

**UNIVERSITE MONTPELLIER II  
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

**T H E S E**

pour obtenir le grade de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II**

*Discipline : Terre solide : géodynamique des enveloppes supérieures, paléobiosphère*

*Formation Doctorale : Eaux continentales et société*

*Ecole Doctorale : Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosociences, Environnement*

présentée et soutenue publiquement

par

Paulina Pia LOPEZ ALARCON

le 29 Novembre 2007

**Titre :**

**IMPACT DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE SUR LA CRYOSPHERE  
DU CAMPO DE HIELO NORTE : APPORT DE LA TELEDETECTION**

**JURY**

- |   |                    |
|---|--------------------|
| - SERVAT Eric, Directeur de Recherche, IRD – HSM, Montpellier             | Président          |
| - CASASSA Gino, Chercheur sénior, CECS, Valdivia, Chili                   | Rapporteur         |
| - FILY Michel, Professeur, Université Joseph Fourier, Grenoble 1          | Rapporteur         |
| - CHEVALLIER Pierre, Directeur de Recherche, IRD – Great Ice, Montpellier | Directeur de Thèse |
| - ETCHEVERS Pierre, Ingénieur de la Météo, CEN Météo France, Grenoble     | Examineur          |
| - HINGRAY Benoît, Chargé de Recherche, CNRS – LTHE, Grenoble              | Examineur          |
| - POUYAUD Bernard, Directeur de Recherche, IRD – Great Ice, Montpellier   | Invité             |

# Remerciements

C'est avec beaucoup d'émotion que j'adresse mes remerciements à toutes les personnes et institutions qui m'ont entourée et soutenue pendant la réalisation de ce travail de recherche : sans chacune d'elles, cette thèse doctorale n'aurait jamais vu le jour ; elle à ce titre plus un ouvrage collectif qu'individuel.

Je tiens à remercier tout spécialement :

■ l'**Unité de recherche Great Ice** de l'IRD et sa directrice **Anne Coudrain**, qui ont soutenu mon projet et sa réalisation, appuyé mes initiatives, favorisé et facilité mon travail sur le terrain avec des partenaires chiliens, aidé – avec l'**Ecole Doctorale Sibaghe** – à participer à une école d'été (Karthaus, septembre 2005) mais aussi à un colloque international où j'ai pu présenter des premiers résultats (Cambridge, août 2006) ;

■ l'**Institut de Recherche pour le Développement (IRD)** et son **Département de Soutien de Formation (DSF)** qui m'a attribué une bourse durant les trois premières années de cette thèse ;

■ la **Maison des Sciences de l'Eau (MSE)** qui m'a accueilli dans ses locaux, en particulier dans sa bibliothèque avec Katherine Picq et Joëlle O'Sughrue ;

■ **Pierre Chevallier**, mon Directeur de thèse, pour son aide initiale au montage du projet, sa grande patience durant la réalisation de ce dernier, ses conseils, sa capacité d'écoute et ses dispositions pour améliorer mes échanges avec lui ou d'autres chercheurs ou administrateurs ;

■ **Bernard Pouyaud**, qui a codirigé cette thèse : ses conseils scientifiques et ses encouragements ont été permanents ; sa passion des glaciers patagoniens m'a également beaucoup apporté puisqu'elle nous a conduit à des échanges toujours très enrichissants basés sur la seule envie de découvrir le mystère de cette zone chilienne assez complexe ;

■ **Yves Arnaud**, qui a codirigé certaines parties de cette thèse relatives à la télédétection et à la glaciologie : sa créativité et ses idées ont été stimulantes ;

■ **Pierre Ribstein**, ancien directeur de l'Unité Great Ice, qui m'a accepté comme candidate au financement de l'IRD et qui, en collaboration avec P. Chevallier, a consacré du temps à la rédaction du projet initial ; les conseils scientifiques qu'il m'a par la suite délivrés m'ont été très précieux, tout comme ses qualités de chercheur altruiste et respectueux de l'être humain ;

■ **Gino Casassa** (CECS, Chili) et **Michel Fily** (LGGE, Grenoble) pour avoir bien voulu accepté d'être les rapporteurs de cette thèse, ainsi que **Benoit Hingray** (CNRS, Grenoble), **Pierre Etchevers** (Météo France, Grenoble) et **Eric Servat** (IRD, Montpellier) qui ont bien voulu rejoindre le jury ;

■ Les membres de l'Unité **Great Ice**, notamment (et par ordre alphabétique), Jean Philippe **Chazarin**, Robert **Gallaire**, Patrick **Ginot**, Alain **Gioda**, Vincent **Jomelli**, Sandra **Lagoutte**,

Nicolas **Patris**, Jean Denis **Taupin**, Jean-Emmanuel **Sicart**, Françoise **Vimeux**, Patrick **Wagnon**...

■ **Les membres de l'Unité GEau** avec qui j'ai eu le plaisir – entre autre – de partager le bon café du matin, et où on compte en particulier Christine **Legrand** et Patrick **Legoulven** ;

■ **Les membres de l'Unité Hydrosiences**, notamment Nicolas **Boulain**, Bernard **Cappelaere**, Michel **Desbordes**, Claudine **Delieu** (sans qui je n'aurais pas remporté le deuxième prix de la Fête de la Science à Montpellier en 2006), Marie-Claude **Guintini**, Cristine **Gujda**, Emma **Haziza**, Hervé **Jourde**, Severin **Pistre**...

■ **Kenza Najib**, pour son trésor d'amitié, sa générosité, son intégrité et son amour des autres, ainsi que **Vincent Favier**, un autre ami très généreux et au soutien aussi inconditionnel que rigoureux au plan scientifique ;

■ d'autres amis de France, du Chili ou d'ailleurs qui m'ont bien accompagné durant l'aventure, tout spécialement **Marion Egal**, **Hugo Henriquez**, **Julien Herreros**, **Tangui Leborgne**, **Alexandra Lequien**, **Marion Rabiet**, **Juan Salas**, **Wilson Suarez**, **Carmen Urrejola**, **Angelica Valero**, **Marcos Villacis**...

■ **mon frère Camilo** et son épouse **Marcela** ; Camilo est un jeune chercheur intègre, intelligent et humble ; c'est un pilier et un confident essentiel dans ma vie ; il a su rester près de moi à 12000 km de distance ; je profite de l'occasion pour lui dire que nulle part ailleurs j'aurais pu trouver un meilleur frère que lui ; la vie m'a beaucoup donné en me permettant de partager avec lui ;

■ **ma mère Maria Angelica**, femme séparée et courageuse qui a su élever ses deux enfants avec des moyens économiques très limités, mais aussi nous transmettre des principes et des valeurs que je considère aujourd'hui essentiels : la générosité et la solidarité ; cette grande femme m'a invité à construire des rêves et, par son exemple, m'a montré qu'il ne fallait presque « que » du courage pour les accomplir ;

■ le « **clan Dorin** » qui m'a intégré en son sein et entouré de cette affection familiale si importante quand on est loin de son pays, et bien sûr **Bruno**, mon compagnon et futur époux à qui je dédicace cette thèse pour son amour, son soutien, son écoute, sa générosité spirituelle et matérielle, nos longues discussions sur ce travail, son propre labeur de chercheur au service d'un monde meilleur et plus juste : il m'invite à croire qu'ensemble on peut changer les choses.

**Nota bene** : je remercie doublement certaines personnes ci-dessus mentionnées qui, dans une précipitation certaine, ont bien voulu relire, corriger ou reprendre la forme de mes écrits en français ou en anglais, ma langue maternelle étant l'espagnol ; comme ces personnes de bonne volonté n'ont pas disposé d'assez de temps pour tout reprendre ou plus travailler leurs propres corrections, je remercie également d'avance le lecteur pour sa clémence à ce niveau.

# Introduction générale

Tout au long de l'histoire de l'humanité, des changements climatiques ont plus ou moins modifié les paysages et les activités humaines. Depuis le début de l'ère industrielle cependant (1750), et donc depuis le début de combustion massive par l'homme d'énergies fossiles (charbon, gaz, pétrole), on assiste à une considérable augmentation des concentrations de dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) dans l'atmosphère. La concentration accrue de ce gaz à effet de serre (GES) – accentuée par la déforestation mais aussi par des émissions anthropiques également croissantes en autres GES (CH<sub>4</sub> et N<sub>2</sub>O en particulier) – conduit au forçage radiatif de la planète. D'après le dernier rapport (2007) du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC, ou IPCC en anglais), ce forçage mène à une élévation globale de la température de la surface terrestre qui serait de +0,74°C durant le XX<sup>ème</sup> siècle (1906-2005), et de +1,1 à +6,4°C entre 1990 et 2100 selon les scénarios et modèles utilisés.

## (1) La fonte de la cryosphère et ses enjeux

Les effets de ce réchauffement sont multiples et souvent déjà perceptibles : élévation du niveau de la mer (+17 cm durant le XX<sup>ème</sup> siècle selon l'IPCC) par fonte de la cryosphère et dilatation thermique des océans, augmentation des sécheresses ou au contraire des inondations selon les régions, adoucissement des eaux ou bien augmentation de leur salinité, fréquence plus élevée d'évènements extrêmes (cyclones tropicaux en particulier), déplacement d'espèces végétales ou animales, émergence de nouvelles maladies, etc. Si des conséquences bénéfiques pour l'homme peuvent aussi être identifiées, on s'inquiète néanmoins en règle générale, d'autant plus que le phénomène peut s'emballer d'une part (après une baisse de la capacité d'absorption du CO<sub>2</sub> par les océans, une fonte des permafrosts arctiques et sibériens, une remontée des hydrates de méthane océaniques...), qu'il engage d'autre part les générations futures : même en tendant à réduire très fortement nos émissions de CO<sub>2</sub> à compter de 2050, la concentration de ce dernier dans l'atmosphère et la température de surface continueraient d'augmenter le ou les siècles suivants, tandis que l'élévation du niveau de la mer se poursuivrait sur un millénaire au moins.

Dans l'immédiat, l'impact du changement climatique semble le plus manifeste sur la cryosphère ; c'est même l'observation des inquiétantes évolutions de cette dernière qui a contribué à multiplier les travaux sur le changement climatique. Durant le XX<sup>ème</sup> siècle en effet, on a pu mettre en évidence un recul généralisé et accéléré de cette cryosphère ; l'IPCC (2007) estime par exemple qu'entre 1993 et 2003, sur les  $2,8 \pm 0,7$  mm/an d'augmentation du niveau de la mer imputable au climat ( $1,1 \pm 0,5$  entre 1961 et 2003),  $0,77 \pm 0,22$  serait attribuable aux glaciers et calottes glacières ( $0,5 \pm 0,18$  pour 1961-2003),  $0,21 \pm 0,07$  à la fonte du Groenland ( $0,05 \pm 0,12$  pour 1961-2003),  $0,21 \pm 0,35$  à celle de l'Antarctique ( $0,14 \pm 0,41$  pour 1961-2003), le solde revenant à la dilatation thermique. Cette fonte de la cryosphère a des conséquences qui ne se limitent pas à l'augmentation du niveau de la mer. En se poursuivant, elle affecterait en effet à terme des populations entières qui dépendent étroitement des glaciers en particulier, pour leurs activités et industries touristiques (Alpes en Europe par exemple) et surtout leur approvisionnement en eau potable et eau d'irrigation (Inde, Pérou, Bolivie, Equateur...).

