of Argentina. The University of Arizona Press, Tucson.
- Markgraf, V., Webb, R.S., Anderson, K.H., Anderson, L., 2002. Modern pollen/climate calibration for southern South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 181 (4), 375–397.
- McCulloch, R.D., Bentley, M.J., Purves, R.S., Hulton, N.R.J., Sugden, D.E., Clapperton, C.M., 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science* 15, 409–417.
- Moore, D.M., 1983. Flora of Tierra del Fuego. Anthony Nelson, Shropshire.
- Moreno, P.I., 2004. Millennial-scale climate variability in northwest Patagonia over the last 15 000 yr. *Journal of Quaternary Science* 19, 35–47.
- Moreno, P.I., Jacobson, G.L., Lowell, T.V., Denton, G.H., 2001. Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile. *Nature* 409 (6822), 804–808.
- Muller, J., 1959. Palynology of Recent Orinoco delta and shelf sediments; reports of the Orinoco shelf expedition, volume 5. *Micropaleontology* 5 (1), 1–32.
- Paez, M.M., Schabitz, F., Stutz, S., 2001. Modern pollen-vegetation and isopoll maps in southern Argentina. *Journal of Biogeography* 28, 997–1021.
- Pisias, N.G., Mix, A.C., Heusser, L., 2001. Millennial scale climate variability of the northeast Pacific Ocean and northwest North America based on radiolaria and pollen. *Quaternary Science Reviews* 20, 1561–1567.
- Pisias, N., Heusser, L.E., Heusser, C.J., Hostetler, S.W., Mix, A.C., Weber, M., 2006. Radiolaria and pollen records from 0 to 50 ka at ODP Site 1233: continental and marine climate records from the Southeast Pacific. *Quaternary Science Reviews* 25, 455–473.
- Pizarro, G., Astoreca, R., Montecinos, V., Paredes, M.A., Alarcón, G., Uribe, P., Guzmán, L., 2005. Patrones espaciales de la abundancia de la clorofila, su relación con la productividad primaria y la estructura de tamaños del fitoplancton en Julio y Noviembre de 2001 en la región de Aysén (43°–46° S). *Ciencia y Tecnología Marina* 28, 27–42.
- Pizzaro, O., 2004. Editorial : Observing the Peru–Chile Current System. <http://copas.udec.cl/eng/outreach/newsletters/>.
- Prahl, F.G., de Lange, G.J., Lyle, M., Sparrow, M.A., 1989. Post-depositional stability of long-chain alkenones under contrasting redox conditions. *Nature* 341 (6241), 434–437.
- Prieto, A.R., 1996. Late Quaternary vegetational and climatic changes in the Pampa grassland of Argentina. *Quaternary Research* 45 (1), 73–88.
- Rebolledo, L., Sepúlveda, J., Lange, C.B., Pantoja, S., Bertrand, S., Hughen, K., Figueroa, D., 2008. Late Holocene marine productivity changes in Northern Patagonia–Chile inferred from a multi-proxy analysis of Jacaf channel sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 80 (3), 314–322.
- Schmithüsen, J., 1956. Die räumliche Ordnung der chilenischen Vegetation. *Bonner Geographische Abhandlungen*, Bonn.
- Schneider, C., Glaser, M., Kilian, R., Santana, A., Butorovic, N., Casassa, G., 2003. Weather observations across the Southern Andes at 53°S. *Physical Geography* 24 (2), 97–119.
- Sepúlveda, J., Pantoja, S., Hughen, K.A., Bertrand, S., Figueroa, D., León, T., Drenzek, N.J., Lange, C.B., 2009. Late Holocene sea-surface temperature and precipitation variability in northern Patagonia, Chile (Jacaf Fjord, 44°S). *Quaternary Research* 72 (3), 400–409.
- Strub, P.T., Mesias, J.M., Montecio, V., Ruttlant, J., Salinas, S., 1998. Coastal ocean circulation off western South America. In: Robinson, A.R., Brink, K.H. (Eds.), *The Sea*, Vol. 11. John Wiley & Sons, New York, pp. 273–315.
- Teillier, S., Rodríguez, R., Serra, M.T., 2003. Lista preliminar de plantas leñosas, alóctonas, asilvestradas en Chile Continental. *Chloris: Revista chilena de flora y vegetación*, 6 (2). <http://www.chlorischile.cl>.
- Toggweiler, J.R., Russell, J.L., and Carson, S.R., 2006. *Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages*. *Paleoceanography*, v. 21, PA2005, doi:10.1029/2005PA001154.
- Tsuchiya, M., Talley, L.D., 1998. A Pacific hydrographic section at 88°W: water-property distribution. *Journal of Geophysical Research* 103, 899–918.
- van der Kaars, S., 2001. Pollen distribution in marine sediments from the south-eastern Indonesian waters. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 171 (3–4), 341–361.
- Villagrán, C., 1980. Vegetationsgeschichtliche und pflanzensoziologische Untersuchungen im Vicente Perez Rosales Nationalpark Chile. *Dissertationes Botanicae* 54, 1–165.
- Villagrán, C., 1988. Late quaternary vegetation of southern Isla Grande de Chiloé, Chile. *Quaternary Research* 29 (3), 294–306.
- Villagrán, C., Varela, J., 1990. Palynological evidence for increased aridity on the central Chilean coast during the Holocene. *Quaternary Research* 34, 198–207.
- Zhou, M., Heusser, C.J., 1996. Late-glacial palynology of the Myrtaceae of southern Chile. *Review of Palaeobotany and Palynology* 91 (1–4), 283–315.

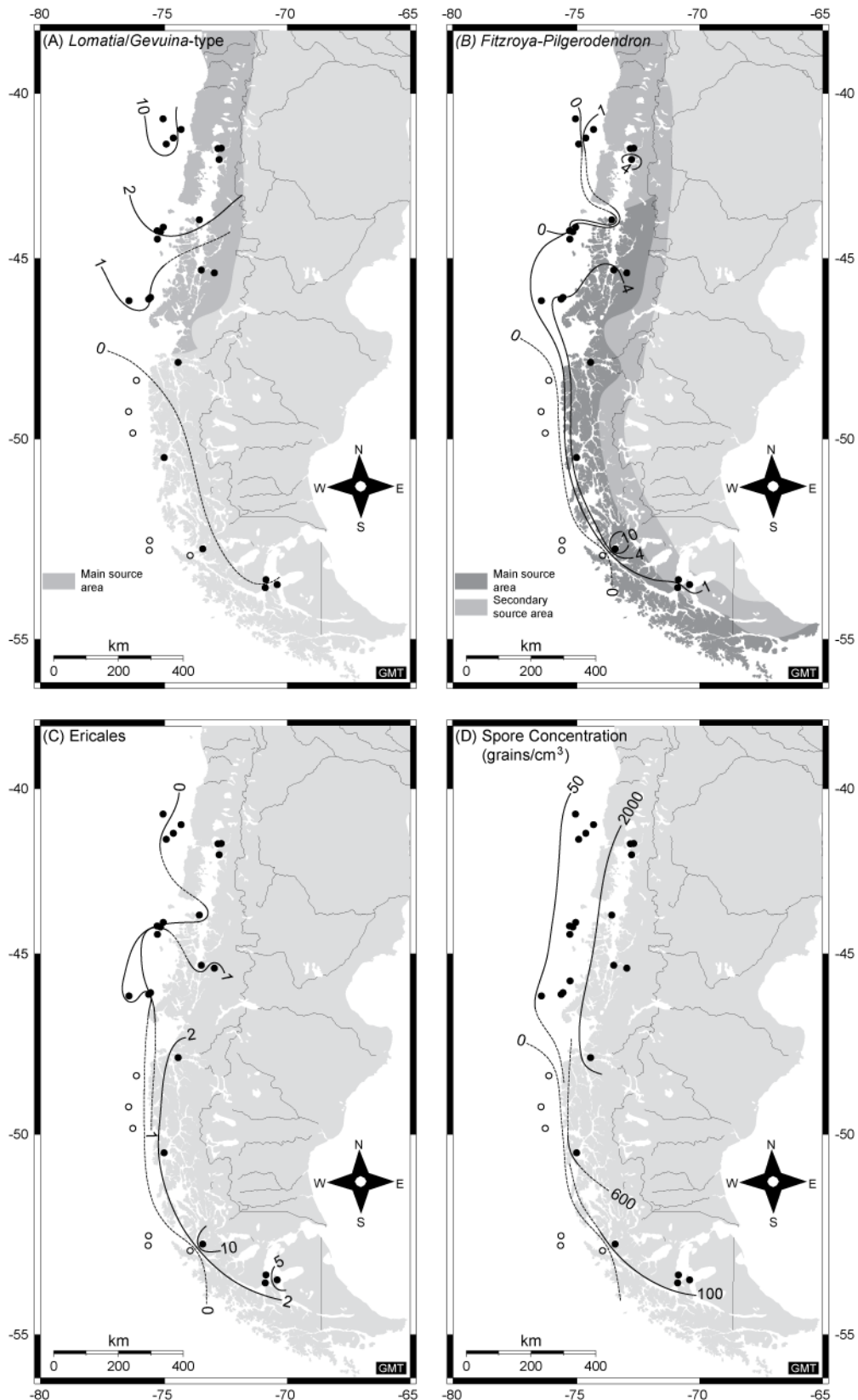
Supplementary material:



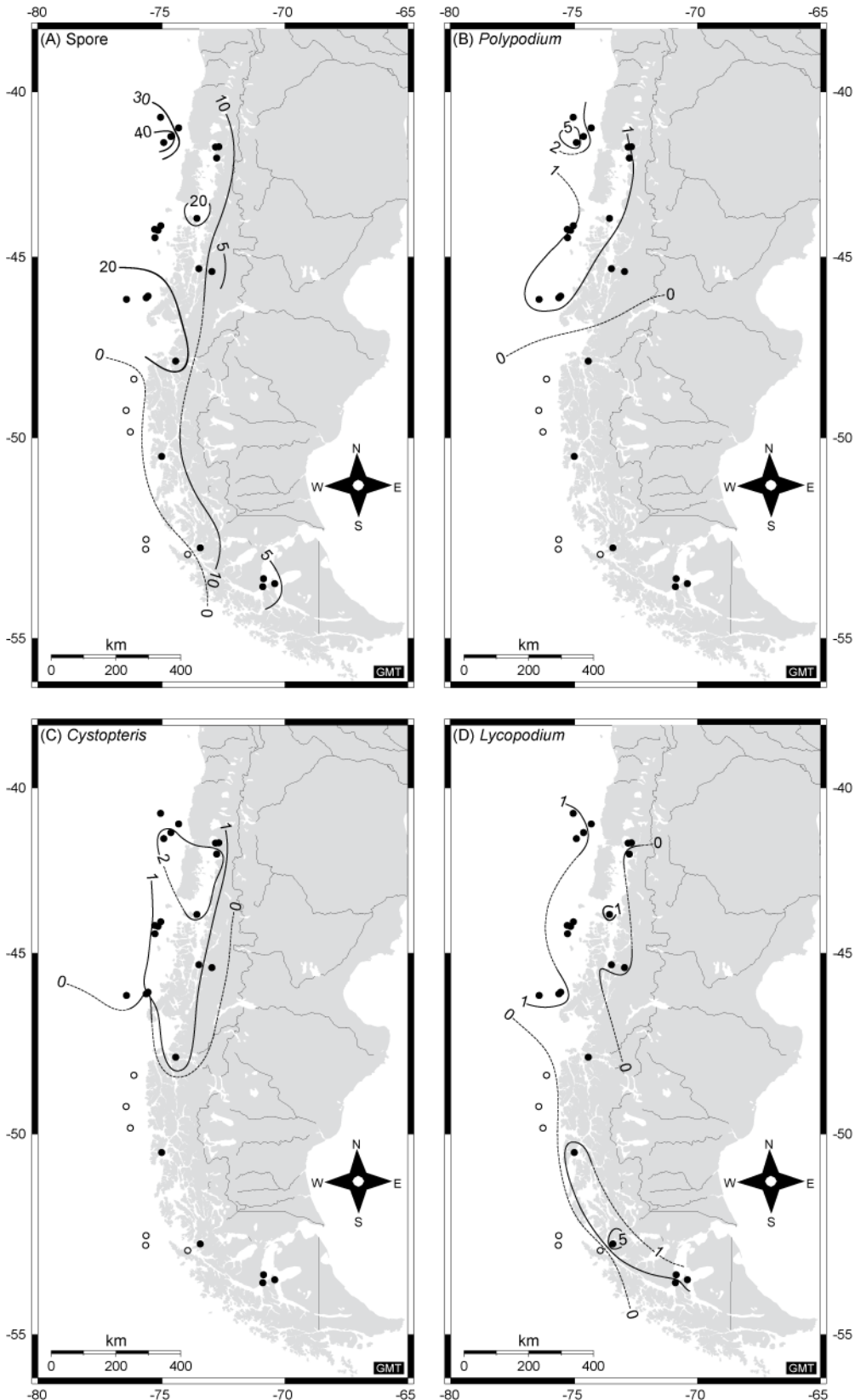
Supplementary Figure 1: Isopollen maps of percentages of Poaceae (A), Asteraceae (B), Cyperaceae (C), and *Drimys* (D) (barren samples are represented with empty circles).



Supplementary Figure 2: Isopollen maps of percentages of *Gunnera* (A), *Misodendrum* (B), *Pseudopanax* (C), and *Weinmannia trichosperma* (D) (barren samples are represented with empty circles).



Supplementary Figure 3: Isopollen maps of percentages of *Lomatia/Gevuina*-type (A), *Fitzroya-Pilgerodendron* (B), *Ericales* (C), and spore concentrations (D) (barren samples are represented with empty circles).



Supplementary Figure 4: Isopollen maps of percentages of Spore (A), *Polypodium* (B), *Cystopteris* (C), and *Lycopodium* (D) (barren samples are represented with empty circles).

2. A statistical and quantitative approach

2.1. PCA analysis

Principal Component Analysis (PCA) biplots for the combined pollen and spore dataset (represented in the isopollen maps) and marine surface samples are illustrated in Figure 3.1 and 3.2. The first and the second axis of the biplot explain ~54% of the original variability. The first axis explains ~35% of the total variance and mainly contrasts the high negative values loaded for *Nothofagus dombeyi* type, Ericales, *Misodendrum* with the high positive values loaded for *Nothofagus obliqua* type, *Lomatia-Gevuina* type, *Drimys*, Grasses (Poaceae, Cyperaceae), spores (*Lophosoria*, *Polypodium*, *Cystopteris*) (Figure 3.2A). This axis marks the opposition between the two types of *Nothofagus* respectively from north to south, *N. obliqua* type only present northward in the lowland deciduous forest and *N. dombeyi* type that increases southward in the rainforest and in the Subantarctic deciduous forest. The increase of anthropogenic influence in northern Patagonia is probably related to the increase of grasses northward (especially with Poaceae) which influences the axis 1. The spores influence also the axis 1 due to their increasing abundance northward related to the fern distribution in the vegetation. However, especially in oceanic sites 15, 16 and 17, the abrupt increase of spores reflects efficient transport of spores in oceanic sites more influenced by fluvial input in this part of Chile (Heusser *et al.*, 2006a). Consequently this first component seems to be related to *N. dombeyi* type forest (rainforest and Subantarctic deciduous forest) southward versus influences of lowland deciduous forest, high fluvial input and anthropogenic impact northward.

The second axis explains only 18% of the total variance and mainly contrasts high negative values loaded for Ericales, *Lycopodium*, *Drimys*, Cyperaceae, Asteraceae, *Fitzroya-Pilgerodendron*, *Astelia pumila* with high positive values loaded for Myrtaceae, *Weinmannia trichosperma*, *Pseudopanax* (Figure 3.2A). Therefore it seems to be related to taxa developed in cooler forested sites southward or ubiquitous taxa such as *Drimys* versus taxa developed northward in warmer forested sites such as Valdivian or North Patagonian rainforest.

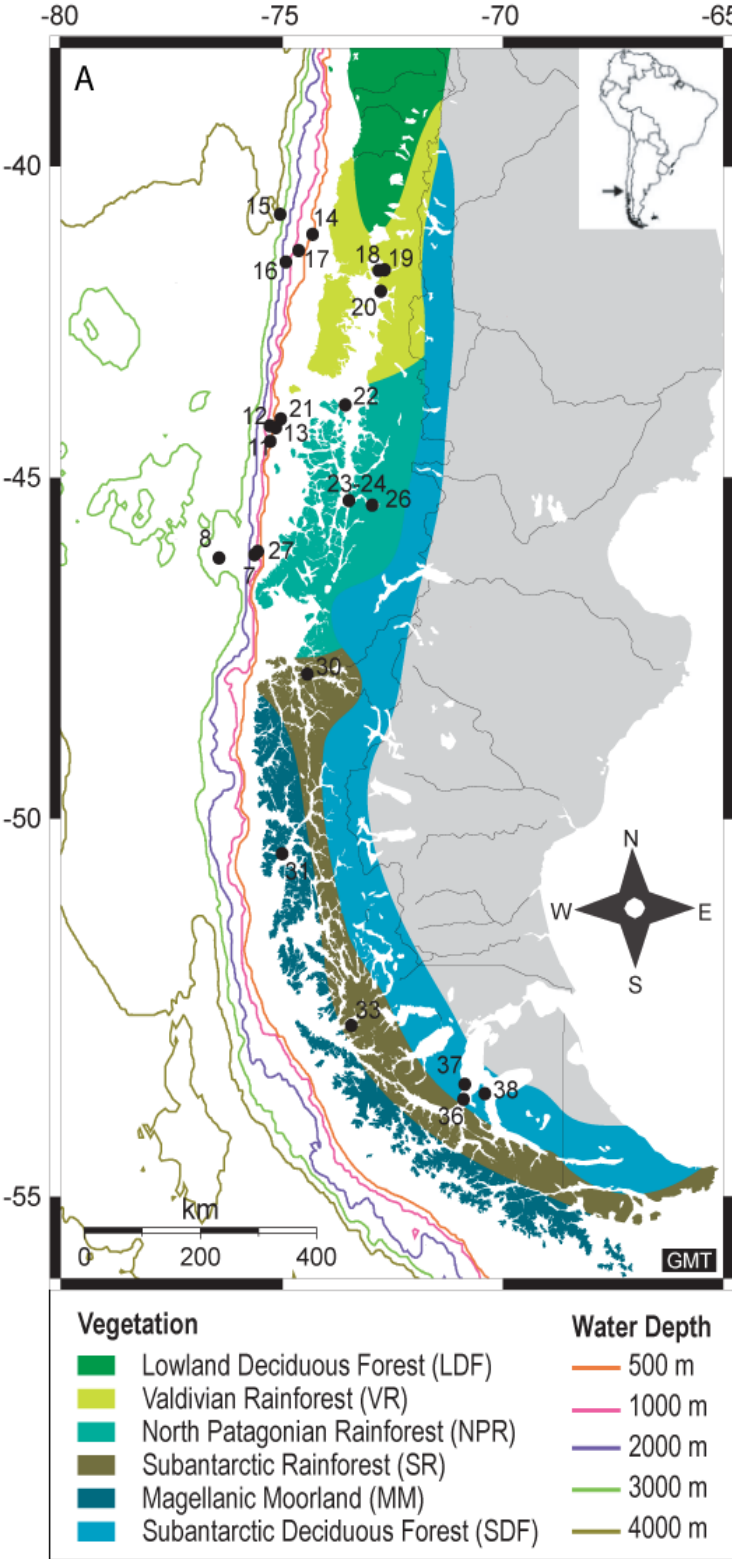


Figure 3.1: Vegetation map and location of pollen sites used in the PCA.

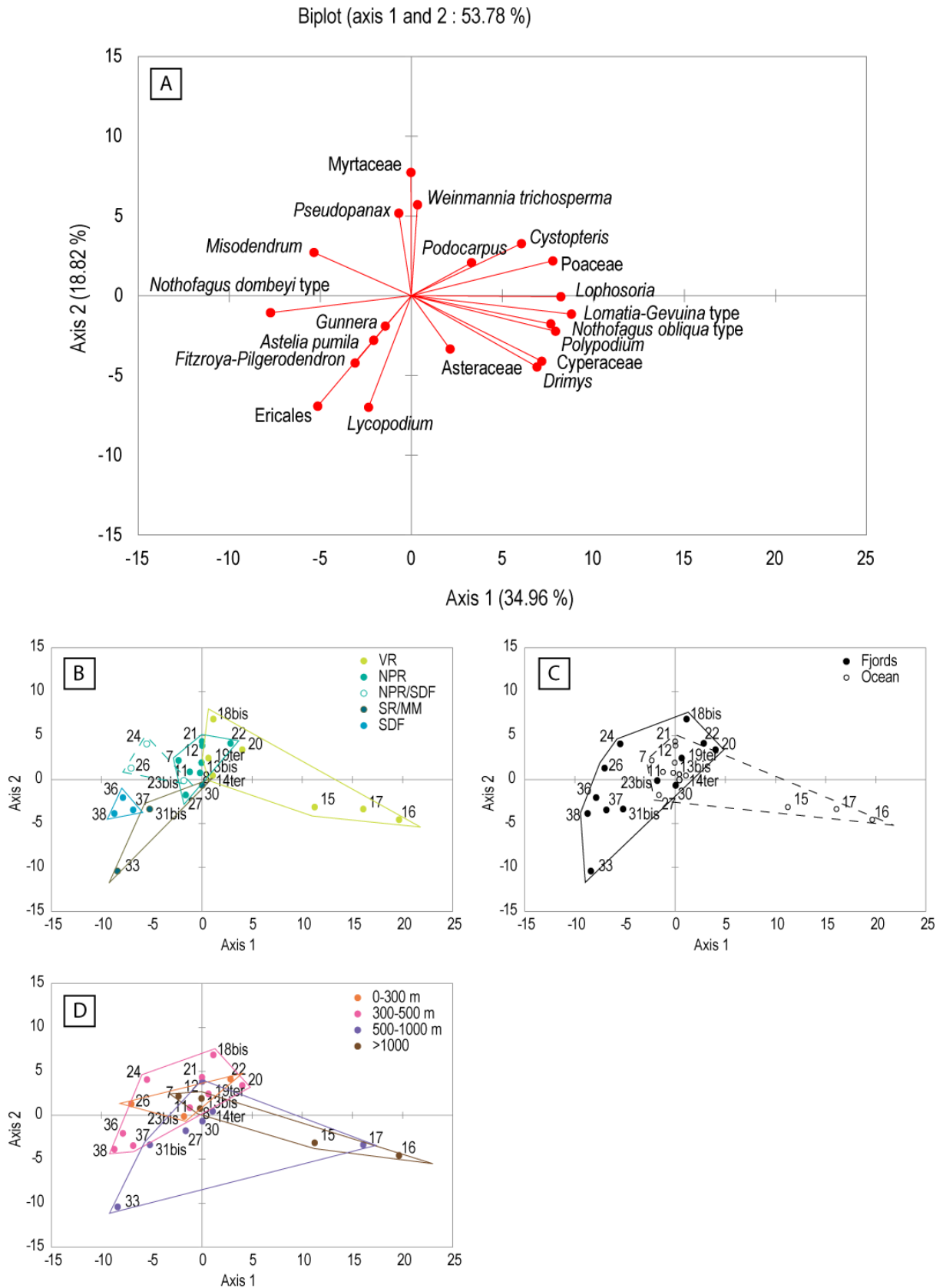


Figure 3.2: Principal Component Analysis (PCA) between pollen percentages and sites. Species biplot of major pollen taxa and spores represented in isopollen map (A). Site eigenvalues plotted according to the nearby vegetation on the continent (B), the ocean/fjord location (C) and the water depth (D).

The Figures 3.2B, 3.2C and 3.2D represent the site eigenvalues plotted according to the nearby vegetation on the continent (B), the site location between ocean/fjord (C) and the water depth (D). Except for sites 15, 16 and 17, the repartition of samples in the biplot reflects the different vegetation types developed from the north to the south (Figure 3.2B). The ocean/fjord location does not seem to influence the different sites except again for the site 15, 16 and 17 (Figure 3.2C). Finally, the water depth does not have a major influence in the site repartition, as no clear pattern appears in the site repartition according to the water depth (Figure 3.2D). The changes in the distribution of these different sites appear to mainly reflect the vegetation changes from the north to the south in most of sites except in sites 15, 16 and 17. The difference observed between these off-centered oceanic samples is probably linked to sediment input by river such as Rio Bueno. Indeed, this river that represents one of the sources of sediment input for this region (Heusser *et al.*, 2006a), is located northward, and drains the central valley where the lowland deciduous forest grow under high anthropogenic influence. The discrepancy in sites 15, 16 and 17 reflect therefore the increase influence of lowland deciduous forest absent from the other sites, and the increased influence of human impact.

2.2. Pollen-inferred climate reconstructions

Quantitative methods are important to reconstruct the past climate and to constrain models for predicting future climates. During the last two decades several methods, such as modern analog technique, biome models or transfer functions, were developed to calibrate pollen with climate. These methods are extensively applied, for a long time, in data rich-areas such as Europe (e.g. Guiot, 1990; Huntley, 1990; Prentice *et al.*, 1992) or North America (e.g. Webb III & Bryson, 1972; Webb *et al.*, 1993).

- The Modern Analog Technique (MAT):

The main objective of this part is to test the reliability of quantitative climate reconstruction from marine pollen assemblages. We have applied the Modern Analog Technique (MAT) to the 24 marine core top samples from southwestern Chile. The MAT method was initially developed by Hutson (1980) and by Overpeck *et al.* (1985), and then was extended by Guiot (1990). This method was successfully used for the late Glacial and the Holocene climate reconstructions in Europe from terrestrial records (e.g. Bordon *et al.*, 2009; Cheddadi *et al.*, 1998; Kotthoff *et al.*, 2008; Magny *et al.*, 2009; Peyron *et al.*, 2005) or marine records (e.g. Dormoy *et al.*, 2009; Combourieu Nebout *et al.*, 2009). This method is based on the calculation of the similarity (Chord distance) between modern pollen spectra and each fossil pollen spectrum. The closest modern pollen spectra (between 5 and 10) to fossil pollen spectrum with the "minimum distance" represent the "best modern analogs" and will be selected for the climate reconstruction. The climatic values for each fossil pollen spectrum are obtained by a weighted average of the climate parameters of the best selected analogs (Guiot, 1990). A "minimum distance" is determined by the application of the Monte Carlo method (Guiot, 1990). Only the analogs whose distance is less than the "minimum distance" may be selected. The results have an error bar that allows to evaluate the robustness of climate reconstruction. This confidence interval corresponds to minimum and maximum of selected analogs. The MAT method requires a various modern database with a larger representation of different types of modern vegetation in order to more robustly quantify the climatic parameters from the fossil pollen spectra.

- **Modern pollen database and present-day climate values:**

The MAT reconstruction used here is the modern pollen-climate database from Markgraf *et al.* (2002). This database includes 117 pollen data samples from lake, mire and soil samples and extends in northern Patagonia with a complex topographic relief between latitudes 39 and 44°S and between longitudes 68 and 75°W. Even if this database remains local in comparison with a larger region such as Patagonia, the altitudinal gradient allows include different types of vegetation related to different climatic conditions: the Valdivian rainforest, the North Patagonian rainforest, the cool-temperate *Nothofagus* forest (including the Subantarctic rainforest and deciduous forest), Andean high elevation tundra and the Patagonian steppe. The climate parameters of each modern pollen record have been calculated and interpolated at each site using a database of 67 precipitation stations and 27 temperature stations. However, the low density of stations in high elevation sites remains a challenge for climatic interpolation and thus the climate values are partly uncertain (cf. Markgraf *et al.*, 2002). The three climatic parameters selected are the summer temperature (Tsum: December/January /February), the winter temperature (Twin: June/July/August) and the summer precipitation (Psum: December/January/February). The winter precipitation was not selected, because, regardless of location in this region, rainfall is high in winter and does not have therefore a major impact on the vegetation distribution (Markgraf *et al.*, 2002).

The present-day climate values for the 24 core-top samples are interpolated by New_LocClim software (Grieser *et al.*, 2006). These observed values reflect the main trends in temperature and precipitation changes in southern Chile. However, the scarcity of the climate stations in the southwestern Patagonia and/or their location at high elevation generates uncertainties in the calculation of the climatic parameters for the core-top samples.

- **Comparison between observed and MAT reconstructed values:**

The comparison between the observed and the MAT reconstructed values (Tsum Summer temperature, Twin winter Temperature and Psum Summer precipitation) is shown in Figure 3.3. A paired sample t-test shows that there is significant difference between the means of reconstructed and observed values (Table 3.1). On the other hand, the correlation coefficient shows that the correlation between observed and reconstructed values is significant (Table 3.2). A discrepancy is thus observed between the two datasets, however

they show the same trends with temperature decreasing southward and precipitation increasing southward (Figure 3.3). The Tsum (observed and reconstructed) show similar values in the northern sites, then reconstructed values are overestimated southward even if they decrease in the same way as the observed values. The same trend is observed in latitudinal changes of Twin between observed and reconstructed values with a continuous underestimation of the reconstructed values ($\sim 2^{\circ}\text{C}$). Observed and reconstructed Psum increase southward then decrease in Magellan Strait (sites 36/37/38). However the reconstructed Psum are especially underrepresented in Channel Region in sites 30, 31 and 33.

Table 3.1: Paired samples T-test for means between observed (Obs.) and reconstructed (Rec.) for Tsum, Twin and Psum. We can reject the null hypothesis that there is no difference in the means. The alternative hypothesis that there is difference in the means between observed and reconstructed values for Tsum, Twin and Psum is significant.

T-test: Paired samples for means H0: $\mu_{\text{Obs.}} = \mu_{\text{Rec.}}$, $\alpha = 0.05$, $DF = 23$, t (critical value) = 2.069	Tsum	Twin	Psum
Mean Difference	-1.665	2.024	146.228
t (observed value)	-6.102	9.86	2.855
p-value (two tailed)	< 0.0001	< 0.0001	0.009

Table 3.2: Pearson Correlation Coefficient between observed and reconstructed values for Tsum, Twin and Psum. We can reject the null hypothesis that there is no correlation. The alternative hypothesis that there is correlation between observed and reconstructed values is significant.

Pearson Correlation Coefficient H0: $r = 0$, $\alpha = 0.05$, $DF = 22$, r (critical value) = 0.404	Tsum	Twin	Psum
r (observed value)	0.471	0.859	0.657
p-value (two tailed)	0.020	< 0.0001	0.000

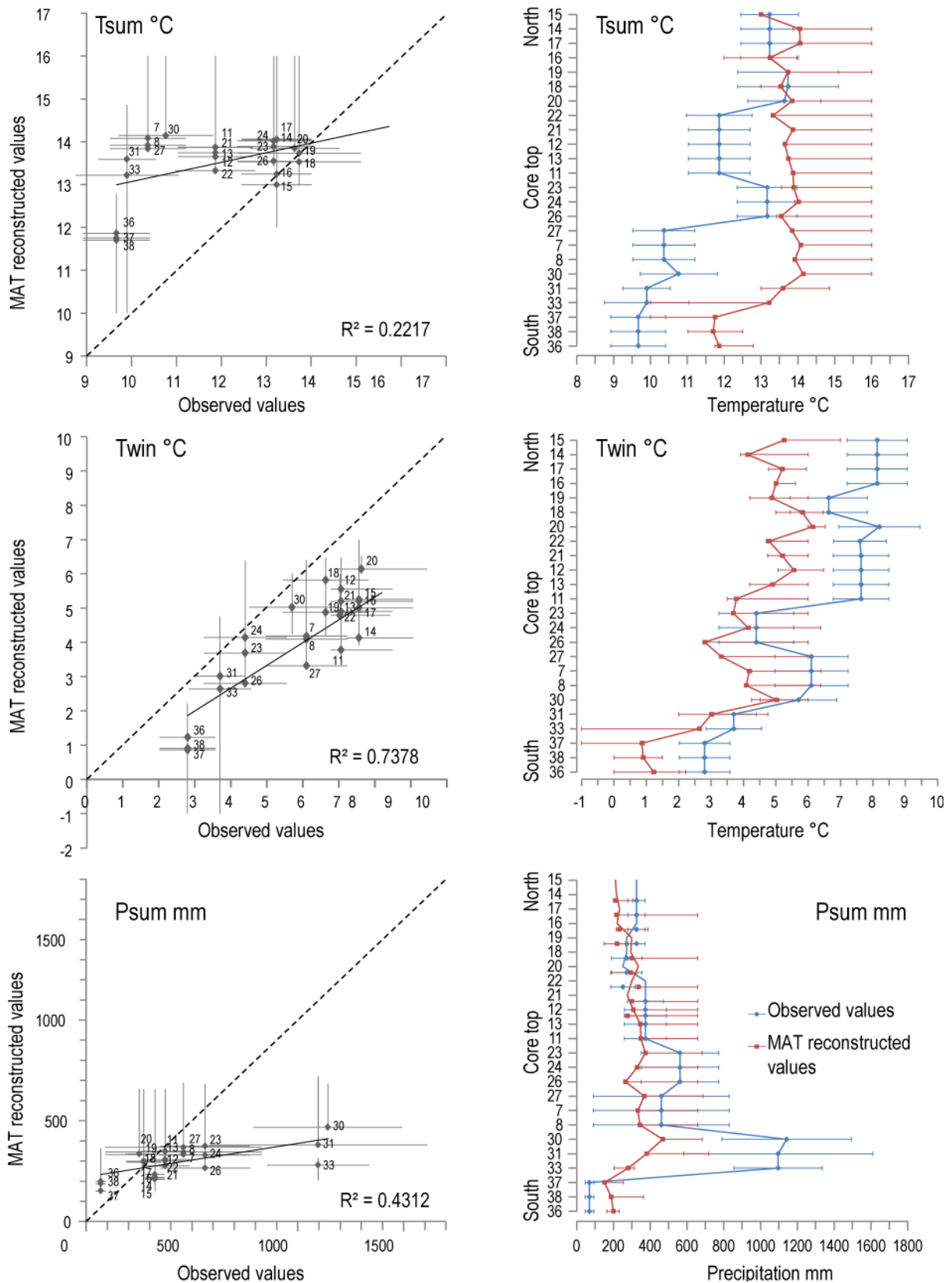


Figure 3.3: Comparison between New_LocClim observed and MAT reconstructed climate values from the core tops with summer temperature (Tsum), the winter temperature (Twin) and the summer precipitation (Psum).

These discrepancies between observed and MAT reconstructed values result from two main reasons. Firstly, it is explained by the distribution of the modern database from Markgraf *et al.* (2002) restricted to northern Patagonia, while the marine core tops are distributed throughout southwest Patagonia. For example, the Subantarctic rainforest is represented in the database with samples from mid- to high-elevation on the western side of the Andes, with temperature decrease and slight precipitation increase. The "southern" Subantarctic rainforest observed in sites 30, 31 and 33 is therefore attributed to this "northern" Subantarctic rainforest and not to the similar vegetation growing southward in the lowlands under cooler and especially wetter conditions. Consequently, the reconstructed precipitation in sites 30, 31 and 33 are well underestimated compared with observed precipitation in the same area. In addition, Magellanic moorland taxa are not represented in the modern database and hence the reconstructed values at the same sites do not take into account the climate conditions associated with this vegetation.

Secondly, some biases inherent to the climate interpolation influence the estimations in sites of marine core tops and modern pollen database. As explained before, calculations that rely on a restricted set of meteorological stations with a constrained distribution in high elevation or southward along the coast generate uncertainties. Moreover, the climatic parameters associated with sites in the modern pollen database and marine core tops are not calculated by the same methods. The interpolation in sites of the modern pollen database is not based on nearest neighbor method as for sites of marine core tops, but on surface models including latitude, longitude and elevation as predictors (Markgraf *et al.*, 2002). That may be another source of discrepancy between the observed and reconstructed values.

Despite the differences between the modern and marine pollen datasets for the estimations of the climate parameters and the lack of some modern analogs, the overall latitudinal trends in the observed and reconstructed values show a relatively good agreement (see correlation coefficient, Table 3.2). Consequently the marine pollen records represent a reliable tool to reconstruct the climate parameters in this region. However, before applying the MAT method in past, it remains crucial to amend the modern pollen database with samples and meteorological data throughout southern Patagonia.



CHAPITRE IV :

**Reconstructions paléoenvironnementales à partir
des carottes MD07-3088 et MD07-3104**



Dans ce chapitre, j'ai reconstruit les changements passés de la végétation liés aux fluctuations climatiques à partir des analyses polliniques de deux carottes océaniques (MD07-3088 et MD07-3104) prélevées par le "Marion Dufresne II" lors de la campagne MD/159 "PACHIDERME" (Kissel & The Shipboard Scientific Party, 2007). Ce chapitre est donc divisé en deux parties rédigées sous la forme d'articles qui seront soumis avant ma soutenance de thèse.

"Vegetation and climate history during the last 22,000 yr from the marine core MD07-3088 near Taitao Peninsula, southern Chile" soumis à *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Cet article concerne la carotte MD07-3088 dont les analyses polliniques reflètent les changements de la végétation au niveau de la Péninsule de Taitao (46°S) depuis le dernier maximum glaciaire. Ces changements de végétation mettent en évidence l'expansion des forêts nord patagoniennes durant la dernière déglaciation entre 17.6 et 11.5 ka. Cette dernière est interrompue par un événement abrupt, illustré par le développement des tourbières de Magellan liée une intensification des vents d'ouest. La fin de la déglaciation est suivie par le maximum climatique de l'Holocène qui voit le développement des forêts témoignant d'un climat plus chaud et plus sec jusqu'à environ 7 ka. Par la suite à l'Holocène moyen et supérieur, les conditions climatiques redeviennent plus fraîches et plus humides.

"Regional vegetation and climate changes during the last 13 kyr from marine pollen record in Seno Reloncavi, southern Chile" soumis à *Review of Palaeobotany and Palynology*. Cet article décrit les analyses polliniques de la carotte océanique MD07-3104 qui ont permis de reconstruire les changements de la végétation Valdivienne durant les 13 000 dernières années autour du Fjord de Reloncavi. Ces changements de végétation montrent le début de l'Holocène autour 11 ka puis son optimum climatique entre 9.6 et 7.4 ka. L'Holocène moyen présente, quant à lui, une instabilité climatique plus importante illustrée par une grande variabilité dans la représentation des arbres héliophiles puis par l'augmentation des conifères après ~6 ka qui évoque un rafraîchissement et une augmentation d'humidité. Cette tendance vers des conditions plus fraîches et plus humides s'intensifiera durant l'Holocène supérieur.

La comparaison avec les enregistrements palynologiques fossiles terrestres à proximité de ces deux sites étudiés a permis des corrélations entre les stratigraphies polliniques marines et continentales qui pourraient permettre de compléter les chronologies établies sur les carottes marines. Ces comparaisons ont également permis de confirmer le transport local à régional des grains de pollen et des spores jusqu'aux sites étudiés reflétant ainsi les changements de végétation dans la région du Seno Reloncavi et de la Péninsule de Taitao.

1. Vegetation and climate history during the last 22,000 yr from the marine core MD07-3088 near Taitao Peninsula, southern Chile

**Vincent Montade, Nathalie Combourieu Nebout,
Simon G. Haberle, Giuseppe Siani, Elisabeth Michel and Catherine Kissel**

This paper is submitted in
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology

1.1. Introduction

The southern South America is a critical topographic constraint on oceanic and atmospheric systems and thus, it represents a key area to study the past climate changes of the mid- to high latitudes of the southern hemisphere. In southern Chile, several continental pollen records have reconstructed past vegetation and environmental changes for the last deglaciation and the Holocene around Taitao Peninsula and Chonos Archipelago (Ashworth *et al.*, 1991; Bennett *et al.*, 2000; Haberle & Bennett, 2004; Heusser, 1960; Lumley & Switsur, 1993; Villagrán, 1988b). These studies illustrate, after the glacial retreat, a vegetation development generally around 17 kyr. After 17 kyr, a rapid forest expansion in Chonos Archipelago supports the hypothesis of the existence of multiple refugia probably derived from coastal ice-free regions. Then the successive development of tree taxa occurs until the Holocene and suggests that no reversal trends have interrupted the last deglaciation (Bennett *et al.*, 2000). In this region, marine pollen studies that allow to reconstruct regional vegetation changes remain still scarce, except two sites north of 42°S in ODP sites 1233 and 1234 (Heusser *et al.*, 2006a, 2006b). These marine pollen records have illustrated the clear reliability of marine pollen analysis to reconstruct the past vegetation and climate changes at regional scale. They have provided a continuous regional record of vegetation and climate that may be compared to climate changes recorded in Antarctic ice core. Up to now, no marine pollen studies have been performed south of 42°S. In this context, we propose the first pollen analysis from the marine core MD07-3088 around 46°S located along the southern Chilean coast near Taitao Peninsula in order to reconstruct coastal vegetation and environmental changes during the last 22 kyr. Such a record gives a unique opportunity to compare the marine pollen record with the numerous terrestrial pollen records available in this region to extend and improve the pattern of regional vegetation and climate changes. This comparison will also help to discriminate the local vegetation changes versus the regional vegetation changes.

1.2. Environmental Setting

The marine core MD07-3088 was collected in southern Chile, near to the coast of Taitao Peninsula extended from ~44 to 46°S in latitude and ~73 to 75°W in longitude (Figure 4.1A). At these latitudes, the Coastal Range reaches at most 1000 m above sea level (asl) and the intense glacial erosion has shaped a complex systems of numerous scattered islands with deep fjords during the last glaciation (Clapperton & Sugden, 1988). Eastward, the Andean Cordillera rarely exceeds 3000 m asl with numerous glaciers including two major icecaps: the "Hielo Patagonico Norte" and the "Hielo Patagonico Sur" (Figure 4.1B).

In this region, the climate hyper-humid and cool-temperate is windy with a fairly small daily and seasonal temperature cycle (Figure 4.1C). The southern westerly winds generate high precipitation and represent the main climatic factor controlling the precipitation on the west side of the Andes (Garreaud, 2007). Today, around Taitao Peninsula high precipitation occur throughout the year between 2000 and 3000 mm.year⁻¹ (Figure 4.1C and 4.1A). Southward, the precipitation increase strongly along the coast and/or with the altitude and can reach up more 7000 mm.year⁻¹. The mean annual temperature near to the coast of Taitao Peninsula reaches ~8°C and decreases southward and with the altitude. Influenced by the prevailing westerly winds the ocean circulation is organized in several surface currents. The Antarctic Circumpolar Current (ACC) generates two currents (Figure 4.1A): (1) an equatorward surface current called the Peru-Chile Current (PCC) flowing from 38°S in austral winter and from 45°S in austral summer and, (2) a rather diffuse poleward surface current called the Cap Horn Current (CHC) flowing from 38°S in austral winter and from 46°S in austral summer (Strub *et al.*, 1998). The deeper currents include, the Antarctic Intermediate Waters (AIW) that moves northward between ~500 and ~900 m water depth and the Pacific Central Water (PCW) an abyssal current that flows southward below ~1000 m water depth (Tsuchiya & Talley, 1998).