Dans un pays comme le Chili, l'enjeu se pose aussi en terme d'approvisionnement énergétique même si dans certaines régions comme celle du *Norte Chico* ou la *Region Metropolitana*, la principale source d'eau douce des populations provient des glaciers de la Cordillère andine. Pour la production d'électricité en effet (51 573 gigawatts heure en 2005), le pays dépend aujourd'hui pour plus de la moitié des ressources hydriques, et cette part est appelée à croître dans l'avenir selon le gouvernement, puisque la génération d'origine thermique est depuis quelques années très fortement affectée par les restrictions d'approvisionnement en gaz naturel d'Argentine. De fait, les marges de manœuvre paraissent importantes, puisque 20% seulement des ressources hydroélectriques du pays seraient actuellement exploitées. Ces marges et cette stratégie reposent sur l'importance des glaciers chiliens : environ 20 188 km<sup>2</sup> (www.glaciologia.cl, 2007) sur 25 793 km<sup>2</sup> (Casassa *et al.*, 2007) de surfaces englacées inventoriées en Amérique du sud.

## (2) Les glaciers chiliens et le climat

1934 glaciers ont jusqu'à présent été inventoriés au Chili (environ 15 400 km<sup>2</sup>). Entre la latitude Sud de 17°30' et la Terre du Feu (55°S), ils s'étalent le long de la Cordillère des Andes dont l'altitude diminue progressivement de même que les lignes d'équilibre. Au Nord où culmine le Volcan *Ojos del Salado* (6893 m) et où prédomine un climat désertique, les surfaces englacées sont très petites et ne cumulent pas plus de 30 km<sup>2</sup>. Dans la zone centrale (33°S - 36°S), les

sommets sont légèrement moins élevés (max. 6500 m) mais les précipitations sont plus abondantes et saisonnières : la surface glaciaire avoisine 1019 km<sup>2</sup> (www.glaciologia.cl, 2007). Plus au Sud par contre (36°S - 45°S), malgré des précipitations plus élevées encore, les zones englacées se limiteraient à 274 km<sup>2</sup> (toutes ne seraient pas répertoriées) en raison d'une altitude moyenne plus faible de la Cordillère. Enfin, dans la zone australe d'altitude encore plus basse (max. 4000 m), entre la latitude 45°S et la *Tierra del Fuego* (55°S), les précipitations sont d'une saisonnalité réduite mais les plus élevées du pays ; les températures y sont surtout bien moins clémentes : c'est là que se concentrent plus de 90% des surfaces glaciaires du Chili, soit 15 488 km<sup>2</sup> (www.glaciologia.cl, 2007) de glaciers inventoriés.

C'est aussi et malheureusement sur ce dernier espace que nos connaissances sur le climat et les glaciers sont nettement moins avancées qu'ailleurs, comme l'illustre par exemple bien le rapport sur la variabilité climatique au Chili au XX<sup>ème</sup> et XXI<sup>ème</sup> siècle (Universidad de Chile, 2006), rapport commandé par la Commission Nationale de l'Environnement (CONAMA) et remis par le Département de Géophysique de l'Université du Chili en décembre 2006. L'étude puis la modélisation du climat dans cette vaste zone australe sont en effet fortement contraintes par le très faible nombre de stations météorologiques. Les auteurs concluent néanmoins, après couplage du modèle climatique global HadCM3 au modèle régional PRECIS, que le réchauffement à venir dans cette zone serait moins prononcé que dans le reste du pays quelque soient les scénarios IPCC-SRES étudiés (A2 et B2). Pour les précipitations, les simulations conduisent à des résultats plus variables selon les régions et les saisons ; dans la zone australe, elles tendraient à diminuer tout spécialement en été, sauf dans l'extrême sud où elles augmenteraient toute l'année. Il demeure cependant un fait : nous ne savons toujours pas comment réagirons les glaciers de la zone australe à ces variations plus ou moins importantes de température et de précipitation, car nous connaissons encore bien mal à la fois les variations passées du climat dans cette région, et les réactions des glaciers à ces variations.

### (3) Une thèse sur l'impact de la variabilité climatique sur une cryosphère de la zone australe

L'ambition de cette thèse est de contribuer à combler les lacunes de connaissances énoncées plus haut. Elle est donc centrée sur la cryosphère de la zone australe chilienne. Cette cryosphère concentre la plus grande masse de glace tempérée d'Amérique du Sud, et parce qu'elle porte en elle une longue histoire du climat comme la plupart des autres cryosphères, représente de fait un véritable laboratoire naturel de compréhension du climat régional et de sa variabilité. Cette pièce

maitresse de compréhension du climat de la zone australe chilienne se répartie en trois masses principales : le *Campo de Hielo Norte* (CHN) au Nord (4197 km<sup>2</sup> de glaciers, (Rivera *et al.*, 2007)), le *Campo de Hielo Sur* (CHS) plus au Sud (13 000 km<sup>2</sup>, (Aniya *et al.*, 1996)) et, enfin, la *Cordillera Darwin* (CD) à l'extrême Sud du pays (2300 km<sup>2</sup>, (Lliboutry, 1998)). Ces champs de glace sont très difficiles d'accès en raison des conditions climatiques extrêmes qui y règnent, mais parce que le CHN présentait des faces plus accessibles que d'autres, c'est sur ce dernier que se sont concentrés nos travaux.

Ces travaux ont été orientés par trois considérations importantes :

- (a) la télédétection spatiale peut être un moyen de contourner la difficulté générale d'accès des sites glaciaires de la zone australe d'Amérique du Sud, et donc palier la pauvreté (passée et à venir) des mesures directes des variations climatiques et glaciaires de la région ;
- (b) les fluctuations de longueur des glaciers sont gouvernées par l'évolution locale du climat, mais aussi – et éventuellement – par d'autres facteurs tels que leurs caractéristiques physiques, géométriques ou topographiques ;
- (c) ces fluctuations relèvent de deux processus qu'il convient de bien distinguer dans une étude visant à préciser des relations entre climat et glacier : la plus ou moindre accumulation de neige, et la plus ou moindre fonte (fusion) de glace.

Sur ces bases, nous nous sommes fixé comme objectif général de caractériser les fluctuations de longueur des glaciers du CHN depuis 1945, date de description par Luis Lliboutry, puis de rechercher des facteurs explicatifs – ou des méthodes – pour rendre compte des évolutions constatées, et donc mieux anticiper celles à venir. La thèse est pour cela structurée en quatre chapitres, les trois derniers en langue anglaise puisqu'il s'agit d'articles destinés à être publiés dans des revues scientifiques (un est d'ailleurs déjà sous presse). Le premier et plus court chapitre s'attache à décrire le CHN et à présenter les grands principes et méthodes qui ont gouverné son étude. Le second, mesure et compare les fluctuations de longueur de 72 glaciers de la zone australe d'Amérique du Sud entre 1945 et 2005 afin de mieux typer et expliquer l'évolution de 15 d'entre eux appartenant au CHN. Le troisième chapitre s'attache à mesurer les surfaces enneigées du CHN entre mars 2000 et janvier 2006 pour clarifier, en particulier, l'influence respective des précipitations et des températures sur les fluctuations glaciaires. Enfin, le dernier chapitre se consacre à proposer et expérimenter une autre mesure indirecte pour caractériser la variabilité glaciaire et climatique de la zone : le débit de fonte du glacier *Nef*, glacier du CHN dont les fluctuations de longueurs sont similaires à celles observées chez ses voisins depuis 1945.

L'ensemble de ces travaux doit nous permettre de tester au moins trois hypothèses : (1) l'augmentation des températures de surface observée en Patagonie (Ibarzabal *et al.*, 1996, Rasmussen *et al.*, 2007, Rosenblüth *et al.*, 1995, Rosenblüth *et al.*, 1997) conduit les glaciers de la zone à reculer ; (2) ce recul peut s'expliquer par une diminution de l'accumulation de neige ou par une augmentation de la fonte qu'il convient toutes deux d'évaluer ; (3) l'intensité de réponse des glaciers au changement climatique varie également suivant des localisations et des caractéristiques géométriques.



# Chapitre 1. Le *Campo de Hielo Norte* et les principes/méthodes de son étude

## 1.1. LE CAMPO DE HIELO NORTE (CHN)

### 1.1.1. Présentation générale

Le CHN est situé en Patagonie chilienne, entre 46°30' et 47°30' de latitude Sud et entre 73° et 74° de longitude Ouest.

Le relief du CHN (Figure 1) se caractérise par des altitudes particulièrement contrastées entre la zone orientale et la zone occidentale. A l'Est, plusieurs sommets s'enchaînent dont certains dépassent les 3000 mètres d'altitude (le niveau Zéro considéré étant le niveau de la mer, dénoté dans cette thèse avec l'abréviation anglaise asl) comme le *Monte Arenales* (3365 m asl) (Casassa et Marangunic, 1987). Le sommet culminant de la chaîne correspond au *Monte San Valentin* (3910 m asl). Celui-ci représente la référence la plus élevée, non seulement pour le CHN, mais encore pour l'ensemble de la Patagonie et de la Terre du Feu. A l'Ouest, le CHN descend jusqu'au niveau de la mer à niveau du front du glacier *San Rafael*. Entre ces deux zones s'étend un vaste plateau.

Les glaciers du CHN (Figure 2) sont dits de type tempéré (leur température est homogène et de 0°C), l'Altitude de la Ligne d'Equilibre (ELA) moyenne est située à 1183 m asl d'altitude (Rivera *et al.*, 2007). La majorité de ces glaciers sont de type *calving* caractérisant le détachement des fragments de glace à niveau du front des glaciers, phénomène encore appelé "vélage". Leurs fronts reposent dans la majorité des cas sur une lagune d'eau douce. Seul le glacier *San Rafael* se distingue en raison de sa proximité avec l'Océan Pacifique. Il est défini comme étant de type *tidewater*, signifiant dans ce cas que son vélage se produit sur une eau avec un important taux de salinité. Les glaciers du CHN se caractérisent notamment par des morphologies extrêmement complexes, les zones d'accumulation présentant ainsi des contributions multiples et les zones d'ablation étant marquées par de nombreuses et profondes crevasses.

En fonction des caractéristiques surfaciques des glaciers du CHN, on observe que l'un d'entre eux est entièrement recouvert des sédiments (glacier *Grosse*) et d'autres sont partiellement recouverts au niveau de leur langue (*Fiero*, *Pared Sur*, *Soler*).