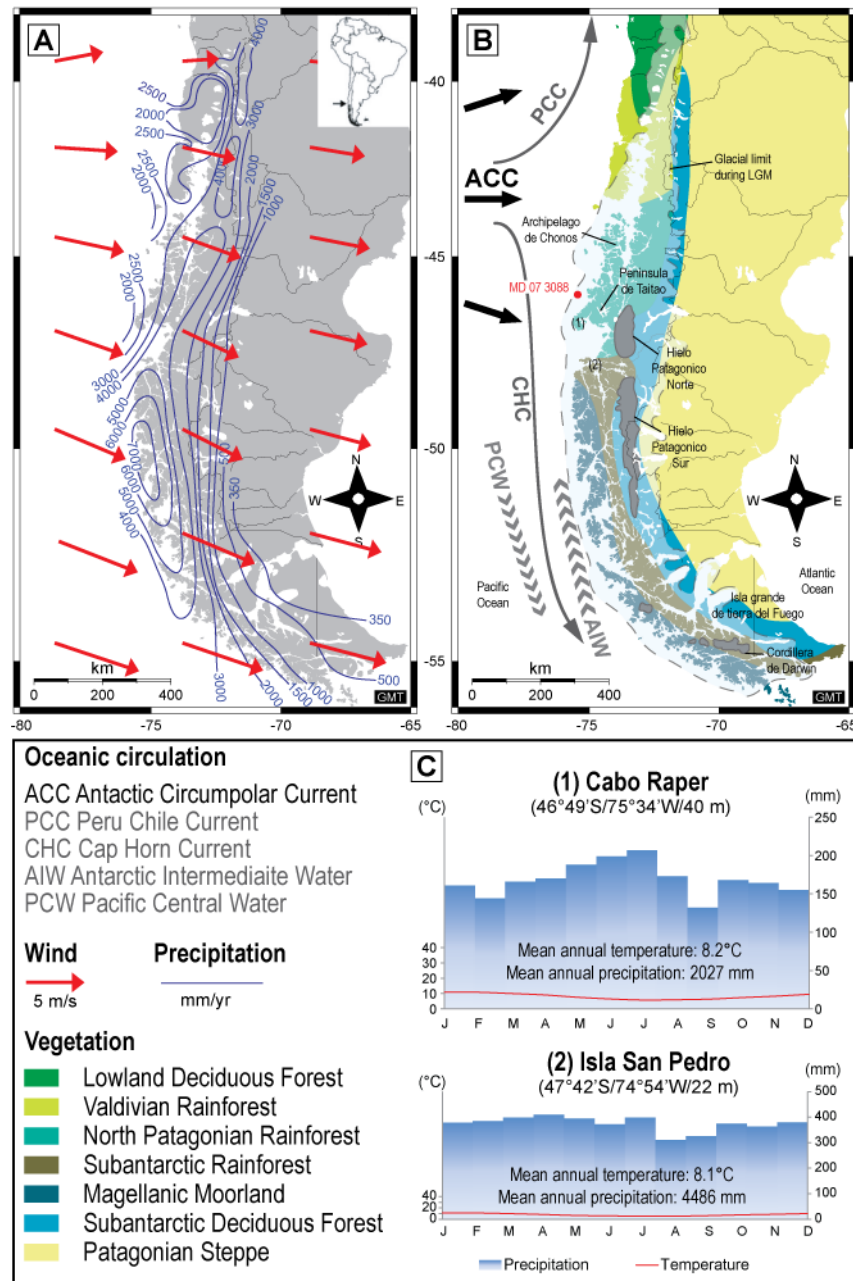


Figure 4.1: Climate and vegetation of Patagonia: (A) Precipitation map (McCulloch *et al.*, 2000) with annual average of winds (Kalnay *et al.*, 1996). (B) Vegetation map (after Schimithüsen, 1956) with location of core MD07-3088 (red point), Patagonian icefield (grey area) and the main oceanic currents represented by arrows (Pizzaro, 2004; Strub *et al.*, 1998). (C) Ombrothermic diagrams (1 and 2) of the nearby meteorological stations (data from New_LocClim software; Grieser *et al.*, 2006).

The vegetation (Figure 4.1B), characterized by the North Patagonian rainforest, expands in the lowland between 43 and 47-48°SS (e.g. Schimithüsen, 1956; Veblen *et al.*, 1983; Gajardo, 1987; Haberle & Bennett, 2001; Heusser, 2003; Luebert & Plissock, 2004). This vegetation is mainly represented by evergreen broadleaf and conifer taxa such as *Nothofagus*,

Pilgerodendron uviferum, *Podocarpus nubigenus*, *Drimys winteri*, *Weinmannia trichosperma*, with other plants that form the understorey such as *Blechnum magellanicum*, *Pseudopanax laetevirens*, *Lomatia ferruginea*, *Philesia magellanica* and several species of Myrtaceae (Haberle & Bennett, 2001; Heusser, 2003). In the archipelago, *N. dombeyi* grows preferentially eastward in the continental forest whereas *N. betuloides* and *N. nitida* dominate the coastal forest. The poorly drained sites generate more humid conditions and the vegetation develops there in open forests with trees such as *Pilgerodendron uviferum*, *Tepualia stipularis*, *Nothofagus nitida* (Haberle & Bennett, 2001). With altitude increasing, forest diversity tends to decrease. Thus, above 400 m asl, a number of the long-lived heliophytic taxa, including *Weinmannia trichosperma*, *Pseudopanax laetevirens* and some Myrtaceae, drop out and open forests develops with *N. betuloides* and *Pilgerodendron uviferum*. From 44 to 46°S, the treeline lies at around 650–700 m asl and above the cushion plants typical of the Magellanic moorland develop such as *Astelia pumila*, *Donatia fascicularis*, and *Oreobolus obtusangulus* (after Haberle & Bennett, 2004). Strongly influenced by precipitation, the Magellanic moorland grows more frequently south of 48°S along the coast under high precipitation $\geq 4000 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ (Moreno *et al.*, 1999; Villagrán, 1988a).

Today, in southern Chile, the pollen distribution in recent marine surface sediments is closely related to the vegetation on the nearby continent (Montade *et al.*, 2011). Under high precipitation, the terrigenous sediments deposited off southern Chile continental slope, are dominantly river transported (Stuut *et al.*, 2007). Aeolian input of fine-grained sediment (including pollen) to the continental margin remains minimal due to the year-round onshore winds (Lamy *et al.*, 2001; Heusser *et al.*, 2006b). Therefore, like other fine-grained terrigenous components, pollen derives primarily from the river inputs and represent local to regional vegetation on the nearby continent.

1.3. Materials and Methods

1.3.1. Lithology and chronology

The MD07-3088 (46°04'S, 75°41'W; 18.91 m length; 1536 m water depth) was collected in open ocean at ~50 km from coast of Taitao Peninsula. It was collected during the "PACHIDERME" cruise MD/159 on board of "*Marion Dufresne II*" with Calypso Piston corer. The site was deliberately located close to the shore to obtain high resolution terrestrial

record. The sedimentation consists in a fairly uniform succession of olive black to grayish olive diatom and silt-bearing clay for the upper 6 meters corresponding to Holocene sedimentation (Figure 4.2). For the remaining 12.9 meters the sediment is dominated by grayish olive to gray silty clays characterized by frequent intercalations of partly normally graded silty/sandy layers of uncertain origin (Kissel & The Shipboard Scientific Party, 2007). Furthermore, attentive analyses of the sediment have revealed no evidences of turbidite layers (Siani *et al.*, 2010).

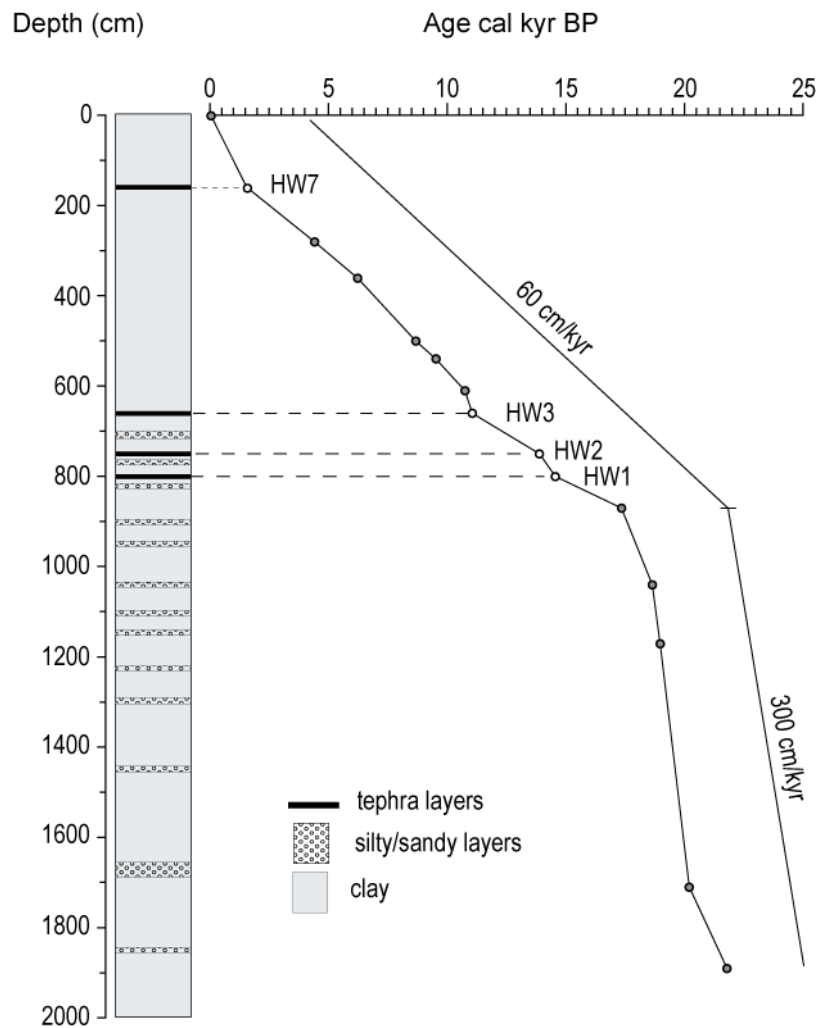


Figure 4.2: Lithology as a function of depth of the core MD07-3088 (Siani *et al.*, 2010). Dashed lines mark tephra layers (HW1, HW2, HW3, and HW7) recovered along the core and correlated to dated tephra on land (Haberle & Lumley, 1998). Age-depth relation for core MD07-3088 based on 11 linearly interpolated ^{14}C -AMS dates and 4 tephra layers. ^{14}C ages are shown in calendar kyr BP with a reservoir age correction according to Taylor & Berger (1967) and Ingram & Southon (1996).

The age model is based on the previously published radiocarbon data set (Siani *et al.*, 2010). Radiocarbon dating were performed by UMS-ARTEMIS (Pelletron 3MV) AMS facilities at the French CNRS-CEA Saclay. AMS ^{14}C analyses were done with the standard procedure described by Tisn erat-Laborde *et al.* (2001). This chronology is established from 11 AMS ^{14}C measurements performed on foraminifera and 4 tephrochronological markers (Table 4.1, Figure 4.2). Calibration of radiocarbon ages were performed according to INTCAL04 calibration curve (Reimer *et al.*, 2004) by using CALIB 5 software (Stuiver & Reimer, 1993; Stuiver *et al.*, 1998). An average marine $\Delta R = 200$ yr is integrated in the calibration (Ingram & Southon, 1996; Taylor & Berger, 1967) which corresponds to a reservoir age correction of ca. 600 yr as previously outlined by Siani *et al.* (2010). The tephrochronological markers are attributed to the Hudson volcano activity (Haberle & Lumley, 1998; Naranjo & Stern, 1998) and have provided further independent chronological markers (Carel *et al.*, 2011). The series covers the last 22 kyr and the average sedimentation rate is estimated at ~ 300 cm/kyr for the late glacial while it is estimated at ~ 60 cm/kyr during the deglacial times and the Holocene (Figure 4.2). In this study, hereafter, all the ages will be discussed as calibrated (cal) yr Before Present (BP).

Table 4.1: Radiocarbon ages obtained by accelerator mass spectrometry (AMS) dating of monospecific planktonic foraminifera (Siani *et al.*, 2010). Calibrated ages integrate a ^{14}C marine reservoir correction following Taylor & Berger (1967) and Ingram & Southon (1996). Calibrated age for the level 0–3 cm performed on epibenthic foraminifera integrate a ^{14}C marine reservoir correction of 1545 yr for deep water depth at 1500 m according to Geosecs radiocarbon data (Stuiver *et al.*, 1983). Tephra layers HW1, HW2, HW3, and HW7 provided further dating points after correlation with on land tephra (Haberle & Lumley, 1998).

Laboratory Number	Core depth (cm)	Species	^{14}C AMS age (yr BP)	\pm Error (yr)	Calibrated yr BP (range 1σ)
SacA 10551	0-3	Benthic foraminifera	1595	30	36-68
	159-161	tephra HW7			1560
SacA 12815	280-281	<i>G. bulloides</i>	4475	30	4399-4439
SacA 12816	360-362	<i>G. bulloides</i>	5975	35	6212-6245
SacA 12817	500-501	<i>G. bulloides</i>	8430	30	8631-8728
SacA 10553	539-541	<i>G. bulloides</i>	9080	30	9519-9544
SacA 12819	610-611	<i>G. bulloides</i>	10050	35	10712-10792
	660-661	tephra HW3			11060
	750-751	tephra HW2			13890
	800-801	tephra HW1			14560
SacA 12822	870-871	<i>G. bulloides</i>	14970	80	17107-17594
SacA 12825	1040-1041	<i>G. bulloides</i>	15755	45	18589-18699
SacA 10555	1170-1172	<i>G. bulloides</i>	16320	45	18930-19026
SacA 12827	1710-1711	<i>G. bulloides</i>	17610	50	20108-20300
SacA 12828	1890-1891	<i>G. bulloides</i>	18800	60	21597-21984

1.3.2. Pollen analysis

All sediments were sieved through a 150 μm mesh screen, after drying and volume measurement. Pollen samples were treated using HCl and HF following a standard chemical protocol (Faegri & Iversen, 1975). Finally, the residues were sieved through a 5 μm mesh screen and mounted on palynological slides with glycerine. Pollen grains were counted and determined using a light microscope (Olympus BX51) at $\times 400$ or $\times 1000$ magnification and several pollen atlases have been used to pollen determination (Heusser, 1971; Markgraf and d'Antoni, 1978; Villagrán, 1980). Prior to chemical treatment, a known amount of *Lycopodium* marker (in calibrated tablet) has been added to each sample in order to estimate the pollen number and calculate their concentrations (grains.cm^{-3}). 137 pollen samples were counted and provide an average time resolution of ~ 150 yr. A total of 92 pollen taxa were determined and pollen percentages are based on sums ≥ 200 pollen grains. Percentages were calculated on the total pollen sum (excluding unknown, exotic pollen grains and spores). Spore percentages were calculated on the total pollen sum (excluding unknown and exotic pollen grains). The pollen records were plotted by Psimpoll (Bennett, 1994) and divided into zones on the basis of Constrained Cluster Analysis by Sum of Squares analysis (CONISS) with pollen taxa that reach percentages $\geq 1\%$ (Grimm, 1987). Principal Component Analysis (PCA) was performed on the major pollen taxa (excluding pteridophytes) that reach percentages $\geq 5\%$.

1.4. Results

1.4.1. Pollen zones

The pollen record for core MD07-3088 is divided into 10 significant zones described and summarized in Table 4.2. The pollen percentages and concentrations are illustrated by the 2 pollen diagrams in Figure 4.3 and 4.4, respectively.

Table 4.2: Pollen zones from core MD07-3088, indicating their depth, age range and their pollen signature linked to the relative climatic conditions.

Period	Pollen Zone	Pollen Signature	Climate
Holocene	Late PT-9b 0-305 cm 0-5 kyr	Steady representation in <i>Nothofagus</i> (50%) Increase in <i>Misodendrum</i> (5%), <i>Drimys</i> (5-10%), <i>Lophosoria</i> (10%) Slight decrease in Myrtaceae (<5%, except for the 2 lasts samples)	Modern conditions with temperature decrease and humidity increase
	Middle PT-9a 305-425 cm 5-7.4 kyr	Increase in <i>Nothofagus</i> (40→50%) Slight increase in <i>Pilgerodendron</i> (5%) and <i>Lophosoria</i> (5-10%) Decrease in Myrtaceae (5%) and low percentages in <i>Tepualia</i> (1%), <i>Pseudopanax</i> (1%)	
	PT-8 425-555 cm 7.4-9.8 kyr	Regular increase in <i>Nothofagus dombeyi</i> type (30→40%) Oscillations in Myrtaceae (5-10%) and <i>Podocarpus</i> (10%) Slight increase (1-5%) in <i>Pseudopanax</i> , <i>Tepualia</i> and <i>Lophosoria</i> Decrease in <i>Astelia</i> (<5%)	Warm and dry Temperature increase and humidity decrease
	Early PT-7 555-680 cm 9.8-11.5 kyr	Oscillations in <i>Nothofagus dombeyi</i> type (20-30%) Slight decrease in <i>Podocarpus</i> (20→15%) Increase in Myrtaceae (5→10%) and <i>Drimys</i> (1-5%) Regular presence of <i>Tepualia</i> , <i>Pseudopanax</i> , <i>Lomatia-Gevuina</i> Low percentages in herbs and decrease in <i>Astelia</i> (5-10%) Regular presence in <i>Cystopteris</i> , slight decrease in <i>Lycopodium</i> (<5%)	
Last Glacial Interglacial Transition	PT-6 680-710 cm 11.5-12.8 kyr	Increase in <i>Nothofagus dombeyi</i> type (20-30%) and <i>Podocarpus</i> (15-20%) Slight decrease in <i>Astelia</i> (10-15%), <i>Gunnera</i> (5-10%), Cyperaceae and Ericales (<5%)	Temperature increase but high humidity persist
	Antarctic Cold Reversal PT-5 710-755 cm 12.8-14.1 kyr	<i>Nothofagus dombeyi</i> type (20%) Higher abundance in <i>Astelia</i> (15-25%) and slight increase in Ranunculaceae (1-5%) and <i>Podocarpus</i> (5→10%) Peak in Ericales (10%) and <i>Lepidothamnus</i> (5%)	High and abrupt humidity increase with probably cooler conditions
	PT-4 755-795 cm 14.1-14.5 kyr	Abrupt decrease in <i>Nothofagus dombeyi</i> type (40→20%) Abrupt increase in <i>Astelia</i> (10→20%) Increase in Cyperaceae (5-10%) and peak in <i>Gunnera</i> (15%)	
	PT-3 795-820 cm 14.5-15.4 kyr	Regular decrease in <i>Nothofagus dombeyi</i> type (50→40%) Increase in <i>Astelia</i> (3-8%), Cyperaceae (4-7%) and <i>Gunnera</i> (10%)	Temperature and humidity increase
	PT-2 820-900 cm 15.4-17.6 kyr	Regular decrease in <i>Nothofagus dombeyi</i> type (60→50%) Slight decrease in Poaceae (5-10%), Ericales (1-6%), Apiaceae and Ranunculaceae (1%) Increase in <i>Astelia</i> and Cyperaceae (2→6%)	
Late Periglacial PT-1 900-1890 cm >17.6 kyr	<i>Nothofagus dombeyi</i> type abundant (50-60%) <i>Podocarpus</i> (5-10%), Myrtaceae, <i>Pilgerodendron</i> and <i>Drimys</i> (<5%) Poaceae (5-15%), <i>Gunnera</i> (5-10%), Ericales (1-8%), Apiaceae (1-7%) Oscillations in <i>Astelia</i> , Asteraceae subfs <i>asteroideae</i> , Cyperaceae, Ranunculaceae and <i>Lycopodium</i> (1-5%)	Cold	

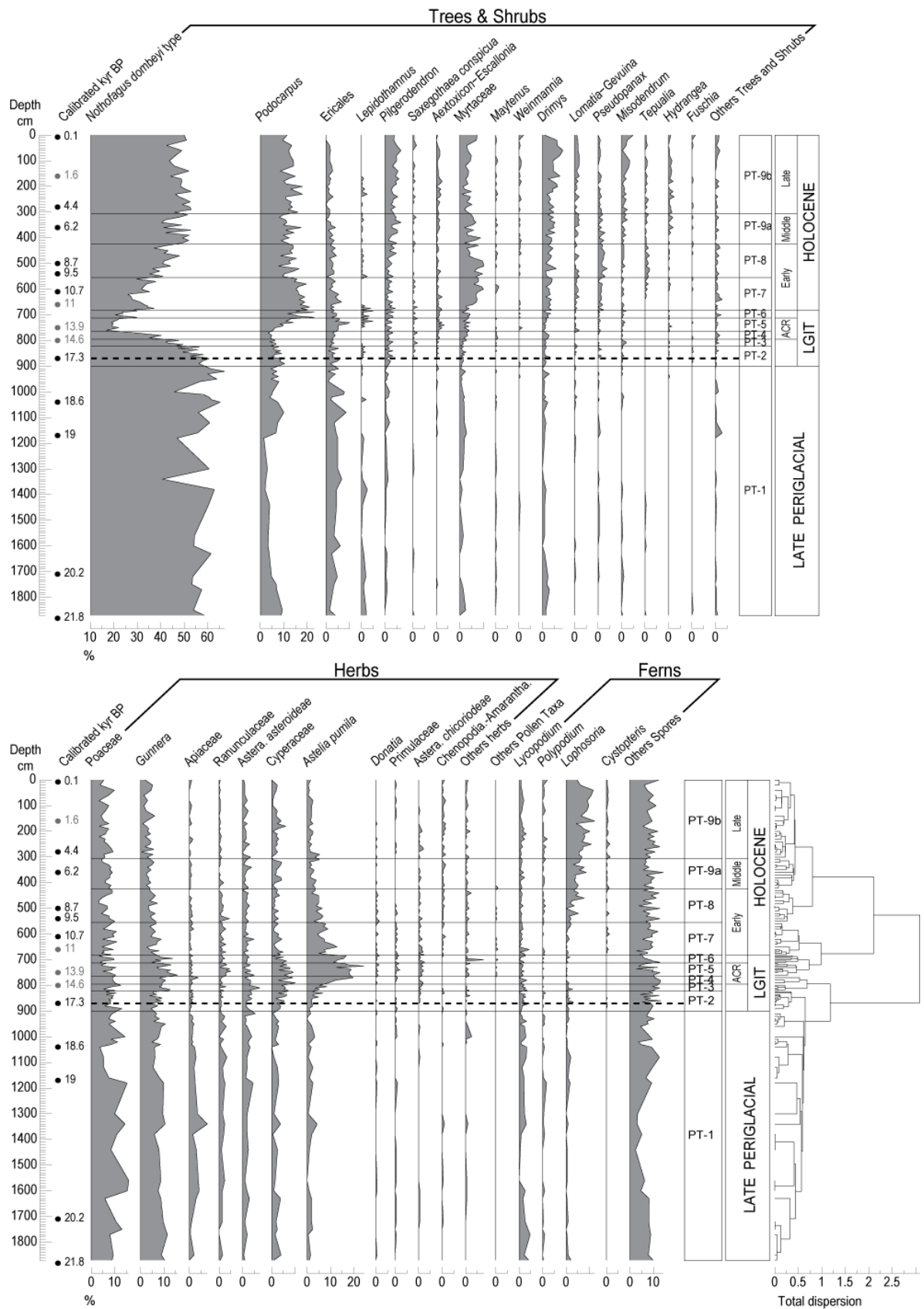


Figure 4.3: Percentage pollen diagram from core MD07-3088 divided into 10 pollen zones with chronostratigraphy indicated on the right and calibrated ages pointed on the left. The dashed line shows the sedimentation rate change from the glacial period to the deglacial and Holocene periods.

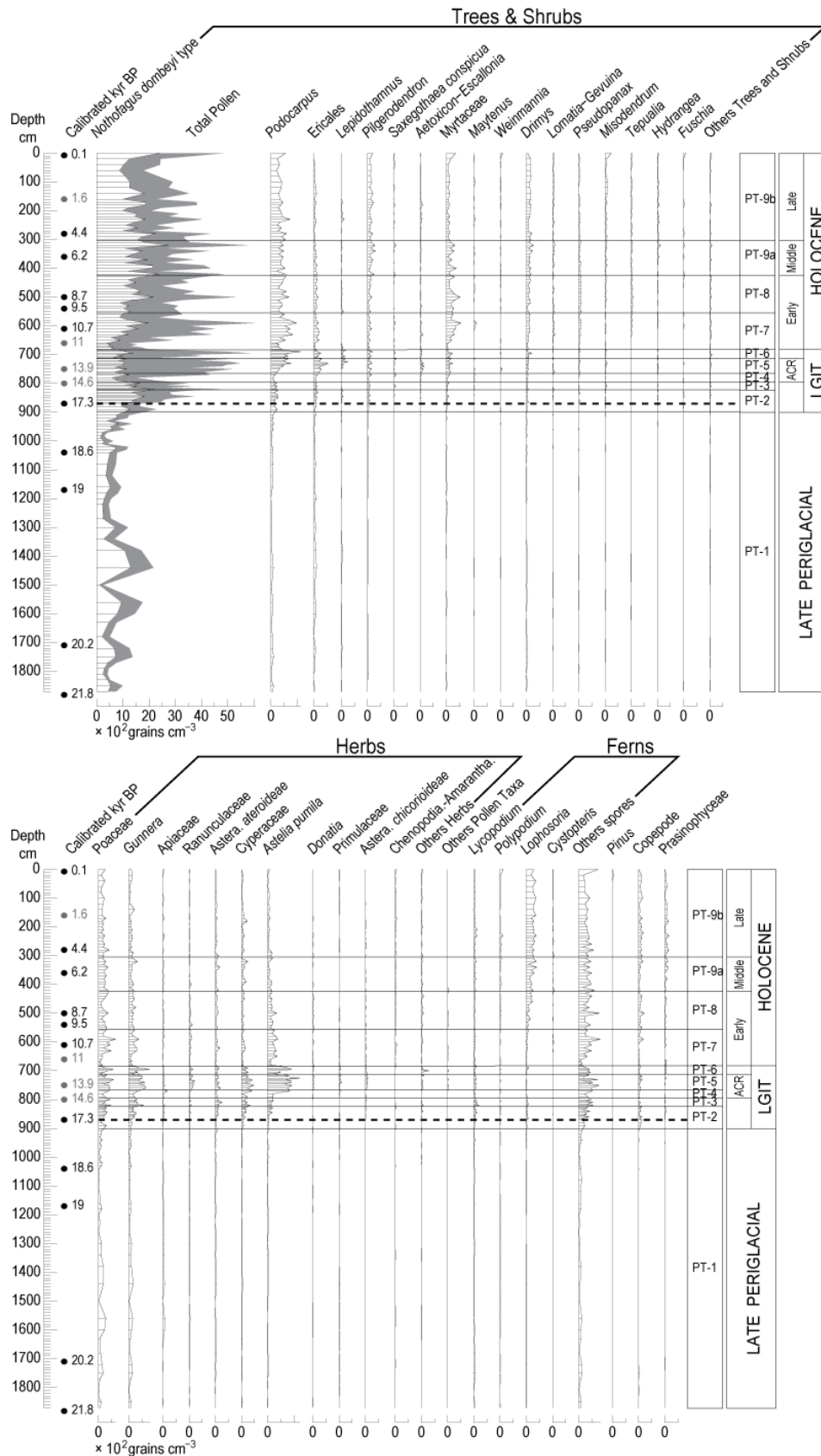


Figure 4.4: Concentration Pollen diagram from core MD07-3088 with the pollen zones and chronostratigraphy indicated on the right and calibrated ages pointed on the left. The dashed line shows the sedimentation rate change from the glacial period to the deglacial and Holocene periods.

1.4.2. PCA analysis

Principal Component Analysis (PCA) is represented by two dimensional-plots or biplots between pollen taxa and each pollen samples. Biplot in Figure 4.5A shows the eigenvectors for major pollen taxa in this study. The Axis 1 mainly contrasts *Drimys*, *Pilgerodendron*, Myrtaceae, *Podocarpus* with Apiaceae, Poaceae, Asteraceae (*asteroideae*), *Gunnera*, Ericales, Cyperaceae. This first component seems to be related to the forest cover: closed-canopy forest with positive values versus open vegetation under cooler conditions with negative values. The Axis 2 mainly contrasts *Nothofagus dombeyi* type with *Astelia pumila*. *N. dombeyi* type corresponds to several tree species with wide ecological range and *A. pumila* is a cushion plant characteristic of the Magellanic moorland that generally grows under more humid conditions than *Nothofagus* tree species. This second component seems to be related to precipitation influence: *Nothofagus* woodland-less humid with positive values versus moorland-more humid with negative values. The Figure 4.5B plots the pollen samples according to the 10 pollen zones. Their succession in the scheme reflects the vegetation changes in the pollen record from the glacial to the present-day.

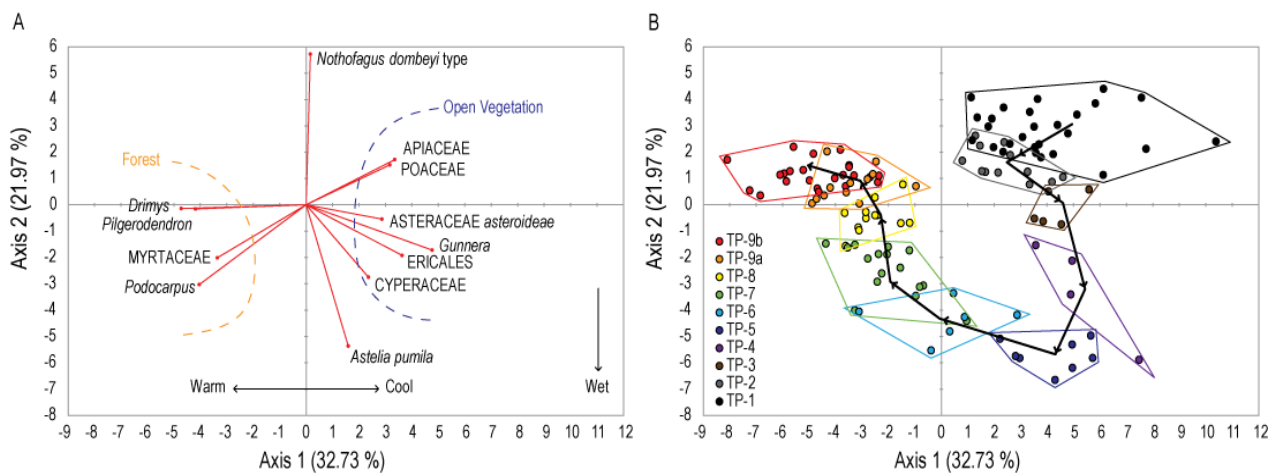


Figure 4.5: Principal Component Analysis (PCA) between pollen percentages and pollen samples with biplot centered on the origin. The sum of the two Axes reaches 54.71% of the original variability (Axis 1 = 32.73% and Axis 2 = 21.97%). (A) Species biplot showing major pollen taxa in pollen analysis $\geq 5\%$. (B) Plot of the pollen samples with the colored polygons that represent the 10 pollen zones. The black arrows underline the succession of the pollen zones.

1.5. Paleoenvironment history from core MD07-3088

1.5.1. Late Glacial Period (22 to 17.6 kyr)

Before 17.6 kyr (TP-1, 90-1890 cm), pollen concentrations show very low values with samples frequently barren of pollen and the average sedimentation rate (300 cm/kyr) is extensively higher than those recorded during the deglaciation and Holocene (60 cm/kyr). This high sedimentation rate is related to massive discharges of debris generated by Patagonian ice field during the last glacial period that was widely extended over the region of Taitao Peninsula (Heusser, 2002). The sediments carried by glaciers have very low organic matter content (including pollen) due to the high dilution by the large amounts of inorganic matter from glaciers (Silva, 2008). Such a process strengthens the low pollen concentrations recorded during the late glacial period. In addition, the high expansion of Patagonian ice field limited the vegetation development that produced therefore less pollen than during the deglaciation and Holocene. These low pollen concentrations observed before 17.6 kyr BP and the different pollen transport mechanism from present-day conditions limit the pollen data interpretation. However, the pollen spectra show poorly diversified vegetation and the dominance of the *Nothofagus dombeyi* type (Figure 4.3). This pollen type includes several tree species that cannot be distinguished by their pollen morphology which are more often over-represented in this region due to their high pollen productivity and their long distance pollen transport favored by winds (e.g. Haberle & Bennett, 2001; Heusser, 1971). This explains the high pollen percentages of *N. dombeyi* type (60%). Nevertheless, during the same period, herbaceous taxa as Poaceae and Apiaceae are well represented and reach their maxima percentages between 22 and 17.6 kyr (Figure 4.3). They are associated with *Gunnera*, Ranunculaceae, Asteraceae and Ericales in high relative values that suggest the development of an open vegetation developed under cold and relative dry conditions. This trend is also shown by the PCA Axis 1 with maximum values toward open vegetation conditions (Figure 4.6). This vegetation might correspond to the Subantarctic Parkland characterized by *Nothofagus*-Poaceae communities which was widespread on glacial and glacio-fluvial deposits (Heusser *et al.*, 1996). In such vegetation, *Nothofagus* trees are expanded in the wind-protected areas while the windy lowlands are largely occupied by Poaceae, Asteraceae, *Empetrum*-Ericales, and other non-arboreal taxa. Consequently, the pollen productivity prior 17.6 kyr (except for *Nothofagus dombeyi* type) could originate from a scattered vegetation

developed along the Chilean coast on the margins and moraines of the south Patagonian ice sheet.

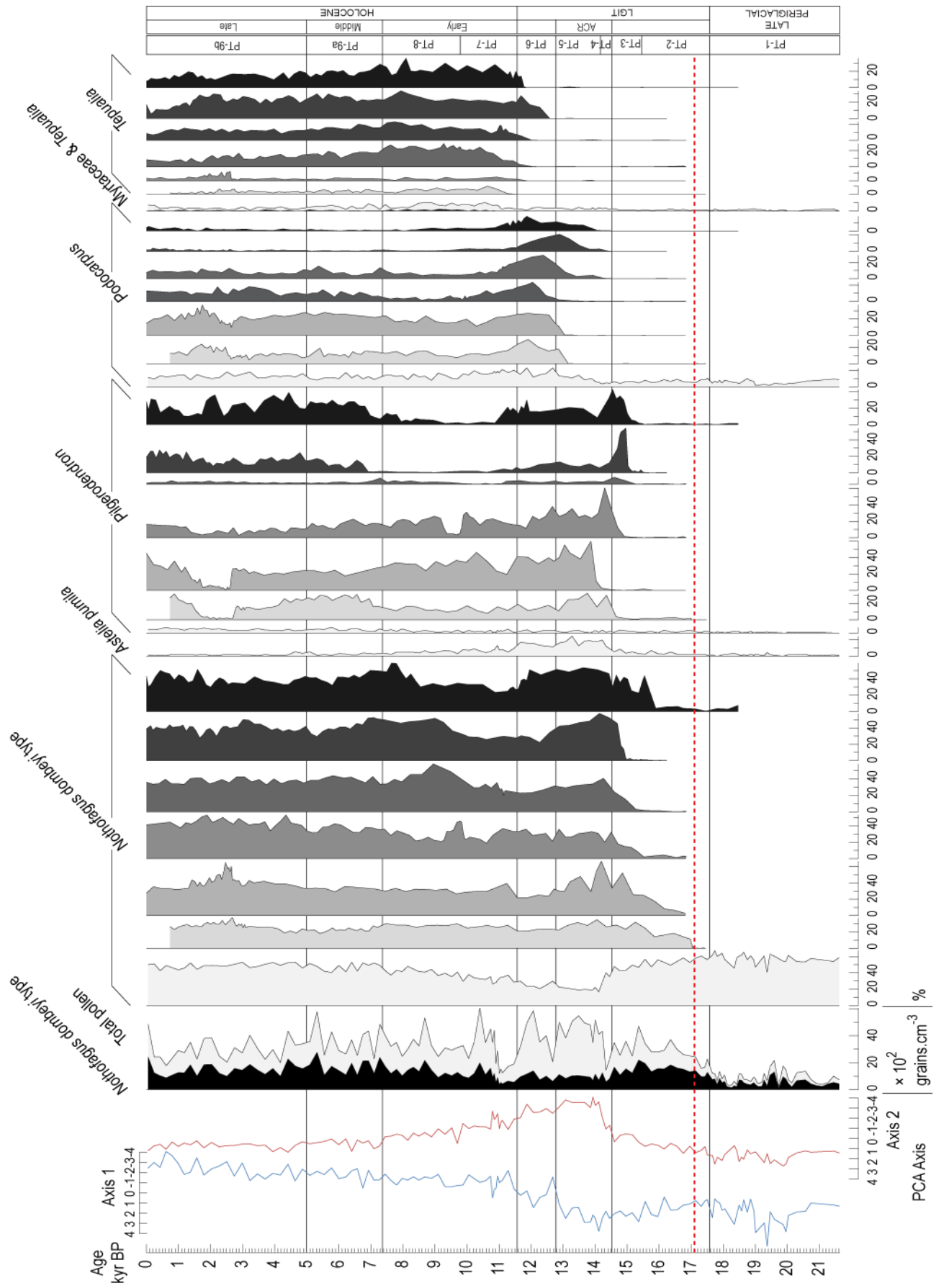
1.5.2. Late Glacial Interglacial Transition (17.6 to 11.5 kyr)

At 17.6 kyr (TP-2, 820-900 cm), the pollen concentration increases abruptly and the sedimentation rate drops (Figure 4.4). The sedimentation rate decrease marks the glacial retreat and the sediment transport mechanisms could be therefore considered as similar to the present-day transport, with a dominance of fluvial sediment transport from surrounding continental area. Initially, the pollen concentration increase can be explained by the sedimentation rate decrease. However, the total pollen concentration continues to increase after the sedimentation rate change at around 17.3 kyr and 870 cm depth. This continue increase of pollen concentration probably illustrates also the colonization of vegetation on land linked to ice cap retreat. The percentages of *Nothofagus dombeyi* type always overrepresented decrease progressively due to the development of other taxa (Figure 4.3). However, *N. dombeyi* type concentrations continue to rise until 15.4 kyr which suggests the expansion of *Nothofagus* woodland (Figure 4.4). This forest expansion correlated with the glacial retreat marks the onset of the last deglaciation in this area with an increase in temperature. After 15.4 kyr (TP-3, 795-820 cm), *Nothofagus dombeyi* type percentage decreases and wetland taxa increase slightly. This general pattern is strengthened between 14.5 and 12.8 kyr (TP 4, 755-795 cm and TP 5, 710-755 cm) by the abrupt increase of *Astelia* (*A. pumila*) that coincides with the drop of *Nothofagus dombeyi* type in percentages and concentrations (Figure 4.3 and 4.4). *Astelia* is a plant characteristic of the Magellanic moorland that grows present-day above 700 m asl in the region of Taitao Peninsula (Haberle & Bennett, 2001) and that expands south of 48°S under cool and very wet conditions with precipitation $\geq 4000 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ (Villagrán, 1988a; Moreno *et al.*, 1999). Such a vegetation change illustrates a reversal trend in the forest development with the expansion of the Magellanic moorland at the expense of the *Nothofagus* woodland. This suggests an abrupt increase in precipitation and a slight decrease in temperature or at least a pause in the warming trend. The PCA analysis also underlines this pattern, with a major shift in values of Axis 2 related to the *Astelia* expansion and with a reversal trend in values of Axis 1 between 15.5 and 13 kyr (Figure 4.6). Immediately after *Astelia* peak, at around 14 kyr, *Podocarpus* increase gradually. Between 12.8 and 11.5 kyr (TP-6, 680-710 cm), the decline of *Astelia* and

the *Nothofagus dombeyi* type re-increase associated with the maximum percentages of *Podocarpus* point out the Magellanic moorland retreat and the expansion of the North Patagonian rainforest. These vegetation changes probably illustrate a slight climatic improvement, although with rather cool and humid conditions related to the *Astelia* still high percentages.

1.5.3. Holocene (11.5 to present)

After 11.5 to 7.4 kyr (TP-7, 555-680 cm and TP-8, 425-555 cm), *Astelia* decrease abruptly and the North Patagonian rainforest continue to expand between 11 and 10 kyr with Myrtaceae, *Pseudopanax* and *Tepualia* (Figure 4.3). The PCA Axis 1 shows also the increase of the closed-canopy forest that reaches negative values after 11 kyr (Figure 4.6). Such a change in vegetation may indicate the beginning of the Holocene climate and corresponds to a precipitation decrease with warmer conditions than present highlighted by the maximum expansion of Myrtaceae. After 7.4 kyr (TP-9a, 305-425 cm), Myrtaceae, *Pseudopanax* and *Tepualia* are less developed and a slight expansion occurs for *Pilgerodendron*, *Nothofagus dombeyi* type and ferns (*Lophosoria*). The *Pilgerodendron* expansion in the North Patagonian rainforest, a tree characteristic of poorly drained site in this region (Haberle & Bennett, 2001) indicates probably cooler and wetter climate conditions than during the onset of the Holocene. The rainforest reaches modern conditions around 5 kyr until the present (TP-9b, 0-305 cm) with a steady representation of the main trees taxa such as *Nothofagus dombeyi* type, *Podocarpus*, Myrtaceae, *Pilgerodendron* and *Drimys* suggesting a climate regime similar to present-day conditions.



1.6. Comparison at a regional scale

In order to differentiate the local environmental changes versus the regional environmental changes, the MD07-3088 pollen record is compared with continental records. This allows to reconstruct vegetation and environment changes during the last 22 kyr at regional scale around Taitao Peninsula (46°S).

During the late glacial period, the Patagonian ice sheet was extended over 1880 km along the Andes (Figure 4.1) and covered the relief from the Argentina Andean piedmont to the Pacific shoreline (Hollin & Shilling, 1981). However, the glacial limit on the Pacific side remains unknown and the existence of unbroken cover of ice is conjectural (Heusser, 2002). The glaciers were at their maximum extent between 34 and 26 kyr (Clapperton *et al.*, 1995; Denton *et al.*, 1999b; Glasser *et al.*, 2004; Kaplan *et al.*, 2004) and persisted in Taitao Peninsula, at the Laguna Stibnite (46°S) with a local ice cap up to 17.4 kyr (Lumley & Switsur, 1993; Heusser, 2002). Near Taitao Peninsula in Chonos Archipelago (44°S), the rapid expansion of forest after the deglaciation suggests the presence of forest refugia during the last glacial period on the western coastal margin probably partly ice-free (Haberle & Bennett, 2004). The presence of such a forest refugia may explain the presence of pollen in core MD07-3088 with low diversity before 18 kyr.

Figure 4.6: PCA axis, total pollen concentration (with *N. dombeyi* type), major pollen taxa percentages and pollen zones from core MD07-3088 against lacustrine pollen records from Taitao Peninsula and Chonos Archipelago according to calibrated ages (Bennett *et al.*, 2000; Haberle & Bennett, 2004). For each taxon in percentage, the sites are indicated in grey shading from MD07-3088 (palest), then Laguna Stibnite, Laguna Six Minutes, Laguna Lincoln, Laguna Lofel, Laguna Facil and Laguna Oprasa (black). The red dashed line shows the sedimentation rate change from the glacial period to the deglacial and Holocene periods. The PCA plot for Axis 1 and Axis 2 is represented on the right. The first Axis contrasts taxa from cooler open vegetation (positive values) with closed-forest (negative values). The second Axis contrasts *Nothofagus* woodland (positive values) with moorland linked to precipitation increase (negative values).

The marine pollen record shows the beginning of the last deglaciation at ~17.6 kyr with the rapid expansion of *Nothofagus* woodland that indicates the glacial retreat and a temperature increase. This result roughly corresponds to the warming trend onset observed in $\delta^{18}\text{O}$ records from the same core at ~18 kyr (Siani *et al.*, 2010). The beginning of the last deglaciation illustrated in core MD07-3088 between 18 and 17 kyr is coeval with numerous paleoenvironmental studies in southern Chile (e.g. Heusser, 1966; Villagrán, 1990; Heusser *et al.*, 1995, 1996; Bennett *et al.*, 2000; Moreno *et al.*, 2001; Massafiero & Brooks, 2002; Abarzúa *et al.*, 2004; Haberle & Bennett, 2004; Moreno, 2004) and the forest expansion after 17.6 kyr is also observed in continental records from 17 to 15 kyr according to the site from Isla de Chiloé to Chilean Channels (Figure 4.6 and 4.7; Villagrán, 1988a; Ashworth *et al.*, 1991; Lumley and Switsur, 1993; Bennett *et al.*, 2000; Haberle and Bennett, 2004).

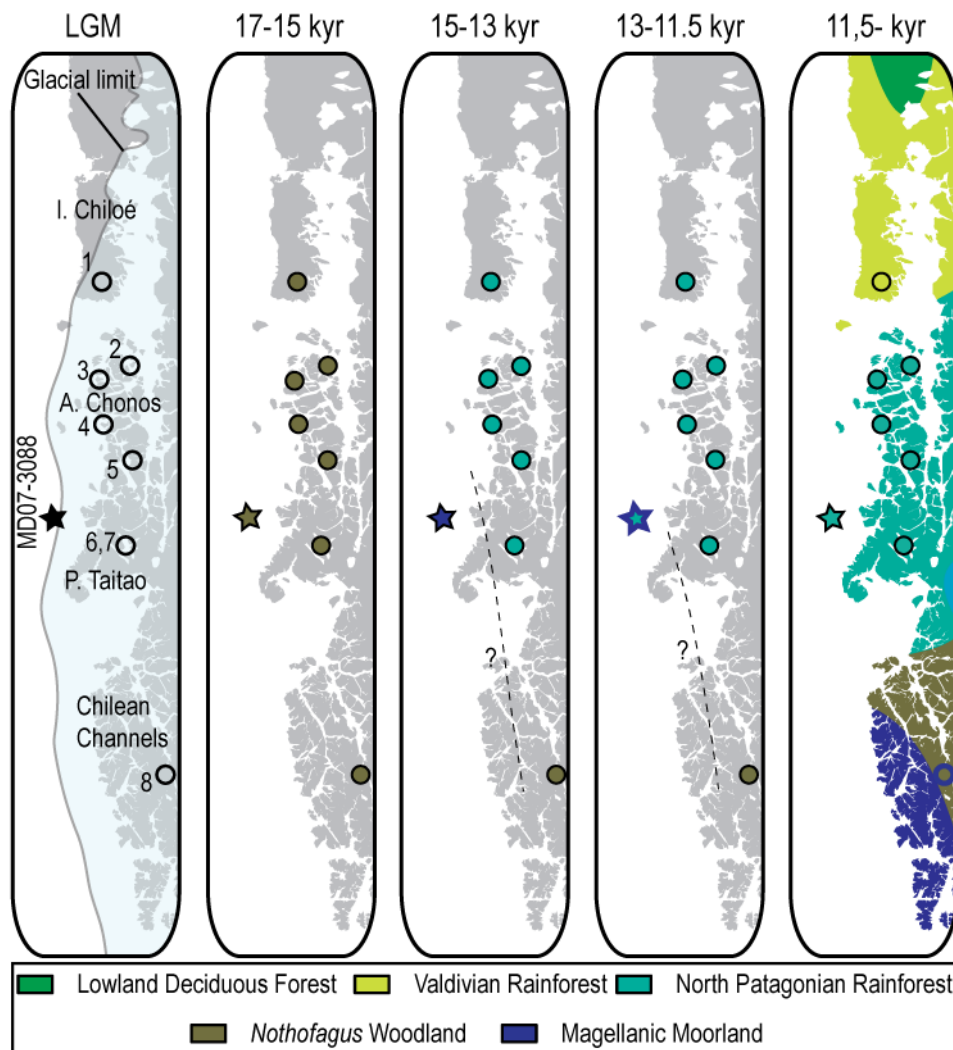


Figure 4.7: Successive vegetation changes during the last Termination near Taitao Peninsula. The dashed line corresponds to the limit between Magellanic moorland and forest. The numbers correspond to the site discussed in the text: 1 Laguna Soledad, Laguna Chaiguata,

Puerto Carmen (Villagrán, 1988b); 2 Laguna Oprasa (Haberle & Bennett, 2004); 3 Laguna Facil (Haberle & Bennett, 2004); 4 Laguna Lofel (Bennett *et al.*, 2000); 5 Laguna Lincoln (Bennett *et al.*, 2000); 6 Laguna Stibnite (Bennett *et al.*, 2000; Lumley & Switsur, 1993); 7 Laguna Six Minute (Bennett *et al.*, 2000); 8 Puerto Eden (Ashworth *et al.*, 1991).

After 14.5 kyr, the Magellanic moorland expansion in core MD07-3088 highlights a reversal event in forest development related to an abrupt increase in precipitation and a slight cooling or at least a pause in the warming trend. Simultaneously, on land in lacustrine sites (Figure 4.6), *Pilgerodendron* shows a large expansion at the expense of *Nothofagus* and no Magellanic moorland expansion occurred (Bennett *et al.*, 2000; Haberle & Bennett, 2004). *Pilgerodendron* is a tree growing in poorly drained sites (Haberle & Bennett, 2001), and its expansion also underlines a moisture increase which may be correlated to Magellanic moorland expansion recorded in core MD07-3088. The Magellanic moorland might have been then preferentially developed on the coastal area of Taitao Peninsula more sensitive to oceanic influence, and this could explain that the marine pollen data alone show its expansion. Such a reversal trend occurred synchronously to the Antarctic Cold Reversal (Jouzel *et al.*, 1995) also indicated in these region by the oxygen isotope record from core MD07-3088 (Siani *et al.*, 2010), by the vegetation changes in core ODP 1233 at 41°S (Heusser *et al.*, 2006b) and the glacier fluctuation from Torres del Paine at 51°S (Moreno *et al.*, 2009b). After ~12.8 kyr (Figure 4.6), the Magellanic moorland declines when *Podocarpus* show highest values and in lacustrine sites, *Podocarpus* develops rapidly at the expense of *Pilgerodendron* forest (Bennett *et al.*, 2000). These results illustrate a slight climatic improvement suggesting a precipitation decrease and a temperature increase.

In this area the Holocene climate conditions begins at ~11.5 kyr with the abrupt retreat of Magellanic moorland which moves southward at 49°S (Figure 4.7) near to their present-day distribution (Ashworth *et al.*, 1991). This warm period onset recorded in core MD07-3088 occurred simultaneously with the marine (e.g. Lamy & Kaiser, 2009; Siani *et al.*, 2010) and continental records of southern Chile (e.g. Abarzúa *et al.*, 2004; Haberle & Bennett, 2004; McCulloch & Davies, 2001; Moreno, 2004). At 11 kyr, the heliophytic trees in this region that correspond to *Tepualia* and Myrtaceae expand in core MD07-3088 up to 8.5-7.4 kyr and mark the warmest and driest conditions of the Holocene climate conditions. These results fit well with vegetation changes recorded in lacustrine sites (except Laguna Facil, Figure 4.6), in particular concerning *Tepualia* expansion that also points out the warmest and

driest Holocene climate conditions at around 11.5-11 kyr (Bennett *et al.*, 2000). After 7.4 kyr, the vegetation shows more variable conditions in heliophytic taxa up to 5 kyr and reaches modern structure with the dominance of the present North Patagonian rainforest under cooler and wetter conditions. On land, in the region of Taitao peninsula (Figure 4.6), the end of climatic optimum occurred between 8 and 6 kyr and the modern conditions are reached generally after 6 kyr (Ashworth *et al.*, 1991; Bennett *et al.*, 2000; Haberle & Bennett, 2004; Villagrán, 1988b). During the late Holocene in Laguna Stibnite and Six Minutes (Figure 4.6), *Pilgerodendron* shows an abrupt decrease between 3 and 2 kyr before to increase (Bennett *et al.*, 2000). Not observed in others lacustrine and marine pollen data, this event seems to be local and could be related to fire regimes and anthropogenic activity, but not to climate change.

1.7. Conclusion

High resolution pollen data from core MD07-3088 represents complete record of coastal vegetation changes in mid latitude of southern Chile during the last 22 kyr. The robust synchronicity with continental pollen record has provided the opportunity to reconstruct vegetation and the main climatic changes at regional scale:

- The vegetation recorded prior to 17.6 kyr suggests that coastal margin was partly ice-free and allowed the presence of scattered vegetation.
- The deglaciation starts around ~17.6 kyr in the Region of Taitao Peninsula.
- The forest with *Nothofagus* woodland expands rapidly after the beginning of deglaciation and persists until 14.5 kyr in the region of Chonos Archiplago and Taitao Peninsula.
- The Magellanic moorland expands between 14.5 kyr and 12.8 kyr and marks a reversal trend with an abrupt increase in precipitation and at least a pause in the warming trend.
- The Magellanic moorland retreat and the North Patagonian rainforest expansion after 12.8 kyr show a climatic improvement strengthened after 11.5-11 kyr by the expansion of Myrtaceae and *Tepualia* illustrating the beginning of the Holocene climate.
- The Holocene climatic optimum occurred between 11 and 8.5-7.4 kyr with warmer and drier conditions than present.

-
- After 7.4 kyr, the decrease *Myrtaceae* and *Tepualia* highlight cooler and wetter conditions and the North Patagonian rainforest reaches modern conditions after 5 kyr.

2. Regional vegetation and climate changes during the last 13 kyr from marine pollen record in Seno Reloncavi, southern Chile

Vincent Montade, Nathalie Combourieu Nebout, Emmanuel Chapron E, Ana M. Abarzúa, Sandor Mulsow, Maxime Debret, Anthony Foucher, Marc Desmet, Thierry Winiarski and Catherine Kissel

This paper is submitted in
Review of Paleobotany and Palynology

2.1. Introduction

The northwestern Patagonia including the Chilean Lake District and Isla Grande de Chiloé (Figure 4.8) was largely covered by piedmont glaciers during the last glaciation the source of numerous lakes (e.g. Batist *et al.*, 2007; Denton *et al.*, 1999b, 1999a). This region represents one of the most studied regions of the South America and gave rise to numerous terrestrial pollen records in peat bogs or lake sediments since the last decades. These studies have reconstructed past vegetation changes illustrating climate changes from the last Termination to the Holocene (e.g. Abarzúa *et al.*, 2004; Abarzúa & Moreno, 2008; Heusser, 1966; Heusser *et al.*, 1996, 1981; Markgraf *et al.*, 2002; Moreno, 1997, 2004; Moreno *et al.*, 1999, 2001; Moreno & León, 2003; Vargas-Ramirez *et al.*, 2008; Villagrán, 1988a, 1988b, 1980). After the Last Glacial Maximum, the glacial retreat recorded in the region of the Chilean Lake District and Isla Grande de Chiloé (e.g. Denton *et al.*, 1999a, 1999b; Heusser & Flint, 1977) allows the expansion of the North Patagonian rainforest southward on the new deglaciated lands during the last Termination. The Valdivian rainforest develops at the expense of the North Patagonian rainforest between the early and mid-Holocene showing warmer and drier conditions in this region. Then, the late Holocene highlights an opposite trend characterized by the re-expansion of the North Patagonian rainforest taxa under cooler and wetter conditions. The comparison between these terrestrial pollen records and the marine pollen records remains poorly investigated in southern Chile and only two sites off the northern Patagonia studied the past vegetation changes from marine cores at ~41°S and 36°S (Heusser *et al.*, 2006a, 2006b). These off-shore studies provided two continuous records of glacial/interglacial changes and have shown the vegetation and climate changes >50 kyr at regional scale that closely resemble changes in Antarctic ice core data. The marine pollen record from MD07-3104, is the first marine pollen records in southern Chilean fjord from northwestern Patagonia. This marine core collected in 2007 in Seno Reloncavi fjord (41°S) gives an unique opportunity to perform a large regional record of vegetation and climate changes during the last 13 kyr allowing a large comparison with the numerous terrestrial pollen records around Seno Reloncavi. The climatic reconstruction in this region will be therefore strengthened by the comparison between marine and terrestrial pollen records to discriminate local vegetation changes versus regional vegetation changes and help to better differentiate the impact of global changes versus edaphic or human influence on the Chilean vegetation.

2.2. Environment Setting

The seaway, "Seno Reloncavi" ($41^{\circ}20'$ - 42° S, Figure 4.8B) is located in the southern part of the Chilean Lake District. This region is characterized by numerous lakes resulting of glacier erosion that have hollowed out a central valley bordered by the "Cordillera de la Costa" to the west and the "Cordillera de los Andes" to the east. The high tectonic activity results here in numerous volcanoes along the "Cordillera de los Andes" and earthquakes triggered numerous landslides both on land, in lakes and in fjords (Chapron *et al.*, 2006; St-Onge *et al.*, accepted).

In this region, the climate is temperate and hyper-humid and the precipitation are almost entirely controlled by the southern hemisphere westerly wind (Garreaud, 2007; Garreaud *et al.*, 2009). During the Austral winter, the northern margin of the westerly wind belt shifts northward and provides high precipitation rainfall in this region, up to $\sim 35^{\circ}$ S. Then, during the Austral summer, the westerly wind belt shift south of 45° S. At Puerto Montt, the mean annual temperature at around 10°C is rather uniform throughout the year inducing a low seasonality while the precipitation show strong seasonality and reach around $2000 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$. Increasing altitude on the western flank of the Andes generates a high climatic gradient with strong orographic rainfall (3000 to 5000 mm) and decrease in temperature (Figure 4.8C).

Influenced by the prevailing westerly winds, the open ocean circulation is characterized by the Antarctic Circumpolar Current (ACC) that generates two surface currents (Figure 4.8A): (i) an equatorward surface current called the Peru-Chile Current (PCC) flowing from 38° S in Austral winter and from 45° S in Austral summer and, (ii) a rather diffuse poleward surface current called the Cap Horn Current (CHC) that flows from 38° S in austral winter and from 46° S in austral summer (Strub *et al.*, 1998). These currents follow the coast and have therefore less influence in the fjord system than in open ocean. In Seno Reloncavi, two main water masses are identified (Siever & Silva, 2008): (i) the Estuarine Water, a surface layer that moves from fresh water source to the ocean and, (ii) the Subantarctic Water ($>30 \text{ m}$ depth), an intermediate layer modified by surface fresh water enters by Golfo Corcovado and flows northward as far as Seno Reloncavi (Figure 4.8A). The water masses are also influenced by tide and fluvial discharges that induce estuarine conditions due to the surface runoff, groundwater flows and local rivers (Pantoja *et al.*, 2011). For example, Petrohué River flows into the Reloncavi Fjord and generates a high river discharge at around $278 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Dirección General de Aguas, www.dga.cl).

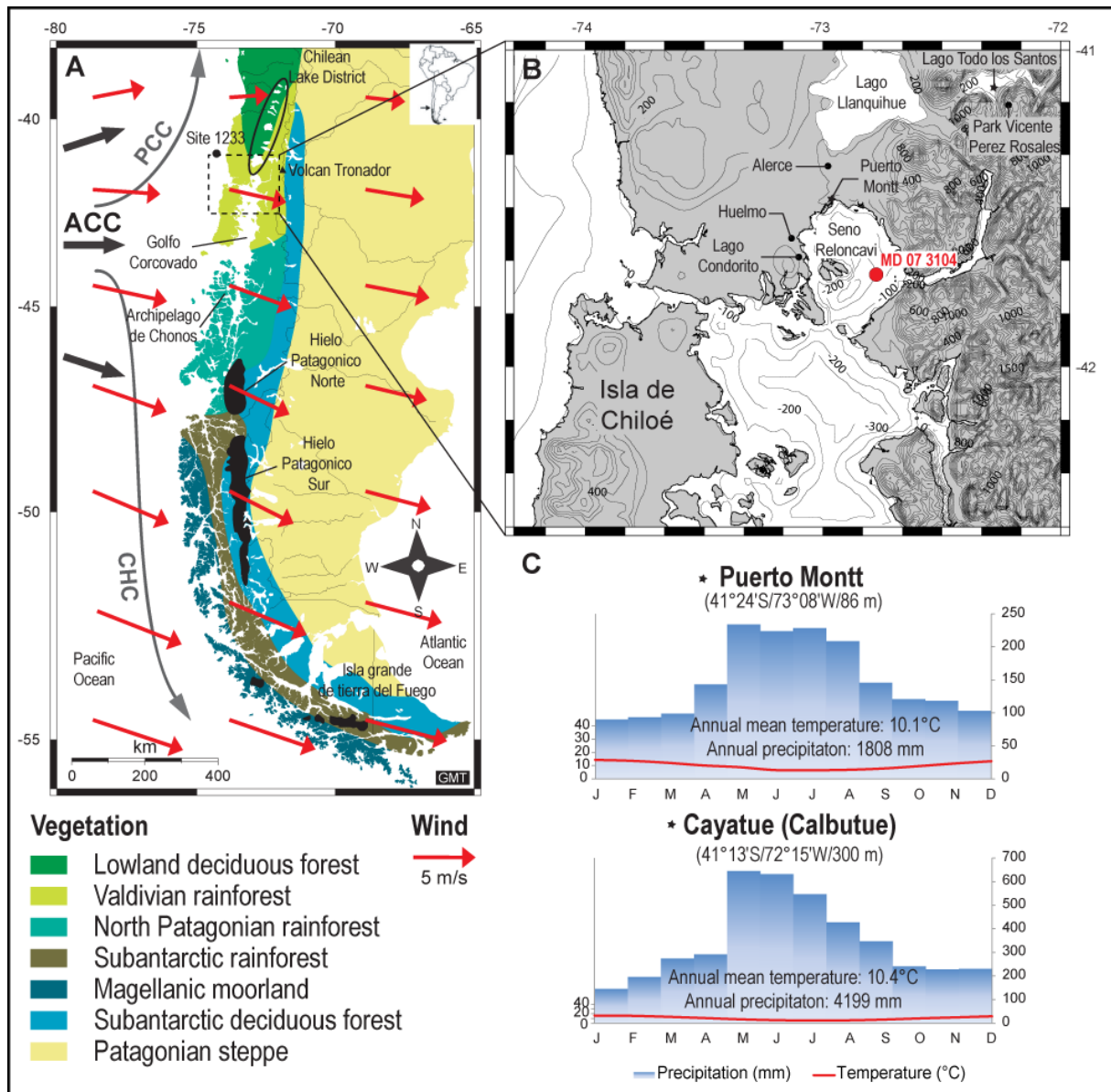


Figure 4.8: Location maps of Patagonia and study area: (A) Vegetation map (after Schimithüsen, 1956) with the southern Patagonian icefield (black area), annual average of winds (Kalnay *et al.*, 1996) and main oceanic currents (ACC, Antarctic Circumpolar Current, PCC, Peru Chile Current, CHC, Cap Horn Current) (Strub *et al.*, 1998). (B) Location of core MD07-3104 in Seno Reloncavi and the main site discussed in the text. (C) Ombrothermic diagrams near to the studied site (data from New_LocClim software; Grieser *et al.*, 2006).

The southern Chile vegetation is characterized by seven main associations according to latitude and altitude (Figure 4.8A). In the Chilean Lake District, the vegetation corresponds to a broadleaf temperate rainforest growing between 0 and 1200/1300 m above sea level (asl) including several associations (e.g. Heusser, 1966; Moreno *et al.*, 1999; Schimithüsen, 1956; Villagrán, 1980):

- Below ~500/600 m asl the Valdivian rainforest predominates and shows high forest diversity with the development of numerous species of trees (Moreno & León, 2003). The main characteristic species are *Nothofagus dombeyi*, *Eucryphia cordifolia*, *Aextoxicon punctatum*, *Caldcluvia paniculata*, and *Weinmannia trichosperma*. Woody climbers such as *Hydrangea serratifolia*, *Pseudopanax laetevirens* and epiphytic taxa such as *Misodendrum linearifolium* grow frequently in these forest communities.
- Between ~600 and ~1000 m asl, the North Patagonian rainforest expands and is characterized by tree species such as *Nothofagus dombeyi*, *Nothofagus nitida*, *Nothofagus betuloides*, *Weinmannia trichosperma*, *Drimys winteri* and several myrtaceous species. This vegetation is associated with expansion of cold-resistant conifers such as *Fitzroya cupressoides*, *Pilgerodendron uviferum* and *Podocarpus nubigenus*. The poorly drained sites result in the development of open forests with the predominance of *Pilgerodendron uviferum*, *Tepualia stipularis* and *Nothofagus nitida* (Haberle & Bennett, 2001).
- Between ~1000 and ~1200/1300 m asl, the North Patagonian rainforest is replaced by deciduous trees, the Subantarctic deciduous forest. The main tree species are *Nothofagus pumilio* and *Nothofagus antarctica*.
- The altitude 1200/1300 m asl corresponds to the tree-line above which the Andean tundra develops with open vegetation. The main representative plants are grasses such as Asteraceae (*Baccharis* spp., *Nassauvia* spp.), Ericaceous shrub (*Empetrum rubrum*, *Pernettya poepiggi*), *Astelia pumila*, *Drosera uniflora*, *Myrteola nummularia*, Apiaceae (*Azorella* spp.) etc.

In southern Chile, the different vegetation types are well represented by the pollen distribution in marine surface samples as shown by a recent study that linked the pollen content in marine sediment with the vegetation from the nearby continental area (Montade *et al.*, 2011). The high river discharges in Seno Reloncavi is the major source of terrigenous organic matter (Silva *et al.*, 2011) including pollen. In this region, the terrestrial material was largely retained within the fjords and decreases rapidly from the fjords to the oceanic area

(Aracena *et al.*, 2011; St-Onge *et al.*, accepted; Silva *et al.*, 2011). Moreover, the irregular bottom topography and the presence of several sills slow down the water masses circulation and enhance the deposition and the sinking of the particles (Pantoja *et al.*, 2011; Siever & Silva, 2008). Consequently, these processes reduce the pollen drifting by currents in the Patagonian fjords such as in the Seno Reloncavi. In addition, the pollen input are reinforced by the contribution of the strong westerly wind that carries pollen from the surrounding lands to Seno Reloncavi. This system limit therefore the long distance pollen transport and we expect that the pollen content of the core MD07-3104 mainly transported by high fluvial discharge and winds represents the local to regional vegetation around Seno Reloncavi.

2.3. Materiels and Methods

2.3.1. Lithology

The core MD07 3104 (41°42'40''S, 072°46'41''W, 326 m water depth, 21.77 m length) was taken in the main basin of the Seno Reloncavi during the "PACHIDERME" cruise MD/159, on board of R/V Marion Dufresne II, with a CALYPSO Piston corer (Kissel & The Shipboard Scientific Party, 2007). In addition, a 7 m long CALYPSO CASQ gravity corer (MD07-3105 Cq) was retrieved at a nearby location to sample well-preserved material near the water-sediment interface. The coring site in Seno Reloncavi was selected in undisturbed sediment drift deposits based on high resolution seismic profiling. The lithologies of these two overlapping cores consists in homogenous and slightly bioturbated olive grey to greyish silty clays rich in diatoms, and frequently containing shells and shell fragments (Figure 4.9). Digital images of core lithologies were measured onboard on a Geotek multi-sensor track and highlight a 5 cm thick dark sandy tephra layer with a sharp basal contact but a gradational upper limit documented at 19.35 m core depth.

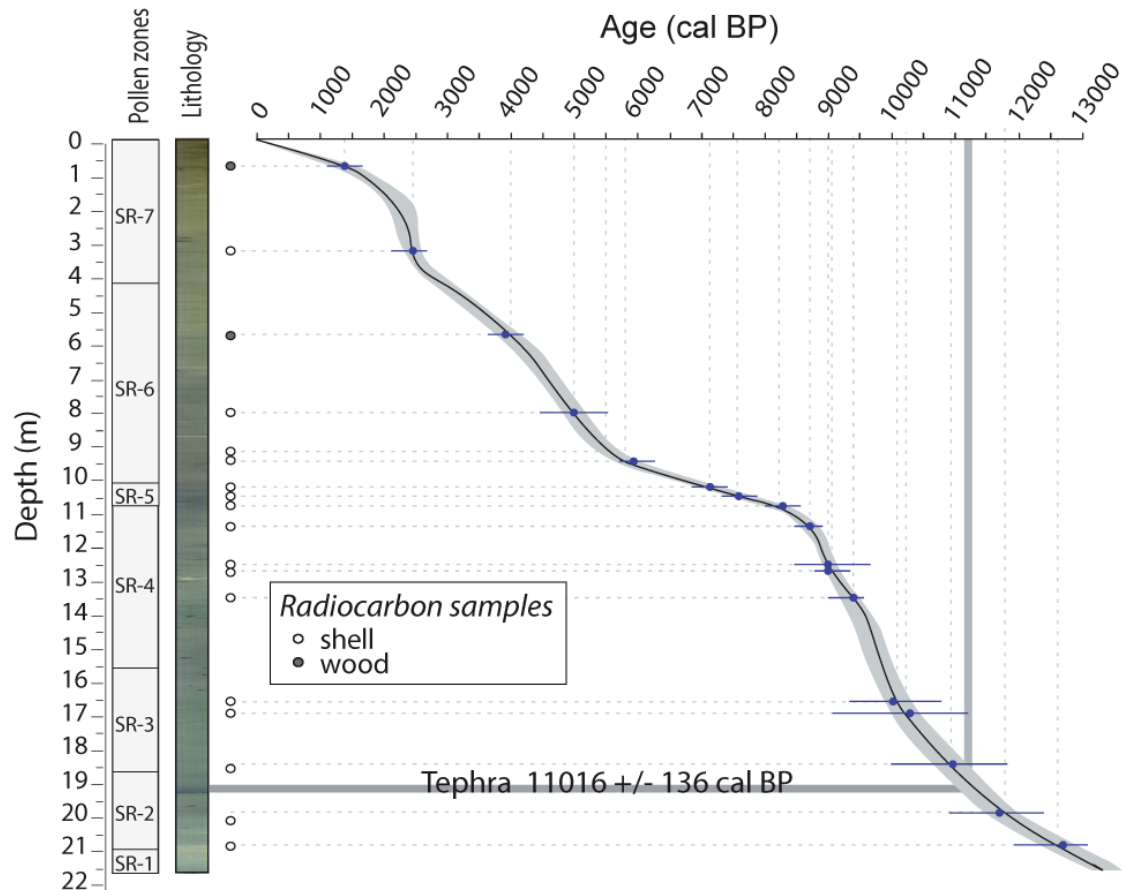


Figure 4.9: Lithology, chronology and pollen zones of core MD07-3104 in Seno Reloncavi.

2.3.2. Chronology

The age-depth model of core MD07-3104 is based on 22 radiocarbon dates (Figure 4.9 Table 4.3) performed at Poznan radiocarbon laboratory (Poland) and at LMC14 laboratory (France). This chronology is established from (numerous) shells, shell debris and some (rare) wood debris by running the “CLAM” program (Blaauw, 2010) under the mathematic software “R” version 2.12.2. Calibration of radiocarbon ages were performed by using the IntCal09 calibration curve (Reimer *et al.*, 2009). One shell and one wood debris dated in core MD07-3105 Cq were integrated into the MD07-3104 age-depth model based on the precise correlation of sedimentary facies from each cores. In addition, one wood debris and shell debris sampled at the same core depth in the nearby Calypso core MD07-3107 retrieved in Reloncavi fjord (cf. St-Onge *et al.*, accepted) within bioturbated clays allowed estimating the reservoir age (575 years) that should be applied to radiocarbon dates on shells before 5000 yrs BP in the study area. This estimation is further supported in core MD07-3104 by correlating

the outstanding black tephra layer occurring at 19.35 m core depth and dated to 11, 106 +/- 136 cal BP, with a major regional eruption of the Volcano Chaiten identified both in lacustrine cores as well as in the ODP site 1233 (Abarzúa *et al.*, 2004; Abarzúa & Moreno, 2008; Hajdas *et al.*, 2003; Lamy *et al.*, 2004; Moreno & León, 2003) and dated at $\sim 9600 \pm 50$ ^{14}C yr (10, 950 +/- 130 cal yr BP). Based on the identification of several major historical earthquakes in core MD07-3107 from Reloncavi fjord, St-Onge *et al.* (accepted) have also shown that a reservoir age of 400 years should be applied to radiocarbon dates on shells after 5000 yrs BP. Thus in core MD07-3104, a reservoir age of 400 years was applied for the late Holocene and of 575 years for the Late Glacial and the early to mid-Holocene. In this study, hereafter, all ages will be discussed as calibrated (cal) yr Before Present (BP).

Table 4.3: Radiocarbon ages obtained by accelerator mass spectrometry (AMS) dating of shell and wood debris in Seno Reloncavi (cores MD07-3104; MD07-3105Cq) and in Reloncavi Fjord (MD07-3107).

Lab. Num.	Sample Name	Core Depth (cm)	Material	14C-Age (BP)	Res. Age (yrs)	Corrected Age (BP)	Age cal. yr. BP (2 σ)
SacA 16367	MD07-3104-I 85	85	wood	1545 \pm 30	0	1545 \pm 30	1452 \pm 48
Poz-20878	MD07-3105 Cq-319	335	shell	2835 \pm 30	400	2435 \pm 30	2526 \pm 130
Poz-20916	MD07-3105 Cq-589	591	wood	3620 \pm 35	0	3620 \pm 35	3950 \pm 72
SacA 16369	MD07-3104-VI 74	824	shell	4865 \pm 30	400	4465 \pm 30	5110 \pm 97
SacA 16370	MD07-3104-VII 75	975	shell	5825 \pm 30	575	5250 \pm 30	5992 \pm 47
SacA 16371	MD07-3104-VII 91	991	shell	5860 \pm 30	575	5285 \pm 30	6041 \pm 51
SacA 16372	MD07-3104-VIII 6	1056	shell	6865 \pm 30	575	6290 \pm 30	7223 \pm 35
SacA 16373	MD07-3104-VIII 16,5	1066,5	shell	7355 \pm 30	575	6780 \pm 30	7624 \pm 32
SacA 16374	MD07-3104-VIII 45	1095	shell	7775 \pm 30	575	7200 \pm 30	8002 \pm 30
SacA 16375	MD07-3104-VIII 110,5	1160,5	shell	8285 \pm 30	575	7710 \pm 30	8486 \pm 53
SacA 16376	MD07-3104-VIII 113,5	1163,5	shell	8415 \pm 30	575	7840 \pm 30	8618 \pm 81
Poz-29330	MD07-3104-IX-1267	1267	shell	8520 \pm 50	575	7945 \pm 50	8788 \pm 130
SacA 16377	MD07-3104-IX 71	1271	shell	8490 \pm 30	575	7915 \pm 30	8700 \pm 55
SacA 16378	MD07-3104-X 25	1375	shell	8745 \pm 30	575	8170 \pm 30	9102 \pm 75
SacA 16379	MD07-3104-XII 21,5	1671,5	shell	9355 \pm 35	575	8780 \pm 35	9790 \pm 145
Poz-29331	MD07-3104-XII-1703	1703	shell	9370 \pm 50	575	8795 \pm 50	9833 \pm 200
SacA 16380	MD07-3104-XIII 65	1865	shell debris	9950 \pm 35	575	9375 \pm 35	10599 \pm 180
Poz-29932	MD07-3104-XIV 2001	2001	wood	10500 \pm 50	0	10500 \pm 50	12394 \pm 250
SacA 16382	MD07-3104-XIV 65,5	2015,5	shell debris	10510 \pm 35	575	9935 \pm 35	11354 \pm 150
SacA 16381	MD07-3104-XIV 151	2101	shell debris	10930 \pm 35	575	10355 \pm 50	12176 \pm 110
Poz-29933	MD07-3107-XVII 2534	2534	wood	4520 \pm 35	0	4520 \pm 35	5182 \pm 90
SacA 16389	MD07-3107-XVII 2534	2534	shell debris	5095 \pm 30	575	4520 \pm 30	5197 \pm 125

2.3.3. Pollen analysis

Pollen samples were prepared using the classical chemical protocol from (Faegri & Iversen, 1975): after drying, volume measuring and sieving through a 150 μm mesh screen, pollen samples were treated using HCl and HF. A known amount of *Lycopodium* marker (in

calibrated tablet) has been added to each sample prior to chemical treatment in order to calculate the pollen concentration (grains.cm^{-3}) and pollen influx ($\text{grains.cm}^{-2}.\text{yr}^{-1}$). The residues were mounted on palynological slides with glycerin and pollen grains were counted using a light microscope (Olympus BX51) at $\times 400$ magnification or $\times 1000$ magnification for determination. Several pollen atlases helped to pollen identification (Heusser, 1971; Markgraf & d' Antoni, 1978; Villagrán, 1980). Pollen percentages are based on sums ≥ 300 of pollen grains and 62 pollen taxa were determined in the 57 pollen samples. Percentages were calculated on the total pollen sum (excluding unknown, spores and exotic pollen). Spore percentages were calculated on the total pollen sum (excluding unknown and exotic pollen). The pollen records were plotted by Psimpoll (Bennett, 1994) and divided into zones on the basis of Constrained Cluster Analysis by Sum of Squares analysis (CONISS) with pollen taxa $\geq 1\%$ (Grimm, 1987). Principal Component Analysis (PCA) was performed on pollen taxa $\geq 5\%$. PCA represents two dimensional-plots or biplots between pollen taxa and each pollen samples.

2.4. Results

2.4.1. Pollen zones

The MD07-3104 pollen records are presented in percentages and concentrations (Figure 4.10, 4.11 and 4.12). The pollen diagram is divided in 7 pollen zones showing the major changes of key indicator taxa presented in Table 4.4. The total pollen concentration extremely high fluctuates between 10,000 and 45,000 grains.cm^{-3} (Figure 4.11). Several concentration peaks occur with a regular interval of $\sim 1000/2000$ kyr at around 2.2 (215 cm), 2.9 (445 cm), 4.8 (815 cm), 7.1 (1045 cm), 8.7 (1225 cm), 9.6 (1605 cm), 10.8 (1905 cm) and 12.1 kyr (2095 cm). These peaks occur also in pollen influx in different proportions due to the sedimentation rate changes and thus due to the sediment input changes. At 7.1 kyr, the concentration peak is weaker in pollen influx due to the low sedimentation rate. This concentration peak is therefore overestimates due to the decrease of sedimentation rate. However it remains uneasy to discriminate the sediment inputs between the fluvial input and the wind influence. This millennial-scale variability in peaks of pollen concentration and influx are linked to different taxa according to the depth and occur with major vegetation changes (Figure 4.11). The comparison with terrestrial pollen record will indicate if the

changes of sediment inputs have a significant influence about the representation of vegetation changes in core MD07-3104.

Table 4.4: Pollen zones from core MD07-3104 related to depth, age range, pollen signature and associated with climatic changes.

Period	Pollen Zone	Pollen Signature	Climate
Late Holocene	SR-7	<i>Nothofagus dombeyi</i> type abundant (15-25%)	Cool and humid
	5-425 cm	Increase in <i>Fitzroya-Pilgerodendron</i> (5-10%) and <i>Podocarpus</i> (10%)	
	0-2.8 kyr	Slight increase in <i>Lomatia-Gevuina</i> (5%) Decrease in <i>Eucryphia-Caldcluvia</i> (10-15%) and <i>Hydrangea</i> (5-10%)	
Middle Holocene	SR-6	<i>Nothofagus dombeyi</i> type abundant (15-25%)	Semi humid with succession of warm and cool pulses
	425-1025 cm	Increase in <i>Weinmannia</i> (10-15%), <i>Eucryphia-Caldcluvia</i> (10-15%), Myrtaceae (5-10%), <i>Hydrangea</i> (10%)	
	2.8-6.7 kyr	Slight increase in <i>Misodendron</i> (5%) and <i>Fitzroya-Pilgerodendron</i> (5%) Oscillations in <i>Podocarpus</i> (5-10%) and <i>Aextoxicon-Escallonia</i> (5%) Slight decrease in Poaceae (10%)	
	SR-5	Peak in <i>Nothofagus dombeyi</i> type (40%)	
Middle Holocene	1025-1060 cm	Slight increase in <i>Podocarpus</i> (5-10%) and Poaceae (10-15%)	Temperate and semi-dry
	6.7-7.4 kyr	Decrease in other main pollen taxa <i>Weinmannia</i> (5%), <i>Eucryphia-Caldcluvia</i> (5%), Myrtaceae (<5%), <i>Hydrangea</i> (5%) and <i>Aextoxicon-Escallonia</i> (<5%)	
Early Holocene	SR-4	<i>Nothofagus dombeyi</i> type abundant (15-25%)	Warm and semi-dry
	1060-1585 cm	Oscillations in Myrtaceae (10%) and <i>Hydrangea</i> (10%)	
	7.4-9.6 kyr	Increase in <i>Eucryphia-Caldcluvia</i> (10-20%) Decrease in <i>Weinmannia</i> (5-10%) and <i>Aextoxicon-Escallonia</i> (10→5%) Slight increase in Poaceae (10%)	
Early Holocene	SR-3	Abrupt decrease in <i>Weinmannia</i> (10-15%)	Warm and semi-dry
	1585-1885 cm	Increase in <i>Nothofagus dombeyi</i> type (20%), <i>Hydrangea</i> (10%) and <i>Aextoxicon-Escallonia</i> (10%)	
	9.6-10.7 kyr	Regular increase in <i>Eucryphia-Caldcluvia</i> and Myrtaceae (5→10%) Low percentages in <i>Podocarpus</i> (5%) and <i>Fitzroya-Pilgerodendron</i> (<5%) Slight increase in <i>Lophosoria</i> (5%)	
	SR-2	Abrupt increase in <i>Weinmannia</i> (30%)	
Last Termination	1885-2115 cm	Decrease <i>Nothofagus dombeyi</i> type (10-15%), Myrtaceae (5%) and <i>Hydrangea</i> (5%)	Climatic variability
	10.7-12.3 kyr	Regular decrease in <i>Fitzroya-Pilgerodendron</i> (10→5%) and <i>Podocarpus</i> (15→5%)	
Last Termination	SR-1	High percentages in tree pollen taxa, <i>Nothofagus dombeyi</i> type (20%), <i>Podocarpus</i> (10-15%), <i>Fitzroya-Pilgerodendron</i> (10%),	Cool and Humid
	2115-2172 cm	Myrtaceae (10%), <i>Aextoxicon-Escallonia</i> (<10%), <i>Weinmannia</i> (<10%), <i>Hydrangea</i> (<10%) and <i>Eucryphia-Caldcluvia</i> (<5%) Low percentages in herbs pollen taxa (<5%), Poaceae (5-10%) <i>Lophosoria</i> (<5%)	

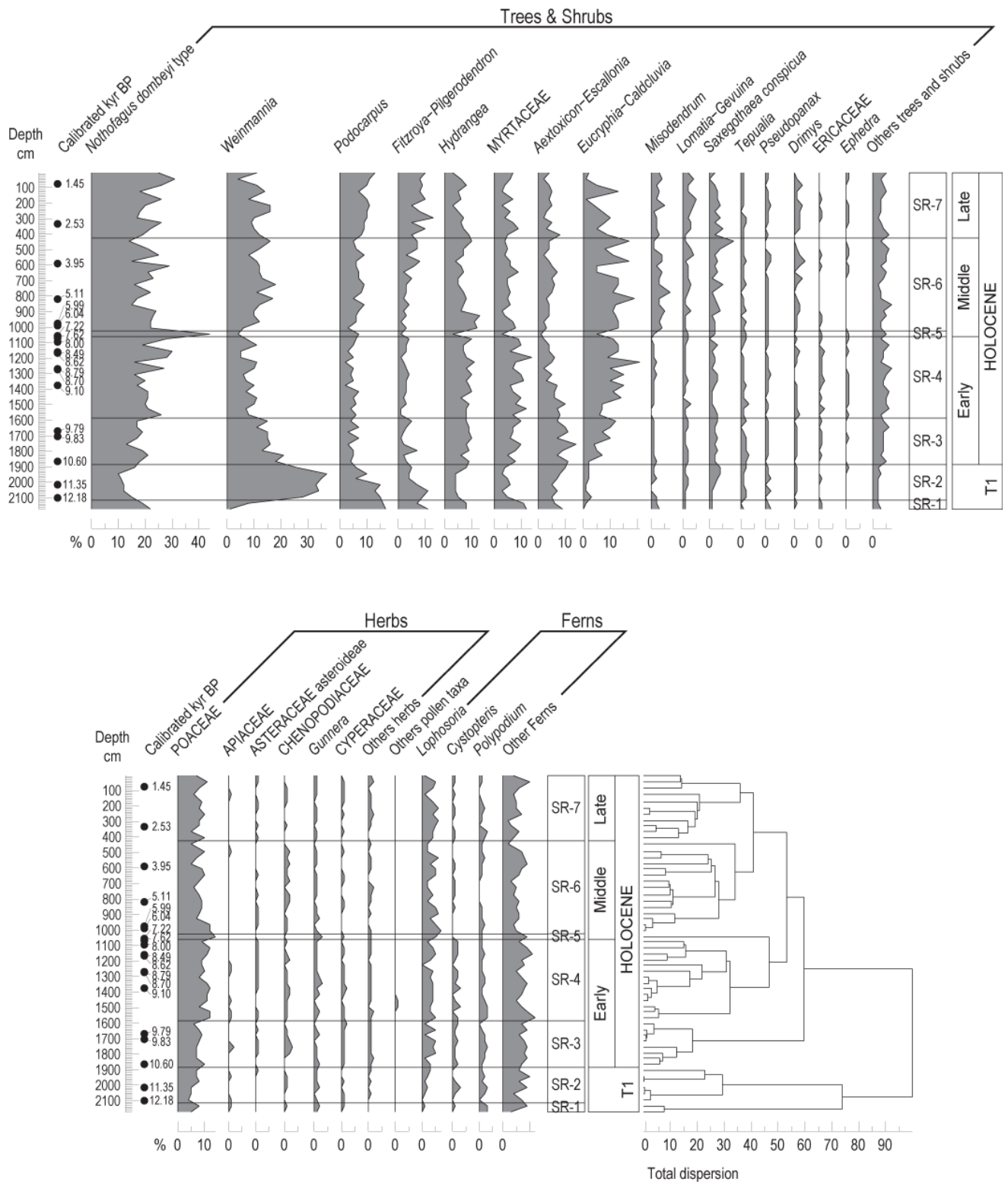


Figure 4.10: Percentage pollen diagram from core MD07-3104 according to depth. Calibrated ages pointed on the left and chronostratigraphy with pollen zones are indicated on the right.

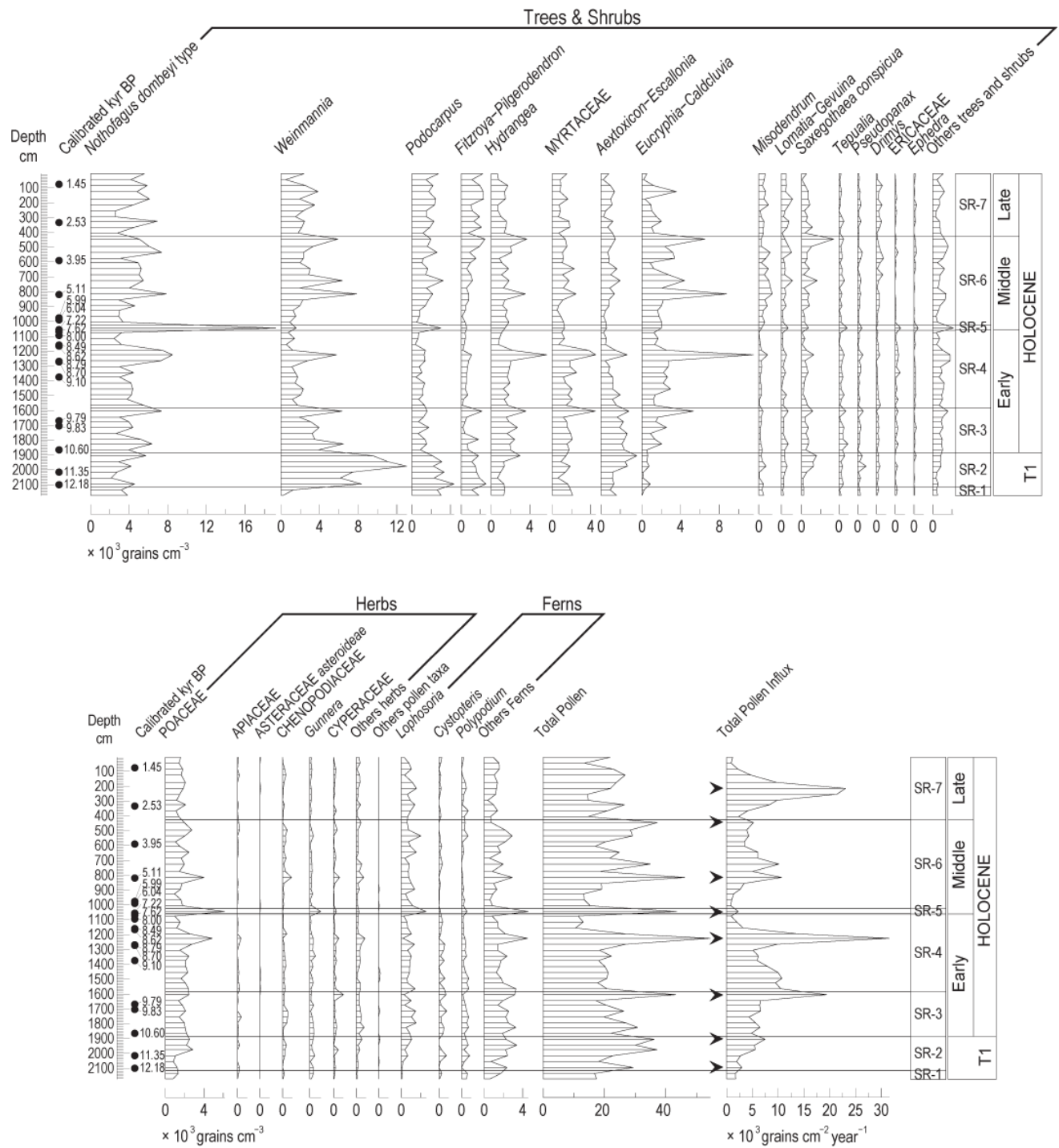


Figure 4.11: Concentration pollen diagram from core MD07-3104 according to depth. Calibrated ages pointed on the left and chronostratigraphy with pollen zones are indicated on the right. The black arrows indicate the concentration peaks.