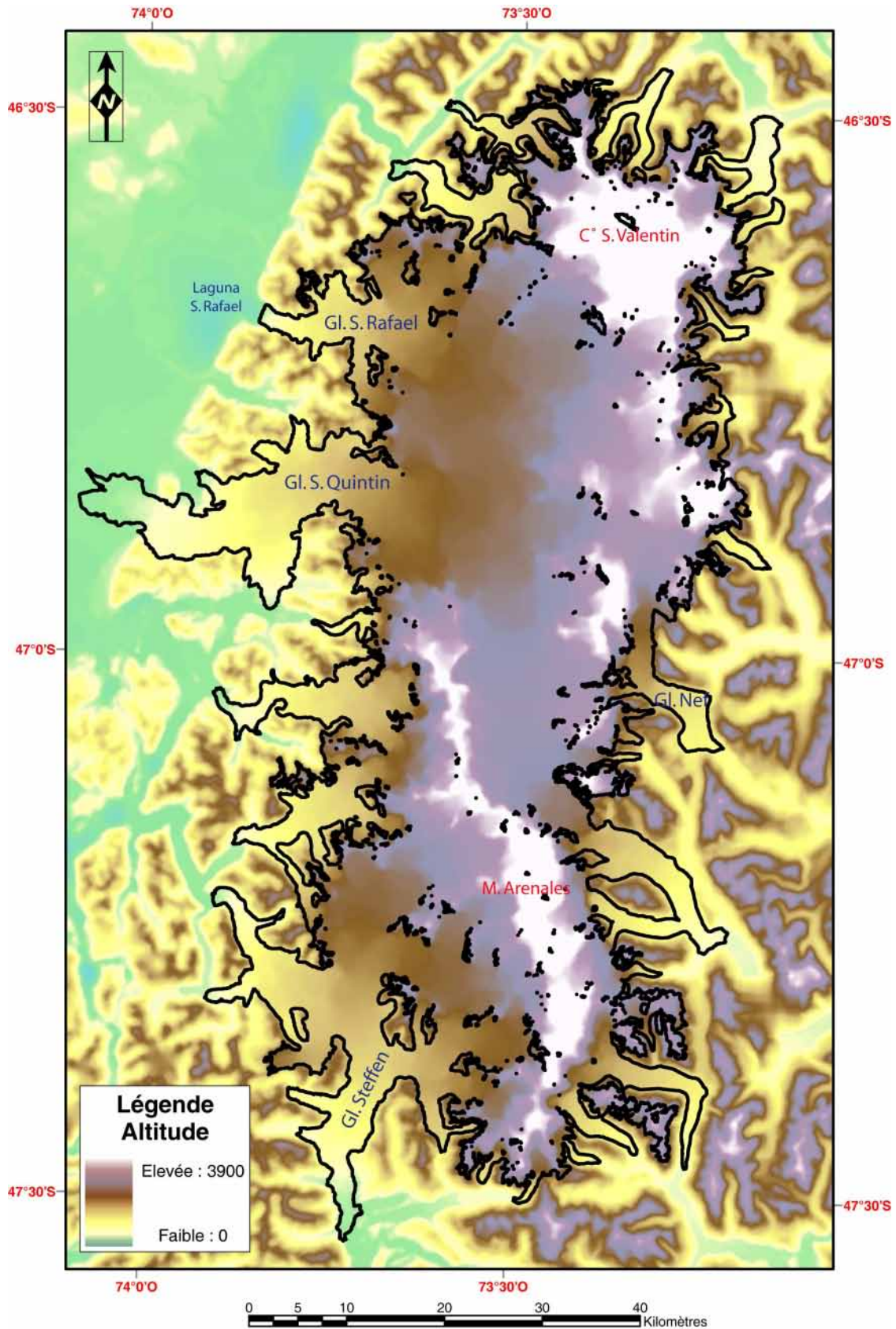


Figure 1. Modèle Numérique du Terrain (MNT) du CHN du Shuttle Radar Topography Mission (SRTM).

La carte est représentée dans la projection cartographique UTM (zone 18 Sud) et dans le Datum WGS 1984.



Le CHN a été exploré par la première fois avec des objectifs scientifiques par le Dr. Reichert en 1921 (Casassa et Marangunic, 1987). Après cette expédition, quelques d'autres se sont succédées, et ont permis de définir entre autre les positions des fronts des glaciers *San Rafael* (Heusser, 1960) et glacier *Benito* (Agnew *et al.*, 1974).

Afin de mieux comprendre l'évolution des glaciers du CHN, plusieurs mesures de terrain ont été réalisées. Le travail scientifique commencé par l'équipe de l'*Institute of Low Temperature Science* de l'université de Hokkaido, le *Institute of Geoscience* de l'université de Tsukuba, le *Data Center of Glacier Researches of the Japanese Society of Snow and Ice* et celui développé par la suite par l'Université du Chili, l'Université de Magallanes et le *Centro de Estudios Científicos de Valdivia* (CECS) a acquis beaucoup d'importance.

La première recherche glaciologique réalisée par une expédition japonaise date de l'année 1967 (Naruse, 1983) et a donné lieu au « Comité de Recherche de Glaciers Patagoniens ». Dans le cadre de ces travaux, où des chercheurs chiliens ont notamment collaboré, plusieurs études ont été réalisées avec pour objectif mettre en évidence d'une part, les variations de surface et du front de l'ensemble du CHN depuis 1945 et d'autre part, ont permis d'expliquer ces variations à partir de la prise en compte de deux glaciers représentatifs de la zone Ouest et Est du CHN : le glacier *San Rafael* et *Soler*, respectivement. Ainsi, des observations météorologiques et d'estimation du bilan énergie ont été réalisées sur ces deux glaciers durant la période estivale 1983-1984 (Fukami *et al.*, 1987, Fukami et Naruse, 1987, Kobayashi et Saito, 1985a, b, Ohata *et al.*, 1985).

Les recherches orientées vers la compréhension plus globale de la dynamique des glaciers de CHN reste à l'heure actuelle une problématique peu explorée qui a été abordé par la mesure de la vitesse de flux (sur le terrain ou par télédétection ) pour les glaciers *Soler* et *San Rafael* (Naruse, 1985, 1987, Rignot, 1996, Yamaguchi *et al.*, 2003). La seule information concernant l'épaisseur de glace est issue d'une campagne gravimétrique du terrain effectuée entre Novembre et Décembre de l'année 1983 sur glacier *Nef* (max. 1000 +/- 250 m), *Soler* (max. 575 +/- 85 m), ainsi que sur un profil de 30 km en direction Ouest-Est à l'hauteur du glacier *San Quintín* (max. 1460 +/- 500m) (Casassa, 1987).

Afin de étudier l'accumulation de neige et les variations climatiques passés, jusqu'à présent, trois carottes ont pu être extraites du CHN. La première a été effectuée dans la zone d'accumulation du glacier *San Rafael* (46°44'W, 1296 m asl) fin novembre 1985 à 37,6 m de profondeur, la mesure concernait l'estimation de l'accumulation nette de 3450 mm pour l'année 1984 (Yamada, 1987). La deuxième carotte a été effectuée dans la zone d'accumulation du glacier *Nef* entre les mois de novembre et décembre de l'année 1996, à 14,5 m de profondeur sur le névé situé à 1500 m asl (Matsuoka et Naruse, 1999) ; l'analyse de cette carotte croisé aux chroniques de

données d'observations de température de l'air effectués lors de la même campagne, on permit de calculer un bilan net de 2,2 m w.e a pour l'année 1996. Enfin, la troisième carotte (la première qui a atteint le seuil rocheux en Patagonie) extraite récemment (Avril 2007) au sommet du San Valentin est en cours d'analyse (Vimeux *et al.*, Submitted).

Afin de mieux comprendre la fonte des glaciers du CHN, un suivi hydrologique a été réalisé sur le Rio Cacho à proximité du glacier Soler durant les années 1983, 1984 (Saito et Kobayashi, 1985) et 1985 (Fukami et Escobar, 1987). Cette démarche a notamment pu être réalisée depuis 2005 sur le glacier Exploradores (Fukami et Escobar, 1987, Matsumoto *et al.*, in press, Matsumoto *et al.*, 2001, Saito et Kobayashi, 1985). Mesuré par Escobar (Escobar *et al.*, 1992), le débit total des rivières provenant du côté Est du CHN est estimé à 900 m<sup>3</sup>/s.

## 1.1.2. Les glaciations en Patagonie et l'évolution actuelle du CHN

### 1.1.2.1. Les glaciations en Patagonie

On estime que les glaciations les plus anciennes en Patagonie ont eu lieu il y a 7 à 5 Ma (Miocene supérieur – Pliocène inférieur)(Mercer et Sutter, 1981). Mais c'est sans doute les glaciations du Quaternaire qui ont été les plus étudiées. Mercer (1976) a effectué une datation préliminaire des glaciations de cette période et Caldenius (1932) plus particulièrement du Pléistocène. Mercer (1976) a notamment identifié la plus importante glaciation Quaternaire qui s'est produite entre 1,168 Ma et 1,016 Ma (Pléistocène inférieur). Celle-ci est communément appelée « La Grande Glaciation Patagonienne » (GGP).

Suite à cet événement majeur, d'autres périodes caractérisés par des baisses de températures moins importantes ont-elles aussi conduit à des avancées glaciaires : 13 moraines post GGP ont été identifiées dont certaines datent du Pléistocène inférieur moyen et d'autres de la dernière glaciation qui a connu son maximum il y a 25000 ans et qui s'est terminée il y a 16000 ans (Rabassa *et al.*, 2005).

En étudiant d'autres périodes (Pléistocène tardif et Holocène), Glasser *et al.* (2004) montre que les glaciers du CHN et du CHS couvraient encore une très large zone à approximativement 14 600 BP <sup>14</sup>C (non calibré). Après cette date, le climat fluctua entre des phases de réchauffements, des phases froides et arides, parmi lesquelles une période froide a donné lieu à l'avancée des glaciers de l'Holocène à environ 5000 BP <sup>14</sup>C. Selon la chronologie de « type Mercer » (1965) trois phases d'avancées glaciaires ont eu lieu : vers 4700 – 4200 <sup>14</sup>C années BP, vers 2700-2000 <sup>14</sup>C années BP et pendant le Petit Age de Glace (PAG).

Les datations du PAG ont été élucidées grâce à l'étude des moraines terminales. Selon ces analyses, le PAG a commencé en Patagonie entre 1600 A.D. et 1614 A.D (Glasser *et al.*, 2005). Sur cette période, des observations de voyageurs décrites dans les Archives de la Marine Marchande de Séville permirent de mettre en évidence des changements climatiques d'envergure exprimés notamment par des changements de la température ainsi de la direction du vent. Ces voyageurs ont observé qu'en 1578 et 1599, le vent prédominant avait alors une direction nord-est sous un climat plutôt tiède ; *a contrario*, entre 1615 et 1624, la direction du vent prédominant présentait une direction sud-ouest ou nord-ouest avec un temps très froid (Lliboutry, 1998).