2.4.2. PCA analysis

Biplot shows eigenvectors for major pollen taxa used in this study (Figure 4.12a). The horizontal Axis 1 mainly contrasts *Hydrangea*, *Eucryphia-Caldcluvia*, Myrtaceae, Poaceae, and *Nothofagus dombeyi* type with *Podocarpus*, *Fitzroya-Pilgerodendron* and ubiquitous taxa *Weinmannia*. The Valdivian rainforest taxa (*Hydrangea*, *Eucryphia-Caldcluvia*, Myrtaceae) and the *Nothofagus*-Poaceae association grow generally with drier conditions than the conifer taxa (*Podocarpus* and *Fitzroya-Pilgerodendron*) and the ubiquitous taxa *Weinmannia*. Consequently, this first Axis seems to oppose drier (negative values) versus wetter (positive values) conditions. The vertical Axis 2 contrasts *Nothofagus dombeyi* type, *Misodendrum*, *Podocarpus*, *Fitzroya-Pilgerodendron*, and Poaceae with *Aextoxicon-Escallonia*, *Weinmannia*, *Hydrangea*, Myrtaceae. The cold-resistant conifer taxa (*Podocarpus* and *Fitzroya-Pilgerodendron*), *Nothofagus dombeyi* type and Poaceae can grow with cooler condition than the other taxa. This second Axis seems to be related to temperature and it opposes the North Patagonian rainforest taxa living under cooler conditions (negative values) versus the Valdivian rainforest taxa living under warmer conditions (positive values). *Misodendrum* is plotted near to *Nothofagus dombeyi* type because it is a parasite of *Nothofagus* trees. The Figure 4.12b plots samples eigenvalues according to the 7 pollen zones that reflect the succession of vegetation changes during the last 13 kyr.

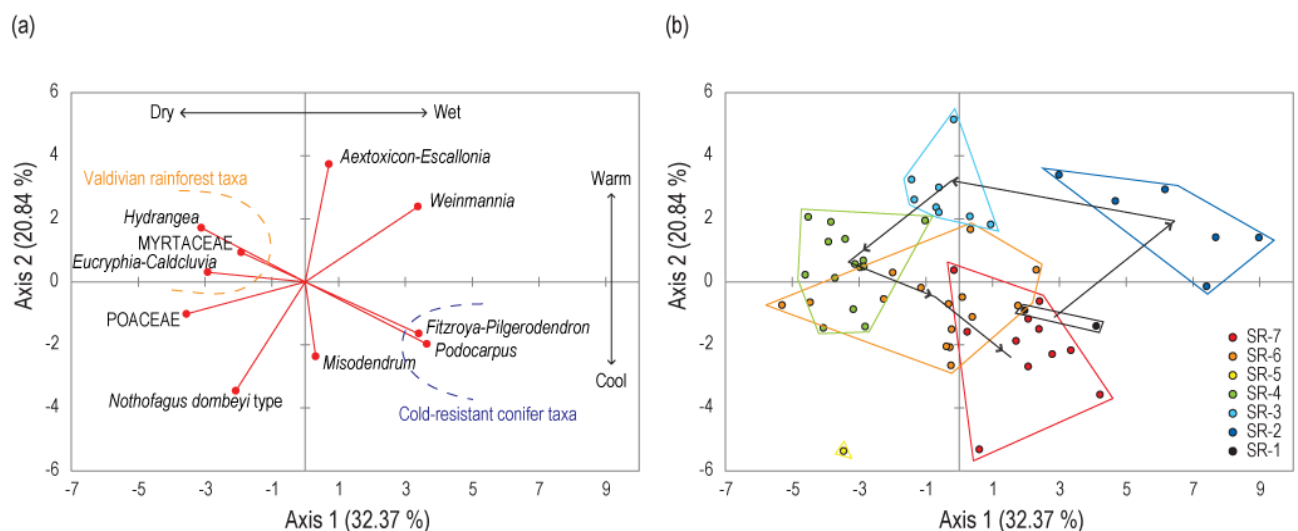


Figure 4.12: Principal Component Analysis (PCA). The sum of the Axes reaches 53.21% of the original variability (Axis 1 = 32.37% and Axis 2 = 20.84%). (a) Species biplot shows pollen taxa in pollen analysis $\geq 5\%$. (b) The polygons correspond to the pollen zones outlines in the pollen diagram and the arrows correspond to the succession of the pollen zone (the zone SR-5 is disconnected because it does not represent the center of the polygon).

2.5. Paleoenvironment reconstruction from core MD07-3104

The 7 pollen zones divided in the pollen records from core MD07-3104 highlight the vegetation changes in the Seno Reloncavi area from the end of last Termination to the early Holocene (Table 4.4 and Figure 4.13). The high pollen concentrations (Figure 4.11) are related to the large vegetation expansion dominated by high percentages of arboreal pollen fluctuating from 78 to 90 % suggesting a significant development of the closed canopy rainforest (Figure 4.10).

Before 12.3 kyr (SR-1, 2115-2172 cm), high frequencies of cold resistant-conifer taxa such as *Fitzroya-Pilgerodendron* and *Podocarpus* (probably *P. nubigenus*) are recorded and they are associated with *Nothofagus dombeyi* type and Myrtaceae. Pollen analysis from surface sediment have shown that such an association grows under cooler and wetter conditions in the North Patagonian rainforest from mid- to high-elevation rainforest (Paez *et al.*, 1997) or southward in the region of Chonos Archipelago (Haberle & Bennett, 2001). Thus, these results suggest low temperature and high precipitation regime during this first pollen zone.

From 12.3 to 10.7 kyr (SR-2, 1885-2115 cm), *Weinmannia* (*W. trichosperma*) increases abruptly. *Weinmannia* is a shade-intolerant tree that grows today in the Valdivian and North Patagonian rainforest (Villagrán, 1993). This tree species expands in forest affected by high disturbance such as climate changes, fire or anthropogenic influences (e.g. Donoso, 1993; Villagrán, 1993; Veblen *et al.*, 1980). The spread in *Weinmannia* in core MD07-3104 thus marks the decline of North Patagonian rainforest taxa around Seno Reloncavi and suggests an increase of climate variability and/or local disturbances such as fire activity, edaphic changes or the opening of the forest canopy. The volcanic eruption associated with the Volcano Chaiten recorded at 11.1 kyr (19.35 m depth) during this pollen zone has probably generated disturbances. However this eruption occurred after the onset of the *Weinmannia*-dominated woodland and cannot be therefore the primary factor of the *Weinmannia* expansion.

At 10.7 kyr (SR-3, 1585-1885 cm), *Weinmannia* declines abruptly. Simultaneously, thermophilous taxa expand mainly with *Eucryphia-Caldcluvia* and *Aextoxicon-Escallonia*. With low presence of cold resistant-conifers, these vegetation changes illustrate the expansion of the Valdivian rainforest under warmer and drier conditions than the North Patagonian rainforest and mark the beginning of the Holocene. This trend is strengthened between 9.6 and 7.4 kyr (SR-4, 1060-1585 cm) with continuous expansion of *Eucryphia-Caldcluvia*. The

Axes 1 and 2 of the PCA analysis (Figure 4.13) illustrate also this trend and show changes toward warmer and drier conditions from 10.7 to 7.4 (SR-3 to SR-4).

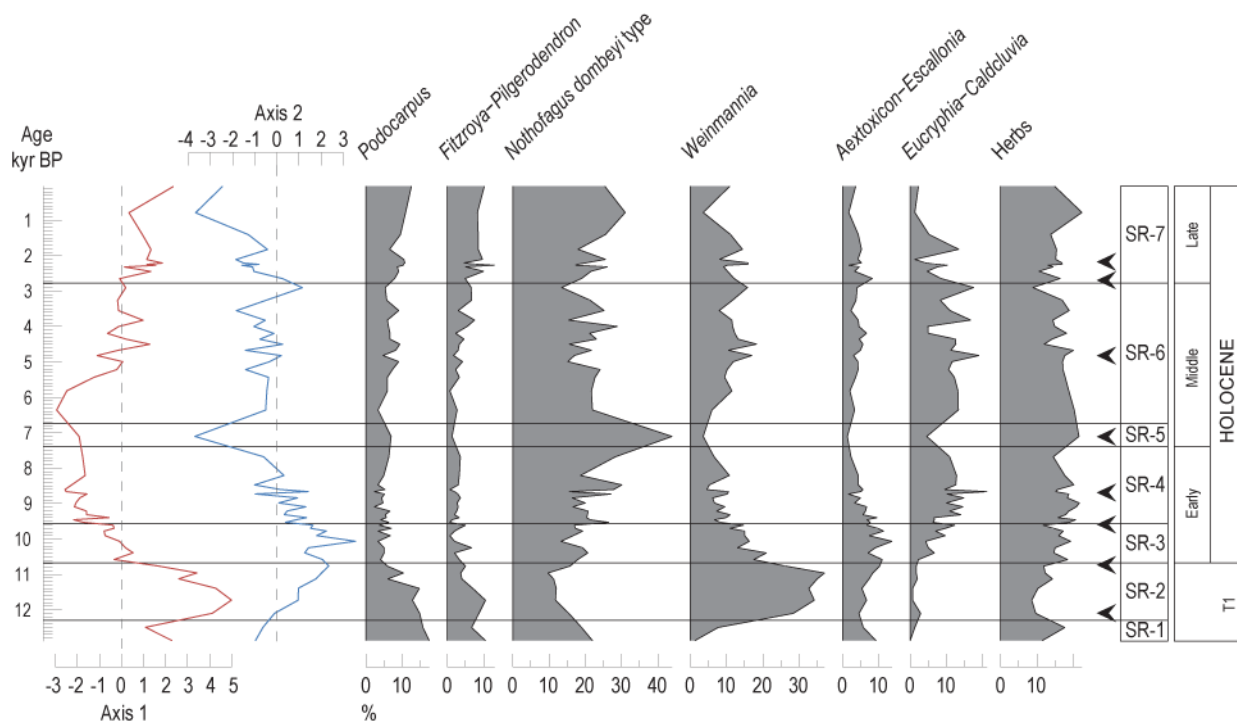


Figure 4.13: PCA Axis and main pollen taxa percentages curves according to age. On the right are represented the 7 pollen zones with the chronostratigraphy and the concentration peaks (black arrow). The Axis 1 shows the opposition between wetter conditions (positive values) and drier conditions (negative values). The Axis 2 contrasts from warmer conditions (positive values) with cooler conditions (negative values).

Between 7.4 and 6.7 kyr (SR-5, 1025-1060 cm) *Nothofagus dombeyi* type expanded abruptly with a slight development of *Podocarpus* and Poaceae, and a decline of all other taxa. The thermophilous taxa decrease interrupts the warming trend and marks the end of the Holocene climatic optimum.

Between 6.7 and 2.8 kyr (SR-6, 425-1025 cm), the shade-intolerant tree *Weinmannia* related to a forest disturbance re-expands. *Nothofagus dombeyi* type anti-correlated with pulses of *Eucryphia-Caldcluvia* highlights a rapid alternation between cool and warm phases. Then, after ~6-5 kyr *Fitzroya-Pilgerodendron* shows a progressive increase and underlines a progressive increase of humid conditions. The PCA polygon SR-6 appears poorly defined because it is superimposed over the other polygons (SR-7/4). This shows the increase in variability of vegetation changes probably linked to an increase of climate variability (Figure 4.12). The PCA Axis 2 values shift toward cooler conditions during SR-5 while the PCA Axis

1 values shift toward wetter conditions later in the following pollen zone SR-6 after ~6-5 kyr (Figure 4.13). This suggests a short time lag between temperature changes and the precipitation decrease after the Holocene climatic optimum.

After 2.8 kyr (SR-7, 5-425 cm), the cold resistant-conifers (*Fitzroya-Pilgerodendron* and *Podocarpus*) and *Nothofagus dombeyi* type expand while *Weinmannia* and *Eucryphia-Caldcluvia* progressively decline. Such a change shows an expansion of North Patagonian rainforest taxa. This marks a gradual cooling trend with an increase of precipitation. The Axis 1 and 2 of PCA analysis highlight this climate change toward cooler and wetter conditions (Figure 4.13) and the SR-7 polygon is partly superimposed to the SR-1 polygon due to the high percentages of the cold resistant-conifers in these two pollen zones (Figure 4.12).

2.6. Comparison with regional records

This marine pollen record from core MD07-3104 shows a continuous presence of several taxa that can be missing in terrestrial sites during some periods. For example, the cold resistant-conifers such as *Podocarpus* or *Fitzroya-Pilgerodendron* disappear in terrestrial sites (e.g. Abarzúa *et al.*, 2004; Moreno, 2004) while they are still present in marine pollen results with their lowest values in percentages. The marine pollen data illustrate therefore a more regional signal of vegetation changes around Seno Reloncavi and include the altitudinal vegetation belts growing in the Andes.

The cool and wet conditions illustrated up to ~11.5 kyr by the development of the North Patagonian rainforest around Seno Reloncavi (Figure 4.14) are correlated to the vegetation and climatic conditions recorded in Huelmo site (Moreno & León, 2003) and Lago Condorito (Moreno, 2004). This period corresponds to the end of the Last Glacial Interglacial Transition and it is synchronous to the end of the Huelmo-Mascardi Cold Reversal pointed between ~13.5 and 11.5 kyr (Ariztegui *et al.*, 1997; Hajdas *et al.*, 2003; Moreno *et al.*, 2001). At 12.3 kyr, the abrupt expansion of *Weinmannia* recorded in core MD07-3104 corresponds roughly with the expansion of *Weinmannia* observed in the terrestrial pollen records that varies according to the site around ~12 kyr: 12.9 kyr in Huelmo site (Moreno & León, 2003), 12.5 kyr in Lago Condorito (Moreno, 2004), ~11.5 kyr in Alerce site (Heusser, 1966), 11.7 kyr in Laguna Melli (Abarzúa & Moreno, 2008) and 11.5 kyr in Laguna Tahui (Abarzúa *et al.*, 2004). This regional expansion of *Weinmannia*-dominated woodlands seems to be related to climate change and also by the increase of fire activity recorded in southern Chile and

Argentina (e.g. Moreno, 2000; Haberle & Bennett, 2004; Whitlock *et al.*, 2007; Abarzúa & Moreno, 2008).

In core MD07-3104, the early Holocene pointed at 10.7 kyr corresponds to the expansion of Valdivian rainforest taxa illustrating the warmest and driest conditions of the Holocene between 9.6 and 7.4 kyr. This period marks the Holocene climatic optimum also recorded during the same time slice in Lago Condorito (Figure 4.14) between 10 and 7.6 kyr (Moreno, 2004) and in Alerce site between ~10 and ~7 kyr (Heusser, 1966).

Age cal. kyr BP	Dominant Taxa	MD073104 Zone	Period	Lago Condorito Zone	Dominant Taxa	Age cal. kyr BP
0						0
1	<i>Nothofagus dombeyi</i> type- <i>Podocarpus-Fitzroya/Pilgerodendron-Poaceae</i>	SR-7	LATE HOLOCENE ?	Co-7b	<i>Weinmannia-Nothofagus dombeyi</i> type- <i>Tepualia</i>	1
2				Co-7a	<i>Nothofagus dombeyi</i> type- <i>Weinmannia-Tepualia</i>	2
3	<i>Nothofagus dombeyi</i> type- <i>Eucryphia-Weinmannia</i>	SR-6	MID HOLOCENE ?	Co-6c	<i>Nothofagus dombeyi</i> type- <i>Saxegothaea-Weinmannia-Eucryphia/Caldcluvia</i>	3
4				Co-6b	<i>Nothofagus dombeyi</i> type- <i>Saxegothaea-Weinmannia-Tepualia</i>	4
5				Co-6a	<i>Nothofagus dombeyi</i> type- <i>Saxegothaea-Tepualia-Weinmannia</i>	5
6				Co-5b	<i>Nothofagus dombeyi</i> type- <i>Tepualia-Saxegothaea</i>	6
7	<i>Nothofagus dombeyi</i> type- <i>Poaceae-Podocarpus</i>	SR-5		Co-5a	<i>Tepualia-Nothofagus dombeyi</i> type- <i>Eucryphia/Caldcluvia-Poaceae</i>	7
8	<i>Nothofagus dombeyi</i> type- <i>Eucryphia/Caldcluvia-Poaceae-Myrtaceae</i>	SR-4	EARLY HOLOCENE ?	Co-4b	<i>Tepualia-Eucryphia/Caldcluvia-Nothofagus dombeyi</i> type	8
9				Co-4a	<i>Eucryphia/Caldcluvia-Weinmannia-Poaceae</i>	9
10	<i>Nothofagus dombeyi</i> type- <i>Weinmannia-Aextoxicon/Escallonia-Hydrangea</i>	SR-3		Co-3	<i>Weinmannia-Tepualia-Myrtaceae</i>	10
11	<i>Weinmannia-Nothofagus dombeyi</i> type- <i>Podocarpus</i>	SR-2	TERMINAL HOLOCENE ?	Co-2b	<i>Weinmannia-Nothofagus dombeyi</i> type- <i>Hydrangea</i>	11
12				Co-2a	<i>Nothofagus dombeyi</i> type- <i>Myrtaceae-Podocarpus</i>	12
13	<i>Nothofagus dombeyi</i> type- <i>Podocarpus-Myrtaceae-Fitzroya/Pilgerodendron</i>	SR-1				13

Figure 4.14: Comparison between MD07-3104 pollen zone and Lago Condorito pollen zone (Moreno, 2004).

After 7.4 kyr the abrupt development of *Nothofagus* trees is only recorded in one sample however, the abrupt change in *Nothofagus* composition is also observed in Lago Condorito

around 7 kyr (Moreno, 2004). From 7.4 to 2.8 kyr, the vegetation changes show high variability illustrating recurrent cooling in pulses with an increase in precipitation after ~6-5 kyr. Such a climatic instability during the mid-Holocene is also evidenced in terrestrial sites around Seno Reloncavi, in Alerce site (Heusser, 1966) and in Lago Condorito (Figure 4.14) with several repetitive expansions of the North Patagonian rainforest. Nevertheless the timing of the rapid cooling events that are recorded at 6.9, 5.7 and 4.5 kyr in Lago Codorito (Moreno, 2004), remains imprecise in the vegetation record of core MD07-3104 as the sampling resolution is still too low for such interpretations during the mid-Holocene.

After 2.8 kyr, the expansion of the North Patagonian rainforest recorded in MD07-3104 shows the increase of cool and wet conditions that persist until the present. Such a change differs slightly from Lago Condorito pollen record showing a slight decline in North Patagonian forest after 2.9 kyr (Moreno, 2004). However, cool and moist conditions were already observed during the late Holocene in Alerce site (Heusser, 1966), Lago Puyehue (Vargas-Ramirez *et al.*, 2008), Laguna Tahui (Abarzúa *et al.*, 2004) and National Park Vicente Péres Rosales (Villagrán, 1980). As suggested by Heusser (1966) the decline of thermophilous taxa that generally grow lowland was probably reinforced by the deforestation during the last centuries and especially after Spanish conquest at 1550-1600 A.D.

This comparison shows that the past vegetation and climate changes from core MD07-3104 are correlated with those recorded at terrestrial sites around Seno Reloncavi. The sedimentation input changes during the last 13 kyr does not modify the picture of the vegetation changes in core MD07-3104 and the pollen input remains therefore local to regional to Seno Reloncavi. A millennial-scale variability recorded by concentration peaks at times of the major vegetation changes seems to occur in core MD07-3104 (Figure 4.11) and the regular occurrence of these peaks could remind the Holocene variability recorded in northern hemisphere (e.g. Bond *et al.*, 2001; Combourieu Nebout *et al.*, 2009). A similar trend in millennial-scale variability was already observed in Lago Condorito (Moreno, 2004), however an increase of the resolution would be necessary to confirm this trend in marine core.

2.7. Conclusion

The palynological data from core MD07-3104 provide the first marine pollen record from southern Chilean fjord around Seno Reloncavi and illustrates the vegetation and climate changes during the last ~13 kyr:

- Before 10.7 kyr, marine pollen record shows the end of the deglaciation with cool and wet conditions.
- The early Holocene began just after 10.7 kyr and reaches the climatic optimum between 9.6 and 7.4 kyr with warm and dry conditions.
- After 7.4 kyr, the mid-Holocene is characterized by an increase in climate variability associated with a cooling trend and an increase in precipitation that seems to occur after 6-5 kyr.
- The cooler and wetter conditions are strengthened during the late Holocene after 2.8 kyr with the expansion of cold-resistant conifer taxa.

The same trends and the close timing of vegetation changes with the continental records near Seno Reloncavi (such as at Laguna Tahui, Laguna Melli, Lago Condorito) can document and support the changes in the Southern Westerly Wind intensity and/or position in northern Patagonia during the Holocene. Moreover, the close timing between the vegetation changes strengthen the precise marine age model established in this marine core and clearly demonstrates the sensitivity of marine pollen records to reconstruct the paleovegetation and the paleoclimate in this region.



CHAPITRE V :

Comparaison multiproxies durant la déglaciation et l'Holocène.



Ce chapitre se propose comme une synthèse des principaux résultats paléo-environnementaux obtenus en les replaçant dans un contexte plus large au niveau de la Patagonie puis de l'Hémisphère Sud. Il s'organise en deux parties distinctes focalisées pour la première sur la déglaciation et pour la seconde sur l'Holocène.

La première partie est présentée sous la forme d'un article, "**Enhanced southern westerly wind strength in southern Chile during the Antarctic Cold Reversal**" qui sera resoumis à *Nature Geoscience* avec une comparaison modèle/données supplémentaire (travail en cours avec Masa Kageyama). Cet article reprend les données palynologiques de la carotte océanique MD07-3088 de manière plus synthétique en les comparant avec celles de la variation du rapport isotopique de l'oxygène ainsi que des propriétés magnétiques issues de la même carotte. Cette comparaison permet de démontrer l'intensification des vents d'ouest sur la région étudiée durant l'Antarctic Cold Reversal. De plus, la comparaison avec d'autres données paléoclimatiques du nord vers le sud permet d'associer cette intensification des vents à un déplacement vers le nord de la ceinture des vents d'ouest. Ces résultats aident à mieux cerner leur influence sur le dégazage de CO₂ au niveau de l'Océan Austral et donc leur rôle sur le changement climatique global durant la dernière transition Glaciaire-Interglaciaire.

La deuxième partie de ce chapitre se focalise principalement sur la variabilité climatique durant l'Holocène. Les deux séquences polliniques obtenues dans ce travail sont revisitées en présentant les données sous forme d'index polliniques afin de mieux mettre en évidence les différences climatiques entre le nord de la Patagonie et la Patagonie centrale. L'ensemble des résultats pour l'Holocène est ensuite replacé dans un contexte plus global, à l'échelle de la Patagonie Chilienne pour tenter de comprendre et de déterminer le déplacement de la ceinture des vents d'ouest, ainsi que son impact sur le climat d'un point de vue plus global. Dans cette partie mes données sont comparées avec celles des autres sites de la Patagonie puis avec celles obtenues dans l'Océan Pacifique tropical, pour tenter de mettre en évidence les téléconnexions entre la variabilité climatique observée durant l'Holocène moyen et supérieur et la mise en place de "El Niño Southern Oscillation".

1. Enhanced southern westerly wind strength in southern Chile during the Antarctic Cold Reversal

**Vincent Montade, Nathalie Combourieu Nebout, Catherine Kissel,
Giuseppe Siani and Elisabeth Michel**

This paper is in preparation

Well documented in the Antarctic, the last deglaciation is interrupted by a cold event, the Antarctic Cold Reversal (Jouzel *et al.*, 1995), in antiphase with the warm Bølling-Allerød interstadial recorded in northern hemisphere. Climate simulation suggested that the Southern Westerly Wind belt latitudinal position changes could play a key role during the deglaciation and enhance the CO₂ degassing during the deglaciation, through westerlies-driven upwelling in the Southern Ocean (Toggweiler *et al.*, 2006). Here, we present a new high-temporal resolution pollen record covering Termination I from a marine sediment core retrieved at 46°S along the windward side of the Andes. After a first warming, our record shows, contemporaneous with the Antarctic Cold Reversal, an abrupt development of the Magellanic moorland indicating a wetter and cooler period, linked to the local presence of strong westerlies. Subsequent moorland decrease coincides with the second warming step in Antarctica. We conclude that the Antarctic Cold Reversal affected the southern mid-latitudes in Chile and we suggest that the deglacial southward shift of the westerlies is interrupted by a return to a northern position up to 46°S, during the Antarctic Cold Reversal, before they reached their modern southward position.

Due to the Andes, southern South America represents a major topographical constraint on atmospheric circulation, in particular for the Southern Westerly Wind belt (SWW). Today, the SWW extends northward up to 35°S in austral winter and up to 45°S in austral summer, and generates a high gradient of rainfall which increases from north to south along the Chilean coast with maxima over 3000 mm south of 48°S (Garreaud, 2007) (Figure 5.1). The Chilean coast is therefore a critical region to study the latitudinal evolution of SWW by their impact on the paleoclimate variability in the southern hemisphere (e.g. Lamy *et al.*, 2010; Moreno *et al.*, 2010). Climate simulation indicates that the shift of SWW over Antarctic Circumpolar Current (ACC) may strengthen upwelling and thus allows more CO₂ degassing to the atmosphere. Prolonged westerly effects over ACC would contribute to raise atmospheric CO₂ above threshold necessary to sustain interglacial condition (Toggweiler *et al.*, 2006). In southern Chile, during the Last Glacial Maximum, the SWW were north of 41°S, and then shifted southward during Termination I (Lamy *et al.*, 1999; Moreno *et al.*, 1999; Villagrán, 1988a). However there is no clear evidence for the timing and amplitude of the westerlies latitudinal shifts during the last deglaciation. Was there a progressive shift of westerlies (McCulloch *et al.*, 2000) or a shift interrupted by northwards returns (Kaiser *et al.*,

2008)? Answering this question will help to understand the role of the SWW during the last deglaciation and thus on climate at global scale. South of 41°S, coastal environmental changes, highly sensitive to the SWW, have been poorly investigated during the last deglaciation. The description of these coastal environments during this period is a key to understand the relation between abrupt events and the SWW activity.

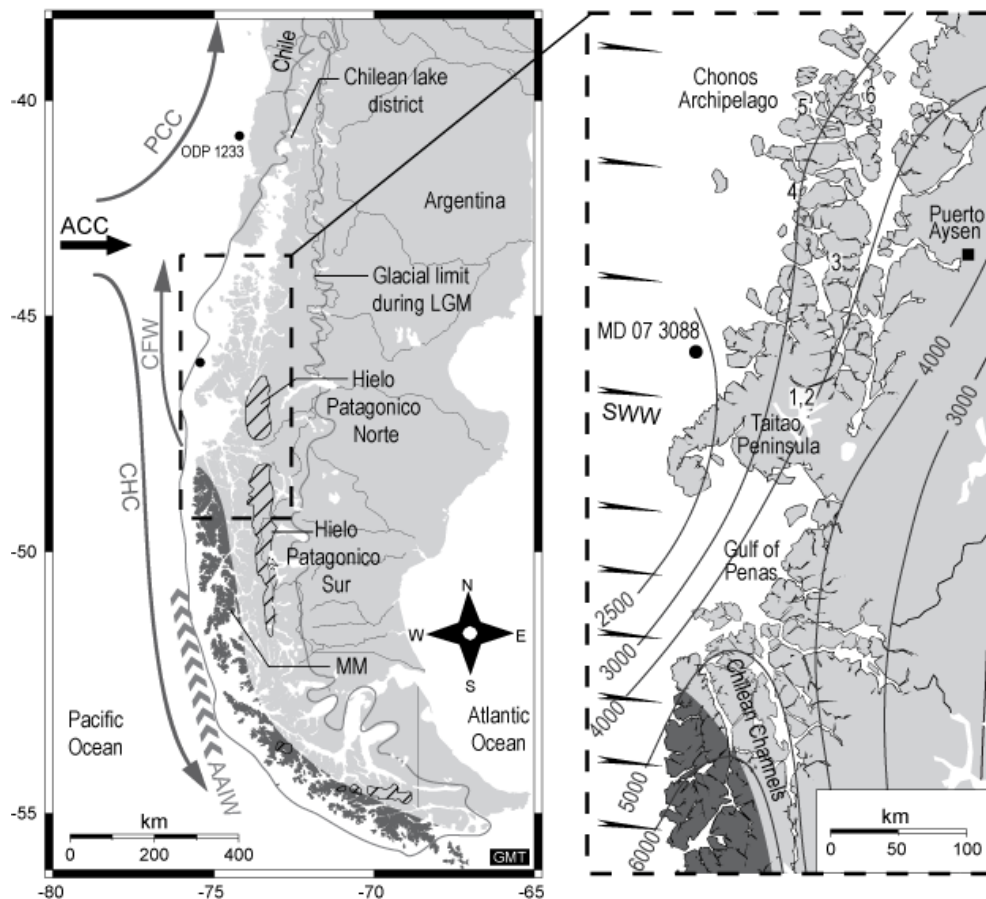


Figure 5.1: Map showing the location of core MD07-3088 (46°04'S, 075°41'W; 1536 m water depth) and the key sites discussed in the text. The arrows correspond to Atmospheric (Southern Westerly Winds, SWW) and oceanographic (ACC, Antarctic Circumpolar Current; PCC, Peru-Chile Current; CHC, Cap Horn Current) features in southern Chile. The grey isolines represent the accumulation of annual precipitation (McCulloch *et al.*, 2000). MM is the Magellanic moorland and the numbers correspond to the lacustrine pollen site (Haberle & Bennett, 2004) discussed in the text (1 Laguna Stibnite, 2 Laguna Six Minutes, 3 Laguna Lincoln, 4 Laguna Lofel, 5 Laguna Facil and 6 Laguna Oprasa).

In this context, we analyzed core MD07-3088, located at about 50 km from the shore at 46°S and characterized by high-accumulation rate marine sediments. This study provides the first high resolution marine pollen records of the southeastern Pacific coastal vegetation south of 41°S during the last Termination (Figure 5.1). In this region (~46°S), the present-day climate is cool-temperate (annual temperature 8-10°C) with high annual precipitation (~3000 mm) controlled by SWW. A dense North Patagonian rainforest expands on land with evergreen broadleaf (*Nothofagus*) and conifer taxa (Podocarpaceae, Cupressaceae). Above the treeline (650–700 m), the vegetation changes to cushion bogs with *Astelia* and wetland taxa that grow more frequently in the Magellanic moorland (MM) south of the Taitao Peninsula (Haberle & Bennett, 2001). Strongly influenced by precipitation regimes, the MM is highly sensitive to the SWW and grows south of 48°S under very wet conditions (≥ 4000 mm, Figure 5.1). Therefore, a northward expansion of MM would indicate wetter conditions related to the northward shift of SWW as already shown during the Last Glacial Maximum (Moreno *et al.*, 1999; Villagrán, 1988a).

Today, with high river discharge due to the strong precipitation rate, the fine-grained terrigenous material (including pollen) off continental slope are dominantly river transported (Stuut *et al.*, 2007) and aeolian input remains minimal due to the year-round onshore winds (Heusser *et al.*, 2006a). The pollen inputs are thus mainly carried from the surrounding continental area. Moreover, recent analyses on southern Chile from marine surface samples demonstrate the close connection between the pollen distribution in marine surface sediments and the local onshore vegetation (Montade *et al.*, 2011).

Before 17.5 kyr BP, pollen concentrations are very low (Figure 5.2c) and samples are frequently barren of pollen. This illustrates low pollen productivity due to scarce "glacial" vegetation. In parallels, the mean sedimentation rate (300 cm/kyr) is exceedingly higher than those of the deglacial period and the Holocene (60 cm/kyr) (Siani *et al.*, 2010). Abrupt large amplitude coarsening of the magnetic grains accompanied by decrease in the concentration of magnetic particles ("magnetic IRD" (Kissel, 2005); Figure 5.2b) suggests that this high sedimentation rate results from ice-rafted detrital discharges (Siani *et al.*, 2010). The Patagonian ice sheet was widely expanded over the continent and the large sedimentary inputs from glaciers diluted the already weak pollen inputs. Simultaneously, pollen spectra (Figure 5.2d) reflect a *Nothofagus*-herbaceous association. *Nothofagus dombeyi* type (60%) which includes several tree species of *Nothofagus* growing almost everywhere in southern Chile represents the main pollen taxa and it is generally overrepresented in marine pollen samples

(Heusser *et al.*, 2006a; Montade *et al.*, 2011). The low pollen concentrations observed before 17.5 kyr BP prevent us from statistically significant interpretation. However, the grasses, well represented by Poaceae and Apiaceae reach their maximum values (10-20%) before 17.5 kyr BP, reflecting cold climate conditions.

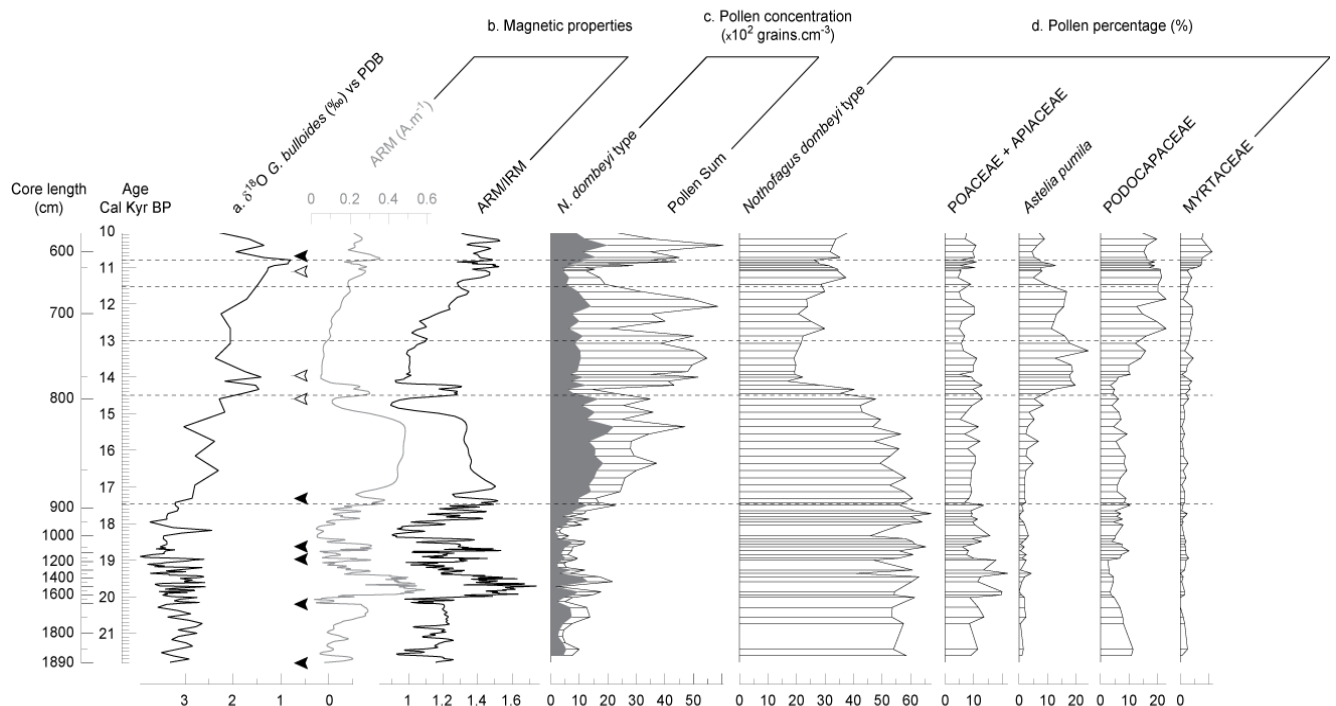


Figure 5.2: Isotopic, magnetic and pollen records from core MD07-3088. a, Variations of oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) from the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* (Siani *et al.*, 2010). b, ARM (IRM) are for anhysteretic (isothermal) remanent magnetizations. The ARM changes illustrate variations in the concentration of magnetic grains and ARM/IRM ratio is for the average magnetic grain size (high ARM/IRM values correspond to finer magnetic grains). c, Pollen concentration. d, Simplified pollen diagram (see Supplementary Figure S5.1 for a more complete pollen record over this time interval). Black arrows indicate the ages performed on foraminifera and the empty arrows indicate the ages corresponding to the tephrochronological layers (Siani *et al.*, 2010) (Supplementary Table S5.1).

Around 17.5 kyr BP, the pollen concentration and the magnetic concentration increase while the average magnetic grain size and the sedimentation rate decrease (Figure 5.2). The magnetic properties are much more stable illustrating changes in sediment transport mechanisms with the dominance of river sedimentary transport from surrounding continental areas to the site of core MD07-3088. These changes mark the beginning of glacial retreat and their chronology is consistent with the end of the maximum glacier extent in Taitao region estimated circa ~17.3 kyr BP (14.335 ± 145 ^{14}C kyr BP) (Lumley & Switsur, 1993). Pollen

concentrations and especially *N. dombeyi* type one increase simultaneously until ~15 kyr BP (Figure 5.2c) illustrating forest development as also pointed out by cold taxa percentages decrease ("Poaceae+Apiaceae"). Despite the *N. dombeyi* type concentration rise, its percentages decrease due to the development of other species (Supplementary Figure 5.1). Contemporaneously lacustrine pollen data show the settlement of the closed canopy forest between 16 and 14.5 kyr BP (Bennett *et al.*, 2000; Haberle & Bennett, 2004). These vegetation changes coincide with the glacier retreat at the onset of the warming trend also depicted by the MD07-3088 oxygen isotope record (Siani *et al.*, 2010) (Figure 5.2a).

Between 14.5 and 13 kyr BP, *Astelia* percentages, one of the main components of MM, increases abruptly (~20%; Figure 5.2d). This increase coincides with a drop in percentages and concentrations of *Nothofagus*. The MM expansion expresses wet and cool climate conditions and is coeval with the *Pilgerodendron* increase recorded in lacustrine sites also illustrating wet conditions with poorly drained soils inland (Lumley & Switsur, 1993; Bennett *et al.*, 2000; Haberle & Bennett, 2004) (Figure 5.1). MM increase in marine core can only reflect coastal environment changes, because no significant MM occurrence is found in lacustrine pollen data from the Taitao Peninsula at the same latitude. Therefore, our marine pollen record offers a unique opportunity to investigate the response of coastal vegetation. This MM expansion on the coast of Taitao region expresses a wet and cool climate suggesting an intensification of the SWW. Just after *Astelia* increase, Podocarpaceae percentages increase progressively at ~14 kyr BP reaching their maxima between 13 and 12 kyr BP. Such a scheme is consistent with the lacustrine pollen records that show forest development inland with the same taxon (Lumley & Switsur, 1993; Bennett *et al.*, 2000; Haberle & Bennett, 2004).

From 13 to 11.6 kyr BP the *Astelia* percentages decrease, synchronously with the *Nothofagus* percentages increase and it marks the beginning of MM retreat (Figure 5.2d). Such a vegetation change at the intermediate 46°S position illustrates a slight climate improvement although the humid conditions persist, as proved by still high *Astelia* percentages. This event occurs during Huelmo/Mascardi cold reversal recorded at 41°S (Ariztegui *et al.*, 1997, 1997) that has not been observed southward where there is no evidence of temperature reversal (Bennett *et al.*, 2000; McCulloch & Davies, 2001; Markgraf & Huber, 2010). This period represents therefore a climatic transition toward the Holocene. Indeed, after ~11.6 kyr BP, MM (*Astelia*) drop and the forest development especially with Myrtaceae, at ~11 kyr BP (Figure 5.2d), really mark the Holocene warming onset with a precipitation decrease concomitant with other continental and marine record from southern Chile (Heusser *et al.*,

2006; Bennett *et al.*, 2000; Ariztegui *et al.*, 1997; Moreno *et al.*, 2001; McCulloch & Davies, 2001).

The moisture increase in Taitao area during the ACR could be related to an intermediate position of the SWW between their full northward glacial position and their southward Holocene position explaining the MM expansion in core MD07-3088. The MM would thus have progressively developed southward along the coast, driven by the westerlies shift from Reloncavi region toward the south. However, no MM expansion has been reported north of Taitao Peninsula in the most coastal sites of Chonos Archipelago (Haberle & Bennett, 2004; Bennett *et al.*, 2000) (Laguna Facil and Lofel; Figure 5.1). Lacustrine records in Taitao region show a progressive warming trend through the Termination I with no temperature reversal (Lumley & Switsur, 1993; Bennett *et al.*, 2000; Haberle & Bennett, 2004; Massferro *et al.*, 2005). In contrast, the MM increase in core MD07-3088 between 14.5 and 13 kyr BP interrupts the gradual warming trend. More sensitive to the oceanic influence than the rainforest developed inland, the MM climatic feature highlights a wet event and cooling or at least a pause in the general warming trend. Therefore a progressive southward shift of westerlies cannot explain completely the sequence of events as recorded by vegetation changes during Termination I at site MD07-3088.

South of 52°S, the lacustrine pollen records (McCulloch & Davies, 2001; Markgraf & Huber, 2010) show a slight moisture increase from 16.7 to 14.7 kyr BP that could be related to the SWW southward shift or expansion. After that and until 13-12 kyr BP, a moisture decrease occurs in coincidence with a re-advance of Magellan Glacier (McCulloch *et al.*, 2000; McCulloch & Davies, 2001) (Figure 5.3c). On the contrary, at 46°S, in core MD07-3088 (Figure 5.3a), the MM development depicts a wet and cool event from 14.5 to 13 kyr BP. Simultaneously at 41°S, the Valdivian forest-type from site ODP 1233 expresses a reversal cooling (Heusser *et al.*, 2006a; Lamy & Kaiser, 2009) (Figure 5.3b). Altogether, these results illustrate a slight northward return or contraction of SWW belt from the south and explain the moisture decrease southward (McCulloch & Davies, 2001; Markgraf & Huber, 2010). Moreover, the deuterium excess from EPICA Dome C increases simultaneously during the ACR (Figure 5.3e). It reflects a geographical shift of the moisture origin in the south Indian Ocean probably toward lower latitudes (Stenni *et al.*, 2001).

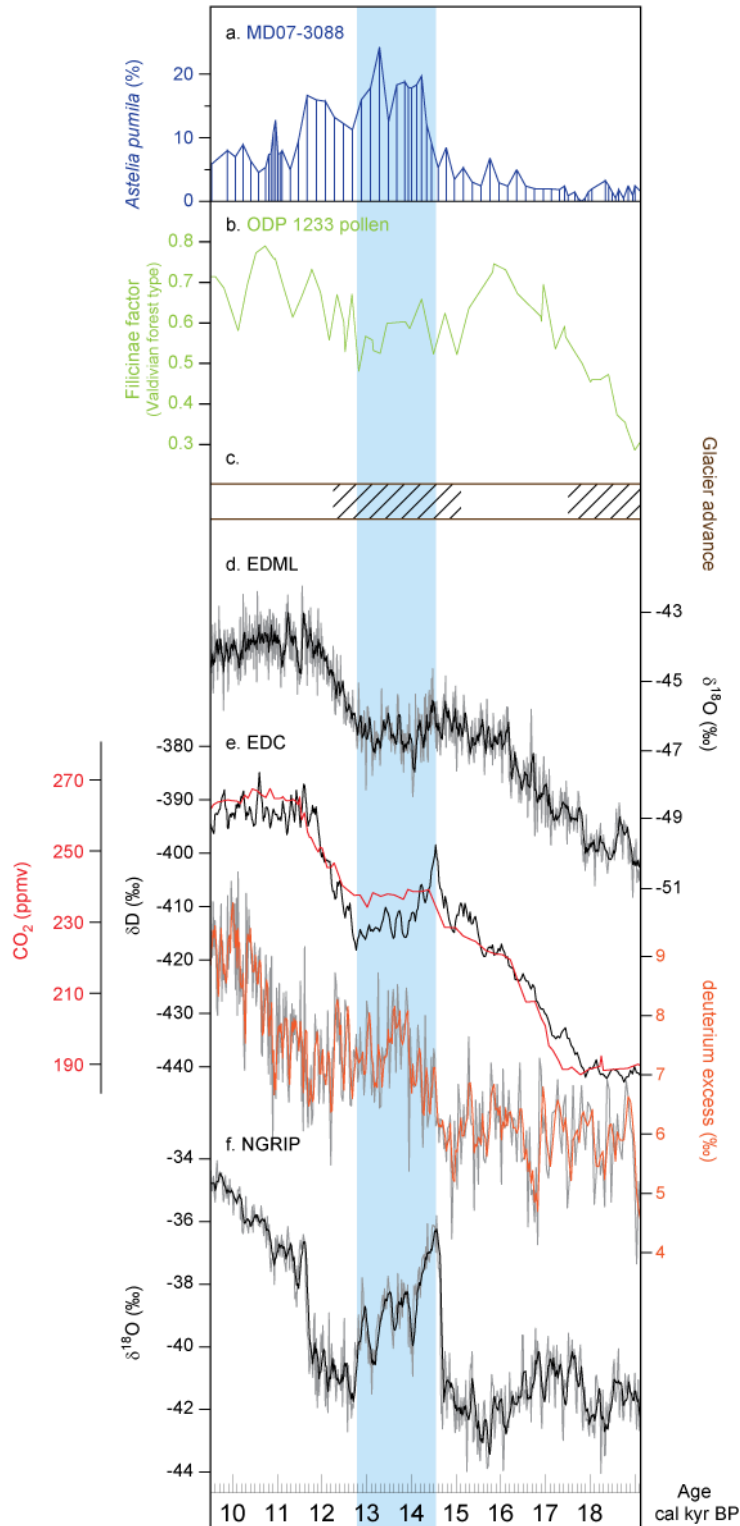


Figure 5.3: Paleoclimatic records during the Termination I. a, *Astelia pumila* pollen percentage changes in comparison with other climate proxies. b, Valdician forest-type from ODP 1233 (Heusser *et al.*, 2006; Lamy & Kaiser, 2009) (41°S). c, Glacier advance of southern Patagonia (McCulloch *et al.*, 2000) (53°S). d, $\delta^{18}\text{O}$ from Epica Dronning Maud Land (EDML) (Stenni *et al.*, 2011). e, δD , CO_2 and deuterium excess from EPICA Dome C (Stenni *et al.*, 2001; Monnin *et al.*, 2001; Stenni *et al.*, 2011). f, $\delta^{18}\text{O}$ from NGRIP (Rasmussen *et al.*, 2006). Blue horizontal bar shows ACR period.