Harrison et Winchester (2000) ont pour leur part utilisé la dendrochronologie et la lichénométrie pour dater les fluctuations des glaciers *Arco*, *Colonia* et *Arenales* au cours du 19<sup>ème</sup> et du 20<sup>ème</sup> siècle. Les auteurs ont ainsi démontré que ces glaciers ont reculé depuis la fin du PAG entre 1850 et 1880 AD, à l'image des glaciers *San Rafael* et *San Quintín* qui ont initié leur recul vers la fin du 19<sup>ème</sup> siècle (Winchester et Harrison, 1996). Le début du recul commença environ dix ans plus tard (1863) sur le glacier *Nef* (Winchester *et al.*, 2001).

#### 1.1.2.2. *Le CHN à partir du 20<sup>e</sup> siècle*

Les fluctuations du début du 20<sup>ème</sup> siècle ont été décrites pour certains glaciers du CHN en utilisant là encore la dendrochronologie et la lichénométrie. Des phases de recul vers 1920, 1930 et 1960 ont été ainsi identifiées sur les glaciers *Gualas* et *Reicher* (Harrison et Winchester, 1998), ainsi que sur le *San Quintín* et le *San Rafael*. (Winchester et Harrison, 1996). Ce dernier (Warren, 1993) a eu des périodes d'avancée et de recul depuis la fin du 19<sup>ème</sup> siècle.

L'historique des positions des fronts du CHN a été marqué par l'apparition de données spatiales et plus particulièrement par la réalisation de la première vue aérienne effectuée entre décembre 1944 et mars 1945 par les *United States Air Force (USAF)*. Les photos obliques « trimetrogon » prises lors de ces vols et les cartes préliminaires au 1:250000<sup>ème</sup> réalisées notamment par le *USAF* ont donné lieu à la première description de la position du front des glaciers du CHN (Lliboutry, 1956). Cette étude a également permis de calculer que la surface totale du CHN était de 4400 km<sup>2</sup> et distribuée en 28 glaciers (Lliboutry, 1956).

Basé notamment sur des photos aériennes prises entre la fin 1974 et début 1975, l'Institut Géographique Militaire du Chili (IGM) a élaboré des cartes topographiques au 1:50000<sup>ème</sup> qui ont servi par la suite à la mise à jour de la position du front proposé par Lliboutry (Lliboutry, 1956). Cette mise à jour, réalisée par Aniya (1988) a permis la mesure et l'inventaire d'une surface de 4200 km<sup>2</sup> pour l'ensemble des 28 glaciers identifiés préalablement par Lliboutry.

La télédétection spatiale a permis une avancée significative en termes de précision des mesures, aussi bien pour la détermination des surfaces que pour la précision des positions du front des glaciers du CHN. Une mise à jour de l'inventaire des glaciers a ainsi été effectuée par Rivera et al. (2007), les auteurs ont calculé une surface totale du CHN de 4197 km<sup>2</sup>. Par le biais de l'utilisation de deux mosaïques d'images satellites Landsat MSS et Landsat ETM+ prises au cours de l'année 1979 et 2001, respectivement, l'étude a mis en évidence, non seulement des changements de surface pour l'ensemble du CHN entre 1979 et 2001 (avec une perte de glace de 140 km<sup>2</sup>), mais encore cette étude a été élargie à l'analyse de 39 glaciers constituant le CHN (i) et (ii) à l'identification et la mesure de 31 glaciers de petites tailles sans nom (de superficie supérieure à 0,5 km<sup>2</sup>) et à d'autres glaciers divers d'une surface inférieure à 0,5 km<sup>2</sup>. Si l'on considère la perte de surface (de glace) calculé par Aniya (2001) entre 1975 et 2000 de 54 km<sup>2</sup> et celle calculée par Rivera entre 1979 et 2001, le CHN aurait perdu presque trois fois plus de sa surface englacée au cours d'une période semblable. Cette différence est due au fait que Rivera (2007) a observé des pertes non seulement dans la partie basse des glaciers comme l'avait suggéré Aniya (2001) mais aussi il a observé des changements dans les zones d'accumulation des glaciers qui se localisent dans leurs parties hautes.

La description de variations de fronts des glaciers du CHN a été développée en détail au sein du chapitre 3, incluant notamment une révision bibliographique des travaux réalisés précédemment.

### **1.1.3. Le climat du CHN**

#### ***1.1.3.1. Les patrons de la circulation atmosphérique au Chili***

Les facteurs atmosphériques prépondérants caractérisant le climat de la côte Ouest extratropicale de l'océan Pacifique (y compris les latitudes entre 45° S et 55° S) sont : (i) l'anticyclone subtropical dans le Sud-est de l'océan Pacifique (représenté avec la lettre A dans la Figure 3 et (ii) la ceinture circumpolaire des systèmes migratoires de basses pressions (représenté par une ligne rosse dans la Figure 3) (Aceituno *et al.*, 1993). La première correspond à une zone de hautes pressions semi-permanente qui affecte particulièrement la zone nord et centrale du Chili. La localisation de ses limites Sud fluctue dans une direction nord-sud: en hiver de 30°S à 35°S et en été de 35°S à 40°S. Cet anticyclone régule les régimes des précipitations au Sud du 29°S et bloque les perturbations frontales extratropicales ainsi que les centres dépressionnaires qui lui sont associés (Fuenzalida, 1982). La ceinture circumpolaire des systèmes migratoires des basses pressions se localise entre 45°S et 55°S. Elle se déplace vers les latitudes plus basses en

hiver en donnant lieu à des systèmes frontaux. Dans les zones situées sous son influence (comme la région au Sud du 45°S), les vents de l'Ouest s'avèrent prédominants (Figure 3).

Deux autres facteurs régulent le climat du Chili : l'influence de l'Océan Pacifique et celle de la Cordillère des Andes. L'Océan Pacifique représente une source d'humidité considérable dirigée par les vents vers le continent. Cet effet océanique est dominé par le courant océanique froid de Humboldt qui traverse avec une direction sud – nord la côte du Chili et celle du Pérou. La Cordillère des Andes pour sa part, perturbe le comportement de l'activité frontale (Garreaud, 1993) et génère alors une barrière pour les masses d'air provenant principalement de l'Océan Pacifique (Quintana, 2004).

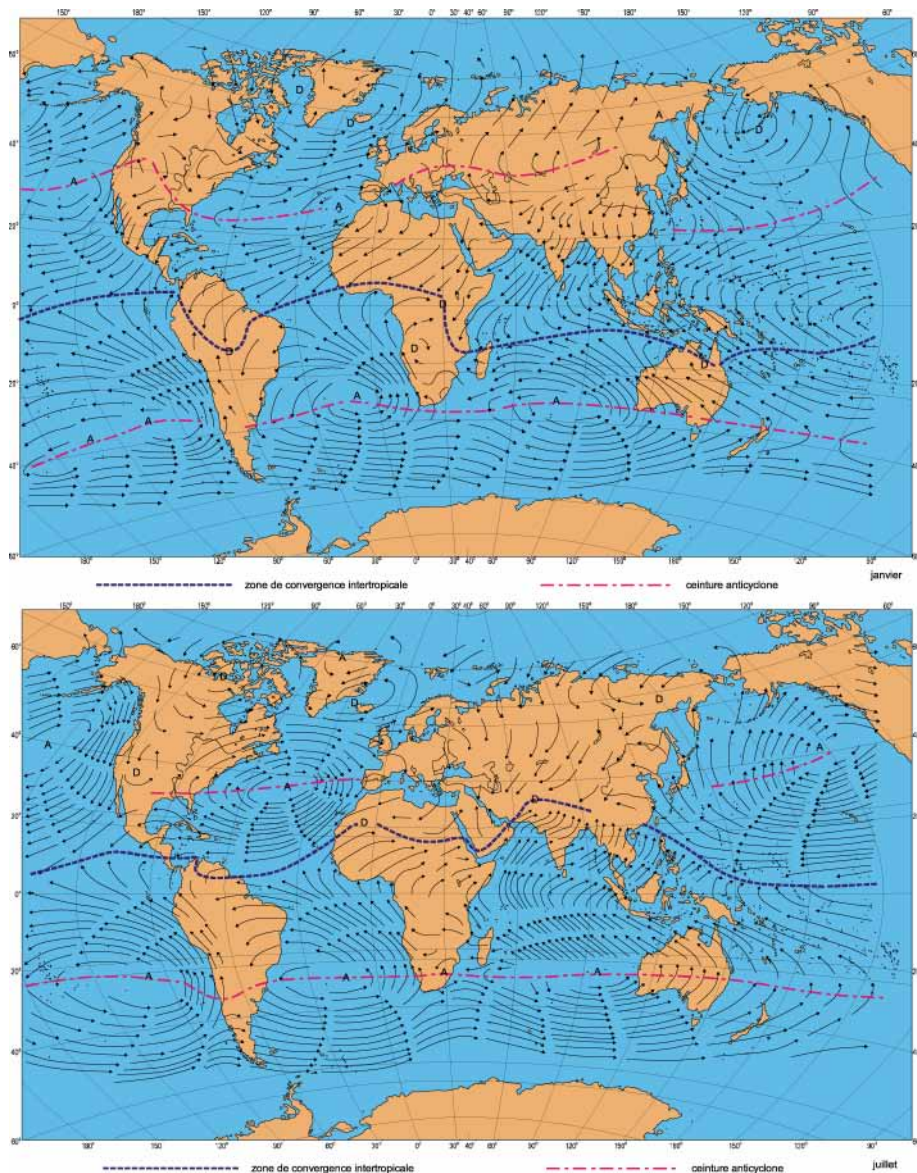


Figure 3. Circulation générale de l'atmosphère.

Source : Encyclopaedia Universalis.

La ligne rosse représente la ceinture anticyclonique de hautes pressions.

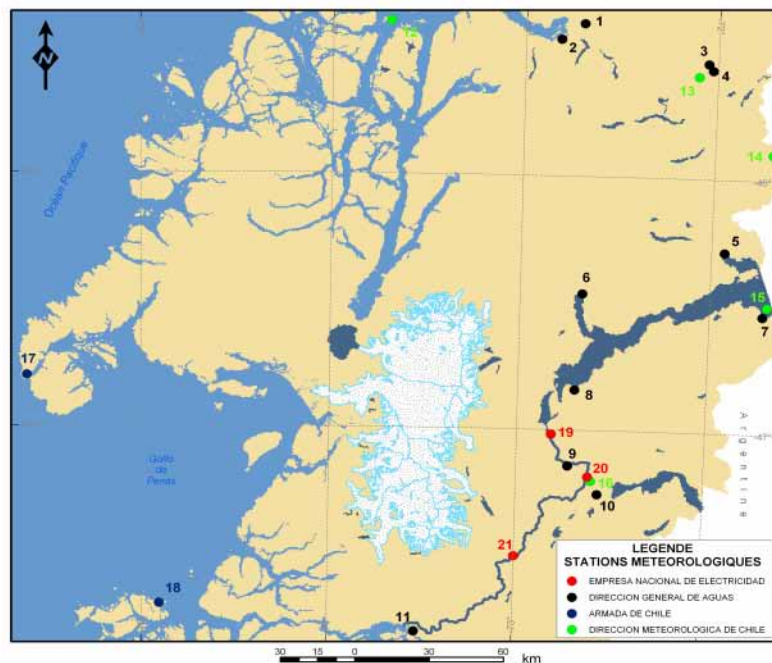


### 1.1.3.2. Le climat du CHN vu par les stations météorologiques

#### 1.1.3.2.1. Les stations météorologiques et la qualité de leurs données

Les observations climatiques que nous faisons sur le CHN proviennent de l'analyse des données issues des stations météorologiques environnantes et complétée par quelques observations faites au sein du CHN, et plus particulièrement sur les glaciers *San Rafael* et *Soler*.

La Figure 4 illustre la localisation de l'ensemble des stations météorologiques existantes aux alentours du CHN et précise leur période d'observation. Ces 21 stations réparties sur l'ensemble du territoire sont contrôlées (ou l'ont été) par quatre institutions chiliennes : la *Dirección General de Aguas* (DGA), la *Dirección Meteorológica de Chile* (DMC), la *Empresa Nacional de Electricidad* (ENDESA) et la *Armada de Chile*. Parmi ces 21 stations, 5 ont cessé de fonctionner : *Cabo Raper*, *San Pedro*, *Puerto Bertrand*, *Los Ñadis* et *El Balseo*.



	N°	STATION <sup>1</sup>	PRECIPITATION	TEMPERATURE
DIRECCION GENERAL DE AGUAS (DGA)	1	Puerto Aysén - 22 m	1931 - 2007	1993 - 2007
	2	Puerto Chacabuco - 50 m	1985 - 2007	
	3	Coyhaique CONAF - 340 m	2002 - 2007	2002 - 2007
	4	Cyhaique E. A. - 343 m	1984 - 2007	1981 - 2007
	5	Puerto Ibañez - 217 m	1962 - 2007	1994 - 2007
	6	Bahia Murta - 225 m	1993 - 2007	1998 - 2007
	7	Chile Chico - 228 m	1963 - 2007	1994 - 2007
	8	Puerto Guadal - 225 m	1993 - 2007	1993 - 2007
	9	Angostura Chacabuco - 160 m	2003 - 2007	2003 - 2007
	10	Cochrane - 180 m	2004 - 2007	2006 - 2007
	11	Caleta Tortel - 11 m	2003 - 2007	
DIRECCION METEOROLOGICA DE CHILE (DMC)	12	Puerto Aysén - 11 m	1961 - 2004	1961 - 1994
	13	Coyhaique Teniente Vidal - 310 m	1961 - 2004	1961 - 2006
	14	Balmaceda - 520 m	1961 - 2004	1963 - 2006
	15	Chile Chico - 327 m	1961 - 2004	1965 - 2000
ARMADA DE CHILE	16	Cochrane - 182 m	1969 - 2004	1969 - 2000
	17	Cabo Raper - 46 m	1914 - 1983	1928 - 1988
EMPRESA NACIONAL DE ELECTRICIDAD (ENDESA)	18	San Pedro	1933 - 1981	1932 - 1988
	19	Puerto Bertrand - 200 m	1961 - 1991	
	20	El Balseo - 150 m	1961 - 2003	1977 - 1995
	21	Los Ñadis - 45 m	1975 - 2002	

<sup>1</sup> Mesures d'altitude au-dessus du niveau de la mer

Figure 4. Distribution des stations météorologiques aux alentours du CHN.

Les séries de données issues de ces 21 stations météorologiques présentent, pour la plupart, de nombreuses lacunes (données manquantes). L'étude des conditions climatiques qui règnent autour du CHN nécessite alors, au préalable la sélection des chroniques les plus fiables. Notre étude repose sur les séries de données les plus complètes issues des stations météorologiques les plus proches du CHN. Sept stations météorologiques ont ainsi été choisies : Coyhaique Teniente Vidal, Puerto Aysén, Chile Chico, Balmaceda, los Ñadis, Cochrane et Cabo Raper.

Néanmoins, certaines d'entre elles sont entachées d'incertitudes, pas encore quantifiées. Par exemple, la Figure 5 montre que la précipitation annuelle enregistrée par la station Cabo Raper augmente de l'ordre de 2000 mm à partir de l'année 1973. Cette augmentation est très probablement due au changement de localisation de la station. Aussi, dans le cadre de notre étude, nous ne retiendrons que les données pluviométriques récoltées entre l'année 1914 et 1970. On observe également sur la même station une diminution des précipitations annuelles (environ 2000 mm) entre l'année 1935 et l'année 1970. Compte tenu que cette diminution s'est produite progressivement, on peut l'attribuer à une variabilité climatique. Ces données ont donc été intégrées dans notre étude. Néanmoins, une analyse rigoureuse de la qualité des données météorologiques doit être menée. Une étude, qui a pour objet l'analyse des ruptures (Causinus et Mestre, 2004) dans les séries des températures et des précipitations des stations Puerto Aysen, Balmaceda, Cabo Raper, Chile Chico, Cochrane et Coyhaique T.V., est en cours avec la collaboration de Françoise Vimeux et Olivier Mestre (Météo-France). Les premiers résultats obtenus montrent que les chroniques de température ne présentent pas de ruptures significatives. De même, ceux-ci révèlent que les séries des précipitations enregistrées à Puerto Aysén, Balmaceda et Cochrane sont relativement homogènes et peuvent alors être utilisées sans correction (Mestre, O. communication personnelle). En revanche, les chroniques pluviométriques issues de la station Cabo Raper montrent des ruptures importantes et les modèles utilisés ne sont pas conçus pour de tels écarts. Pour l'instant, les données utilisées ne sont pas homogénéisées (données brutes) et ceci montre que leurs interprétations doivent être considérées avec précaution.

#### 1.1.3.2.2. Caractéristiques climatiques générales

Une des principales caractéristiques climatiques, retrouvée non seulement pour le CHN mais aussi pour la région qui l'entoure, est la variabilité spatiale des précipitations imposée en majeure partie par le relief. En effet, la zone Ouest du CHN (basins avec des écoulements vers l'Océan Pacifique) reçoit des quantités de précipitations significatives : en raison du système de situations frontales engendré par l'influence de l'Océan Pacifique situé à proximité, systèmes transportés par

les vents d'Ouest (*Westerlies*). La moyenne des précipitations annuelles mesurées sur les stations météorologique *Cabo Raper* pour la période d'observation 1914 - 1970 (Figure 5) est 1774 mm.

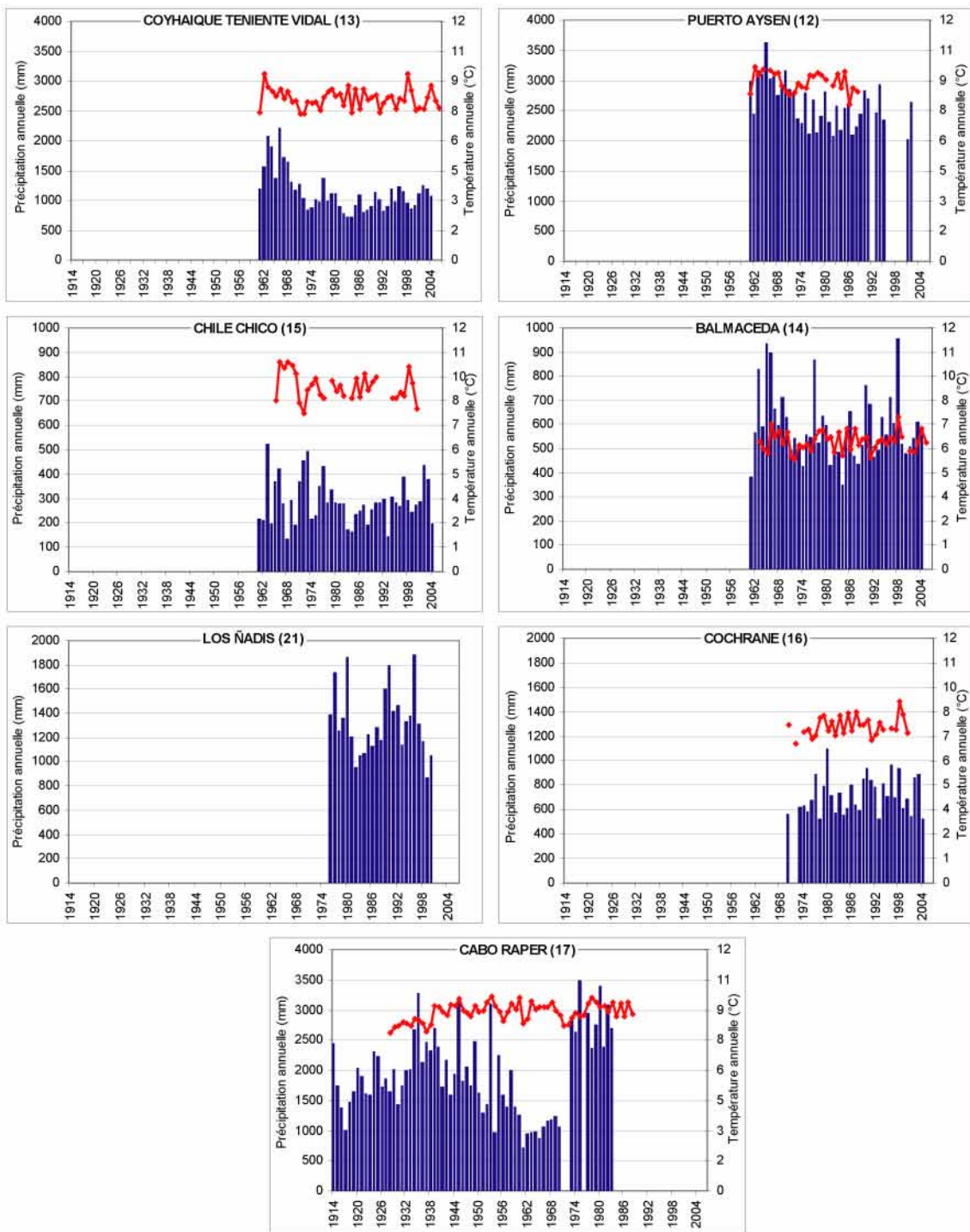


Figure 5. Précipitation (colonne bleue) et température (ligne rouge) inter annuelle de 6 stations localisées à l'Est du CHN (Coyhaique T.V., Puerto Aysén, Chile Chico, Balmaceda, Los Ñadis, Cochrane) et de 1 station localisée à l'Ouest (Cabo Raper).