The expansion of "Magellanic moorland" in coastal areas recorded by MD07-3088 pollen data corresponds to the response of the Patagonian coastal vegetation to wet and cool conditions and highlights an abrupt climate event. The MD07-3088 pollen record represents the first vegetation record, south of 41°S, showing a clear synchronicity with the ACR recorded in Antarctic ice core (Jouzel *et al.*, 1995; Stenni *et al.*, 2011) (Figure 5.3d,e) and corresponds to an important step to constrain the position and activity of westerlies during the abrupt changes of the deglaciation. These new data demonstrate therefore that the ACR affected the mid-latitudes of the south-eastern Pacific area modifying the SWW belt. This supports the view of a return of the SWW belt further degrees north during the ACR probably linked to a slight northward shift of the atmospheric system in south-eastern Pacific. A northward return of SWW belt during the ACR impose a rapid southward shift of the SWW belt at the onset of the deglaciation (~18 kyr) and supports therefore a rapid response to the weakening of the North Atlantic circulation recorded (McManus *et al.*, 2004) through the Bipolar Seesaw mechanism (Crowley, 1992). This rapid response suggests a rapid transfer mechanism from the North Atlantic to southern hemisphere such as a coupled ocean-atmosphere system (Lamy *et al.*, 2007) also supported by climate simulation (Timmermann *et al.*, 2005). Despite recent uncertainties about SWW inducing CO₂ degassing shown by simulations (Tschumi *et al.*, 2008), our results support the inference of Toggweiler *et al.* (2006) that could explain the interruption of the CO₂ increase (Monnin *et al.*, 2001) during the ACR probably associated with the upwelling decrease (Anderson *et al.*, 2009) due to the northward return of SWW belt.

Method

Within the framework of the IMAGES (International MARine Global changES) program, core MD07-3088 was collected during the PACHIDERME cruise MD/159 supervised by (Kissel & The Shipboard Scientific Party, 2007). This core was taken with Calypso II Piston corer on board of R/V "Marion-Dufresne II" provided by the Institut Polaire Paul-Emile Victor (IPEV).

Pollen samples were processed using a standard chemical treatment (Faegri & Iversen, 1975). After sieving at 150 μm , samples were treated using HCL, HF and afterwards the residus were filtered at 5 μm . Pollen grains were counted and determined using a light microscope (Olympus BX52) at $\times 500$ or $\times 1000$ magnification. Pollen percentages were based on sums ≥ 200 pollen grains, percentages were calculated on the total pollen sum (excluding unknown and spores). Pycnometer was used to determinate volume with high precision and a known amount of *Lycopodium* marker spores was added to each sample prior to chemical treatment in order to calculate palynomorph concentration ($\text{grains}/\text{cm}^3$).

U-channels were sampled in the central part of the half core for magnetic analyses. The measurements were done every two centimeters using 755R-2G cryogenic magnetometers equipped with high resolution pick-up coils and placed in the mu-metal shielded room of LSCE. The spatial resolution of the results is about 4 cm. ARM was acquired using a 1cm/s translation speed using a 0.1T AF field and a 50 μT DC field. The IRM at 1T was obtained using a 160 cm long solenoid from 2G company.

All the age are discussed in calibrated kyr BP and provide precise chronological definition of the last deglaciation between 10 and 22 kyr BP (cf. Siani *et al.*, 2010). The core age model has been developed on 10 ^{14}C accelerator mass spectrometry (AMS) measurements performed on foraminifera and four tephrochronological layers (Supplementary Table S5.1).

Supplementary Information

Figure S5.1: Percentage pollen diagram from core MD07-3088 between 10 and 22 kyr BP. The pollen curves have been drawn with psimpoll, a C program for plotting pollen data (Bennett, 1994).

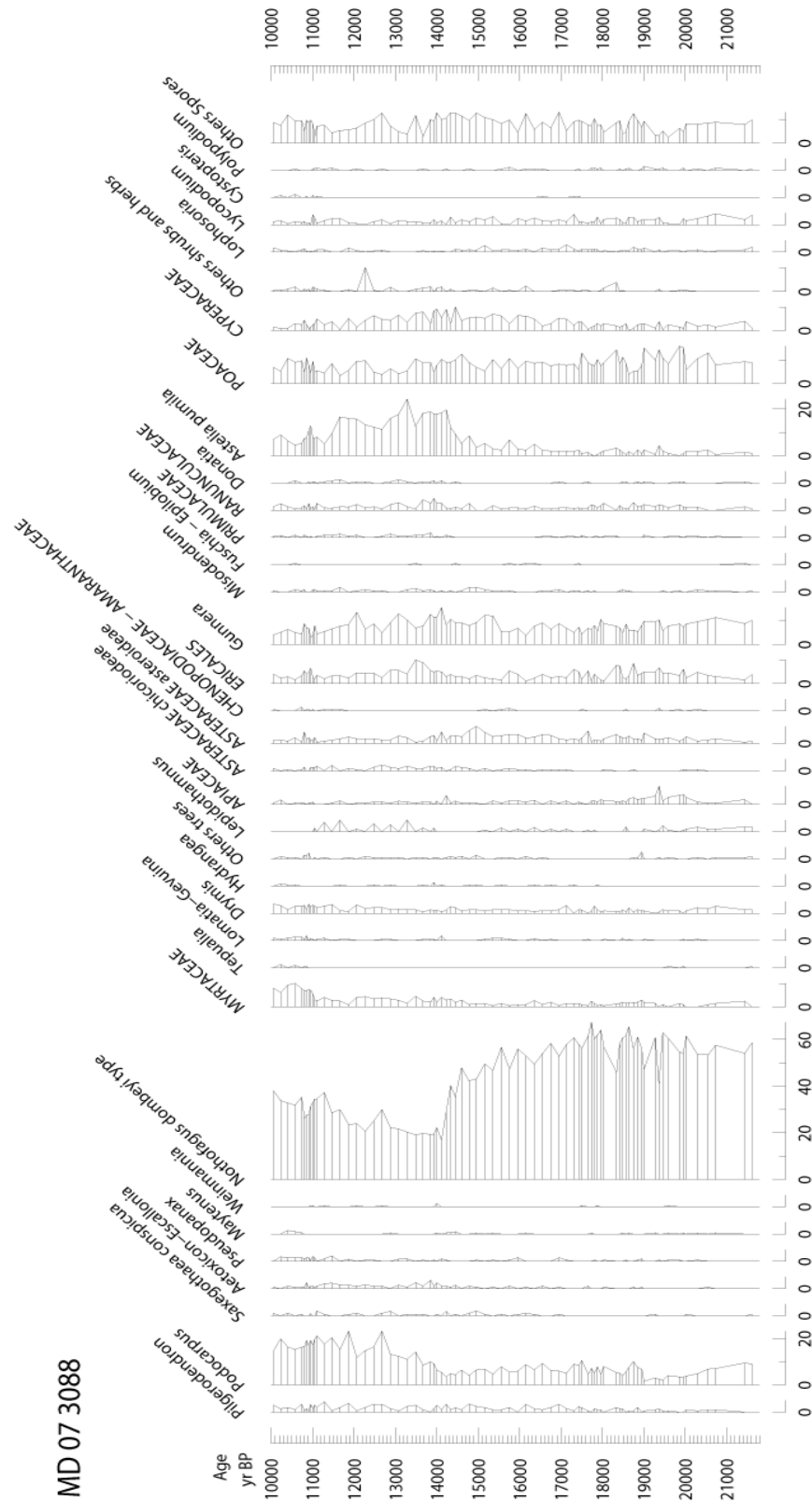


Table S5.1: Conventional ^{14}C ages obtained by accelerator mass spectrometry (AMS) dating of monospecific planktonic foraminifera (cf. Siani *et al.*, 2010) and the with the calendar ages from INTCAL04 (Reimer *et al.*, 2004). Tephra layers HW1, HW2, HW3, and HW7 provided further dating markers after correlation with on land deposits (Haberle & Lumley, 1998).

Laboratory Number	Core depth (cm)	Species	^{14}C AMS age (yr BP)	\pm Error (yr)	Calibrated yr BP (range 1σ)
SacA 10551	0-3	benthic foraminifera	1595	30	36-68
	159-161	tephra HW7			1560
SacA 12815	280-281	<i>G. bulloides</i>	4475	30	4399-4439
SacA 12816	360-362	<i>G. bulloides</i>	5975	35	6212-6245
SacA 12817	500-501	<i>G. bulloides</i>	8430	30	8631-8728
SacA 10553	539-541	<i>G. bulloides</i>	9080	30	9519-9544
SacA 12819	610-611	<i>G. bulloides</i>	10050	35	10712-10792
	660-661	tephra HW3			11060
	750-751	tephra HW2			13890
	800-801	tephra HW1			14560
SacA 12822	870-871	<i>G. bulloides</i>	14970	80	17107-17594
SacA 12825	1040-1041	<i>G. bulloides</i>	15755	45	18589-18699
SacA 10555	1170-1172	<i>G. bulloides</i>	16320	45	18930-19026
SacA 12827	1710-1711	<i>G. bulloides</i>	17610	50	20108-20300
SacA 12828	1890-1891	<i>G. bulloides</i>	18800	60	21597-21984

2. Holocene climate reconstruction related to the Southern Westerly Wind belt fluctuation along the western Andes in Patagonia

2.1. Holocene climate reconstruction in northwestern Patagonia from marine pollen records: MD07-3104 and MD07-3088

Seno Reloncavi (MD07-3104) and Taitao Peninsula (MD07-3088) pollen records experience different vegetation composition due to their different locations in latitude (Figure 5.4). To compare the vegetation changes associated with climate in terms of relative precipitation increase/decrease linked to the intensification and/or a shift of Southern Westerly Winds (SWW), we propose paleovegetation indices that take into account the respective vegetation components of each of these two areas. These paleovegetation indices permit segregation of the selected taxa along geographical and climatic gradients and are excellent indicators of communities with contrasting floristic assemblages (Moreno, 2004).

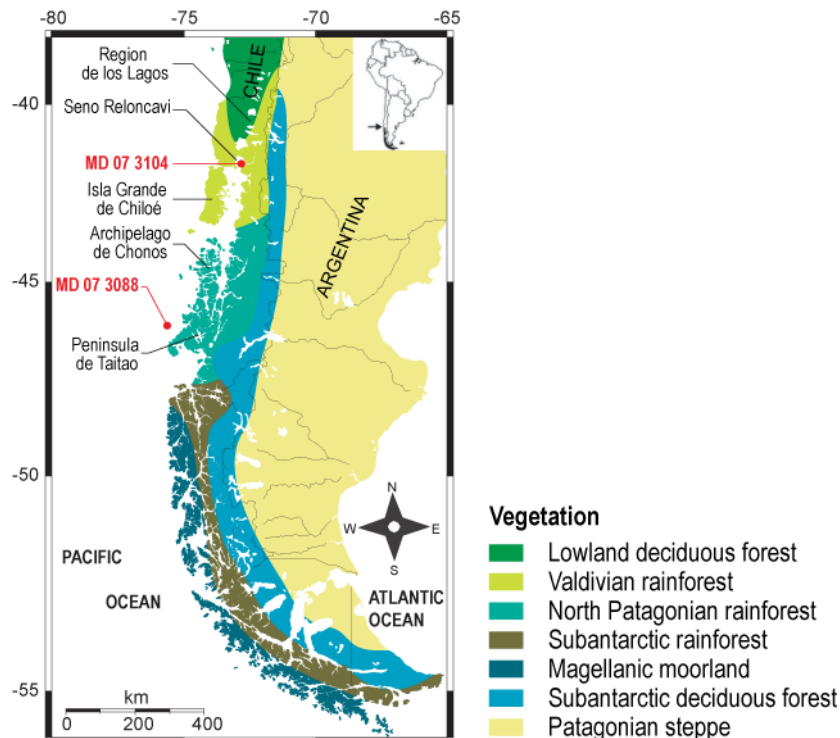


Figure 5.4: Location map of different southwestern Chilean sites with atmospheric and oceanic circulation and main vegetation types.

- Core MD07-3104

The pollen record from core MD07-3104 (41°S) is located in Seno Reloncavi in the northern part of Chilean Patagonia (Figure 5.4). In this area, close-canopy rainforest predominated during the last 13 kyr, and Valdivian rainforest frequently alternated with North Patagonian rainforest (Figure 5.5). Today, the Valdivian rainforest grows in the lowland, while the North Patagonian rainforest expands with increasing altitude above 600 m asl with increasing precipitation and decreasing temperature (Heusser, 2003). Around Seno Reloncavi, the North Patagonian rainforest, rich in cold-resistant conifer taxa (*Podocarpus* and *Fitzroya-Pilgerodendron*), tolerates cool temperate and relatively wetter conditions with stronger influence of SWW westerlies than the Valdivian rainforest, which is largely represented by *Eucryphia-Caldcluvia* (Moreno & León, 2003). The index sensitivity to the humidity is enhanced, because we have only selected *Fitzroya-Pilgerodendron*, a palynomorph including cold-resistant conifers associated with poorly drained soil (Haberle & Bennett, 2001). The index is therefore calculated as a ratio between percentage of *Eucryphia-Calcluvia* +1 and percentage of *Fitzroya-Pilgerodendron* +1. The resulting *Eucryphia/Fitzroya-Pilgerodendron* (EP) index is then normalized and log-transformed, and contrasts warm temperate and relatively dry conditions (reduced effect of SWW) with warm/cool temperate and wetter conditions (increasing effect of SWW).

Before 11.5 kyr, the EP index from the Seno Reloncavi core shows negative values linked to a high relative abundance of *Fitzroya-Pilgerodendron* and a low relative abundance of *Eucryphia-Caldcluvia* (Figure 5.5). This marks a high development of North Patagonian rainforest under cool and wet conditions. After 11.5 to 8 kyr, the EP index increases toward positive values. Indeed, the cold-resistant conifers (including *Fitzroya-Pilgerodendron*) decrease and are replaced by Valdivian rainforest (*Eucryphia-Caldcluvia*) which suggests a change to warmer and drier conditions, marking the Holocene climatic optimum. Later, after 8 kyr, the decrease of the EP index related to an abrupt increase of *Nothofagus dombeyi* type highlights cooler conditions but not necessarily wetter conditions. However, a higher resolution sampling of the pollen record remains essential to better constrain the interpretation of this period. The EP index shows a high variability after ~5-4 kyr linked to fluctuation of Valdivian rainforest abundance (*Eucryphia-Caldcluvia*) and progressive increase of the North Patagonian rainforest (*Fitzroya-Pilgerodendron* and *Podocarpus*). This trend toward cooler

and more humid conditions is strengthened after ~3 kyr, with an EP index showing negative values.

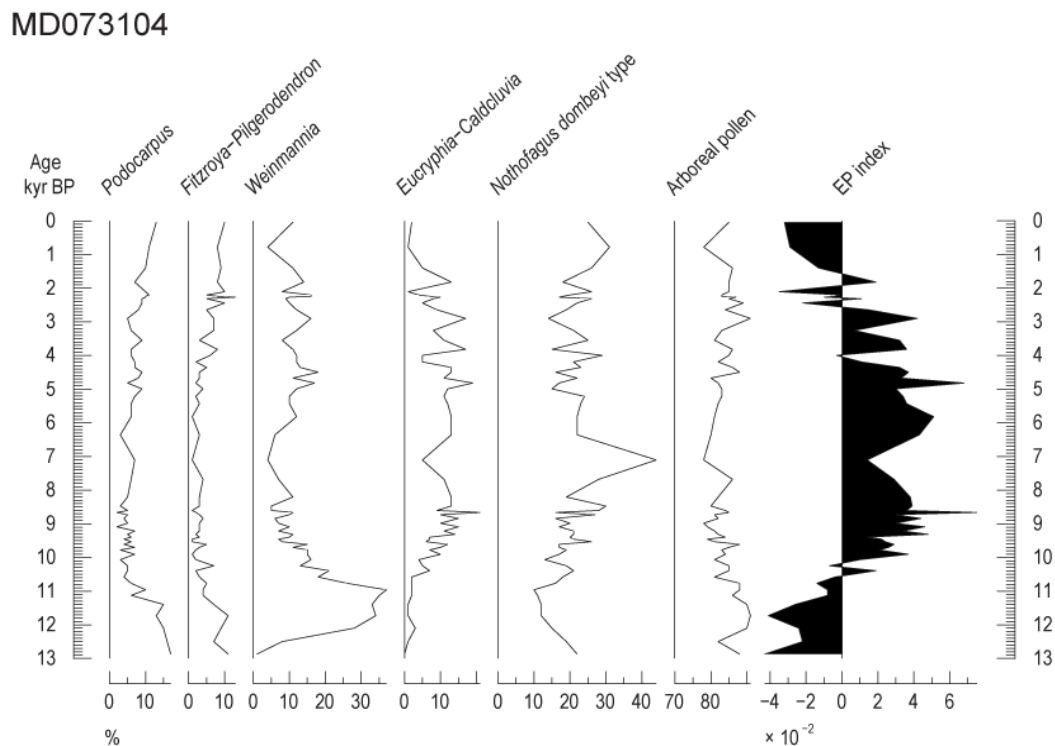


Figure 5.5: Synthetic pollen diagram from core MD07-3104 with the *Eucryphia/Fitzroya-Pilgerodendron* (EP) index. Negative values of the EP index illustrate warm/cool temperate and relatively dry conditions (low intensity of SWW) with positive values related to cool temperate and wetter conditions (high intensity of SWW).

- Core MD07-3088

Core MD07-3088 is located near Taitao Peninsula (Figure 5.4) and here, during the Holocene, the North Patagonian rainforest taxa predominate and changes in terms of temperature and precipitation are highlighted by the variations of several taxa (Figure 5.6): Myrtaceae, *Astelia pumila* and *Pilgerodendron uviferum*. The Myrtaceae family includes numerous trees or shrubs species that frequently grow in the Valdivian rainforest or North Patagonian rainforest. As shown in continental modern samples (Heusser, 2003) or in marine surface sediments (Montade *et al.*, 2011), Myrtaceae pollen decreases abruptly south of ~48°S and is replaced by the Magellanic moorland, well represented by *Astelia pumila* pollen, and Subantarctic rainforest, well represented by *Fitzroya-Pilgerodendron* pollen (mainly *Pilgerodendron uviferum* at these latitudes). *Astelia pumila* is a cushion bog typical of the Magellanic moorland, and *Pilgerodendron uviferum* is a tree common in poorly drained sites

of the North Patagonian rainforest or Subantarctic rainforest (Haberle & Bennett, 2001). Today, the Magellanic moorland is mixed with the Subantarctic rainforest and expands south of 48°S under cool conditions where the maxima of SWW intensity results in the highest precipitation amounts of southern Chile (≥ 4000 mm.year⁻¹; Villagrán, 1988a). Here our index is calculated as a ratio between the percentage of Myrtaceae divided by the cumulative sum of *Astelia pumila* and *Fitzroya-Pilgerodendron*. The Myrtaceae/*Astelia-Pilgerodendron* (MAP) index contrasts warm/cool temperate and relatively dry conditions (low intensity of SWW) with cool temperate and wetter conditions (high intensity of SWW).

MD073088

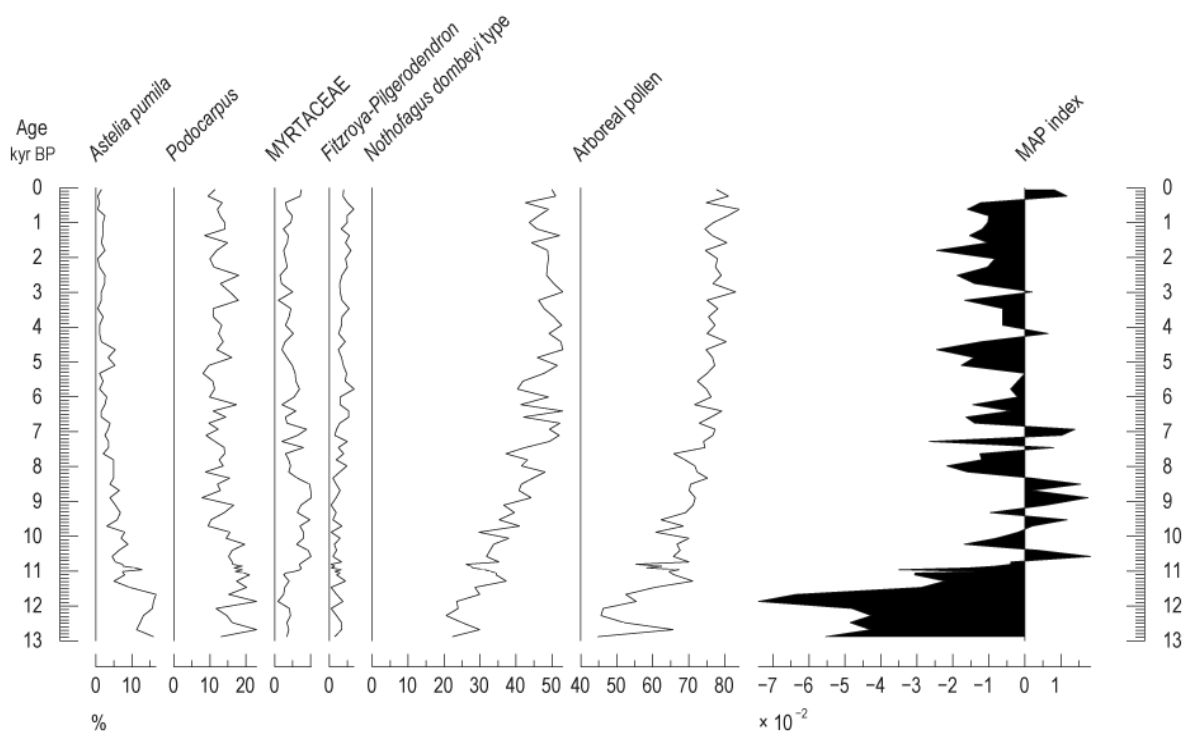


Figure 5.6: Synthetic pollen diagram from core MD07-3088 with the Myrtaceae/*Astelia-Pilgerodendron* (MAP) index. Negative values in the MAP index contrast warm/cool temperate and relatively dry conditions (low intensity of SWW) with positive values related to cool temperate and wetter conditions (high intensity of SWW).

Before 11.5 kyr, the MAP index from the Taitao Peninsula core shows very negative values related to high abundance of the Magellanic moorland (*Astelia pumila*) and that expresses cool and wet conditions (Figure 5.6). At 11.5 kyr, the MAP index increases abruptly and then fluctuates from positive to negative values after 11 kyr. Such changes mark the progressive Magellanic moorland retreat replaced by closed-canopy forest development shown by the expansion of Myrtaceae trees. Such a change corresponds to the installation of

warm and dry conditions during the early Holocene that persisted until ~8.5 to 7 kyr. Thereafter, and until the present-day, the MAP index fluctuates toward more negative values that are related to Myrtaceae decrease and *Fitzroya-Pilgerodendron* increase (probably *Pilgerodendron uviferum*). Under such closed-canopy forest, the Magellanic moorland remained poorly represented and the cold-resistant conifer *Pilgerodendron uviferum*, a tree characteristic of poorly drained soil, replaced Magellanic moorland in terms of humidity. The expansion of *Pilgerodendron uviferum* illustrates therefore cooler and wetter conditions after ~8 kyr.

- MD07-3088 and MD07-3104 pollen indices comparison

The early Holocene begins synchronously at ~11.5 kyr in the paleovegetation indices from the two cores MD07-3104 and MD07-3088. It is followed by the climatic optimum between ~11 and ~8-7 kyr. These abrupt changes are related to precipitation decrease illustrating a rapid southward shift and/or a decrease in the intensity of SWW. The variations of the MAP indices near Taitao Peninsula after ~8-7 kyr highlight a return to cooler and wetter conditions during the middle Holocene illustrating millennial-scale variability in precipitation superimposed on a multi-millennial trend in precipitation increase. At the same latitude (46°S), several glacial advances occurred between 8.5 and 6.2 kyr, earlier than the recognized onset of Neoglacial advances (Douglass *et al.*, 2005). These earlier advances may be related to cooler and wetter conditions also recorded by the MAP index after ~8-7 kyr. Later, after ~5 kyr, the "Neoglaciation" defined by Porter & Denton (1967) indicates humidity rise or cooling commonly with several glacial advances recorded both in Patagonia and Antarctica at around 5.4-4.9, 2.8-1.9 kyr as well as the Little Ice Age around 300-200 yr (e.g. Clapperton & Sugden, 1988; Glasser *et al.*, 2004; Mercer, 1968, 1982; Porter, 2000). The shift of the Reloncavi index toward cooler and wetter condition after ~5-4 kyr that strengthened during the late Holocene corresponds roughly to the onset of the "Neoglaciation", while the Taitao index does not illustrate major changes after the middle Holocene.

These differences between the Taitao Peninsula and the Seno Reloncavi index could therefore reflect a variable intensity and/or a moving position of SWW during the middle Holocene. Then, during the late Holocene, the northern margin of SWW seems to shift lastingly northward.

2.2. Southern Westerly Winds belt reconstruction with paleoclimatic data along the western side of the Andes

The comparison between vegetation changes from the Seno Reloncavi and the Taitao Peninsula partly reconstructs the pattern of the SWW belt during the Holocene. In order to extend and constrain our scheme, I propose here to compare marine cores results with other southern paleoclimatic records related to moisture regimes along the west side of the Andes between 41 and 54°S (Figure 5.7a).

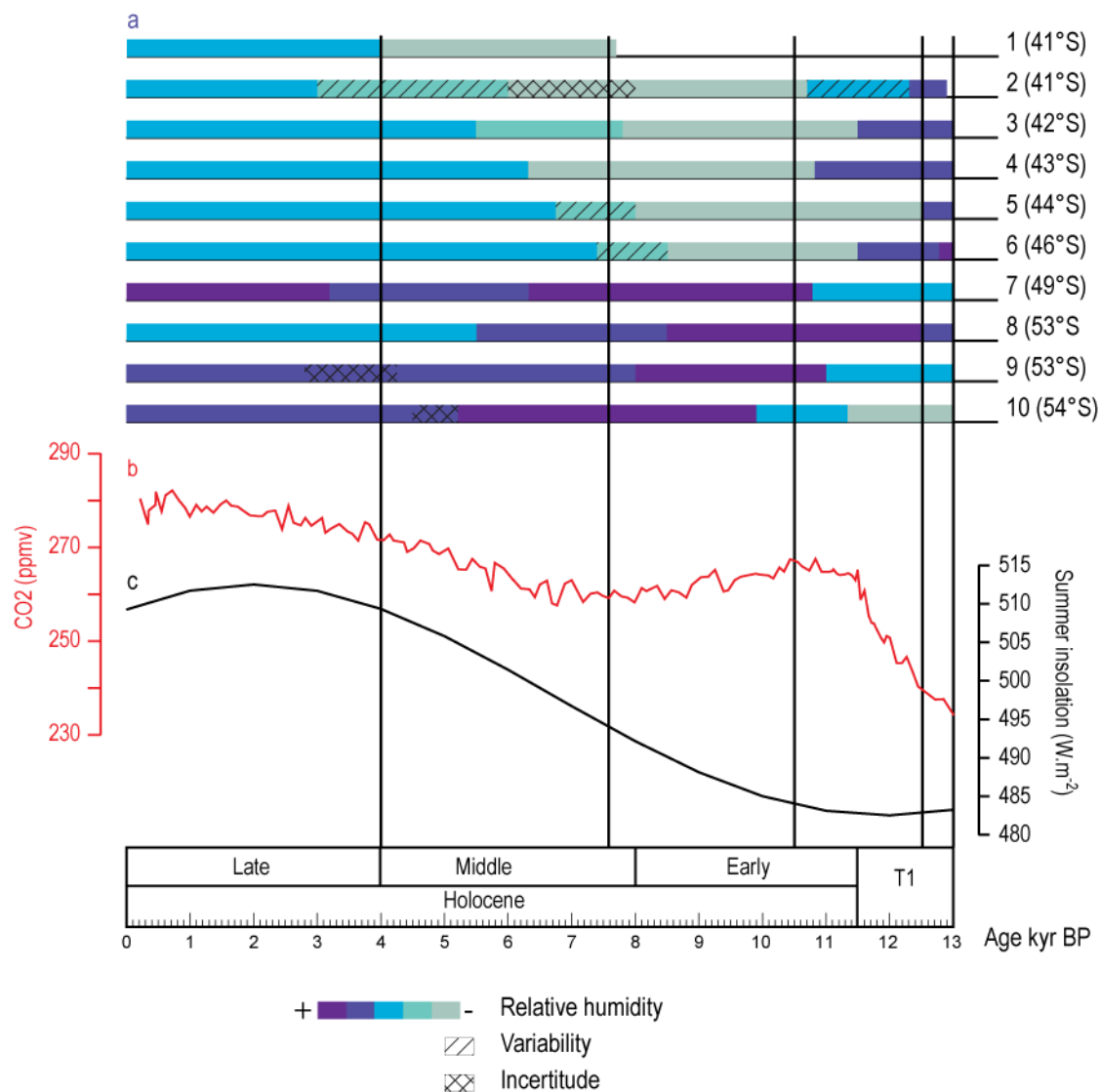


Figure 5.7: a, relative moisture regime in different sites along the windward side of the Andes from north to south. 1, ODP 1233 (Lamy *et al.*, 2001); 2, EP index; 3, Laguna Tahui (Abarzúa *et al.*, 2004); 4, Puerto Carmen (Villagrán, 1988b); 5, Laguna Oprasa and Facil (Haberle & Bennett, 2004); 6, MAP index; 7, Puerto Eden (Ashworth *et al.*, 1991); 8, (Lamy *et al.*, 2010); 9, Gran Campo Nevado (Fesq-Martin *et al.*, 2004); 10, Lake Ballena (Fontana &

Bennett, submitted). b, CO₂ EPICA Dome C (Monnin *et al.*, 2001). c, Summer insolation at 60°S (Berger & Loutre, 1991).

During the early Holocene, the northwestern and southwestern records illustrate a clear opposition in moisture regime related to the SWW influence. Indeed, between ~13 and ~10.5 kyr, the northwestern records show a moisture decrease (Abarzúa *et al.*, 2004; Haberle & Bennett, 2004; Villagrán, 1988b), while south of the Taitao Peninsula (46°S), moisture increases (Ashworth *et al.*, 1991; Fesq-Martin *et al.*, 2004; Fontana & Bennett, submitted; Lamy *et al.*, 2010). This opposite trend supports a southward shift of SWW during the early Holocene south of ~46-49°S and coincides roughly to the second step increase in temperature and CO₂ recorded by the Antarctic ice core (Lemieux-Dudon *et al.*, 2010; Monnin *et al.*, 2001) (Figure 5.7b). Dry conditions during the Holocene climatic optimum in northern Patagonia persisted until ~8-7 kyr when CO₂ showed a slight decrease (Monnin *et al.*, 2001). Later, from ~8 to ~4 kyr, during the mid-Holocene, the relative humidity in all sites showed a reversal trend with increasing moisture northward and decreasing moisture southward (Figure 5.7a). From the Taitao Peninsula to Seno Reloncavi, the moisture regime was more variable but progressively increased northward until ~6 kyr, then strengthened during the late Holocene north of Puerto Carmen (~43°S). Such a progressive trend may be linked to a progressive shift northward of the northern margin of SWW. At 53°S, moisture decreased at ~8-8.5 kyr (Fesq-Martin *et al.*, 2004; Lamy *et al.*, 2010), while at Lake Ballena (54°S) and Puerto Eden (49°S), moisture decreased later after 6 kyr, then re-increased in Puerto Eden after ~3 kyr (Ashworth *et al.*, 1991; Fontana & Bennett, submitted). South of the Taitao Peninsula (46°S), moisture regimes seems to decrease since the middle Holocene even if this scheme of moisture change appears less clear and less pronounced than the moisture increase northward. The moisture re-increase observed at ~3 kyr around Puerto Eden may show that the limit between the northern and southern SWW influence probably moved south of 49°S. During the middle Holocene, under cooler conditions than the Holocene climatic optimum, this pattern of moisture regimes suggests therefore a northward expansion of the SWW belt associated with wetter conditions in northern Patagonia and a decrease in SWW intensity south of 49°S associated with drier conditions.

In addition, the Paleoclimate Modeling Inter-comparison Project (PMIP2) database of simulations at 6 kyr for the southern hemisphere supports this scheme (Rojas & Moreno, 2010). Indeed, this climate simulation suggests a small but consistent equatorward shift of the latitude of maximum wind speed of 1–3° over the entire southern hemisphere. This resulted

in a small increase of wind speed over the South Pacific and Atlantic Oceans north of $\sim 50^{\circ}\text{S}$ and a widespread decline south of 50°S . Such a trend occurs simultaneously with the insolation increase in southern hemisphere (Berger & Loutre, 1991) and with the progressive CO_2 increase recorded in the Antarctic ice cores since ~ 8 kyr (Monnin *et al.*, 2001; Figure 5.7b).

Our results from the Taitao Peninsula and Seno Reloncavi fit well with this pattern of SWW belt changes and this latitudinal comparison on the west side Andes is in agreement with the previous inference suggested by Lamy *et al.* (2010) : the early Holocene would be marked by a contraction and southward shift of the SWW as "*summer-like*" conditions while the mid-late Holocene evidences northward expansion and southward decrease of the SWW as "*winter-like*" conditions. The southward shift of SWW from the end of Termination 1 to the early Holocene and the CO_2 increase in Antarctica (Monnin *et al.*, 2001) seem to be consistent with the inference of Toggweiler *et al.* (2006) that suggests that southern position of SWW blowing over the Southern Ocean enhances CO_2 degassing by the ventilation CO_2 -rich deep waters. On the contrary, the climate changes and the northward SWW shift after the early Holocene contradict this previous inference, suggesting instead that the SWW should not be considered as the main factor controlling CO_2 content after ~ 8 kyr. However, data are too scarce, especially on the west side of the Andes between ~ 48 and 53°S and further studies would be necessary to constrain the timing of SWW changes and their impact in climatic changes.

2.3. Discrepancies with other paleoclimatic records from the lee side of the Andes.

This reconstruction of the SWW pattern on the west side of the Andes differs from paleoclimate and SWW reconstruction from the lee side of the Andes, southeastern Patagonia and Isla Grande de Tierra del Fuego, south of 49-50°S (Figure 5.8).

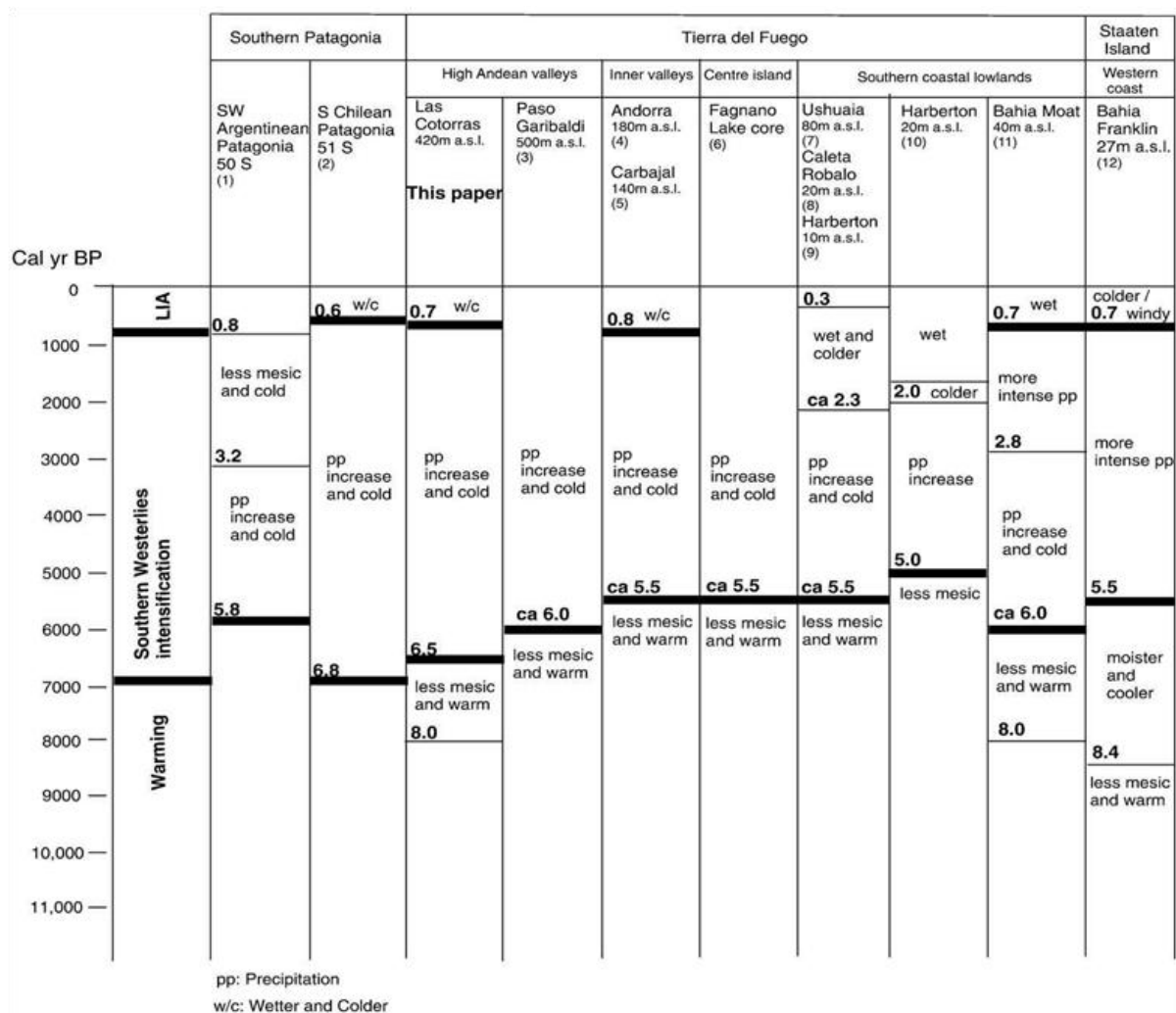


Figure 5.8: Comparative Holocene climate changes from selected peat and lake records from Southern Patagonia and the Fuegian Archipelago after Borrromei *et al.* (2010). Black lines show the onset of Southern Westerlies and the localities where the Little Ice Age event has been reported. References: 1, (Mancini, 2009); 2, (Moreno *et al.*, 2009a; Villa-Martínez & Moreno, 2007); 3, (Markgraf, 1993); 4, (Borrromei, 1995; Mauquoy *et al.*, 2004); 5, (Borrromei *et al.*, 2007); 6, (Waldmann *et al.*, 2010); 7, 8, 9, (Heusser, 2003); 10, (Pendall *et al.*, 2001); 11, (Heusser, 1995); 12, (Ponce *et al.*, 2011).

At around 11 kyr, an open *Nothofagus* forest expanded in the eastern foot of the Andes around 50°S, in Strait of Magellan and in Tierra del Fuego and fire activity increases also in these regions (Borromei, 1995; Heusser, 1995; Huber *et al.*, 2004; Mancini, 2009; Markgraf, 1993; Markgraf & Huber, 2010; McCulloch & Davies, 2001; Moreno *et al.*, 2010; Pendall *et al.*, 2001; Power *et al.*, 2007; Quattrocchio & Borromei, 1998; Villa-Martínez & Moreno, 2007). These results illustrate warm and dry conditions which lasted until ~7-6 kyr, and support reduced SWW during the early Holocene. Later, during the middle Holocene, fire activity started to decrease (Huber *et al.*, 2004; Pendall *et al.*, 2001; Power *et al.*, 2007) followed by the expansion of the closed *Nothofagus* forest after ~6-5 kyr related to the onset of cold and wet environmental conditions (Figure 5.8). This suggests an increase in precipitation under more stable and stronger SWW (Borromei *et al.*, 2010; Fletcher & Moreno, 2011; Markgraf & Huber, 2010). Increasing SWW between 8.7 and 7.4 kyr are also suggested in southeastern Patagonia in the Potrok Aike records (Haberzettl *et al.*, 2007; Mayr *et al.*, 2007; Wille *et al.*, 2007) and after 6.8 kyr from Lago Cardiel records (Gilli *et al.*, 2005). These conditions persisted during the late Holocene with more climate variability (Markgraf & Huber, 2010), then cooler and wetter conditions occurred during the Little Ice Age (e.g. Borromei *et al.*, 2010; Mancini, 2009; Moreno *et al.*, 2009a; Moy *et al.*, 2008; Ponce *et al.*, 2011).

On the contrary, on the west side of the Andes, the early Holocene with high intensity of SWW is followed by reduced SWW during the mid- to late Holocene (Figure 5.9). This contradicts paleoclimatic records from the lee side of Andes (including Tierra del Fuego) and suggests a clear out-of-phase relationship (e.g. Fletcher & Moreno, 2011; Lamy *et al.*, 2010; Moreno *et al.*, 2010).

The present-day regional variation of weather patterns along west to east profiles across the southern Andes (53°S) show that the variation of precipitation linked to wind direction on the west and east side of the Andes is related to the atmospheric circulation, leading to an opposite signal in moisture conditions (Schneider *et al.*, 2003): "*Therefore, any change in the strength or frequency of the circulation pattern will affect the west coast, the mountains and the east side of the mountains in different ways. Wetter conditions caused by a change in circulation on one side will probably cause drier conditions on the other side of the mountain chain and vice versa*". During the early Holocene, Lago Cardiel, located in central Patagonia in the east part of the Andes, had highest lake levels between 11 and 8 kyr (Gilli *et al.*, 2001,

2005), while during the same period, Torres del Paine pollen records (51°S), in the western Patagonia, show precipitation increase (Moreno *et al.*, 2010). Today, the precipitation in Lago Cardiel area is negatively correlated with SWW wind speed (Garreaud, 2007). As suggested by Fletcher & Moreno (2011), the lake transgression could therefore reflect easterly sourced precipitation from the Atlantic Ocean and/or less evaporative potential of foehn winds under reduced SWW airflow. However pollen records from Torres Del Paine are located in the eastern foot of the Andes. The same scheme could therefore, also explain the out-of-phase relationship observed between the records of the windward side of the Andes and the lee side of the Andes.