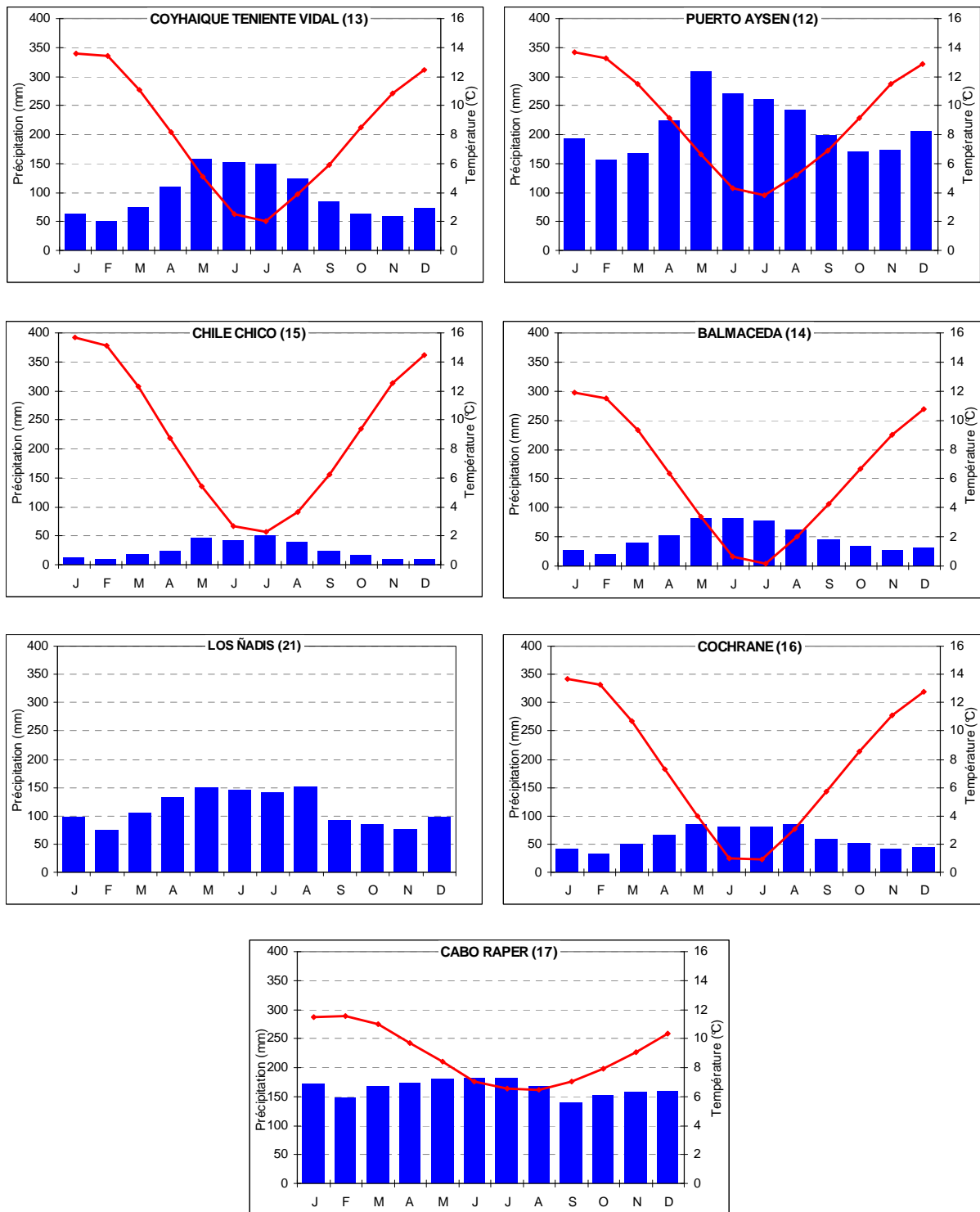


Figure 6. Précipitation et température intra annuelle de 6 stations localisées à l'Est du CHN (Coyhaique T.V., Puerto Aysén, Chile Chico, Balmaceda, Los Ñadis, Cochrane) et de 1 station localisée à l'Ouest (Cabo Raper).

Au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'Est du CHN, les précipitations augmentent, le maximum (estimé pas observé) de 6700 mm étant relevé au niveau du plateau central du CHN (Escobar *et al.*, 1992).

Dans la façade orientale, les précipitations diminuent notablement, en raison du rôle de la topographie imposée par les sommets qui traversent le CHN en direction Nord-ouest – Sud-est. Cet effet est à l'origine des vents foehn. Leur présence a pour effet d'engendrer une forte diminution des précipitations annuelles à l'image de celle relevée pour la station *Cochrane* atteignant seulement 700 mm. Cette différence de est notamment mise en évidence par Enomoto et Nakajima (1985) qui, en réalisant des observations météorologiques sur le glacier *San Rafael* et sur le glacier *Soler* a mesuré un fort gradient de précipitations.

Différemment, on observe sur la Figure 5, que la température annuelle ne présente pas de gradients significatifs et la moyenne annuelle est assez stable d'une station à une autre au niveau de la température annuelle, oscillant entre 8°C et 9°C (A l'exception de *Balmaceda* où la moyenne annuel de température est de l'ordre de 6°C dû à un effet altitudinal car elle se localise à 520 m a.s.l.)

#### 1.1.3.2.3. L'effet de saisonnalité des températures et précipitations

Une autre différence entre les précipitations relevées entre les cotés Ouest et Est peut être attribué à l'effet de saisonnalité : à l'Ouest (au Sud de 46° S), les précipitations présentent des niveaux similaires tout au long de l'année (voir la station *Cabo Raper* en Figure 6) alors qu'à l'Est, la précipitation suit une évolution saisonnière plus marquée (voir stations *Cochrane* et *Los Ñadis*). Cet effet de saisonnalité est encore plus marqué dans les stations *Chile Chico*, *Balmaceda*, *Puerto Aysén* et *Coyhaique T.V.*

La température moyenne mensuelle minimale est notamment plus haute du côté Ouest (elle ne descend pas de 6°C) que du côté Est, alors que la température moyenne maximale est similaire (environ 12°C) des deux cotés. Ceci induit une variation des températures moyennes maximales et minimales d'environ 5°C côté Ouest alors qu'à l'Est (où l'on trouve des températures hivernales plus froides proches à 0°C), elle atteint les 12°C. Ceci est dû que dans la partie orientale du CHN il existe un climat continental alors que du côté occidentale prédomine un climat maritime.

#### 1.1.3.2.4. Mise en évidence des cycles de variabilité

Pour la majorité des stations météorologiques, la période d'observations débute dans les années 1960 ou 1970 (à l'exception de *Cabo Raper* pour laquelle on dispose d'observations plus anciennes), soit environ 30 ou 40 ans d'observations. Ces séries de données sont trop courtes pour mettre en évidence des tendances, néanmoins il est possible d'extraire des informations importantes concernant la variabilité des précipitations et des températures

Pour l'étude de l'évolution des températures, outre les données issues des stations météorologiques, les données issues du *Réanalyse de Réanalyse Centers for Environment Prediction (NCEP) – National Center for Atmospheric Research (NCAR)* ont été étudiées. Ces données sont calculées dans des grilles de 2,5° de résolution pour 17 niveaux de pression atmosphérique de 10 à 1000 hPa. Deux grilles (72.5°W \* 47.5°S et 75°W \* 47.5°S) ont été évalué. Etant donné l'absence de différences significatives de températures entre les deux, les données ici évaluées correspondent à celles de la grille 72.5°W \* 47.5°S qui couvre l'ensemble du CHN. Elles sont été extraites au niveau des lignes de pression de 850 hPa (1699 m au dessus du niveau de la mer) et 1000 hPa (niveau de la mer).

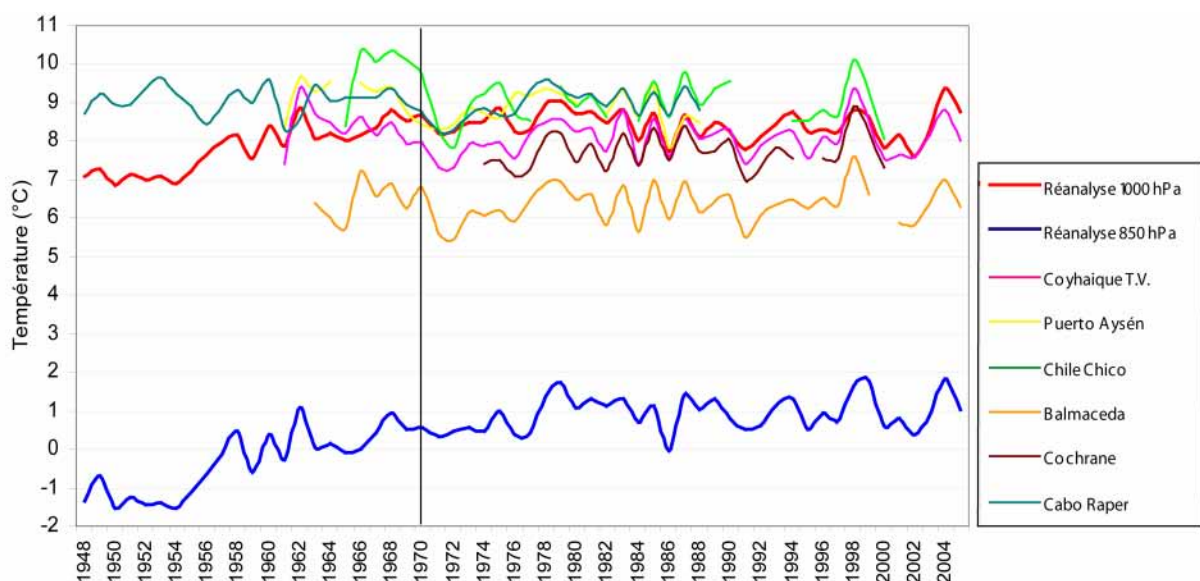


Figure 7. Comparaison de la température inter-annuelle issue du modèle Réanalyse avec la température inter-annuelle des stations météorologiques.

(Coyhaique T.V., Puerto Aysén, Chile Chico, Balmaceda, Cochrane et Cabo Raper).

Les fluctuations inter-annuelles de données de températures de *Réanalyse NCEP/NCAR* fournies pour la période 1948- 2005 ont été comparées à celles observées à partir des mesures de stations météorologiques (Figure 7). Cette analyse met en évidence que les fluctuations inter-annuelles mesurées pour les stations *Coyhaique Teniente Vidal, Puerto Aysén, Chile Chico, Balmaceda, Cochrane* et *Cabo Raper* sont similaires à celle obtenues par *Réanalyse NCEP/NCAR*, mais seulement à partir de l'année 1970. Les similarités s'avèrent encore plus visibles à partir de l'année 1979, année durant laquelle les observations satellitaires ont été incluses pour le calcul des températures Réanalysées (Kalnay *et al.*, 1996). Compte tenu du fait que la comparaison des fluctuations ne montrent pas de différences significatives depuis l'année 1970 et que les coefficients de détermination calculés entre 6 stations météorologiques et les données de *Réanalyse*

*NCEP/NCAR* varient de  $R^2=0,7$  à  $R^2=0,79$  (à 850 hPa) et de  $R^2=0,82$  à  $R^2=0,92$  (à 1000 hPa), (Tableau 1) on considère que les données de *Réanalyse NCEP/NCAR* sont valable pour l'étude du CHN à partir de 1970. L'évaluation précises de la qualité de données de *Réanalyse NCEP/NCAR* avant 1970 est difficile dû au manque de données issues des stations météorologiques.

Entre l'année 1970 et l'année 2005, on observe une température stationnaire, avec cependant une année où la température est particulièrement haute : l'année 2004.

Station météorologique	R <sup>2</sup> (stations météo et temp. Réanalyse)		Temp. Stations Météo		Temp. Réan. 850 hPa		Temp. Réan. 1000 hPa	
	Temp. Réan. 1000 hPa	Temp. Réan. 850 hPa	Moy. Mens.	Ecart Type	Moy. Mens.	Ecart Type	Moy. Mens.	Ecart Type
Coyhaique T.V.	0,92	0,77	8,13	4,19	0,80	2,45	8,41	3,38
Puerto Aysén	0,92	0,79	8,84	3,51	0,76	2,43	8,45	3,45
Chile Chico	0,86	0,7	8,92	4,98	0,77	2,44	8,43	3,47
Balmaceda	0,91	0,76	6,30	4,23	0,82	2,46	8,41	3,40
Cochrane	0,89	0,74	7,72	4,65	0,89	2,48	8,42	3,50
Cabo Raper	0,82	0,75	9,01	2,01	0,20	2,54	8,12	3,40

**Tableau 1. Coefficients de détermination entre la température enregistrée aux stations météorologiques et celle issue de Réanalyse et leurs écart type.**

Concernant les précipitations, on n'observe pas de tendance généralisée sur l'ensemble des stations. En revanche, pour les stations *Coyhaique T.V.* et *Puerto Aysén* ; on peut noter une diminution jusqu'à 1973 et 1976, respectivement, puis une phase de stabilisation jusqu'à fin de la période observée. Dans les stations *Chile Chico*, *Balmaceda*, *Los Ñadis* et *Cochrane*, on observe des augmentations et des diminutions de la précipitation, celles-ci semblent représenter des cycles de variabilité.

Pour la station *Cabo Raper*, on observe une diminution de la précipitation depuis l'année 1934 et jusqu'à l'année 1970.

## 1.2. PRINCIPES ET METHODES

### 1.2.1. Les glaciers : des indicateurs climatiques

#### 1.2.1.1. Les parties composantes d'un glacier

La formation d'un glacier est engendrée par l'accumulation de neiges durant plusieurs hivers consécutifs et restant pérennes au cours des étés qui se succèdent (Oerlemans, 2001). Cette neige reste soumise à une pression constante provoquée par son propre poids, permettant ainsi la transformation en glace, matériau élémentaire constitutif du glacier. Dès lors que la glace est assez épaisse, elle s'écoule sous l'influence de la force de gravité.

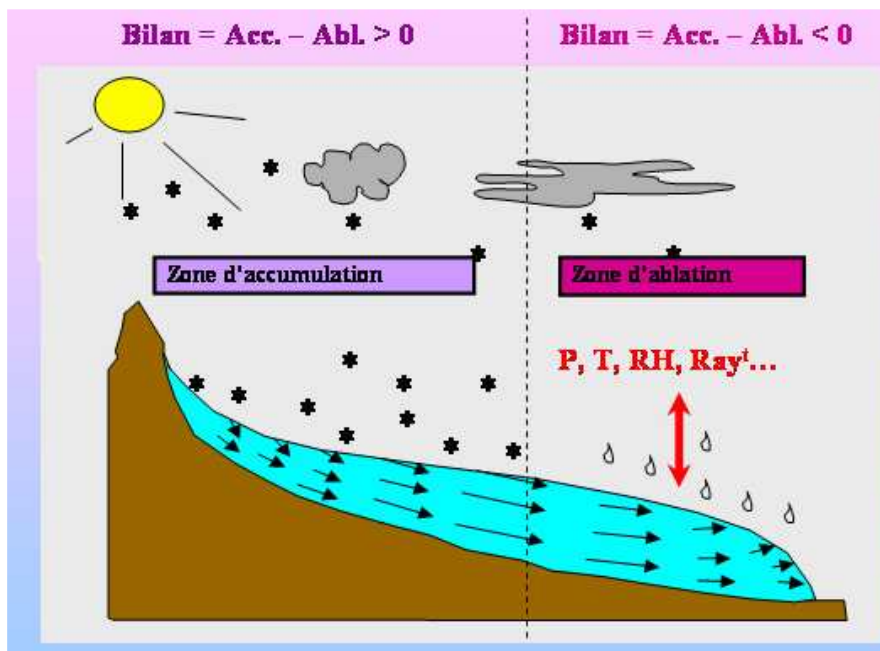


Figure 8. Coupe schématique des deux zones principales d'un glacier. La ligne noire segmentée représente la ligne d'équilibre du glacier.

Un glacier se compose de plusieurs zones (Figure 8). Depuis la partie la plus haute à la partie la plus basse du glacier, on retrouve **la zone d'accumulation** caractérisée par une accumulation de neige excédant l'ablation. La ligne imaginaire qui sépare la zone de neige humide et la zone de glace superposée est définie par **la ligne de neige**. A la fin de la saison d'été la ligne de neige peut être considéré comme la **ligne d'équilibre** (equilibrium line altitude ELA). Celle-ci est particulièrement importante dans le cadre d'études relatives aux balances de masse en raison du



fait que cette ligne de glacier présente un gain net de masse tout au long de l'année contrairement à la zone située sous cette ligne dans la **zone d'ablation qui admet** une perte de masse nette.

### 1.2.1.2. Relations glacier-climat

#### 1.2.1.2.1. Le Bilan de masse

Le calcul du **bilan de masse** permet d'estimer le changement de masse d'un glacier (en définissant le stock de glace) et d'identifier la distribution de ce changement dans l'espace et dans le temps et plus particulièrement à l'échelle saisonnière et annuelle (Paterson, 1994). Les pertes ou les gains de masse sur une période donnée sont généralement exprimées en « épaisseurs équivalentes d'eau » mesurées en mètres m w.e. (meter water equivalent) (Lliboutry, 1956). À travers ce bilan, on peut donc estimer la quantité d'eau stockée dans un glacier et celle libérée dans la saison d'été. Le bilan de masse est obtenu par la soustraction des taux d'accumulation et d'ablation. L'équation de bilan de masse annuel (se mesurant à la fin de la saison d'ablation) est la suivante (Paterson, 1994): 28) :

$$b_a = b_w + b_s = c_w + a_w + c_s + a_s = \int_{t_1}^{t_m} (\dot{c} + \dot{a}) dt + \int_{t_m}^{t_2} (\dot{c} + \dot{a}) dt$$

où :

$b_a$ : le bilan de masse annuel ;  $b_w$ : bilan de masse d'hiver;  $b_s$ : bilan de masse d'été;  $c_w$ : accumulation d'hiver;  $a_w$ : ablation d'hiver;  $c_s$ : accumulation d'été,  $a_s$ : ablation d'été;  $c$ : taux d'accumulation;  $a$ : taux d'ablation;  $t_1$  à  $t_m$ : période hivernale ;  $t_m$  à  $t_2$ : période estivale. Dans le CHN :  $t_1$ : 1<sup>st</sup> avril;  $t_m$ : 1<sup>st</sup> Octobre,  $t_2$ : 31<sup>st</sup> Mars.

Le bilan de masse à la fin de l'année étudiée correspond au bilan de masse net.

La densité de la neige et la glace déterminent la quantité d'eau finale. Dans la zone d'ablation, la densité de la glace est constante (Oerlemans, 2001). Néanmoins, dans la zone d'accumulation, on retrouve des valeurs de densité variables, imposant une mesure in situ.

L'évolution du stock de glace contenu dans un glacier (son bilan de masse) est directement liée aux variations d'accumulation (donc fonction des précipitations) et de l'ablation (donc des flux énergétiques et des températures). Les séries de bilan de masse glaciaire et la distribution spatiale de ces bilans permettent donc de détecter des changements climatiques. (Berthier, 2005b).

La ligne d'équilibre définie précédemment représente un paramètre essentiel pour déterminer la distribution spatiale du bilan de masse. Celle-ci permet la connexion tous les points du glacier présentant un bilan de masse égal à zéro. Face aux changements climatiques, la ligne d'équilibre (ELA) fluctue en altitude, la détermination de l'altitude de cette ligne s'avère donc essentielle pour

la caractérisation du fonctionnement du glacier. Des études établissant la relation entre la ELA et le bilan de masse ont été réalisées sur plusieurs glaciers distribués sur des régions distinctes (Oerlemans, 2001). Celles-ci mettent en évidence le fait que pour les glaciers étudiés, cette relation se traduit en une diminution du bilan de masse avec une augmentation de l'altitude de la ligne d'équilibre.

#### 1.2.1.2.2. Bilan d'énergie

Les glaciers étudiés dans cette thèse sont de type tempérés, ce qui signifie que leur température est celle du point de fusion de la glace. Ainsi, toute modification des flux énergétiques à leur surface ne peut se traduire, ni par une variation de température de surface, ni par une variation de température de la masse du glacier, mais par un changement de phase. Par conséquent, toute modification du bilan énergétique de surface se traduit directement au niveau du bilan de masse du glacier qui enregistre des petites variations des variables météorologiques. Le bilan de masse de ces glaciers est un indicateur quasi-instantané puisque tout apport supplémentaire d'énergie doit produire un changement de masse (Berthier, 2005a).

#### 1.2.1.2.3. Fluctuations du front – dynamique glaciaire

Les variations de masse qui se produisent au sein d'un glacier tempéré ne peuvent pas s'exprimer de manière instantanée par leur front puisque l'adaptation d'un glacier face à un changement de masse s'étend sur plusieurs années. Ainsi, le terminus d'un glacier peut avancer ou reculer comme le résultat de changements passés, même si son bilan de masse net de l'année en cours est zéro (Paterson, 1994). Néanmoins, si le bilan net de zéro est maintenu stable durant plusieurs années, les dimensions du glacier resteront constantes. Le glacier est donc en *steady state* et ses dimensions devront rester constantes. Le **temps de réponse** est défini comme le temps que prend un glacier pour s'adapter à un changement au niveau de son bilan de masse. Cependant, sur une période du temps étendue (quelques décennies), l'étude de la variation des fronts des glaciers peut contenir des informations importantes dans le cadre de l'étude des changements climatiques.

Mais il faut tenir en compte, d'une part que chaque glacier possède ainsi sa propre dynamique qui est à la fois fonction de la topographie, du socle rocheux, de son inclinaison ou encore de la présence ou non d'eau au niveau de son socle. D'autre part, il est nécessaire de préciser que le type de front d'un glacier est fortement déterminé par les caractéristiques topographiques du milieu où il s'insère.