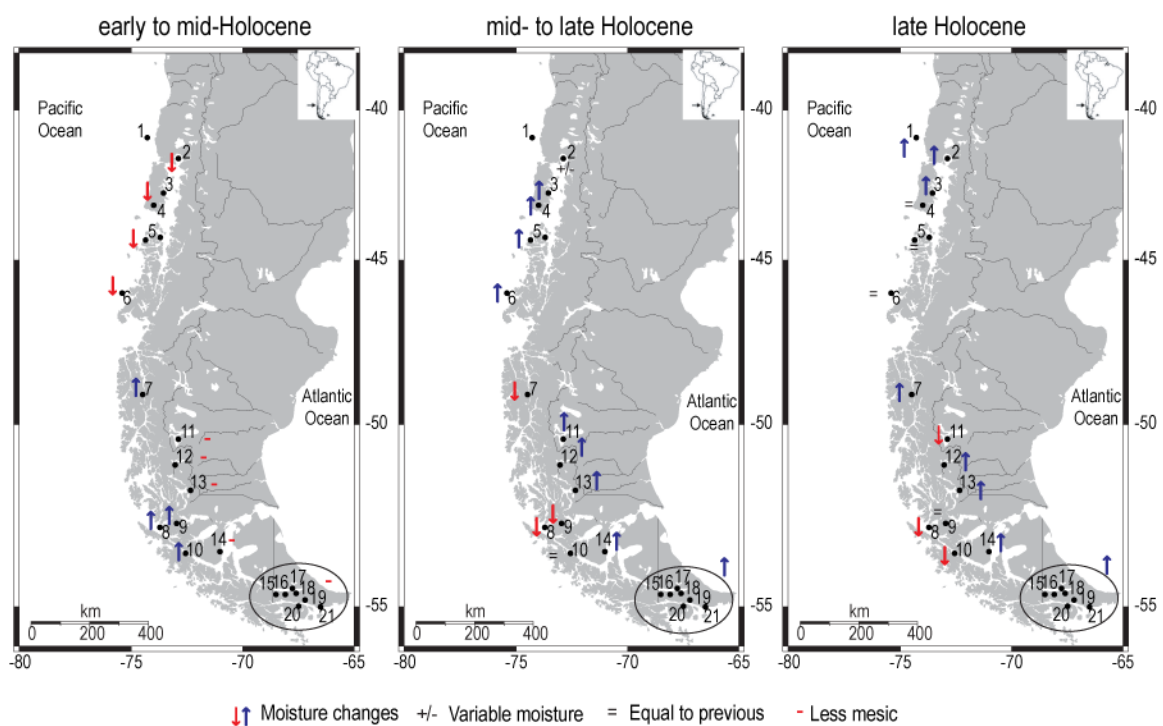


Figure 5.9: Synthesis of relative moisture changes between western and eastern side of the Andes. 1, (Lamy *et al.*, 2001); 2, EP index; 3, (Abarzúa *et al.*, 2004); 4, (Villagrán, 1988b); 5, (Haberle & Bennett, 2004); 6, MAP index; 7, (Ashworth *et al.*, 1991); 8, (Lamy *et al.*, 2010); 9, (Fesq-Martin *et al.*, 2004); 10, (Fontana & Bennett, submitted); 11, (Mancini, 2009); 12, (Moreno *et al.*, 2009a; Villa-Martínez & Moreno, 2007); 13, (Markgraf & Huber, 2010), 14 (McCulloch & Davies, 2001); 15, (Borromei, 1995; Mauquoy *et al.*, 2004); 16, (Borromei *et al.*, 2007); 17, (Waldmann *et al.*, 2010); 18, (Borromei *et al.*, 2010; Markgraf *et al.*, 1995); 19, (Pendall *et al.*, 2001); 20, (Heusser, 2003); 21, (Heusser, 1995).

Too little data yet exists today in order to completely explain the dynamic of precipitation pattern in southern Patagonia and to draw a regional pattern, especially on the west side of the Andes between 48 and 53°S. Further such studies may help (1) to separate

local water inputs from regional moisture sources and (2) to locate precisely the limit between negatively and positively correlated areas of precipitation in central Patagonia and how this limit could shift with the atmospheric circulation pattern.

2.4. Large scale paleoclimatic data comparison with tropics: the influence of ENSO activity

Long-term changes in El Niño Southern Oscillation (ENSO) may explain significant changes in the relationship between the Southern Oscillation and the rainfall as documented in many parts of South America (Aceituno & Montecinos, 1993). Modern data show that during El Niño events, the weakening of the South Pacific Anticyclone contributes to an equatorward migration of the SWW and storm tracks in the southeastern Pacific, increasing rainfall on the mid-latitudes of Chile (e.g. Aceituno & Montecinos, 1993; Montecinos & Aceituno, 2003; Rutllant & Fuenzalida, 1991; Turner, 2004). Such a mechanism is confined to coastal areas and along the Andes north of approximately 45°S, while between 45 and 55°S, the mean annual wind speed decreases with annual rainfall during El Niño events (Schneider & Gies, 2004). On the contrary, La Niña events result in strengthening of South Pacific Anticyclone inducing a shift of SWW and a precipitation increase southward and a decrease of precipitation in central Chile. During the mid-Holocene, tropical Pacific records highlight major changes, with an increasing ENSO activity. In southern equatorial region, the Laguna Pallcacocha records strongly influenced by ENSO indicate the first establishment of ENSO events after ~7 kyr while frequency increases during the mid-late Holocene after ~5 kyr (Moy *et al.*, 2002; Rodbell *et al.*, 1999), coincident with a decrease in tropical Pacific sea surface temperature gradient (Koutavas *et al.*, 2002; Rein *et al.*, 2005; Stott *et al.*, 2004) (Figure 5.10). Indeed, after ~5 kyr, major changes associated with an initiation or reinforcement of ENSO activity have been observed such as: in the Peruvian oceanic shelf between 5.6 and 5.2 kyr (Rein *et al.*, 2005), at Galapagos lake at 4.2 kyr (Conroy *et al.*, 2008), in northern Peru at 5 kyr (Sandweiss *et al.*, 1996), at Lake Titicaca between 6 and 5 kyr (Baker *et al.*, 2001) and in the Australasian region and western Pacific at 5 kyr (McGlone *et al.*, 1992; Tudhope *et al.*, 2001).

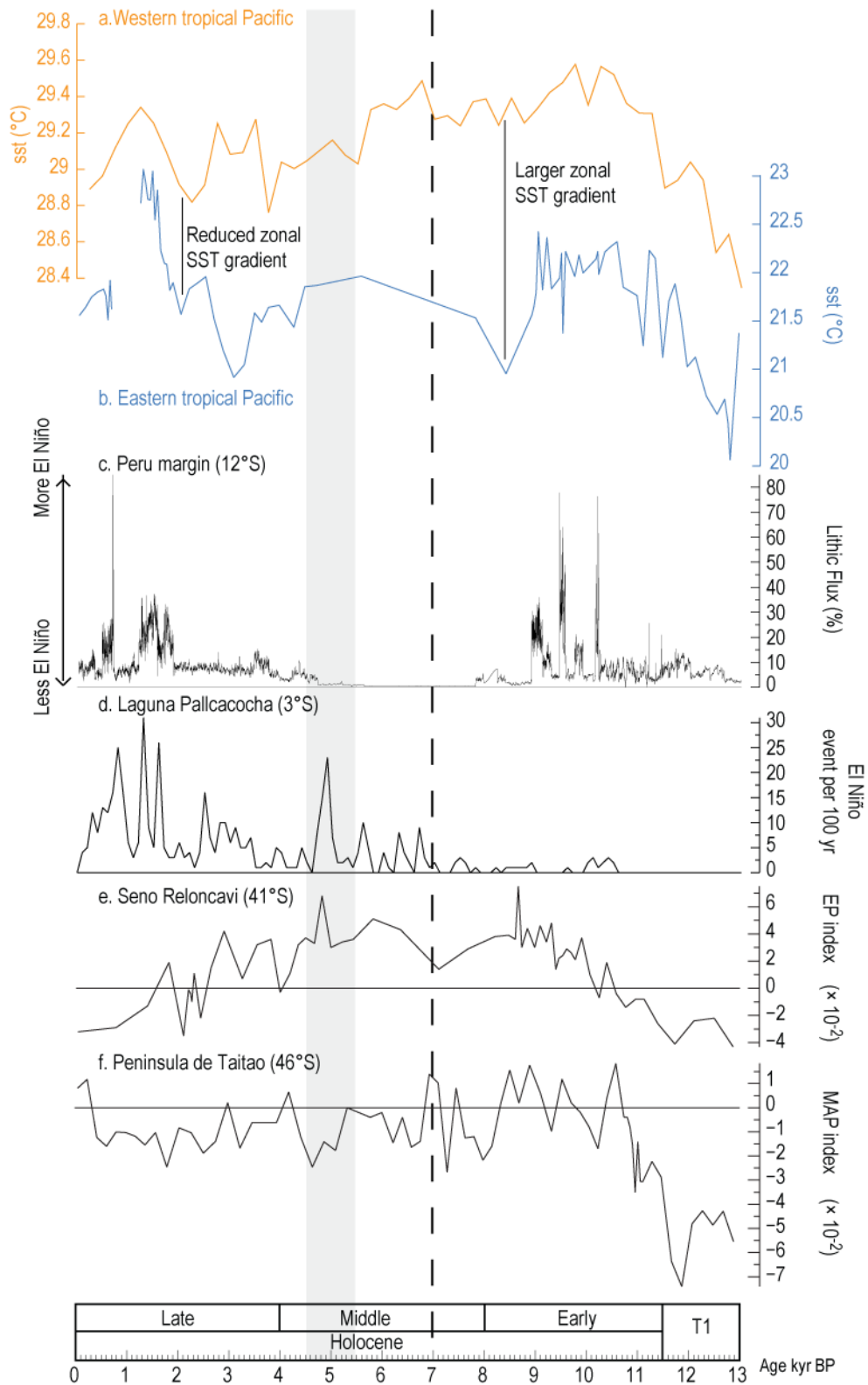


Figure 5.10: Pollen index from southern Chile and ENSO/SST records from the tropical Pacific: a. western tropical Pacific SST (°C) from foraminifera Mg/Ca (Stott *et al.*, 2004), b. eastern tropical Pacific SST (°C) from foraminifera Mg/Ca (Rein *et al.*, 2005), c. lithic flux from Peru margin (Rein *et al.*, 2005), d. Laguna Pallcacocha El Niño per 100 years (Moy *et al.*, 2002), e. EP index from Seno Reloncavi, f. MAP index from Peninsula de Taitao.

The changes in moisture regime shown by EP and MAP indices during the mid-late Holocene may have been influenced by increasing ENSO activity (Figure 5.10). Indeed, enhanced ENSO activity at ~5 kyr roughly corresponds with the change toward cooler and wetter conditions shown by the EP index from Seno Reloncavi. Such a precipitation increase could be therefore related to the increase of ENSO activity, inducing the northward shift of SWW during the mid-late Holocene observed in northern Patagonia (Figure 5.10) and also in the mid-latitudes of Chile (e.g. Jenny *et al.*, 2003; Villagrán & Varela, 1990). On the other hand, at 46°S, no particular moisture changes occur after the mid-Holocene as recorded by the MAP index. Very near to the present-day limit (~45°S) between the northern (SWW increase) and the southern (SWW decrease) ENSO influences, the MAP index may reflect the intermediate core location. This supports the opposite trend between northern and southern ENSO influence on SWW in Patagonia. In addition, south of 50°S in the west side of the Andes, several records show moisture and SWW decrease after ~5 kyr consistent with increase of ENSO activity (Fontana & Bennett, submitted; Lamy *et al.*, 2010).

The timing and pattern of changes in moisture regimes in southwestern Patagonia during the mid-late Holocene could be therefore partly induced by the ENSO activity and their influence on SWW.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES



CONCLUSION

Ce travail de thèse avait plusieurs objectifs : (1) de tester la représentativité de l'analyse pollinique dans les sédiments marins du pacifique Sud-est, (2) d'étudier les changements des paléoenvironnements continentaux de la Patagonie Chilienne au cours des 20 000 dernières années à partir des données polliniques marines et (3) de déterminer leurs liens avec l'activité des vents d'ouest pour mieux comprendre l'influence de ces vents dans l'hémisphère sud et donc sur le climat à l'échelle globale. Deux carottes océaniques prélevées durant la campagne "PACHIDERME" : la carotte MD07-3104 prélevée dans le Fjord de Reloncavi dans le nord de la Patagonie (41°S) et la carotte MD07-3088 prélevée plus au sud à proximité de la Péninsule de Taitao (46°S), ont permis d'atteindre ces objectifs.

L'analyse de la distribution des grains de pollens et des spores dans les échantillons de surface des carottes prélevées à l'intérieur et à l'extérieur des fjords de la Patagonie a permis de démontrer la validité de la palynologie marine dans la région étudiée. Les résultats des analyses polliniques des sédiments de surface marins reflètent bien la végétation actuelle présente sur le continent le plus proche. J'ai ainsi pu montrer que, dans cette région, les apports polliniques en milieu océanique dépendent principalement des apports fluviaux auxquels s'ajoutent des apports éoliens non négligeables dans les fjords. L'influence des mécanismes de transport fluvial, éolien et océanique altèrent peu l'image de la végétation qui est donc considérée comme locale à régionale à la zone continentale la plus proche. J'ai en outre testé l'utilisation de la technique des meilleurs analogues sur les analyses polliniques et démontré leurs potentiels pour la reconstruction des paramètres climatiques.

Les résultats des analyses polliniques effectués sur les deux carottes océaniques ont permis de reconstruire les changements de végétation et de climat à l'échelle locale et régionale.

- Les analyses polliniques de la carotte océanique MD07-3088 ont permis de reconstruire les changements de la végétation au niveau de la Péninsule de Taitao (46°S) depuis le dernier maximum glaciaire. L'expansion des forêts nord patagoniennes est intervenue au début de la dernière déglaciation entre 17.6 et 11.5 ka. Cette dernière déglaciation, loin d'être régulière, a été, interrompue par un événement abrupt, marqué dans cette région, par le développement des tourbières

de Magellan et lié à une intensification des vents d'ouest. La fin de la déglaciation est rapidement suivie par le maximum climatique de l'Holocène qui voit le développement des forêts témoignant d'un climat plus chaud et plus sec jusqu'à environ 8-7 ka. Plus tard, à l'Holocène moyen et supérieur, les conditions climatiques redeviennent plus fraîches et plus humides.

- Les analyses polliniques de la carotte océanique MD07-3104 ont permis de reconstruire les changements de la végétation Valdivienne durant les 13 000 dernières années au niveau du Fjord de Reloncavi (41°S). Le début de l'Holocène intervient ici à ~11 ka et son optimum climatique est pointé selon mes analyses entre 9.6 et 7.4 ka. L'Holocène moyen est marqué par une instabilité climatique plus importante et en particulier, par une grande variabilité dans la représentation des arbres héliophiles. Par la suite, l'augmentation des conifères après ~6-5 ka évoque des conditions plus fraîches et plus humides qui s'accroissent durant l'Holocène supérieur.

La synthèse de ces principaux résultats paléoenvironnementaux à l'échelle de la Patagonie m'a permis de schématiser l'activité et les déplacements de la ceinture des vents d'ouest durant les derniers 20 000 ans. La comparaison entre les analyses polliniques marines, avec les variations du rapport isotopique de l'oxygène et les propriétés magnétiques sur les mêmes échantillons, mais aussi avec d'autres données paléoclimatiques enregistrées dans d'autres sites en Patagonie, atteste de la fiabilité de nos résultats qui montrent pour la première fois : un retour de la ceinture des vents d'ouest vers le nord pendant l'Antarctic Cold Reversal (ACR). Ce retour durant l'ACR exige donc que la ceinture des vents d'ouest soit descendue vers le sud rapidement et non progressivement après le début de la déglaciation. Un tel phénomène renforce donc l'hypothèse d'une réponse rapide après le début de la déglaciation de la ceinture des vents d'ouest vers le sud à la réduction de la circulation thermohaline Atlantique via un système couplé océan-atmosphère lui-même induit par le bipolar seesaw (e.g. Lamy *et al.*, 2007). Nos résultats appuient également le lien entre la ceinture des vents d'ouest et les variations du CO₂ atmosphérique (Toggweiler *et al.*, 2006). Pendant l'ACR, le retour vers le nord de la ceinture des vents d'ouest expliquerait donc la pause dans l'augmentation du CO₂ lié à la réduction du dégazage de l'Océan Austral au cours de la déglaciation.

Les index polliniques calculés durant les 13 000 dernières années soulignent un déplacement ou une contraction des vents d'ouest vers le sud jusqu'à l'optimum climatique de l'Holocène.

L'augmentation du CO₂ atmosphérique semble toujours être induite par la ceinture des vents d'ouest qui se trouve plus au sud au début de l'Holocène. Après ~8-7 ka, nos résultats montrent un déplacement progressif de la ceinture des vents d'ouest vers le nord où les précipitations s'intensifient encore jusqu'à l'Holocène supérieur. L'augmentation du CO₂ atmosphérique durant l'Holocène moyen et supérieur avec un déplacement nord des vents d'ouest montre donc une rupture dans le lien entre les variations du CO₂ atmosphérique et la ceinture des vents d'ouest. L'ensemble de mes résultats couplés aux données paléoclimatiques enregistrées au sud de la Péninsule de Taitao (46°S) sur le versant ouest des Andes confirme une contraction vers le sud au début de l'Holocène avec un retour et une dilatation de la ceinture des vents d'ouest après l'Holocène moyen. En revanche, l'origine des différences observée entre les données sud-ouest et sud-est des Andes (au sud de 48°S) n'est pas encore bien établie. Enfin une comparaison de mes données avec les données paléoclimatiques de l'océan Pacifique tropical montre que la légère expansion des vents d'ouest à l'Holocène moyen semblerait être liée à la mise en place d'El Niño.



PERSPECTIVES

L'étude pollinique des sédiments marins à l'intérieur et à l'extérieur des fjords de la Patagonie Chilienne a démontré l'intérêt puissant de cet outil dans les reconstructions paléoenvironnementales et paléoclimatiques, au niveau de cette région. Cette thèse qui fait partie des premières études en palynologie marine dans le sud du Chili ouvre plusieurs pistes de recherches pour développer l'étude des paléoenvironnements de l'Amérique du Sud afin de combler les lacunes temporelles et spatiales des données climatiques dans le sud-ouest de la Patagonie Chilienne.

- Affiner la résolution chronologique des enregistrements polliniques marins :

L'une des premières perspectives est évidemment d'affiner la résolution chronologique des analyses polliniques effectuées sur les deux carottes océaniques MD07-3104 et MD07-3088, en particulier durant l'Holocène. Ces nouveaux résultats permettront de compléter les fenêtres dans lesquelles la variabilité climatique est plus discrète ou non plus millénaire mais centennale. Ce raffinement des courbes palynologiques sera possible dans les fjords où les taux de sédimentation sont très importants (plus de 20 m de sédiment pour Holocène). Cette précision accrue permettra, en outre, d'affiner les comparaisons avec les séries continentales et marines (e.g. Lamy *et al.*, 2001; Moreno, 2004) et de mieux cerner les téléconnexions avec l'Océan Pacifique tropical et leur rôle, en particulier, durant l'Holocène moyen et supérieur avec la mise en place de El Niño.

- Compléter la distribution spatiale des enregistrements polliniques marins :

Entre les 40^{ème} rugissants et les 50^{ème} hurlants, parsemée de fjords, de glaciers, d'îles et sous l'influence forte et presque permanente des vents d'ouest à l'origine de précipitations pouvant atteindre 10 m d'eau par an, le sud-ouest de la Patagonie Chilienne est une région toujours difficile d'accès. C'est donc une des raisons pour laquelle cette vaste région est encore peu étudiée. La campagne "PACHIDERME" a permis de récolter une série de carottes marines dont la plupart n'ont pas encore fait l'objet d'études approfondies. Ces carottes permettront d'obtenir des données paléoclimatiques supplémentaires qui compléteront un

transect nord sud au large de la Patagonie. Particulièrement entre 48 et 53°S, où les vents d'ouest sont les plus forts, cela permettrait de compléter l'analyse de la réponse des tourbières de Magellan pendant les 20 000 dernières années. Ces données seront essentielles pour étayer les connaissances concernant les déplacements de la ceinture des vents d'ouest durant la dernière déglaciation et l'Holocène.

- Compléter les bases de données subactuelles et développer les approches quantitatives du climat:

En Patagonie, l'interprétation des données paléoclimatiques n'atteint pas des valeurs quantitatives en termes de température et de précipitation. Dans cette thèse j'ai appliqué la méthode des analogues à mes analyses polliniques subactuelles mais il reste encore de nombreuses améliorations avant d'effectuer des quantifications robustes des paramètres climatiques. Pour atteindre cet objectif, il est indispensable, d'une part d'implémenter la base de données polliniques subactuelle en milieu marin en recherchant d'autres sommets de carotte, les plus fiables possibles pour multiplier les références dans les régions les moins documentées comme les fjords au sud de 48°S. Cette base de données polliniques, une fois associée aux paramètres climatiques actuels, constituera un outil unique dans cette région pour réaliser des quantifications climatiques. D'autre part, il convient aussi de compléter la base de données actuelle continentale de Markgraf *et al.* (2002) dans le sud-ouest de la Patagonie pour ajouter des échantillons de références pour les types de végétation absentes comme la tourbière de Magellan. Enfin, les stations météorologiques restant trop rares dans le sud du Chili, cela limite la possibilité d'obtenir des paramètres climatiques actuels précis. Il conviendrait donc de développer l'acquisition de nouvelles données météorologiques pour obtenir une couverture plus large de la variabilité climatique de cette région. L'obtention de ces nouvelles données climatiques annuelles (précipitation, température, vent,...) représente donc également un défi majeur en Patagonie pour construire une base de données fiable et utilisable pour des reconstructions climatiques quantitatives précises dont les données pourront être utilisées dans les modèles.

- Les analyses polliniques et les âges réservoir :

Les comparaisons de mes résultats avec les données continentales ont montré une similitude très forte dans la chronologie des changements de végétation enregistrés dans les

sédiments marins et continentaux. Ces comparaisons ont donc permis de construire une chronologie régionale des changements de végétation. Ces similitudes pourront être utilisées pour fixer un ou plusieurs événements repères dans la végétation et apporter de nouveaux marqueurs chronologiques dans les carottes marines qui, en outre confirmeront ou modifieront les âges réservoirs calculés dans les carottes océaniques de cette région.



Références Bibliographiques



- Abarzúa AM & Moreno PI (2008) Changing fire regimes in the temperate rainforest region of southern Chile over the last 16,000 yr. *Quaternary. Res.* **69**: 62-71
- Abarzúa AM, Villagrán C & Moreno PI (2004) Deglacial and postglacial climate history in east-central Isla Grande de Chiloé, southern Chile (43°S). *Quaternary. Res.* **62**: 49-59
- Aceituno P & Montecinos A (1993) Stability analysis of the relation between the Southern Oscillation and rainfall in South America (in Spanish). *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines* **22**: 53-61
- Alley RB (2000) The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Sci. Rev.* **19**: 213-226
- Alley RB & Clark PU (1999) The deglaciation of the northern hemisphere: A Global Perspective. *Annu. Rev. Earth. Pl. Sc.* **27**: 149-182
- Amigo J & Ramírez C (1998) A bioclimatic classification of Chile: woodland communities in the temperate zone. *Plant. Ecol.* **136**: 9-26
- Anderson RF, Ali S, Bradtmiller LI, Nielsen SHH, Fleisher MQ, Anderson BE & Burckle LH (2009) Wind-Driven Upwelling in the Southern Ocean and the Deglacial Rise in Atmospheric CO₂. *Science* **323**: 1443 -1448
- Aracena C, Lange CB, Luis Iriarte J, Rebolledo L & Pantoja S (2011) Latitudinal patterns of export production recorded in surface sediments of the Chilean Patagonian fjords (41-55°S) as a response to water column productivity. *Cont. Shelf Res.* **31**: 340-355
- Ariztegui D, Bianchi MM, Massafiero J, Lafargue E & Niessen F (1997) Interhemispheric synchrony of Late-glacial climatic instability as recorded in proglacial Lake Mascardi, Argentina. *J. Quaternary Sci.* **12**: 333-338
- Ashworth AC & Hoganson JW (1993) The magnitude and rapidity of the climate change marking the end of the Pleistocene in the mid-latitudes of South America. *Palaeogeogr. Palaeocl.* **101**: 263-270
- Ashworth AC, Markgraf V & Villagrán C (1991) Late Quaternary climatic history of the Chilean Channels based on fossil pollen and beetle analyses, with an analysis of the modern vegetation and pollen rain. *J. Quaternary Sci.* **6**: 279-291
- Baker PA, Seltzer GO, Fritz SC, Dunbar RB, Grove MJ, Tapia PM, Cross SL, Rowe HD & Broda JP (2001) The History of South American Tropical Precipitation for the Past 25,000 Years. *Science* **291**: 640 -643
- Batist M, Fagel N, Loutre M-F & Chapron E (2007) A 17,900-year multi-proxy lacustrine record of Lago Puyehue (Chilean Lake District): introduction. *J. Paleolimnol.* **39**: 151-161
- Bennett KD (1994) 'psimpoll' version 2.23: a C program for analysing pollen data and plotting pollen diagrams. *INQUA Commission for the study of the Holocene: Working group on data-handling methods, Newsletter* **11**: 4-6
- Bennett KD, Haberle SG & Lumley SH (2000) The Last Glacial-Holocene Transition in Southern Chile. *Science* **290**: 325-328

- Berger A & Loutre MF (1991) Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Sci. Rev.* **10**: 297-317
- Birks HJB & Birks HH (1980) Quaternary palaeoecology Edward Arnold. London p 289
- Blaauw M (2010) Methods and code for classical age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* **5**: 512-518
- Blunier T & Brook EJ (2001) Timing of Millennial-Scale Climate Change in Antarctica and Greenland During the Last Glacial Period. *Science* **291**: 109-112
- Bond G, Heinrich H, Broecker W, Labeyrie L, McManus J, Andrews J, Huon S, Jantschik R, Clasen S, Simet C, Tedesco K, Klas M, Bonani G & Ivy S (1992) Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature* **360**: 245-249
- Bond G, Kromer B, Beer J, Muscheler R, Evans MN, Showers W, Hoffmann S, Lotti-Bond R, Hajdas I & Bonani G (2001) Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* **294**: 2130 -2136
- Bordon A, Peyron O, Lézine A-M, Brewer S & Fouache E (2009) Pollen-inferred Late-Glacial and Holocene climate in southern Balkans (Lake Maliq). *Quatern. Int.* **200**: 19-30
- Borromei AM (1995) Análisis polínico de una turbera holocénica en el Valle de Andorra, Tierra del Fuego, Argentina. *Rev. Chil. Hist. Nat.* **68**: 311-319
- Borromei AM, Coronato A, Franzén LG, Ponce JF, Sáez JAL, Maidana N, Rabassa J & Candel MS (2010) Multiproxy record of Holocene paleoenvironmental change, Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeogr. Palaeocl.* **286**: 1-16
- Borromei AM, Coronato A, Quattrocchio M, Rabassa J, Grill S & Roig C (2007) Late Pleistocene-Holocene environments in Valle Carbajal, Tierra del Fuego, Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.* **23**: 321-335
- Broecker WS (1998) Paleocean circulation during the Last Deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography* **13**: 119-121
- Carel M, Siani G & Delpech G (2011) Tephrostratigraphy of a deep-sea sediment sequence off the south Chilean margin: New insight into the Hudson volcanic activity since the last glacial period. *J. Volcanol. Geoth. Res.* **208**: 99-111
- di Castri F & Hajek ER (1976) Bioclimatología de Chile Vicerrectoria academica de la universidad catolica de Chile. Santiago p 128
- Chapron E, Ariztegui D, Mulsow S, Villarosa G, Pino M, Outes V, Juvignié E & Crivelli E (2006) Impact of the 1960 major subduction earthquake in Northern Patagonia (Chile, Argentina). *Quatern. Int.* **158**: 58-71
- Cheddadi R, Lamb HF, Guiot J & van der Kaars S (1998) Holocene climatic change in Morocco: a quantitative reconstruction from pollen data. *Clim. Dynam.* **14**: 883-890
- Chmura GL, Smirnov A & Campbell ID (1999) Pollen transport through distributaries and depositional patterns in coastal waters. *Palaeogeogr. Palaeocl.* **149**: 257-270

- Clapperton CM & Sugden DE (1988) Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica. *Quaternary Sci. Rev.* **7**: 185-190
- Clapperton CM, Sugden DE, Kaufman DS & McCulloch RD (1995) The Last Glaciation in Central Magellan Strait, Southernmost Chile. *Quaternary Res.* **44**: 133-148
- Combourieu Nebout N, Peyron O, Dormoy I, Desprat S, Beaudouin C, Kotthoff U & Marret F (2009) Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25 000 years from high resolution pollen data. *Clim. Past* **5**: 503-521
- Combourieu Nebout N, Turon JL, Zahn R, Capotondi L, Londeix L & Pahnke K (2002) Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y. *Geology* **30**: 863-866
- Conroy JL, Overpeck JT, Cole JE, Shanahan TM & Steinitz-Kannan M (2008) Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record. *Quaternary Sci. Rev.* **27**: 1166-1180
- Coronato AMJ, Coronato F, Mazzoni E & Vázquez M (2008) The Physical Geography of Patagonia and Tierra del Fuego. Dans *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego* p 13-55. Elsevier
- Crowley TJ (1992) North Atlantic Deep Water cools the southern hemisphere. *Paleoceanography* **7**: 489-497
- Denton GH, Anderson RF, Toggweiler JR, Edwards RL, Schaefer JM & Putnam AE (2010) The Last Glacial Termination. *Science* **328**: 1652 -1656
- Denton GH, Lowell TV, Heusser CJ, Moreno PI, Andersen BG, Heusser LE, Schlüchter C & Marchant DR (1999a) Interhemispheric Linkage of Paleoclimate during the Last Glaciation. *Geogr. Ann. A* **81**: 107-153
- Denton GH, Lowell TV, Heusser CJ, Schluchter C, Andersen BG, Heusser LE, Moreno PI & Marchant DR (1999b) Geomorphology, Stratigraphy, and Radiocarbon Chronology of Llanquihue Drift in the Area of the Southern Lake District, Seno Reloncavi, and Isla Grande de Chiloe, Chile. *Geogr. Ann. A* **81**: 167-229
- Desprat S, Sánchez Goñi MF, Naughton F, Turon J-L, Duprat J, Malaizé B, Cortijo E & Peyrouquet J-P (2007) 25. Climate variability of the last five isotopic interglacials: Direct land-sea-ice correlation from the multiproxy analysis of North-Western Iberian margin deep-sea cores. Dans *The Climate of Past Interglacials* p 375-386. Elsevier
- Donoso C (1975) Distribución ecológica, de las especies de *Nothofagus* en la zona mesomórfica. *Boletín Técnico Fac. Ciencias Forestales Universidad de Chile* **33**: 5-21
- Donoso C (1993) Bosques Templados de Chile y Argentina, Variación, Estructura, y Dinámica Editorial Universitaria. Santiago p 484
- Dormoy I, Peyron O, Combourieu Nebout N, Goring S, Kotthoff U, Magny M & Pross J (2009) Terrestrial climate variability and seasonality changes in the Mediterranean region between 15 000 and 4000 years BP deduced from marine pollen records. *Clim. Past* **5**: 615-632

- Douglass DC, Singer BS, Kaplan MR, Ackert RP, Mickelson DM & Caffee MW (2005) Evidence of early Holocene glacial advances in southern South America from cosmogenic surface-exposure dating. *Geology* **33**: 237-240
- Dupont L (1993) Vegetation zones in NW Africa during the Brunhes chron reconstructed from marine palynological data. *Quaternary Sci. Rev.* **12**: 189-202
- Dupont LM & Wyputta U (2003) Reconstructing pathways of aeolian pollen transport to the marine sediments along the coastline of SW Africa. *Quaternary Sci. Rev.* **22**: 157-174
- Epica Community Members (2004) Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* **429**: 623-628
- Faegri K & Iversen J (1975) Textbook of Pollen Analysis John Wiley & Sons. London p 237
- Fesq-Martin M, Friedmann A, Peters M, Behrmann J & Kilian R (2004) Late-glacial and Holocene vegetation history of the Magellanic rain forest in southwestern Patagonia, Chile. *Veg. Hist. Archaeobot.* **13**: 249-255
- Fletcher M-S & Moreno PI (2011) Zonally symmetric changes in the strength and position of the Southern Westerlies drove atmospheric CO₂ variations over the past 14 k.y. *Geology* **39**: 419-422
- Fletcher WJ, Sánchez Goñi MF, Allen JRM, Cheddadi R, Combourieu-Nebout N, Huntley B, Lawson I, Londeix L, Magri D, Margari V, Müller UC, Naughton F, Novenko E, Roucoux K & Tzedakis PC (2010) Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Sci. Rev.* **29**: 2839-2864
- Fontana S & Bennett KD (submitted) Postglacial vegetation dynamics of western Tierra des Fuego. *The Holocene*
- Gajardo R (1987) La Végétation naturelle du Chili: proposition d'un système de classification et représentation de la distribution géographique.
- Gajardo R (1994) La vegetación natural de Chile: clasificación y distribución geográfica Editorial Universitaria. Santiago p 165
- Garreaud RD (2007) Precipitation and Circulation Covariability in the Extratropics. *J. Climate* **20**: 4789-4797
- Garreaud RD, Vuille M, Compagnucci R & Marengo J (2009) Present-day South American climate. *Palaeogeogr. Palaeocl.* **281**: 180-195
- Gilli A, Anselmetti FS, Ariztegui D, Bradbury JP, Kelts KR, Markgraf V & McKenzie JA (2001) Tracking abrupt climate change in the Southern Hemisphere: a seismic stratigraphic study of Lago Cardiel, Argentina (49°S). *Terra Nova* **13**: 443-448
- Gilli A, Ariztegui D, Anselmetti FS, McKenzie JA, Markgraf V, Hajdas I & McCulloch RD (2005) Mid-Holocene strengthening of the Southern Westerlies in South America - Sedimentological evidences from Lago Cardiel, Argentina (49°S). *Global. Planet. Change* **49**: 75-93

- Glasser NF, Harrison S, Winchester V & Aniya M (2004) Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Global. Planet. Change* **43**: 79-101
- Godley EJ (1960) The Botany of Southern Chile in Relation to New Zealand and the Subantarctic. *P. Roy. Soc. Lond.* **152**: 457-475
- Gonzalez-Ferran O (1995) Volcanes de Chile Instituto Geografico Militar. Santiago p 635
- Grieser J, Giommes R & Bernardi M (2006) New_LocClim - the Local Climate Estimator of FAO. *Geophysical Research Abstracts* **8**: 08305
- Grimm E (1987) CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Comput. Geosci.* **13**: 13-35
- Groot JJ & Groot CR (1966) Marine palynology: Possibilities, limitations, problems. *Mar. Geol.* **4**: 387-395
- Guiot J (1990) Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data. *Palaeogeogr. Palaeocl.* **80**: 49-69
- Haberle SG & Bennett KD (2001) Modern pollen rain and lake mud-water interface geochemistry along environmental gradients in southern Chile. *Rev. Palaeobot. Palyno.* **117**: 93-107
- Haberle SG & Bennett KD (2004) Postglacial formation and dynamics of North Patagonian Rainforest in the Chonos Archipelago, Southern Chile. *Quaternary Sci. Rev.* **23**: 2433-2452
- Haberle SG & Lumley SH (1998) Age and origin of tephras recorded in postglacial lake sediments to the west of the southern Andes, 44°S to 47°S. *J. Volcanol. Geoth. Res.* **84**: 239-256
- Haberzettl T, Corbella H, Fey M, Janssen S, Lücke A, Mayr C, Ohlendorf C, Schäbitz F, Schleser GH, Wille M, Wulf S & Zolitschka B (2007) Lateglacial and Holocene wet-dry cycles in southern Patagonia: chronology, sedimentology and geochemistry of a lacustrine record from Laguna Potrok Aike, Argentina. *The Holocene* **17**: 297 -310
- Hajdas I, Bonani G, Moreno PI & Ariztegui D (2003) Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Res.* **59**: 70-78
- Havinga AJ (1964) Investigation into the differential corrosion susceptibility of pollen and spores. *Pollen et Spores* **6**: 621-635
- Heinrich H (1988) Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Res.* **29**: 142-152
- Heusser CJ (1960) Late-Pleistocene Environments of the Laguna de San Rafael Area, Chile. *Geogr. Res.* **50**: 555-577
- Heusser CJ (1966) Late-Pleistocene Pollen Diagrams from the Province of Llanquihue, Southern Chile. *P. Am. Philos. Soc.* **110**: 269-305
- Heusser CJ (1971) Pollen and Spores of Chile The University of Arizona Press. Tuscon, Arizona p 171

- Heusser CJ (1989) Southern Westerlies during the last glacial maximum. *Quaternary Res.* **31**: 423-425
- Heusser CJ (1993) Late quaternary forest - steppe contact zone, Isla Grande de Tierra del Fuego, subantarctic south America. *Quaternary Sci. Rev.* **12**: 169-177
- Heusser CJ (1995) Three late quaternary pollen diagrams from southern Patagonia and their palaeoecological implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.* **118**: 1-24
- Heusser CJ (2002) On glaciation of the southern Andes with special reference to the Península de Taitao and adjacent Andean cordillera (~46°30's). *J. S. Am. Earth Sci.* **15**: 577-589
- Heusser CJ (2003) Ice age Southern Andes - A chronicle of paleoecological events Developments in Quaternary Science. Amsterdam: Elsevier p 204
- Heusser CJ & Flint RF (1977) Quaternary glaciations and environments of northern Isla Chiloe, Chile. *Geology* **5**: 305-308
- Heusser CJ & Florer LE (1973) Correlation of marine and continental Quaternary pollen records from the Northeast Pacific and western Washington. *Quaternary Res.* **3**: 661-670
- Heusser CJ, Denton GH, Hauser A, Andersen BG & Lowell TV (1995) Quaternary pollen records from the Archipiélago de Chiloé in the context of glaciation and climate. *Rev. Geol. Chile* **22**: 25-46
- Heusser CJ, Lowell TV, Heusser LE, Hauser A, Andersen BG & Denton GH (1996) Full-glacial-late-glacial palaeoclimate of the southern Andes : evidence from the pollen, beetle and glacial records. *J. Quaternary Sci.* **11**: 173-184
- Heusser CJ, Streeter SS & Stuiver M (1981) Temperature and precipitation record in southern Chile extended to ~ 43,000 yr ago. *Nature* **294**: 65-67
- Heusser L & Balsam WL (1977) Pollen distribution in the northeast Pacific Ocean. *Quaternary Res.* **7**: 45-62
- Heusser L, Heusser C & Pias N (2006a) Vegetation and climate dynamics of southern Chile during the past 50,000 years: results of ODP Site 1233 pollen analysis. *Quaternary Sci. Rev.* **25**: 474-485
- Heusser L, Heusser C, Kleczkowski A & Crowhurst S (1999) A 50,000-yr Pollen Record from Chile of South American Millennial-Scale Climate Instability during the Last Glaciation. *Quaternary Res.* **52**: 154-158
- Heusser L, Heusser C, Mix A & McManus J (2006b) Chilean and Southeast Pacific paleoclimate variations during the last glacial cycle: directly correlated pollen and $\delta^{18}O$ records from ODP Site 1234. *Quaternary Sci. Rev.* **25**: 3404-3415
- Hollin JT & Shilling DH (1981) Late Wisconsin-Weichselian mountain glaciers and small ice caps. Dans *The Last Great Ice Sheets*, Denton GH & Hughes T (éd) p 179-220. New York
- Hooghiemstra H (1988) Palynological records from northwest African marine sediments : a general outline of the interpretation of the pollen signal. *Philos. T. Roy. Soc.* **318**: 431-449

- Hooghiemstra H, Agwu COC & Beug HJ (1986) Pollen and spore distribution in recent marine sediments: A record of NW-African seasonal wind patterns and vegetation belts. *Meteor Forschungs Ergebnisse* **40**: 87-135
- Hooghiemstra H, Lézine A-M, Leroy SAG, Dupont L & Marret F (2006) Late Quaternary palynology in marine sediments: A synthesis of the understanding of pollen distribution patterns in the NW African setting. *Quatern. Int.* **148**: 29-44
- Huber UM, Markgraf V & Schäbitz F (2004) Geographical and temporal trends in Late Quaternary fire histories of Fuego-Patagonia, South America. *Quaternary Sci. Rev.* **23**: 1079-1097
- Huetz de Lempis C (1970) La végétation de la Terre Masson et Cie. Paris p 50
- Huntley B (1990) Dissimilarity mapping between fossil and contemporary pollen spectra in Europe for the past 13,000 years. *Quaternary Res.* **33**: 360-376
- Hutson WH (1980) The agulhas current during the late pleistocene: analysis of modern faunal analogs. *Science* **207**: 64-66
- Ingram BL & Southon JR (1996) Reservoir ages in eastern pacific coastal and estuarine waters. *Radiocarbon* **38**: 573-582
- IPCC (2007) Climate change 2007: the physical science basis: contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge University Press. Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt K, Tignor M, & Miller H (éd) Cambridge, United Kingdom and New York, USA
- Jenny B, Wilhelm D & Valero-Garcés BL (2003) The southern westerlies in central Chile: holocene precipitation estimates based on a water balance model for Laguna Aculeo (33°50'S). *Clim. Dynam.* **20**: 269-280
- Jouzel J, Vaikmae R, Petit JR, Martin M, Duclos Y, Stievenard M, Lorius C, Toots M, Mélières MA, Burckle LH, Barkov NI & Kotlyakov VM (1995) The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Clim. Dynam.* **11**: 151-161
- Kaiser J, Lamy F & Hebbeln D (2005) A 70-kyr sea surface temperature record of southern Chile (Ocean Drilling Program Site 1233). *Paleoceanography* **20**: 1-15
- Kaiser J, Schefuß E, Lamy F, Mohtadi M & Hebbeln D (2008) Glacial to Holocene changes in sea surface temperature and coastal vegetation in north central Chile: high versus low latitude forcing. *Quaternary Sci. Rev.* **27**: 2064-2075
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Leetmaa A, Reynolds R, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang J, *et al.* (1996) The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **77**: 437-471
- Kaplan MR, Ackert RP, Singer BS, Douglass DC & Kurz MD (2004) Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope stage 2 in Patagonia. *Geol. Soc. Am. Bull.* **116**: 308-321

- Kissel C (2005) Magnetic signature of rapid climatic variations in glacial North Atlantic, a review. *Comptes Rendus Geosciences* **337**: 908-918
- Kissel C & The Shipboard Scientific Party (2007) MD159-PACHIDERME-IMAGES XV Institut Paul- Emile Victor
- Knorr G & Lohmann G (2003) Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation. *Nature* **424**: 532-536
- Koreneva EV (1966) Marine palynological researches in the U.S.S.R. *Mar. Geol.* **4**: 565-574
- Kotthoff U, Müller UC, Pross J, Schmiedl G, Lawson IT, van de Schootbrugge B & Schulz H (2008) Lateglacial and Holocene vegetation dynamics in the Aegean region: an integrated view based on pollen data from marine and terrestrial archives. *The Holocene* **18**: 1019 - 1032
- Koutavas A, Lynch-Stieglitz J, Marchitto TM & Sachs JP (2002) El Niño-Like Pattern in Ice Age Tropical Pacific Sea Surface Temperature. *Science* **297**: 226 -230
- Lamy F & Kaiser J (2009) Glacial to Holocene Paleoceanographic and Continental Paleoclimate Reconstructions Based on ODP Site 1233/GeoB 3313 Off Southern Chile. Dans *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions*, Vimeux F Sylvestre F, & Khodri M (éd) p 129-156. Dordrecht: Springer Netherlands
- Lamy F, Hebbeln D & Wefer G (1999) High-Resolution Marine Record of Climatic Change in Mid-latitude Chile during the Last 28,000 Years Based on Terrigenous Sediment Parameters. *Quaternary Res.* **51**: 83-93
- Lamy F, Hebbeln D, Röhl U & Wefer G (2001) Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth Planet. Sc. Lett.* **185**: 369-382
- Lamy F, Kaiser J, Arz HW, Hebbeln D, Ninnemann U, Timm O, Timmermann A & Toggweiler JR (2007) Modulation of the bipolar seesaw in the Southeast Pacific during Termination 1. *Earth Planet. Sc. Lett.* **259**: 400-413
- Lamy F, Kaiser J, Ninnemann U, Hebbeln D, Arz HW & Stoner J (2004) Antarctic Timing of Surface Water Changes off Chile and Patagonian Ice Sheet Response. *Science* **304**: 1959-1962
- Lamy F, Kilian R, Arz HW, Francois J-P, Kaiser J, Prange M & Steinke T (2010) Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nature Geosci.* **3**: 695-699
- Le changement climatique (2010) Paris: Institut de France Académie de Sciences p 19
- Lemieux-Dudon B, Blayo E, Petit J-R, Waelbroeck C, Svensson A, Ritz C, Barnola J-M, Narcisi BM & Parrenin F (2010) Consistent dating for Antarctic and Greenland ice cores. *Quaternary Sci. Rev.* **29**: 8-20

- Luebert F & Plischoff P (2004) Classification de pisos de vegetacion y analisis de representatividad ecologica de areas propuesta para la proteccion en la ecoregion valdivia Serie de publicaciones WWF Chile Programa Ecoregion Valdivia. Santiago p 174
- Lumley SH & Switsur R (1993) Late quaternary chronology of the Taitao Peninsula, southern Chile. *J. Quaternary Sci.* **8**: 161-165
- Magny M, Peyron O, Gauthier E, Rouèche Y, Bordon A, Billaud Y, Chapron E, Marguet A, Pétrequin P & Vannièrè B (2009) Quantitative reconstruction of climatic variations during the Bronze and early Iron ages based on pollen and lake-level data in the NW Alps, France. *Quatern. Int.* **200**: 102-110
- Mancini MV (2009) Holocene vegetation and climate changes from a peat pollen record of the forest - steppe ecotone, Southwest of Patagonia (Argentina). *Quaternary Sci. Rev.* **28**: 1490-1497
- Marchant R, Almeida L, Behling H, Berrio JC, Bush M, Cleef A, Duivenvoorden J, Kappelle M, De Oliveira P, Teixeira de Oliveira-Filho A, Lozano-Garcia S, Hooghiemstra H, Ledru M-P, Ludlow-Wiechers B, Markgraf V, Mancini V, Paez M, Prieto A, Rangel O & Salgado-Labouriau ML (2002) Distribution and ecology of parent taxa of pollen lodged within the Latin American Pollen Database. *Rev. Palaeobot. Palyno.* **121**: 1-75
- Markgraf V (1989) Reply to C. J. Heusser's « Southern Westerlies during the last glacial maximum ». *Quaternary Res.* **31**: 426-432
- Markgraf V (1993) Paleoenvironments and paleoclimates in Tierra del Fuego and southernmost Patagonia, South America. *Palaeogeogr. Palaeocl.* **102**: 53-68
- Markgraf V & d' Antoni HL (1978) Pollen Flora of Argentina The University of Arizona Press. Tucson, Arizona p 208
- Markgraf V & Huber UM (2010) Late and postglacial vegetation and fire history in Southern Patagonia and Tierra del Fuego. *Palaeogeogr. Palaeocl.* **297**: 351-366
- Markgraf V, McGlone M & Hope G (1995) Neogene paleoenvironmental and paleoclimatic change in southern temperate ecosystems — a southern perspective. *Trends Ecol. Evol.* **10**: 143-147
- Markgraf V, Webb RS, Anderson KH & Anderson L (2002) Modern pollen/climate calibration for southern South America. *Palaeogeogr. Palaeocl.* **181**: 375-397
- Markgraf V, Whitlock C & Haberle S (2007) Vegetation and fire history during the last 18,000 cal yr B.P. in Southern Patagonia: Mallín Pollux, Coyhaique, Province Aisén (45°41'30'' S, 71°50'30'' W, 640 m elevation). *Palaeogeogr. Palaeocl.* **254**: 492-507
- Massaferro J & Brooks SJ (2002) Response of chironomids to Late Quaternary environmental change in the Taitao Peninsula, southern Chile. *J. Quaternary Sci.* **17**: 101-111
- Massaferro J, Brooks SJ & Haberle SG (2005) The dynamics of chironomid assemblages and vegetation during the Late Quaternary at Laguna Facil, Chonos Archipelago, southern Chile. *Quaternary Sci. Rev.* **24**: 2510-2522

- Mauquoy D, Blaauw M, van Geel B, Borrromei A, Quattrocchio M, Chambers FM & Possnert G (2004) Late Holocene climatic changes in Tierra del Fuego based on multiproxy analyses of peat deposits. *Quaternary Res.* **61**: 148-158
- Mayr C, Wille M, Haberzettl T, Fey M, Janssen S, Lücke A, Ohlendorf C, Oliva G, Schäbitz F, Schleser GH & Zolitschka B (2007) Holocene variability of the Southern Hemisphere westerlies in Argentinean Patagonia (52°S). *Quaternary Sci. Rev.* **26**: 579-584
- McCulloch RD & Davies SJ (2001) Late-glacial and Holocene palaeoenvironmental change in the central Strait of Magellan, southern Patagonia. *Palaeogeogr. Palaeocl.* **173**: 143-173
- McCulloch RD, Bentley MJ, Purves RS, Hulton NRJ, Sugden DE & Clapperton CM (2000) Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *J. Quaternary Sci.* **15**: 409-417
- McGlone MS, Kershaw AP & Markgraf V (1992) El Niño/Southern Oscillation climatic variability in Australasian and South American paleoenvironmental records. Dans *El Niño, Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*, Diaz H & Markgraf V (éd) p 435-462. New York
- McManus JF, Francois R, Gherardi J-M, Keigwin LD & Brown-Leger S (2004) Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* **428**: 834-837
- Mercer JH (1968) Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial. *Am. J. Sci.* **266**: 91-109
- Mercer JH (1982) Holocene glacier variations in southern Patagonia. *Striae* **18**: 35-40
- Milankovitch M (1941) Kanon der Erdbestrahlung und Seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. *Royal Serbian Academy Special Publication* **132**: 1-633
- Monnin E, Indermühle A, Dällenbach A, Flückiger J, Stauffer B, Stocker TF, Raynaud D & Barnola J-M (2001) Atmospheric CO₂ Concentrations over the Last Glacial Termination. *Science* **291**: 112 -114
- Montade V, Nebout NC, Kissel C & Mulsow S (2011) Pollen distribution in marine surface sediments from Chilean Patagonia. *Mar. Geol.* **282**: 161-168
- Montecinos A & Aceituno P (2003) Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *J. Climate* **16**: 281-296
- Moore DM (1975) The alpine flora of Tierra del Fuego. *Anales Instituto Botanica Antonio José Cavanilles* **32**: 419-440
- Moore DM (1979) Southern oceanic wet-heathlands (including Magellanic moorland). Dans *Heathlands and Related Shrublands of the World*, Specht RL (éd) p 489-497. Amsterdam
- Moore DM (1983) Flora of Tierra del Fuego Missouri Bot Garden. Nelson A (éd) USA p 396
- Moreno PI (1997) Vegetation and climate near Lago Llanquihue in the Chilean Lake District between 20200 and 9500 14C yr BP. *J. Quaternary Sci.* **12**: 485-500

- Moreno PI (2000) Climate, Fire, and Vegetation between About 13,000 and 9200 14C yr B.P. in the Chilean Lake District. *Quaternary Res.* **54**: 81-89
- Moreno PI (2004) Millennial-scale climate variability in northwest Patagonia over the last 15 000 yr. *J. Quaternary Sci.* **19**: 35-47
- Moreno PI & León AL (2003) Abrupt vegetation changes during the last glacial to Holocene transition in mid-latitude South America. *J. Quaternary Sci.* **18**: 787-800
- Moreno PI, Francois JP, Moy CM & Villa-Martínez R (2010) Covariability of the Southern Westerlies and atmospheric CO₂ during the Holocene. *Geology* **38**: 727 -730
- Moreno PI, François JP, Villa-Martínez RP & Moy CM (2009a) Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quaternary Sci. Rev.* **28**: 25-38
- Moreno PI, Jacobson GL, Lowell TV & Denton GH (2001) Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile. *Nature* **409**: 804-808
- Moreno PI, Kaplan MR, Francois JP, Villa-Martinez R, Moy CM, Stern CR & Kubik PW (2009b) Renewed glacial activity during the Antarctic cold reversal and persistence of cold conditions until 11.5 ka in southwestern Patagonia. *Geology* **37**: 375-378
- Moreno PI, Lowell TV, George L. Jacobson Jr. & Denton GH (1999) Abrupt Vegetation and Climate Changes during the Last Glacial Maximum and Last Termination in the Chilean Lake District: A Case Study from Canal de la Puntilla (41°S). *Geogr. Ann. A* **81**: 285-311
- Moy CM, Dunbar RB, Moreno PI, Francois J-P, Villa-Martínez R, Mucciarone DM, Guilderson TP & Garreaud RD (2008) Isotopic evidence for hydrologic change related to the westerlies in SW Patagonia, Chile, during the last millennium. *Quaternary Sci. Rev.* **27**: 1335-1349
- Moy CM, Seltzer GO, Rodbell DT & Anderson DM (2002) Variability of El Nino/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* **420**: 162-165
- Mudie PJ (1982) Pollen distribution in recent marine sediments, eastern Canada. *Revue canadienne des sciences de la Terre* **19**: 729-747
- Naranjo JA & Stern CR (1998) Holocene explosive activity of Hudson Volcano, southern Andes. *B. Volcanol.* **59**: 291-306
- Overpeck JT, Webb III T & Prentice IC (1985) Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: Dissimilarity coefficients and the method of modern analogs. *Quaternary Res.* **23**: 87-108
- Paez MM, Villagrán C, Stutz S, Hinojosa F & Villa R (1997) Vegetation and pollen dispersal in the subtropical-temperate climatic transition of Chile and Argentina. *Rev. Palaeobot. Palyno.* **96**: 169-181
- Pantoja S, Luis Iriarte J & Daneri G (2011) Oceanography of the Chilean Patagonia. *Cont. Shelf Res.* **31**: 149-153

- Pendall E, Markgraf V, White JWC, Dreier M & Kenny R (2001) Multiproxy Record of Late Pleistocene-Holocene Climate and Vegetation Changes from a Peat Bog in Patagonia. *Quaternary Res.* **55**: 168-178
- Peyron O, Bégeot C, Brewer S, Heiri O, Magny M, Millet L, Ruffaldi P, Van Campo E & Yu G (2005) Late-Glacial climatic changes in Eastern France (Lake Lautrey) from pollen, lake-levels, and chironomids. *Quaternary Res.* **64**: 197-211
- Pisano E (1956) Esquema de clasificación de las comunidades vegetales de Chile. *Agronomía, Santiago* **2**: 30-33
- Pisano E (1977) Fitogeografía de Fuego-Patagonia Chilena. I.- Comunidades vegetales entre las latitudes 52° y 56°. *Anales del Instituto de la Patagonia* **8**: 121-250
- Pisano E (1978) Establecimiento de *Nothofagus betuloides* (Mirb.) Blume (Coigue de Magallanes) en un valle en proceso de desglaciación. *Anales del Instituto de la Patagonia* **9**: 107-128
- Pizzaro O (2004) Editorial: Observing the Peru-Chile Current system. Available at: <http://copas.udec.cl/eng/outreach/newsletters/>
- Ponce JF, Borromei A, Rabassa J & Martinez O (2011) Late Quaternary palaeoenvironmental change in western Staaten Island (54.5° S, 64° W), Fuegian Archipelago. *Quatern. Int.* **233**: 89-100
- Pons A (1958) Le pollen Presse Universitaire de France. Paris p 126
- Porter SC (2000) Onset of Neoglaciation in the Southern Hemisphere. *J. Quaternary Sci.* **15**: 395-408
- Porter SC & Denton GH (1967) Chronology of neoglaciation in the North American Cordillera. *Am. J. Sci.* **265**: 177-210
- Power MJ, Marlon J, Ortiz N, Bartlein PJ, Harrison SP, Mayle FE, Ballouche A, Bradshaw RHW, Carcaillet C, Cordova C, Mooney S, Moreno PI, Prentice IC, Thonicke K, Tinner W, Whitlock C, Zhang Y, Zhao Y, Ali AA, Anderson RS, *et al.* (2007) Changes in fire regimes since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data. *Clim. Dynam.* **30**: 887-907
- Prentice IC, Cramer W, Harrison SP, Leemans R, Monserud RA & Solomon AM (1992) Special Paper: A Global Biome Model Based on Plant Physiology and Dominance, Soil Properties and Climate. *J. Biogeogr.* **19**: 117-134
- Quattrocchio ME & Borromei AM (1998) Paleovegetational and paleoclimatic changes during the late Quaternary in southwestern Buenos Aires Province and southern Tierra del Fuego (Argentina). *Palynology* **22**: 67-82
- Rasmussen SO, Andersen KK, Svensson AM, Steffensen JP, Vinther BM, Clausen HB, Siggaard-Andersen M-L, Johnsen SJ, Larsen LB, Dahl-Jensen D, Bigler M, Röthlisberger R, Fischer H, Goto-Azuma K, Hansson ME & Ruth U (2006) A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *J. Geophys. Res.* **111**: 16

- Reille M (1990) Leçon de Palynologie et d'Analyse pollinique Editions du CNRS. Paris p 206
- Reimer PJ, Baillie MG, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Bertrand CJH, Blackwell PG, Buck C, Burr G, Cutler KB, Damon PE, Edwards RL, Fairbanks RG, Friedrich M, Guilderson TP, Hogg AG, Hughen KA, Kromer B, McCormac G, Manning S, *et al.* (2004) IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* **46**: 1029-1058
- Reimer PJ, Baillie MGL, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Ramsey CB, Buck CE, Burr GS, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Hajdas I, Heaton TJ, Hogg AG, Hughen KA, Kaiser KF, Kromer B, McCormac FG, *et al.* (2009) Intcal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 Years Cal Bp. *Radiocarbon* **51**: 1111-1150
- Rein B, Lückge A, Reinhardt L, Sirocko F, Wolf A & Dullo W-C (2005) El Niño variability off Peru during the last 20,000 years. *Paleoceanography* **20**: 1-17
- Rivas-Martínez S (1993) Clasificación bioclimática de la Tierra. *Folia Botanica Matritensis* **10**: 1-23
- Rodbell DT, Seltzer GO, Anderson DM, Abbott MB, Enfield DB & Newman JH (1999) An ~15,000-Year Record of El Niño-Driven Alluviation in Southwestern Ecuador. *Science* **283**: 516 -520
- Rodríguez R, Matthei O & Quezada M (1983) Flora arbórea de Chile Editorial de la Universidad Concepción. Concepción p 408
- Rojas M & Moreno PI (2010) Atmospheric circulation changes and neoglacial conditions in the Southern Hemisphere mid-latitudes: insights from PMIP2 simulations at 6 kyr. *Clim. Dynam.* **37**: 357-375
- Romero H (1985) Geografía de los Climas de Chile Instituto Geográfico Militar. Santiago p 250
- Rosignol-Strick M & Duzer D (1979) West African vegetation and climate since 22,500 B.P. *Pollen et Spores* **21**: 105-134
- Rutllant J & Fuenzalida H (1991) Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the southern oscillation. *Int. J. Climatol.* **11**: 63-76
- Sánchez Goñi MF, Cacho I, Turon J-L, Guiot J, Sierro F, Peyrouquet J-P, Grimalt J & Shackleton N (2002) Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Clim. Dynam.* **19**: 95-105
- Sánchez Goñi MF, Landais A, Fletcher WJ, Naughton F, Desprat S & Duprat J (2008) Contrasting impacts of Dansgaard–Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. *Quaternary Sci. Rev.* **27**: 1136-1151
- Sandweiss DH, Richardson JB, Reitz EJ, Rollins HB & Maasch KA (1996) Geoarchaeological Evidence from Peru for a 5000 Years B.P. Onset of El Niño. *Science* **273**: 1531 -1533

- Schimithüsen J (1956) Die räumliche Ordnung der chilenischen Vegetation. *Bonner Geographische Abhandlungen* **17**: 1-86
- Schneider C & Gies D (2004) Effects of El Niño–southern oscillation on southernmost South America precipitation at 53 °S revealed from NCEP–NCAR reanalyses and weather station data. *Int. J. Climatol.* **24**: 1057-1076
- Schneider C, Glasser M, Kilian R, Santana A, Butotovic N & Casassa G (2003) Weather Observations Across the Southern Andes at 53°S. *Phys. Geogr.* **24**: 97-119
- Seibert P (1998) L'Amérique du Sud paysage et végétation Eugen Ulmer. Paris, France p 272
- Shi N, Dupont LM, Beug H-J^¼ & Schneider R (2000) Correlation between Vegetation in Southwestern Africa and Oceanic Upwelling in the Past 21,000 Years. *Quaternary Res.* **54**: 72-80
- Siani G, Colin C, Michel E, Carel M, Richter T, Kissel C & Dewilde F (2010) Late Glacial to Holocene terrigenous sediment record in the Northern Patagonian margin: Paleoclimate implications. *Palaeogeogr. Palaeocl.* **297**: 26-36
- Siever AH & Silva N (2008) Water masses and circulation in austral Chilean channels and fjords. Dans *Progress in the Oceanographic Knowledge of Chilean Inner Waters, from Puerto Montt to Cape Horn*, Silva N & Palma S (éd) p 53-58. Valparaíso
- Silva N (2008) Physical and chemical characteristics of the surface sediments in the austral Chilean channels and fjords. Dans *Progress in the oceanographic knowledge of Chilean interior waters, from Puerto Montt to Cape Horn*, Silva N & Palma S (éd) p 69-75. Valparaíso
- Silva N, Vargas CA & Prego R (2011) Land-ocean distribution of allochthonous organic matter in surface sediments of the Chiloé and Aysén interior seas (Chilean Northern Patagonia). *Cont. Shelf Res.* **31**: 330-339
- Stenni B, Buiron D, Frezzotti M, Albani S, Barbante C, Bard E, Barnola JM, Baroni M, Baumgartner M, Bonazza M, Capron E, Castellano E, Chappellaz J, Delmonte B, Falourd S, Genoni L, Iacumin P, Jouzel J, Kipfstuhl S, Landais A, *et al.* (2011) Expression of the bipolar see-saw in Antarctic climate records during the last deglaciation. *Nature Geosci.* **4**: 46-49
- Stenni B, Masson-Delmotte V, Johnsen S, Jouzel J, Longinelli A, Monnin E, Röthlisberger R & Selmo E (2001) An Oceanic Cold Reversal During the Last Deglaciation. *Science* **293**: 2074 -2077
- Stocker TF (1998) The Seesaw Effect. *Science* **282**: 61 -62
- St-Onge G, Chapron E, Mulsow S, Salas M, Viel M, Debret M, Foucher A, Mulder T, Winiarski T, Desmet M, Costa PJM, Hhaleb B, Jaouen A & Locat J (accepted) Comparison of earthquake-triggered turbidites from the Saguenay (Eastern Canada) and Reloncavi (Chilean margin) Fjords: implications from paleoseismicity and sedimentology. *Sediment. Geol.*

- Stott L, Cannariato K, Thunell R, Haug GH, Koutavas A & Lund S (2004) Decline of surface temperature and salinity in the western tropical Pacific Ocean in the Holocene epoch. *Nature* **431**: 56-59
- Strub PT, Mesias JM, Montecio V, Rutllant J & Salinas S (1998) Coastal ocean circulation off western South America. **11**: 273-315
- Stuiver M & Reimer PJ (1993) Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon program. *Radiocarbon* **35**: 215-230
- Stuiver M, Quay PD & Ostlund HG (1983) Abyssal Water Carbon-14 Distribution and the Age of the World Oceans. *Science* **219**: 849 -851
- Stuiver M, Reimer PJ, Bard E, Beck JW, Burr GS, Hughen KA, Kromer B, McCormac G, Van Der Plicht J & Spurk M (1998) INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* **40**: 1041-1083
- Stuut J-BW, Kasten S, Lamy F & Hebbeln D (2007) Sources and modes of terrigenous sediment input to the Chilean continental slope. *Quatern. Int.* **161**: 67-76
- Suc J-P (1984) Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature* **307**: 429-432
- Taylor RE & Berger R (1967) Radiocarbon Content of Marine Shells from the Pacific Coasts of Central and South America. *Science* **158**: 1180 -1182
- Timmermann A, Krebs U, Justino F, Goosse H & Ivanochko T (2005) Mechanisms for millennial-scale global synchronization during the last glacial period. *Paleoceanography* **20**: 1-12
- Tisnérat-Laborde N, Poupeau JJ, Tannau JF & Paterne M (2001) Développement of a semi-automated system for routine preparation of carbonate samples. *Radiocarbon* **43**: 299-304
- Toggweiler JR (2009) Shifting Westerlies. *Science* **323**: 1434 -1435
- Toggweiler JR, Russell JL & Carson SR (2006) Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography* **21**: 1-15
- Toucanne S, Zaragosi S, Bourillet JF, Cremer M, Eynaud F, Van Vliet-Lanoë B, Penaud A, Fontanier C, Turon JL & Cortijo E (2009) Timing of massive 'Fleuve Manche' discharges over the last 350kyr: insights into the European ice-sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2. *Quaternary Sci. Rev.* **28**: 1238-1256
- Tschumi T, Joos F & Parekh P (2008) How important are Southern Hemisphere wind changes for low glacial carbon dioxide? A model study. *Paleoceanography* **23**: 1-20
- Tsuchiya M & Talley LD (1998) A Pacific hydrographic section at 88°W: water-property distribution. *J. Geophys. Res.* **12**: 899-918
- Tudhope AW, Chilcott CP, McCulloch MT, Cook ER, Chappell J, Ellam RM, Lea DW, Lough JM & Shimmield GB (2001) Variability in the El Niño-Southern Oscillation Through a Glacial-Interglacial Cycle. *Science* **291**: 1511 -1517
- Turner J (2004) The El Niño-southern oscillation and Antarctica. *Int. J. Climatol.* **24**: 1-31

- Turon J-L (1984) Direct land/sea correlations in the last interglacial complex. *Nature* **309**: 673-676
- Vargas-Ramirez L, Roche E, Philippe G & Hooghiemstra H (2008) A pollen-based record of late glacial holocene climatic variability in the southern lake district, Chile. *J. Paleolimnol.* **39**: 197-217
- Veblen TT, Delmastro RN & Schlatter J (1976) The conservation of *Fitzroya cupressoides* and its environment in southern Chile. *Environ. Conserv.* **3**: 291-301
- Veblen TT, Donoso C, Kitzberger T & Rebertus AJ (1996) Ecology of Southern Chilean and Argentinian *Nothofagus* Forests. Dans *The Ecology and Biogeography of Nothofagus Forests*, Veblen TT Hill SR, & Read J (éd) p 293-353. New Haven
- Veblen TT, Schlegel FM & Oltremari JV (1983) Temperate broad-leaved evergreen forests of South America. Dans *Temperate Broad-leaved Evergreen Forest*, Odvington JD (éd) p 5-31. Amsterdam
- Veblen TT, Schlegel FM & R. BE (1980) Structure and Dynamics of Old-Growth *Nothofagus* Forests in the Valdivian Andes, Chile. *J. Ecol.* **68**: 1-31
- Vera C, Silvestri G, Liebmann B & González P (2006) Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophys. Res. Lett.* **33**: 1-4
- Villagrán C (1980) Vegetationsgeschichtliche und pflanzensoziologische Untersuchungen im Vicente Perez Rosales Nationalpark Chile. *Dissertationes Botanicae* **54**: 1-165
- Villagrán C (1988a) Expansion of Magellanic Moorland during the late Pleistocene: Palynological evidence from northern Isla de Chiloé, Chile. *Quaternary Res.* **30**: 304-314
- Villagrán C (1988b) Late quaternary vegetation of southern Isla Grande de Chiloé, Chile. *Quaternary Res.* **29**: 294-306
- Villagrán C (1990) Glacial climates and their effects on the history of the vegetation of Chile: A synthesis based on palynological evidence from Isla de Chiloé. *Rev. Palaeobot. Palyno.* **65**: 17-24
- Villagrán C (1993) Glacial, late-glacial and postglacial climate and vegetation on Isla Grande de Chiloé, southern Chile (41-44°S). *Quaternary South America and Antarctic Peninsula* **8**: 1-15
- Villagrán C (2001) Un modelo de la historia de la vegetación de la Cordillera de La Costa de Chile central-sur: la hipótesis glacial de Darwin. *Rev. Chil. Hist. Nat.* **74**: 793-803
- Villagrán C & Varela J (1990) Palynological evidence for increased aridity on the central Chilean coast during the Holocene. *Quaternary Res.* **34**: 198-207
- Villa-Martínez R & Moreno PI (2007) Pollen evidence for variations in the southern margin of the westerly winds in SW Patagonia over the last 12,600 years. *Quaternary Res.* **68**: 400-409

-
- Villa-Martínez R, Villagrán C & Jenny B (2003) The last 7500 cal yr B.P. of westerly rainfall in Central Chile inferred from a high-resolution pollen record from Laguna Aculeo (34°S). *Quaternary Res.* **60**: 284-293
- Waldmann N, Ariztegui D, Anselmetti FS, Austin Jr JA, Moy CM, Stern C, Recasens C & Dunbar RB (2010) Holocene climatic fluctuations and positioning of the Southern Hemisphere westerlies in Tierra del Fuego (54° S), Patagonia. *J. Quaternary Sci.* **25**: 1063-1075
- Warren CR & Sugden DE (1993) The Patagonian Icefields: A Glaciological Review. *Arctic and Alpine Research* **25**: 316-331
- Webb III T & Bryson RA (1972) Late- and postglacial climatic change in the northern Midwest, USA: Quantitative estimates derived from fossil pollen spectra by multivariate statistical analysis. *Quaternary Res.* **2**: 70-115
- Webb RS, Anderson KH & Webb III T (1993) Pollen Response-Surface Estimates of Late-Quaternary Changes in the Moisture Balance of the Northeastern United States. *Quaternary Res.* **40**: 213-227
- Whitlock C, Moreno PI & Bartlein P (2007) Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America. *Quaternary Res.* **68**: 28-36
- Wille M, Maidana NI, Schäbitz F, Fey M, Haberzettl T, Janssen S, Lücke A, Mayr C, Ohlendorf C, Schleser GH & Zolitschka B (2007) Vegetation and climate dynamics in southern South America: The microfossil record of Laguna Potrok Aike, Santa Cruz, Argentina. *Rev. Palaeobot. Palyno.* **146**: 234-246

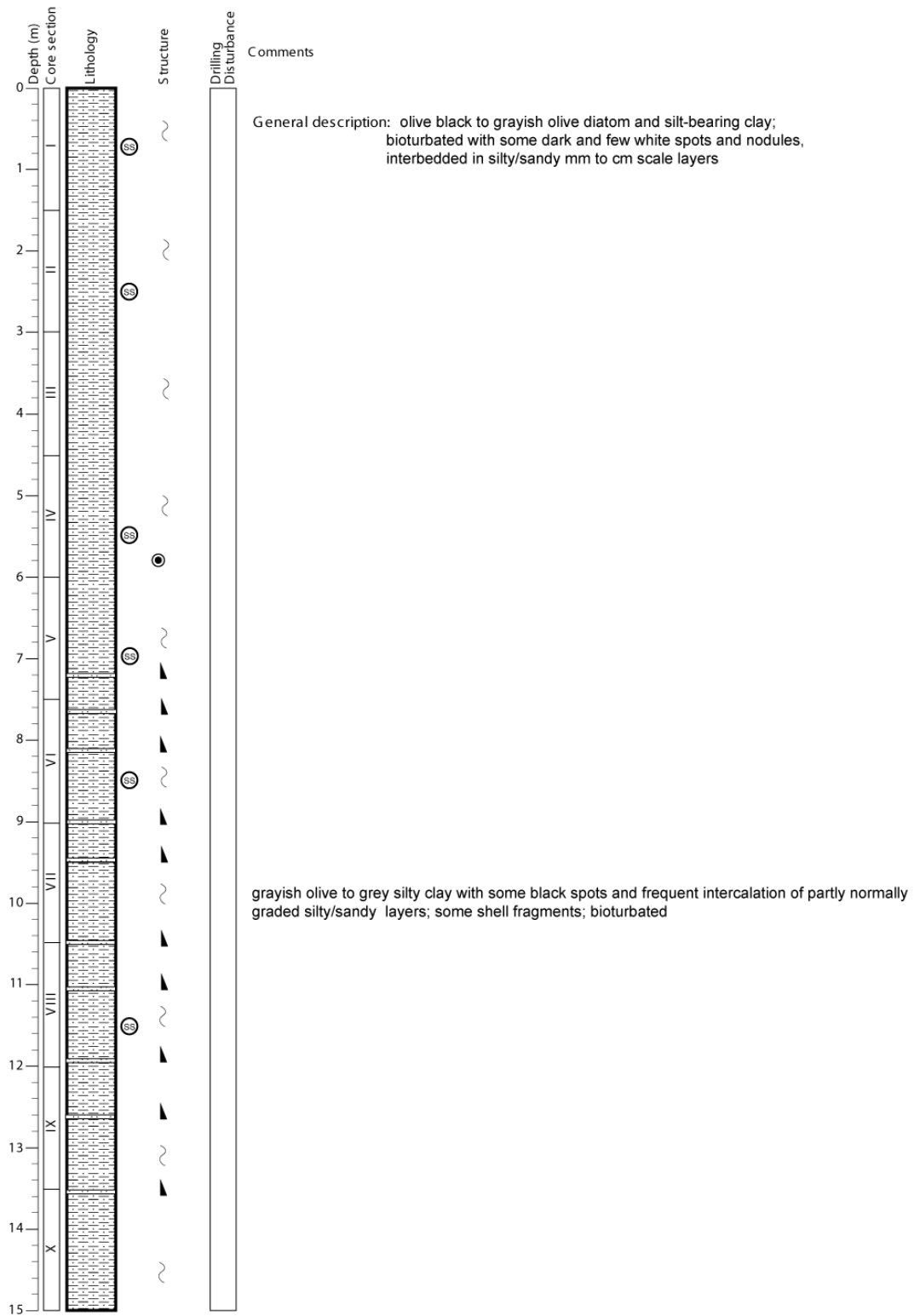


Annexes



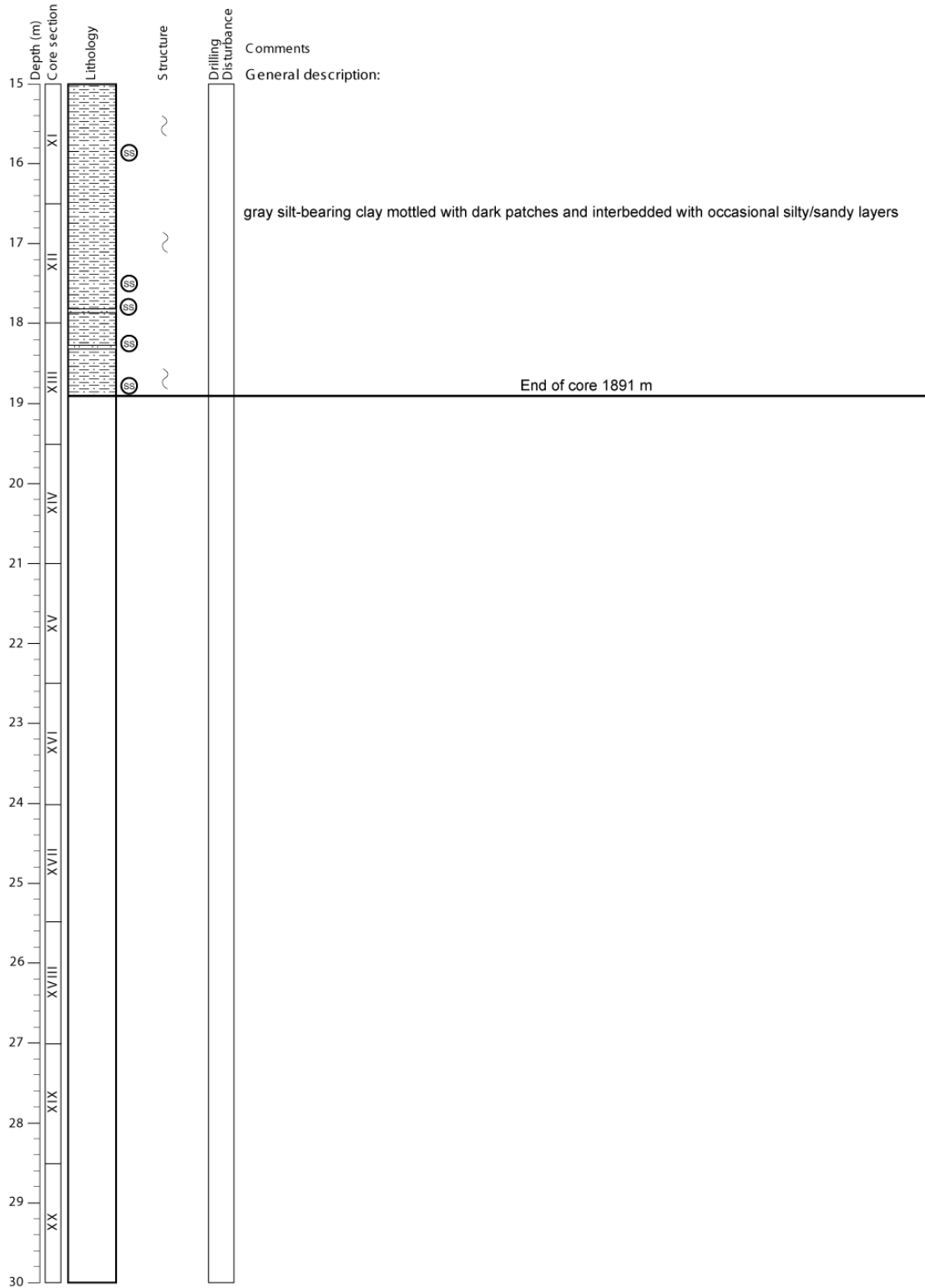
ANNEXE 1 : Stratigraphie de la carotte MD07-3088

IMAGES XV, 2007 MD159-PACHIDERME	Sediment description page 1/2	Station 7 Core MD07-3088 Caly
-------------------------------------	----------------------------------	----------------------------------

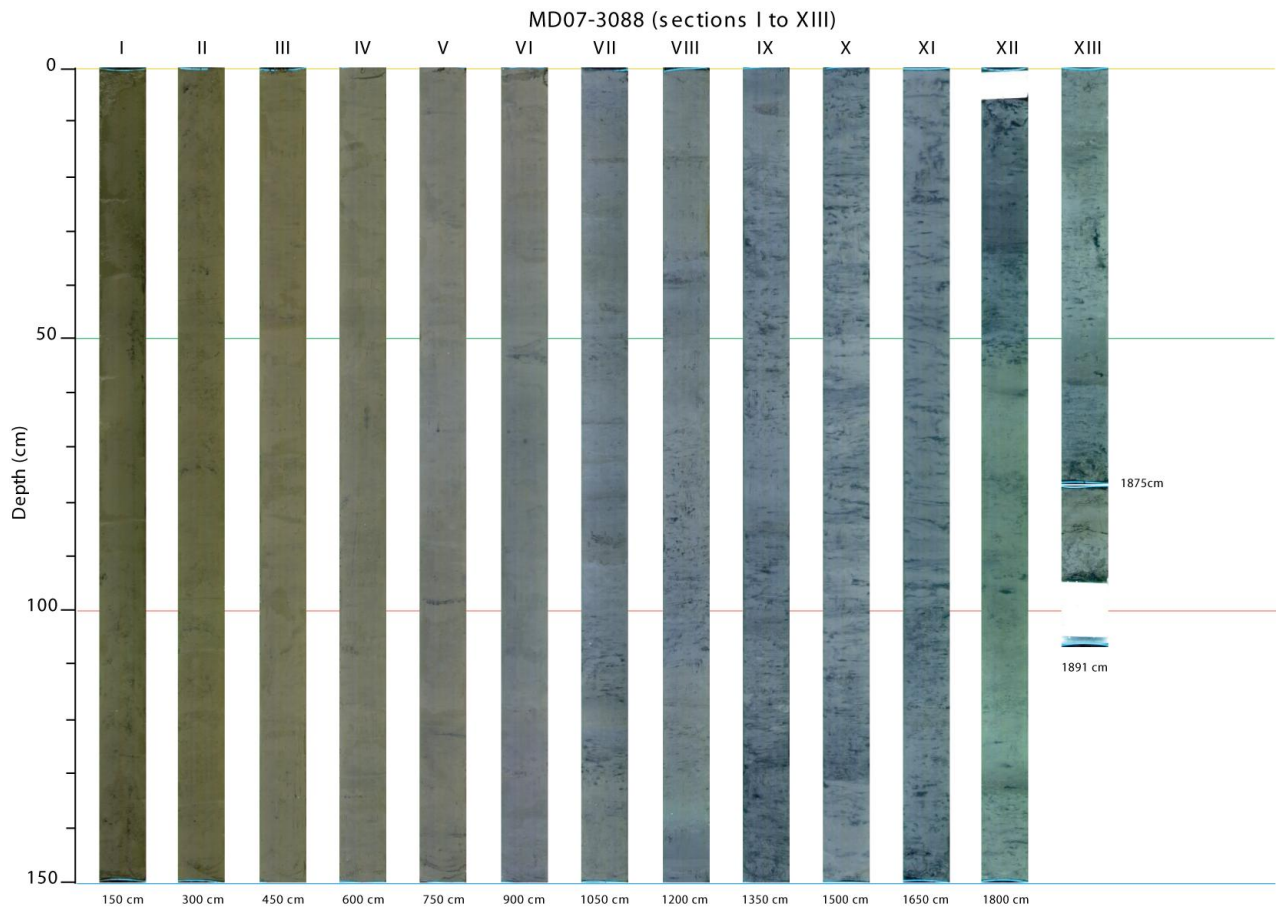


ANNEXE 2 : Stratigraphie de la carotte MD07-3088

IMAGES XV, 2007 MD159-PACHIDERME	Sediment description page 2 / 2	Station 7 Core MD07-3088 Caly
-------------------------------------	------------------------------------	----------------------------------

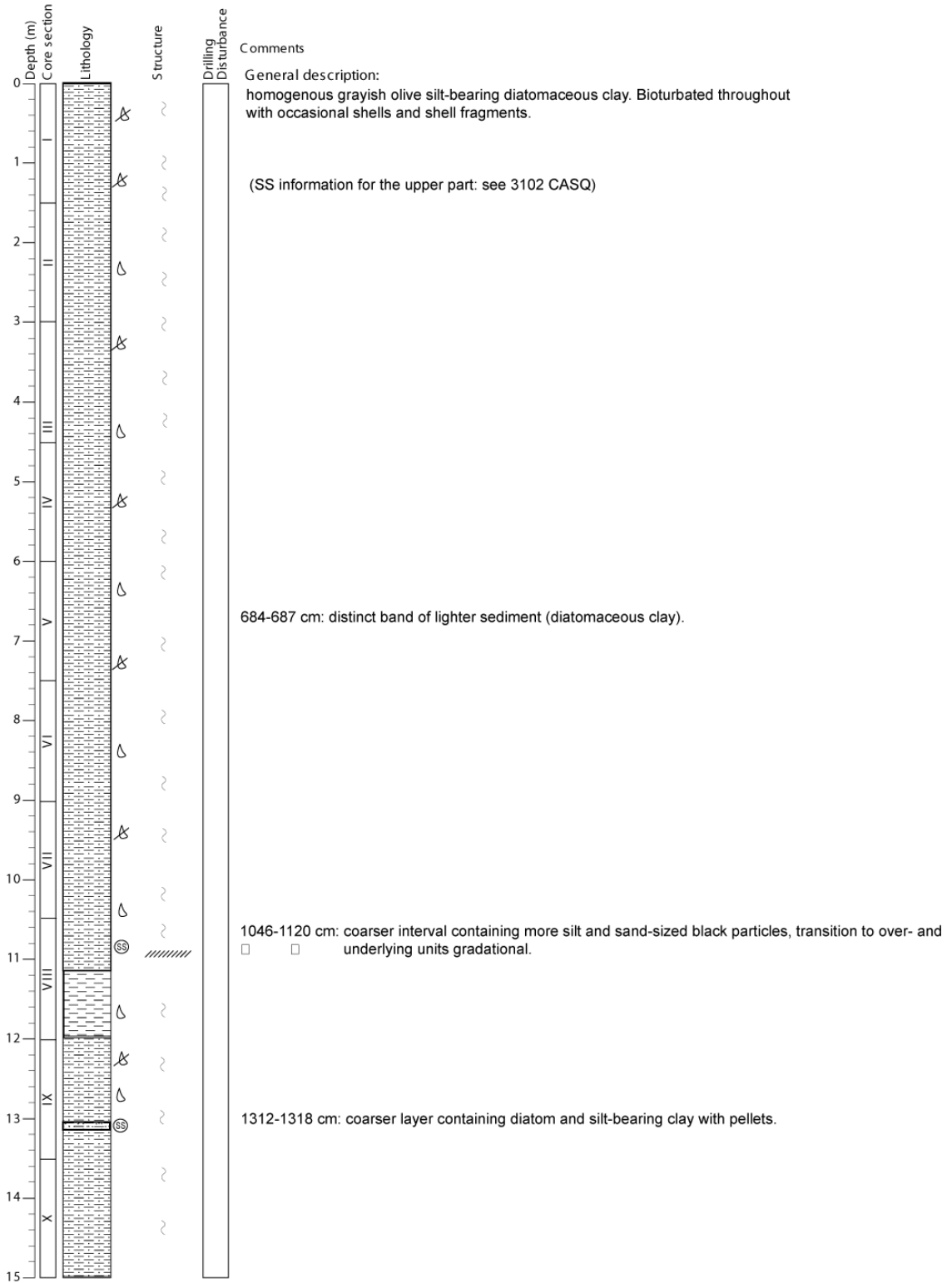


ANNEXE 3 : Stratigraphie de la carotte MD07-3088



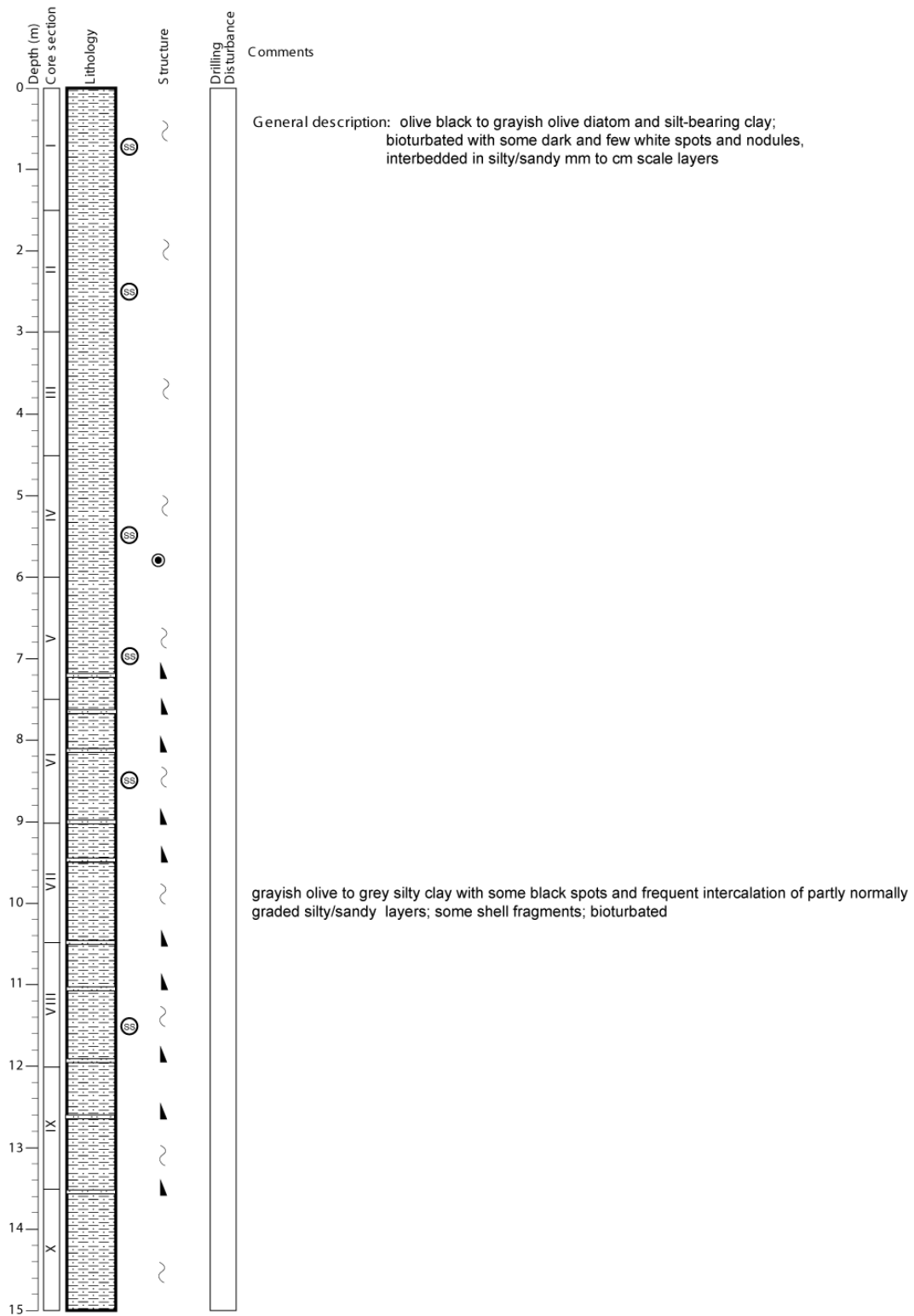
ANNEXE 4 : Stratigraphie de la carotte MD07-3104

IMAGES XV, 2007 MD159-PACHIDERME	Sediment description page 1 / 2	Station 18 ter Core MD07-3104 Caly
-------------------------------------	------------------------------------	---------------------------------------

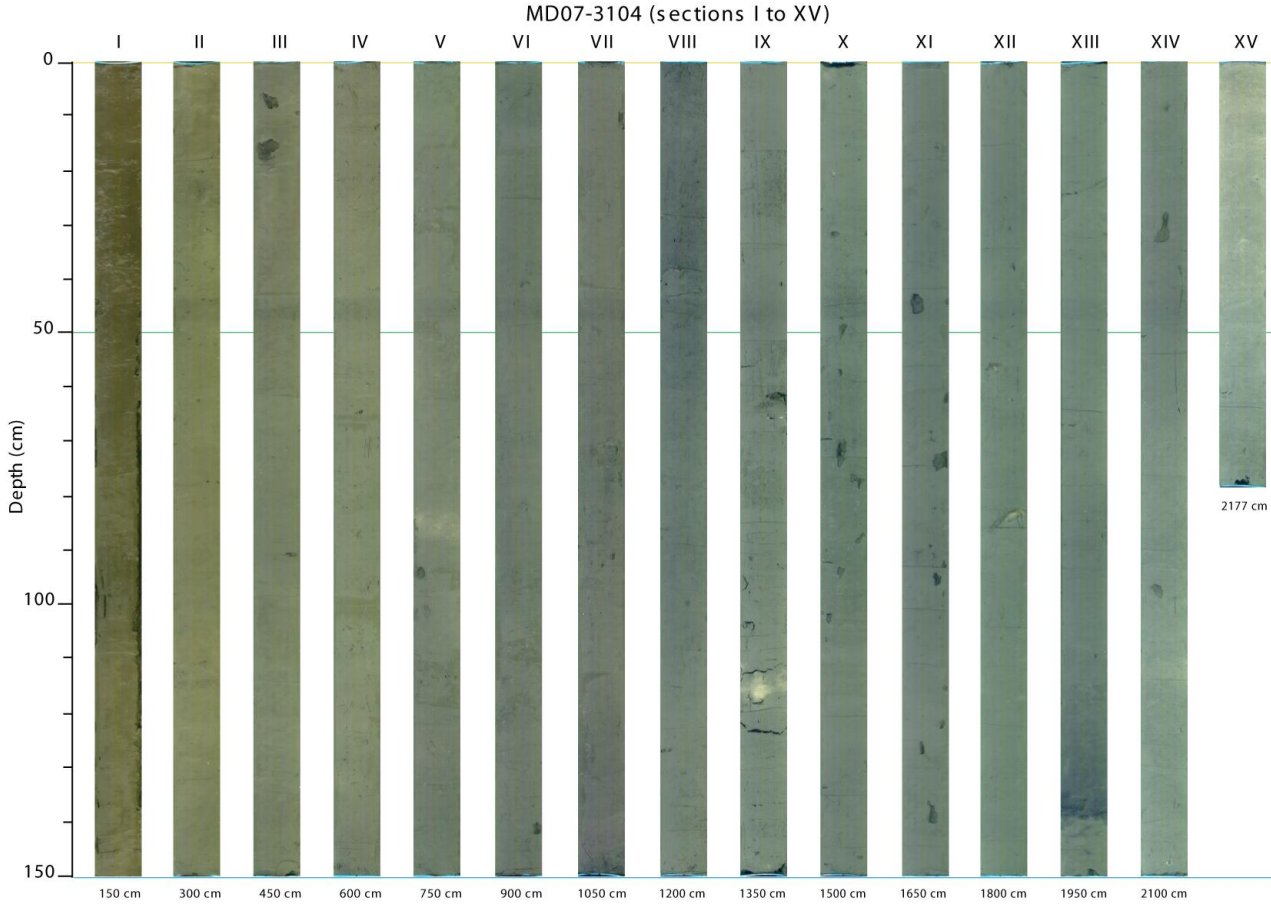


ANNEXE 5 : Stratigraphie de la carotte MD07-3104

IMAGES XV, 2007 MD159-PACHIDERME	Sediment description page 1 / 2	Station 7 Core MD07-3088 Caly
-------------------------------------	------------------------------------	----------------------------------



ANNEXE 6 : Stratigraphie de la carotte MD07-3104



ANNEXE 7 : Légende stratigraphie

LITHOLOGIC ACCESSORIES			
	Sand Lamina		Silt Lamina
	Pebbles/Granules		Coal Lamina
	254 Organic Shale Lamina		Calcareous
	Siderite		Bentonite
	Glauconitic		Feldspathic
	Cherty		Kaolinitic
	Ferruginous		Rip Up Clasts
	Wood Fragments		Shell Fragments
	Chlorite		Micaceous
	Quartz Crystals		Oolitic
	Graspestone		Coated Grains
	Peloids		Anhydritic
	Hemalite concretion		Nodule/concretion, general
	Siderite concretion-		Chalcedony/chert concretion-
	Pteropods-		Pelecypods
	Calcite concretion-		Dolomite concretion-
	Birdseye structure, keystone vugs-		Crystal ghost-
	Boxwork structure-		Chalcedony cement-
	Cement, general-		Fossil ghost-
	Mud Clasts		Dropstone
	Water escape		Clast imbrication
	Coral fragment		Gastropod
	open burrow-		lenticular foram-filled pockets (bioturbation)-
	volcanic ash pocket		black spot
	pumice clast		wood fragment-
	Shale Lamina		Breccia Horizon
	Dolomitic		Smectite
	Lithic		Pyrite
	Charcoal Fragments		Paleosol Horizon
	Sulfur		Pisoliths
	Fecal Pellets		Fossil fragments
	Ferruginous concretion-		Undefined burrow
	Fining in both dir		Pyrite concretion-
	Cone in cone structure-		Calcite cement-
	MOTTLED		Lithoclast
	Thin ash layer		Manganese precipitation-
	clay filled lenticular pocket-		sand lens or pocket

FOSSILS			
	Algae, (undifferentiated)		Algal Stromatolite
	Bryozoa (fenestrate)		Bryozoa (tube-like)
	Chara		Conodonts, Scolecodonts
	Corals (solitary)		Crinoids
	Echinoderms		Fish Remains
	Foraminifera (undifferentiated)		Foraminifera (pelagic)
	Graptolites		Hydrozoa
	Belemnites		Cephalopods
	Pelecypods		Rudists (undifferentiated)
	Ostracods		Plant Remains
	Spicules		Spines
	Spores, Pollen		Stromatoporoids (undifferentiated)
	Stromatoporoids (spherical/nodular)		Stromatoporoids (hemispherical/massive)
	Stromatoporoids (undiff. Amphipora)		Stromatoporoids (Amphipora, lamellar)
	Vertebrates		Bryozoa (foliose)
	Bryozoa (delicate branching)		Bryozoa (articulated branch)
	Bryozoa (encrusting)		Bryozoa (nodular/arborescent)
	Coral (azooxanthellate)		Serpulid
	Foraminifera (small benthic)		Foraminifera (large benthic)
	Brachiopods		Calcospheres
	Corals (colonial)		Diatoms
	Fish Scales		Foraminifera (benthonic)
	Molluscs (undifferentiated)		Gastropods
	Tentaculites		radiolarians
	Sponges		Stromatoporoids (lamellar/tabular)
	Stromatoporoids (branching/Stachyodes)		Trilobites
	Bryozoa (flat robust branching)		Bryozoa (articulated zooidal)
	Bryozoa (vagrant)		Rhodolith
	Scaphopod		

CORE DISTURBANCE			
	Disturbed		Fractured
	Soupy		Flow-In
	Orientation Unknown		Gas Expansion
	Biscuit		Demented
	Moderately Fractured		Slightly Fractured
	Slightly Disturbed		Moderately Disturbed
	Deformed		Slurry
	Breccia		Depraved
	Highly Fragmented		Very Disturbed

Fiches polliniques :

Les fiches polliniques présentées dans ce mémoire de thèse constituent l'ébauche d'un atlas pollinique qui intègre la description des grains de pollen et de la plante associée. Cet atlas une fois complété, pourra ensuite être publié ou mis en ligne.

Les photos de grains de pollen ont été réalisées à partir des échantillons d'herbier du Muséum National d'Histoire Naturelle montés en lames de référence.

Les photos des plantes ont été réalisées dans le cadre de mon travail effectué au Chili, ou sont issues des sites suivants :

Station Alpine Joseph Fornier	http://sajf.ujf-grenoble.fr/
Enciclopedia Flora Chilena	http://www.florachilena.cl/index2.php
Chilebosque	http://www.chilebosque.cl/

ANNEXE 8

Herbe

Acaena

Monade

Sphérique

Tricolporé

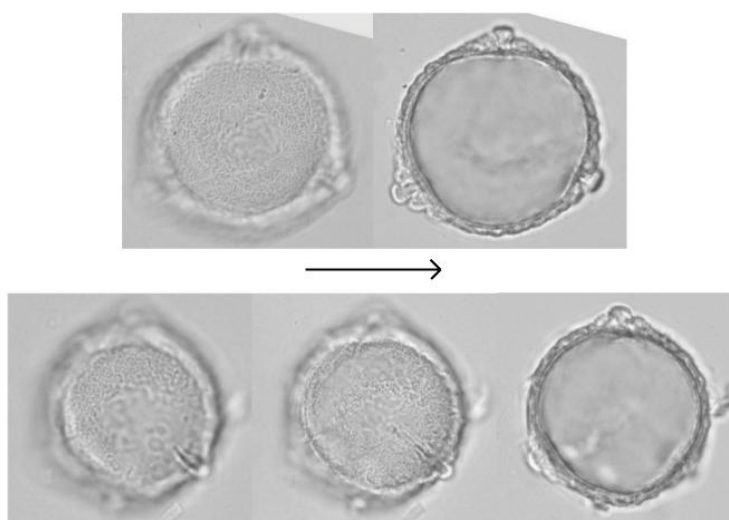
Rugulé

Lande

Rosaceae	<i>Acaena magellanica</i> (Lam.) Vahl.	Acène
----------	--	-------



Photo : Station Alpine
Joseph Fourier



10 μ m

Habitat : Lande, montagne ou plaine. Climat tempéré à froid

Répartition géographique : Amérique du Sud (Chili Argentine)

Description pollinique :

- Pollen en monade
- Sphérique, tricolporé, exine tectée et rugulée, sillons courts, pores proéminents avec opercule
- Taille 34-43 μ m,

ANNEXE 9

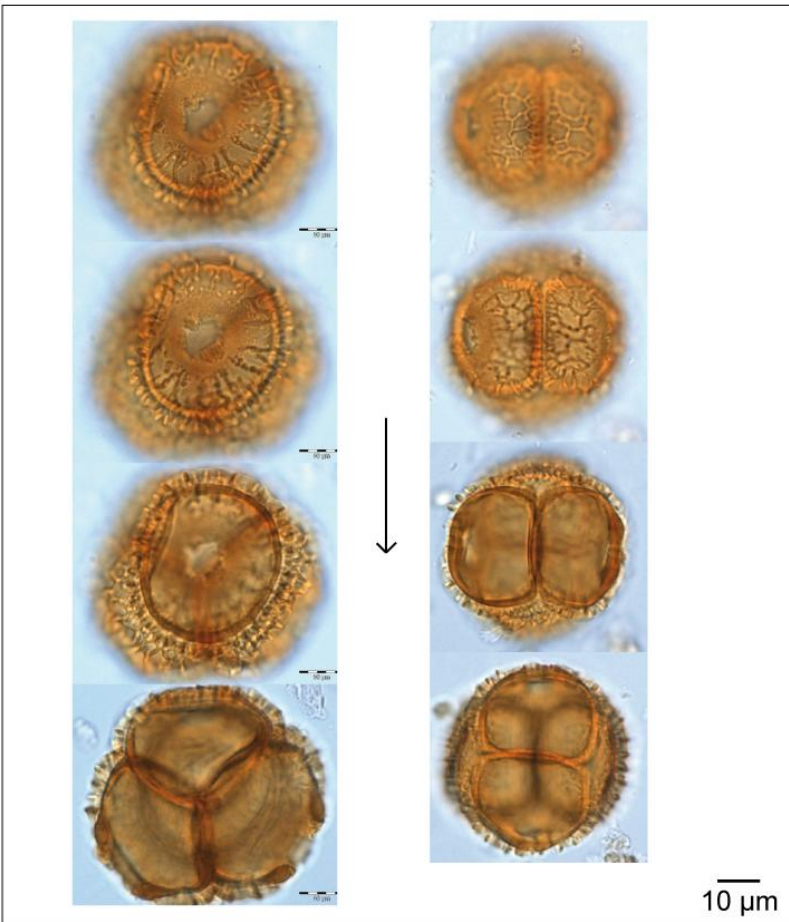
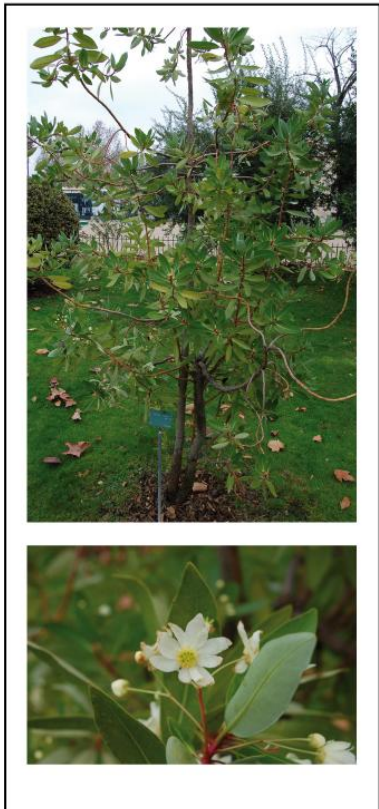
Arbre

Drimys

- Tétrade
- Sphérique
- Monoporé
- Réticulé

Sempervirent
Forêt vadivienne,
nord patagonienne,
subantarctique,...

Winteraraceae	<i>Drimys winteri</i> J.R. et Forester	Canelo
---------------	--	--------



Synonymie :
Wintera aromatica

Habitat : Forêt en climat méditerranéen, tempéré ou océanique

Répartition géographique :
Amérique du Sud (Chili)

Fruit : baie

Pollinisation : entomophile

Description pollinique :

- Pollen en tétrade tétrahédrique ou cruciforme
- Grain sphérique, exine réticulée avec des murs épais jusqu'à 2-3 µm amincis vers les ouvertures, monoporé, ouvertures circulaires peuvent être légèrement allongées
- Taille 58-72 µm

ANNEXE 10

Arbre

Embothrium

Monade

Hétéropolaire

Diporé

Echinulé

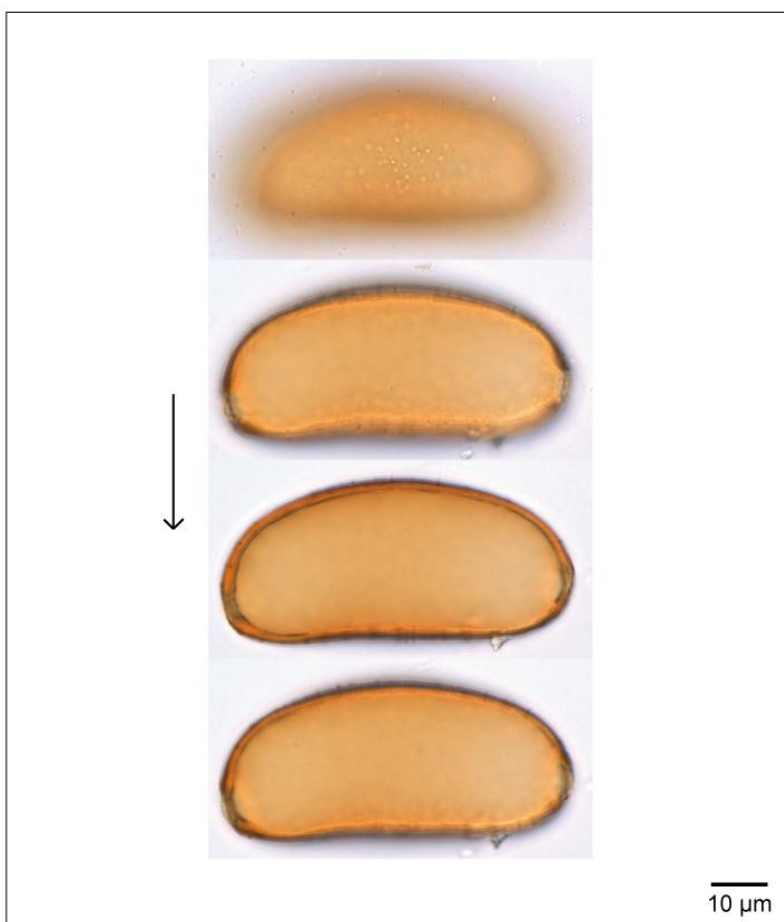
Sempervirent

Forêt valdivienne et
nord patagonienne

Gunneraceae

Embothrium coccineum J.R. et Forst

Notro, Ciruelillo



Habitat : Forêt en climat océanique à tempéré humide

Répartition géographique : Amérique du Sud (Chili Argentine)

Fruit : follicule

Description pollinique :

- Pollen en monade
- Hétéropolaire bilateral, diporé avec pores plus ou moins circulaire autour de 10 µm, exine intectée et échinulée
- Taille de 40-50 x 60-80 µm

ANNEXE 11

Arbre

Eucryphia

Monade

Sempervirent

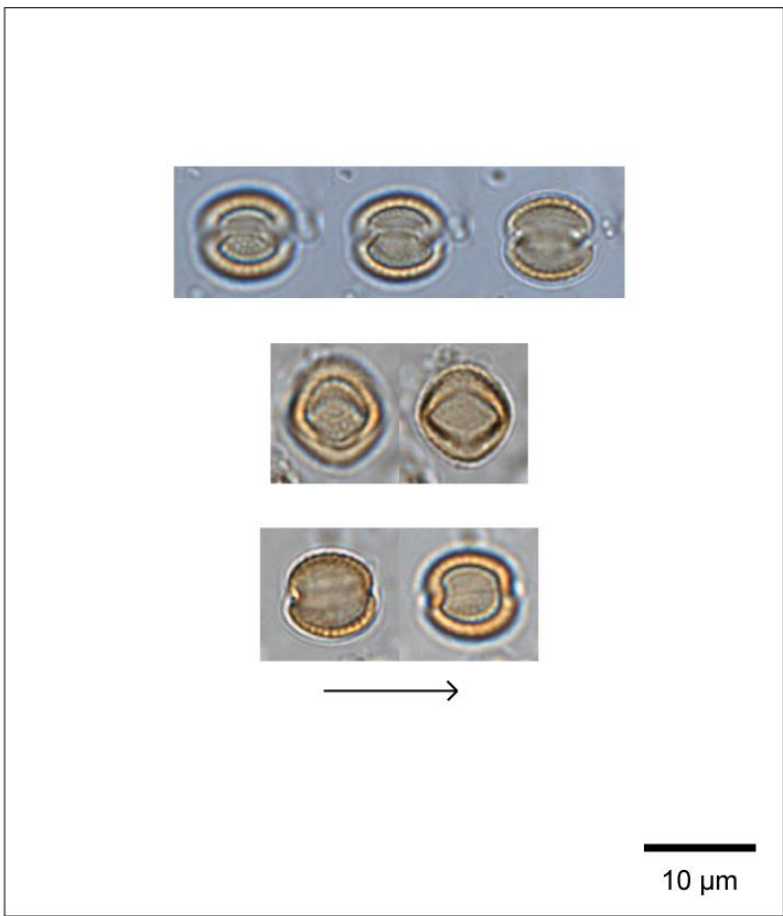
sphéroïdal

Forêt valdivienne

Dicolpé

Micro-échinulé

Eucryphiaceae	<i>Eucryphia cordifolia</i> Cav.	Ulmo
---------------	----------------------------------	------



Synonymie : *Eucryphia patagonica*

Habitat : Forêt en climat océanique à tempéré humide

Répartition géographique : Amérique du Sud (Chili Argentine)

Fruit : capsule

Pollinisation : anémophile (vent)

Description pollinique :

- Pollen en monade
- Sphéroïdal, dicolpé (colpe long), exine per reticulé heterobrachate.
- Taille de 9-10 x 8-10 mm,

ANNEXE 12

Arbuste

Fuchsia magellanica

Monade

Bréviaxe

Triporé

Psilate

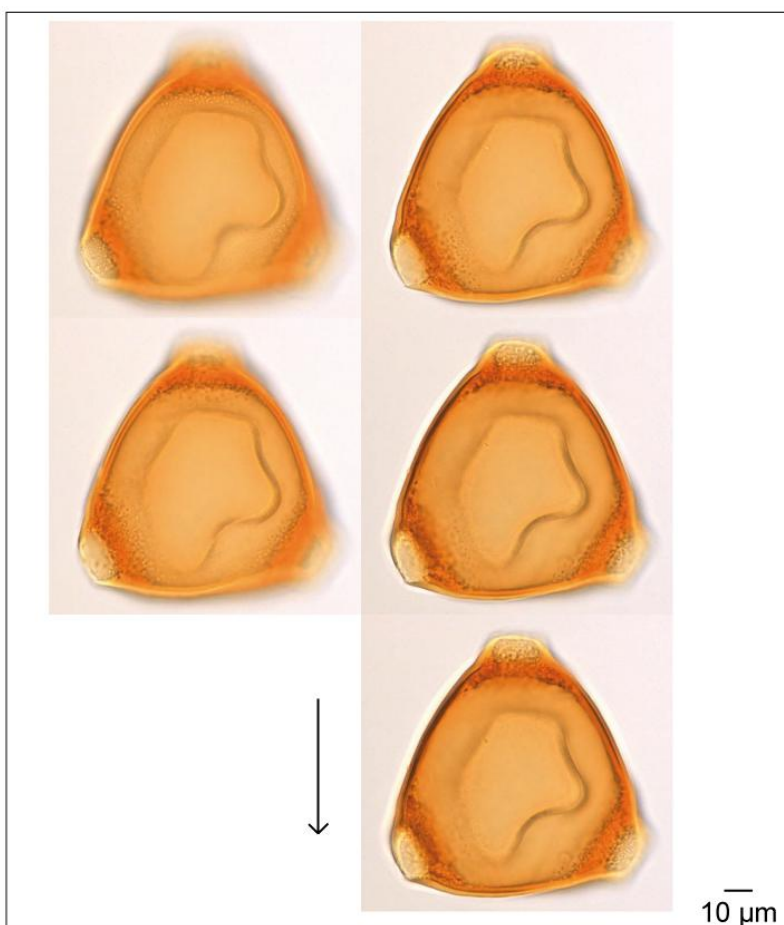
Sempervirent

Forêt valdivienne
et nord patagonienne

Onagraceae

Fuchsia magellanica Lam.

Chilco, Chilca, Palo blanco

**Synonymie :***F. macrostema***Habitat :** Forêt en climat
océanique à tempéré
humide**Répartition géographique :**Amérique du Sud (Chili
Argentine)**Fruit :** baie**Description pollinique :**

- Pollen en monade
- Bréviaxe triangulaire, triporé, exine intectée et psilate
- Taille de 74-86 x 94-108 μm

ANNEXE 13

Arbuste

Gunnera

Monade

Sempervirent

Longiaxe

Forêt vadivienne,
nord patagonienne,
subantarctique,...

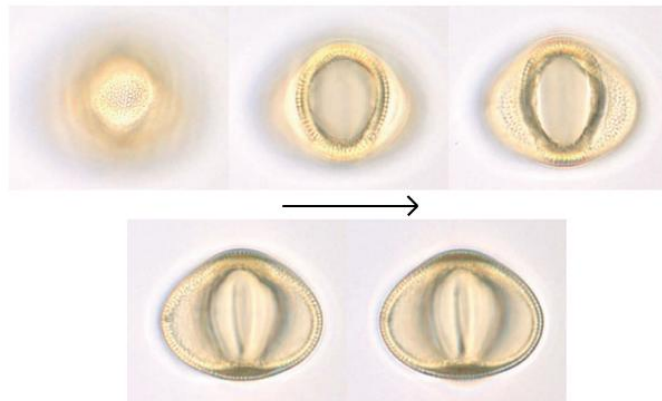
Tripcolpé

Réticulé

Gunneraceae	<i>Gunnera tinctoria</i> (Molina) Molina	Nalca, Pangué
-------------	--	---------------



Vue équatoriale



Vue polaire



10 µm

Synonymie : *G. chilensis*

Habitat : Forêt en climat méditerranéen, tempéré ou océanique

Répartition géographique : Amérique du Sud (Chili, Argentine)

Fruit : drupe

Pollinisation : anémophile (vent)

Description pollinique :

- Pollen en monade
- Légèrement bréviaxe, tricolpé et sillons longs, exine tectée et réticulée
- Taille de 30-40 x 30-40 µm

ANNEXE 14

Arbuste (liane)

Hydrangea

Monade

Sempervirent

Longiaxe

Forêt valdivienne

Tricolporé

Réticulé

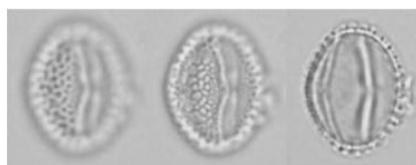
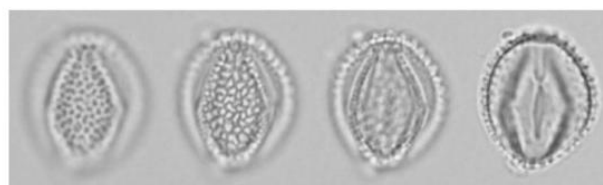
Hydrangeaceae

Hydrangea serratifolia (H. et A.) Phil. f

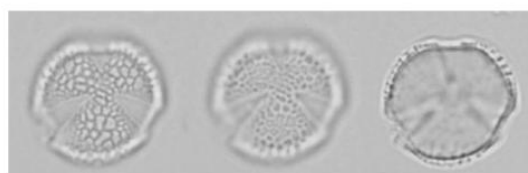
Voqui-Paulun



Vue équatoriale



Vue polaire



10 µm

Habitat : Forêt en climat océanique à tempéré humide

Répartition géographique : Amérique du Sud (Chili Argentine)

Fruit : capsule

Description pollinique :

- Pollen en monade
- Longiaxe, tricolporé, exine réticulée, sillons longs, pores marqué par une inflexion au niveau du sillon
- Taille de 17-24 x 12-19 µm

ANNEXE 15

Arbre

Lomatia

Monade

Sempervirent

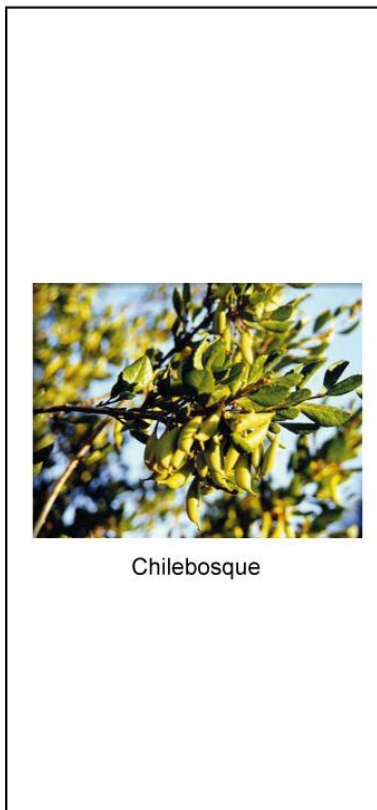
Bréviaxe

Forêt valdivienne
et nord Patagonienne

Triporé

Réticulé

Proteaceae	<i>Lomatia dentada</i> (Ruiz and Pav.) R. Br.	Avellanillo, Avellanito
------------	---	-------------------------



Synonymie : *Embothrium dentatum*

Habitat : Forêt en climat océanique à tempéré humide

Répartition géographique : Amérique du Sud (Chili et Argentine)

Fruit : follicule

Description pollinique :

- Pollen en monade
- Bréviaxe, tricolporé, pore plus ou moins circulaire, exine réticulée heterobrachate
- Taille de 20 x 30 µm

ANNEXE 16

Arbuste-épiphyte

Misodendrum

Monade

Sphérique

Périporé

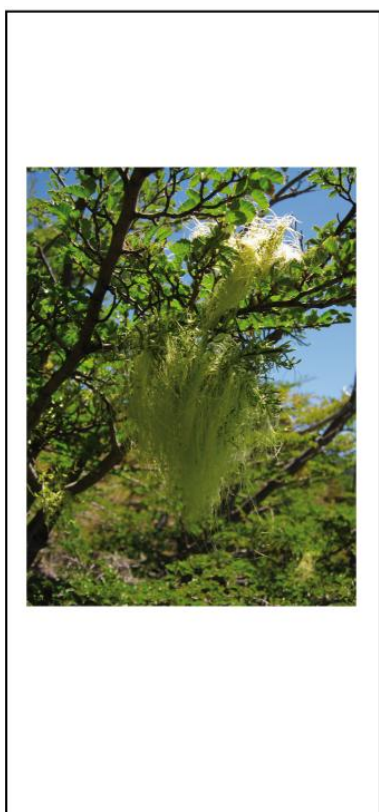
Echinulé

Parasite de *Nothofagus*

Misodendraceae

Misodendrum linearifolium Banks ex DC.

Barba de viejo

Plante épiphyte parasite de *nothofagus***Habitat :** Forêt en climat océanique tempérée à froide**Répartition géographique :** Amérique du Sud (Chili, Argentine)**Description pollinique :**

- Pollen en monade
- Sphérique, périporé 4-6 pores, exine intectée et échinulée
- Taille de 15-25 µm,

ANNEXE 17

Arbre

Nothofagus dombeyi type

Monade

Decidue

Bréviaxe

Forêt décidue subantarctique

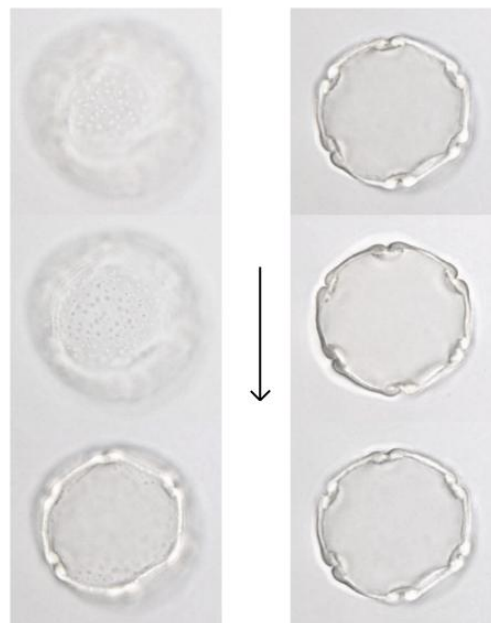
Stéphanocolpé

Micro-échinulé

Fagaceae	<i>Nothofagus antarctica</i> G. Forst	ñire
----------	---------------------------------------	------



Vue polaire



10 µm

Synonymie :

Fagus antarctica

Habitat : Forêt en climat froid sec à humide

Répartition géographique :

Amérique du Sud (Chili Argentine)

Fruit : faine

Pollinisation : anémophile (vent)

Description pollinique :

- Pollen en monade
- Bréviaxe, stéphanocolpé, exine intectée et micro-échinulée, 5-7 sillons avec épaississement annulaire
- Taille de 19-29 x 29-41 µm

plusieurs espèces rattachées à ce type pollinique:

N. dombeyi, *N. betuloides*, *N. pumilio*, *N. nitida*

ANNEXE 18

Arbre

Podocarpus

Pollen à ballonets

Sempervirent

Aplicaturé

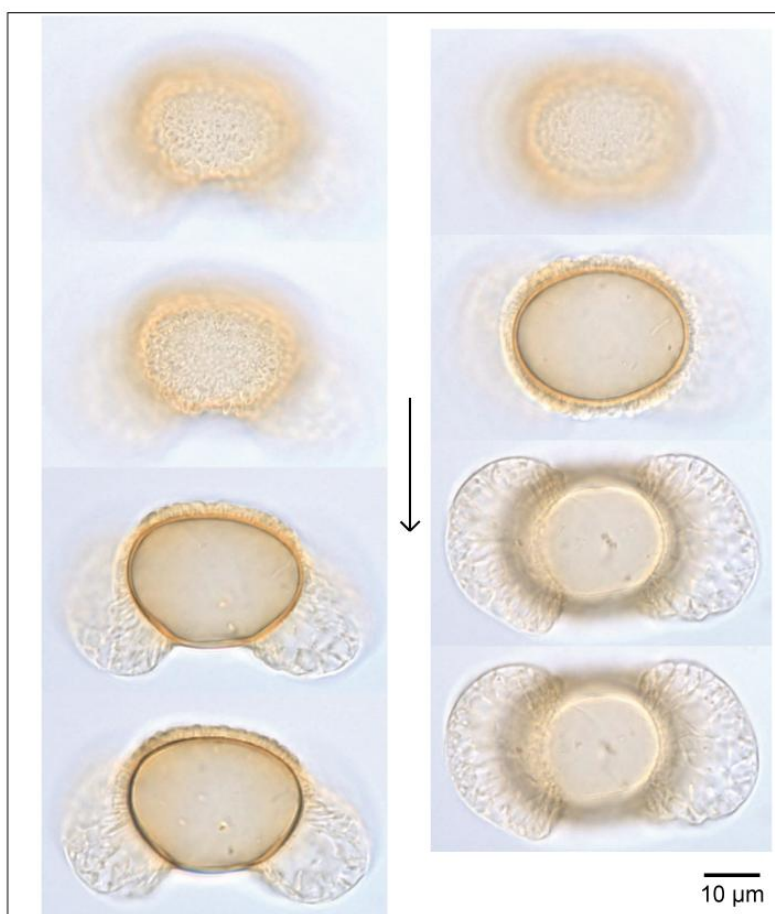
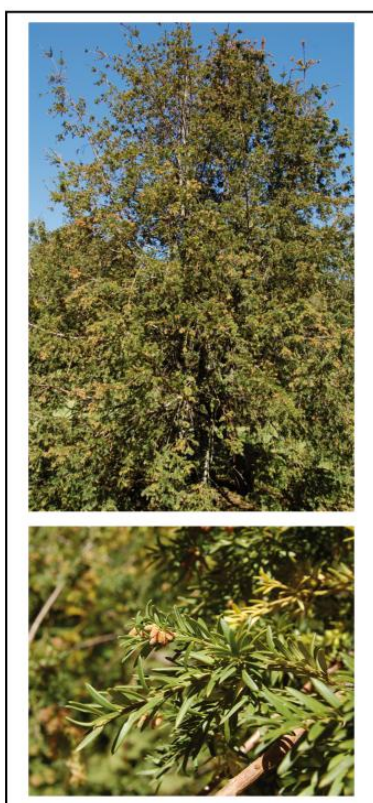
Forêt valdivienne
et nord patagonienne

Alvéolé

Podocarpaceae

Podocarpus nubigena Lindl

Mañio de Hojas punzantes



Synonymie : *Podocarpus nubigena*
autre nom : Mañio, Mañio macho,...

Habitat : Forêt pluvieuse valdivienne en climat océanique à tempéré froid humide

Répartition géographique : sud du Chili et Argentine

Fruit : cone

Description pollinique :

- Pollen à ballonets non emboîtants
- Ballonets à alvéoles constituées de murs continus d'épaisseur variable
- corps central à exine tectée
- Taille de 53 à 86 µm, corps 38-50 mm, ballonets 34-50 mm

ANNEXE 19

Arbre, arbuste

Tepualia

Monade

Hétéropolaire

Syncolporé

Psilate

Sempervirent

Forêt valdivienne,
nord patagonienne
(subantarctique)

Myrtaceae	<i>Tepualia stipularis</i> Lindley	Tepú, Trepú, Tepual
-----------	------------------------------------	---------------------

**Synonymie :** *Myrtus stipularis***Habitat :** Forêt en climat océanique à tempéré humide (sol peu drainé)**Répartition géographique :** Amérique du Sud (Chili et Argentine)**Fruit :** capsule**Pollinisation :** anémophile (vent)**Description pollinique :**

- Pollen en monade
- Hétéropolaire bilateral, syncolporé, exine intectée psilate
- Taille de 10-12 x 22-24 µm

ANNEXE 20

Arbuste

Ugni

Monade

Bréviaxe

Tricolporé

Réticulé

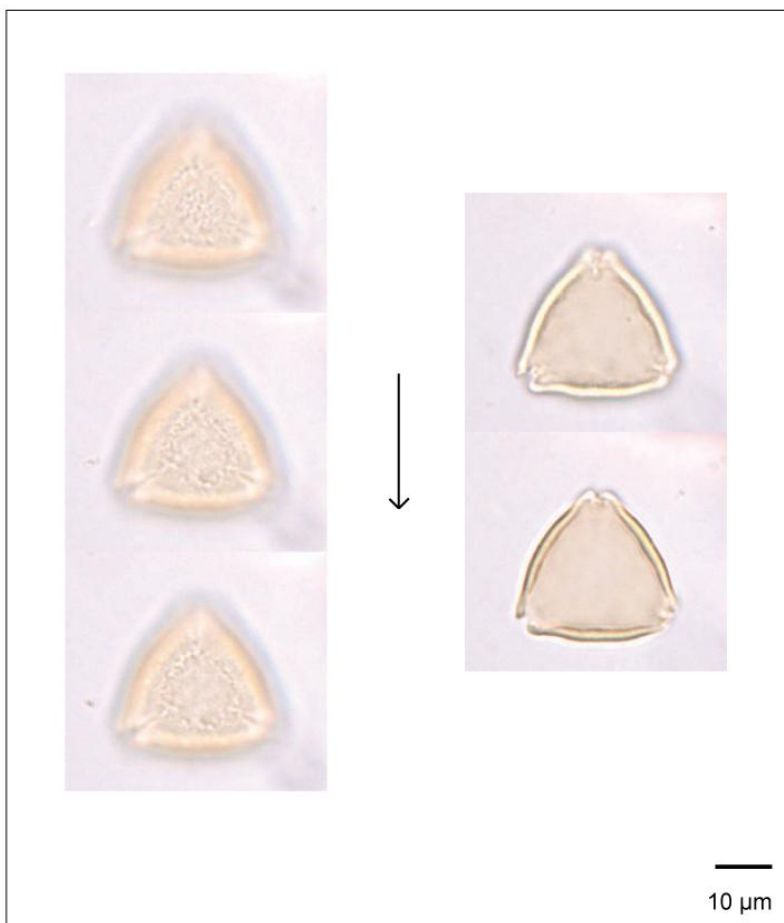
Sempervirent

Forêt valdivienne
et nord Patagonienne

Myrtaceae

Ugni mollinae

Murta, Murtilla, Uñi

**Synonymie :** *Myrtus ugni***Habitat :** Forêt en climat océanique à tempéré humide**Répartition géographique :** Amérique du Sud (Chili et Argentine)**Fruit :** baie**Description pollinique :**

- Pollen en monade
- Bréviaxe, tricolporé, pore circulaire et colpe très court, exine légèrement scabre
- Taille de 15 x 20 µm

ANNEXE 21

Arbre

Wenmannia

Monade

Longiaxe

Sempervirent

Tricolporé

Forêt valdivienne
et nord Patagonienne

Micro-réticulé

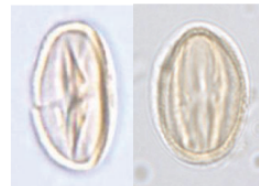
Cunoniaceae

Weinmannia trichosperma Cav.

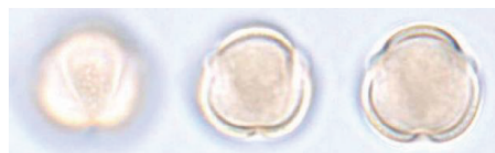
Tineo, Tenio, Palo santo



Vue équatoriale



Vue polaire



10 µm

Synonymie : *Weinmannia dentata***Habitat :** Forêt en climat océanique à tempéré humide**Répartition géographique :** Amérique du Sud (Chili Argentine)**Fruit :** capsule**Pollinisation :** anémophile (vent)**Description pollinique :**

- Pollen en monade
- Longiaxe, tricolporé colpe long, exine micro-réticulé
- Taille de 19-21 x 18-15 µm



VEGETATION ET CLIMAT DE LA PATAGONIE CHILIENNE AU COURS DES DERNIERS 20 000 ANS D'APRES LES DONNEES POLLINIQUES MARINES

Résumé

Dans le contexte du réchauffement climatique, les enregistrements paléoclimatiques à différentes échelles temporelles et spatiales apparaissent essentiels pour comprendre les mécanismes du climat. La Patagonie Chilienne (41°S à 56°S) parcourue du Nord au Sud par les Andes représente une contrainte topographique majeure sur les circulations atmosphériques et océaniques. Cette région est la seule qui intercepte la totalité de la ceinture des vents d'ouest austraux et constitue donc une zone clé pour étudier les changements paléo-environnementaux et comprendre les mécanismes océan-atmosphère et leurs interactions aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère sud. Dans ce contexte, les objectifs de cette thèse sont : (1) de tester l'analyse pollinique dans les sédiments marins de cette région, (2) d'étudier les modifications des paléoenvironnements continentaux au cours des 20 000 dernières années à partir de deux carottes océaniques (MD07-3088 et MD07-3104) et (3) de déterminer leurs liens avec l'activité des vents d'ouest et avec l'influence de ces vents dans l'hémisphère sud et donc sur le climat à l'échelle globale. Les analyses polliniques dans les sédiments marins de surface à l'intérieur et à l'extérieur des fjords de la Patagonie reflètent fidèlement la végétation actuelle développée sur le continent le plus proche, ce qui prouve la validité de la palynologie marine dans cette région. Au niveau de la péninsule de Taitao (46°S), l'expansion des forêts nord patagoniennes après 17.6 ka marque le début de la déglaciation. Cette dernière est interrompue par un événement froid et humide, l'Antarctic Cold Reversal (ACR) qui s'exprime ici par le développement des tourbières de Magellan et est lié à l'intensification des vents d'ouest. Le développement de taxons héliophiles à ~11 ka illustre le début de l'Holocène sous des conditions plus chaudes et plus sèches qui sont également enregistrées autour du Fjord de Reloncavi (41°S). Ces conditions persistent jusqu'à ~8-7 ka, puis les changements de végétation aux cours de l'Holocène montrent une variabilité climatique plus importante évoluant vers un climat plus froid et plus humide qui se renforce au nord de la Patagonie après ~6-5 ka puis pendant l'Holocène supérieur. La comparaison de nos résultats avec les données paléoclimatiques de la région souligne les déplacements de la ceinture des vents d'ouest. Après une descente rapide vers le sud au début de la déglaciation, cette ceinture des vents d'ouest remonte vers le nord pendant l'ACR avant de redescendre à nouveau vers le sud à l'Holocène proche de sa position actuelle. Ce phénomène appuie l'hypothèse d'un lien entre les variations du CO₂ atmosphérique et la ceinture des vents d'ouest jusqu'au début de l'Holocène. A partir de l'Holocène moyen et supérieur, la ceinture des vents d'ouest s'élargit avec un léger retour vers le nord probablement lié à la mise en place d'El Niño au niveau de l'océan Pacifique tropical.

VEGETATION AND CLIMATE OF CHILEAN PATAGONIA DURING THE LAST 20,000 YEARS FROM MARINE POLLEN DATA

Abstract

In the context of global warming, paleoclimate records at different time and spatial scales appear critical to understand climate mechanisms. Chilean Patagonia (41°S to 56°S), crossed by the Andes from north to south, represents a major topographic constraint on ocean and atmospheric circulation. It is the only region that intercepts the entire southern westerly wind belt. Thus it represents a key-area for the study of paleo-environmental changes in the southern hemisphere and the understanding of ocean-atmosphere mechanisms and their interactions from the mid- to high-latitudes of the southern hemisphere. In this context, the purposes are: (1) to test the pollen analysis on marine surface sediments in this region, (2) to study the continental changes of paleoenvironments during the last 20,000 years from two oceanic cores (MD07-3088 and MD07-3104) and (3) to evaluate their links with southern westerly wind belt activity and with the influence of these winds on the southern hemisphere and with the climate at a global scale. The pollen analyses of marine surface sediments in fjords or offshore from Chilean Patagonia reflect the present-day vegetation from the nearby continental area. At the Peninsula of Taitao (46°S), the North Patagonian forest expansion after 17.6 kyr shows the beginning of the deglaciation. This last (period) is interrupted by a wet and cool event, the Antarctic Cold Reversal (ACR), that was expressed here by development of the Magellanic moorland linked to the southern westerly wind intensification. The expansion of heliophitic taxa at ~11 kyr illustrates the beginning of the Holocene under warmer and drier conditions that are also recorded around the fjord of Reloncavi (41°S). These conditions persisted until ~8-7 kyr, and then the vegetation changes during the Holocene show a larger climate variability toward a cooler and wetter climate that enhances in northern Patagonia later ~6-5 kyr during the Late Holocene. Our results compared with the regional paleoclimatic data highlight the shifts of the southern westerly wind belt. After a rapid southward shift at the beginning of the deglaciation, the southern westerly wind belt returns northward during the ACR before reaching southern latitudes near to their present-day position. This scheme strengthens the inference of the link between atmospheric CO₂ variability and the southern westerly wind belt up to the Early Holocene. From the mid and late Holocene, the southern westerly wind belt was displaced northward with a slight return probably linked to the beginning of El Niño recorded in tropical Pacific Ocean.