Selon Lliboutry (1964), lorsque le glacier évacue l'excédent de précipitation deux cas sont possibles : (i) soit l'ablation par les agents atmosphériques est de plus en plus forte, alors le débit finit par s'annuler. (Une augmentation du débit à évacuer se traduira par une avancée du front jusqu'à une zone plus basse, où l'ablation est plus forte);(ii) soit le glacier se termine dans un fjord ou un lac par une falaise d'où se détachent des morceaux de glace (« *calving glaciers* »). Les glaciers qui se terminent dans la mer (ou dans un fjord) sont appelés glaciers *tidewater* (glaciers marins) et ceux qui se terminent dans une eau douce sont appelés glaciers *freshwater*. (Figure 9)

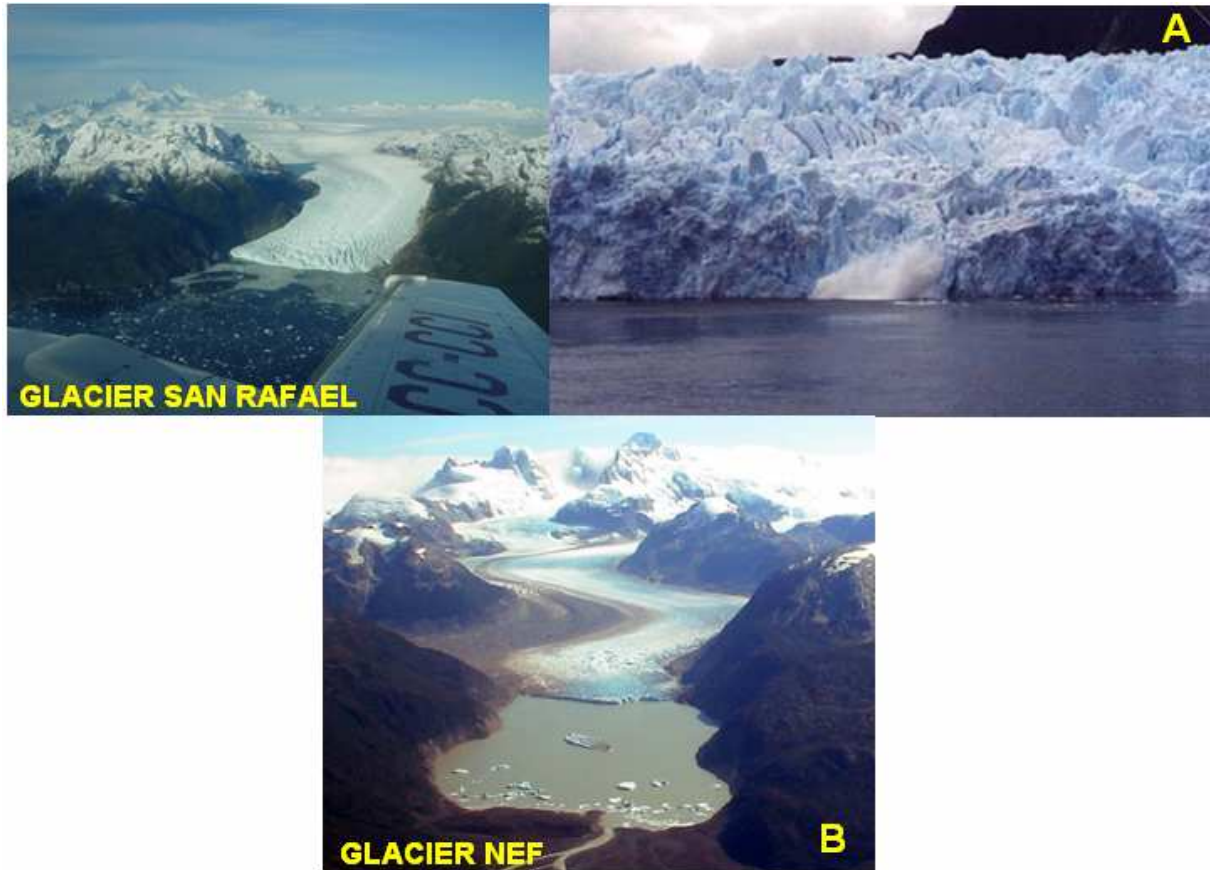


Figure 9. A, détachement d'un iceberg du glacier San Rafael (de type *tidewater*). B, des icebergs détachés du glacier Nef (de type *freshwater*).

La plupart des fronts des glaciers du CHN mais aussi des champs de glace environnants, vèlent (Warren et Aniya, 1999). L'ablation au front dans ce type de glaciers relève de plusieurs mécanismes (Lliboutry, 1964) :

- l'ablation par les agents atmosphériques
- la fonte au contact de l'eau salée de l'océan, s'il s'agit de glace tempérée
- le sapement de la base de la falaise par les vagues
- l'effondrement de la partie de la falaise au-dessus des flots, suite aux deux processus précédents

- le détachement, sous l'effet de la poussée d'Archimède, de la plateforme immergée qui en résulte
- le détachement des grands icebergs par suite d'un crevassement poussé d'un glacier, dû à la présence d'un seuil rocheux. C'est le processus prédominant dans les fjords et autour des lacs.

Les glaciers qui vèlent ont la particularité d'être contrôlés par deux types de facteurs : les facteurs climatiques et les facteurs non climatiques. Les facteurs climatiques régissent le système glaciaire à une échelle globale et le plus souvent gouvernent l'avancé ou le recul de ces glaciers. Les paramètres climatiques prédominants sont la précipitation et la température. Celles-ci sont déterminantes dans le cycle du glacier car elles influencent directement les deux variables suivantes : (i) l'ELA. Les glaciers commencent à vèler et à reculer quand l'ablation en dessous de l'ELA est plus importante que l'accumulation au dessus de l'ELA ; (ii) l'AAR (le ratio entre la surface d'accumulation et la surface totale du glacier). Quand l'AAR passe en dessous de 0,6, le glacier commence aussi à reculer et à vèler (Powell, 1991).

Les glaciers qui vèlent sont également soumis à des forces liées à un certain nombre de facteurs non climatiques (Warren, 1992). Par exemple, (i) **la profondeur de l'eau**, les glaciers qui vèlent présentent un retrait rapide et un taux de vèlage linéaire, au fur et à mesure que la profondeur du fjord ou de la lagune augmente car il y a une perte de stabilité au niveau du front. Un des résultats de cette perte de stabilité est la formation et le décrochement des icebergs favorisé par la formation des crevasses ; (ii) **l'épaisseur de glace au niveau du terminus**, une glace moins épaisse est également un signe de moindre stabilité. (iii) **la géométrie du fjord** pour le cas des glaciers du type *tidewater*. Ceux-ci ne peuvent compenser un excédent de précipitation en descendant plus bas dans la vallée, là où l'ablation est plus forte. C'est donc l'aire de la zone d'ablation qui devra croître, et le front devra avancer beaucoup plus que n'a avancé la ligne de neige. Le glacier avancera jusqu'à posséder un front plus étendu, qui soit suffisamment attaqué par la mer.

Selon Lliboutry (1964), un fjord comporte en général une succession de bassins élargis et surcreusés. C'est aux extrémités amont de ces bassins, là où le glacier peut s'étaler tout en s'amincissant, qu'un front stable peut s'établir. Alors une avancé du front :

- fait croître la largeur du front et donc l'ablation
- fait flotter l'extrémité du glacier qui se détache aussitôt en grands icebergs par suite du crevassement.

La géométrie du fjord accélère les taux du vèlage. Quand le glacier atteint un certain point dans sa phase du recul, il n'est plus contrôlé par les facteurs climatiques jusqu'à l'arrivée d'une partie plus étroite du fjord qui permettra une nouvelle stabilisation du front (Figure 10).

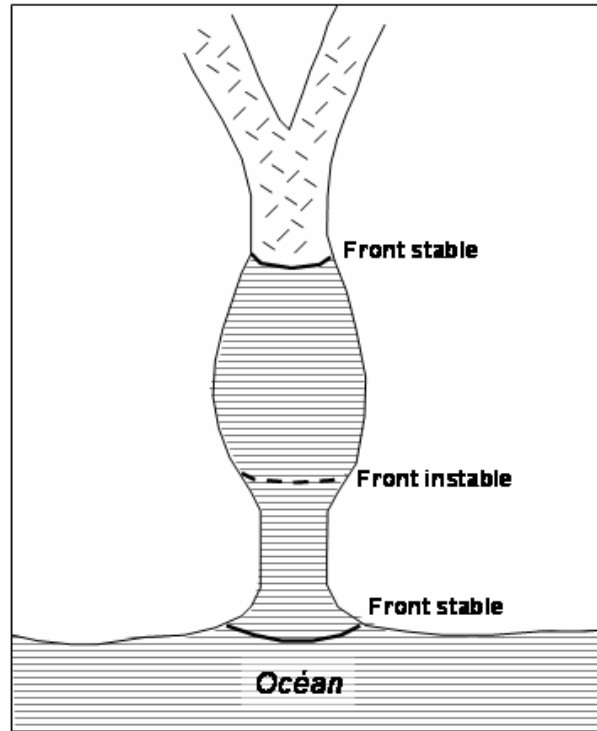


Figure 10. Avancé d'un glacier du type tidewater dans un fjord.

Une loi universelle de vèlage n'a pas pu être établie compte tenu de la nature multivariée des glaciers qui vèlent, de leur variabilité spatio-temporel ainsi que le manque de données lié à la difficulté et au danger imposé par l'environnement de ces types de glaciers. Les études développées jusqu'à présent révèlent que les fluctuations du front d'un glacier *tidewater* diffèrent fortement de celles d'un glacier de type *freshwater*. Par exemple, Benn *et al.* (2007) montrent que les taux de vèlage des glaciers *freshwater* sont moindres que celles des glaciers *tidewater*.

### 1.2.1.3. Relation glacier-climat et échelles de temps associés

Afin de relier l'évolution des glaciers à celle du climat (analysé par les fluctuations des précipitations et de la température), il est indispensable de tenir compte des échelles de temps. Ainsi un bilan de masse saisonnier et annuel peut être relié à la **variabilité climatique** définie comme l'évolution du climat sur une échelle de temps relativement courte (moins de dix ou vingt ans). Celle-ci peut notamment être mesurée en intra ou en interannuel. Lorsqu'il s'agit de

conditions atmosphériques maintenues dans le temps à une échelle qui dépasse au moins trente années, on peut alors considérer cette évolution en termes de **changements climatiques**. Un des exemples probants permettant de mettre en évidence ce changement climatique est l'augmentation de la température particulièrement médiatisée à l'heure actuelle.

L'évolution des glaciers peut représenter un bon indicateur de ces changements climatiques, à condition de les suivre aux échelles de temps correctes. Ainsi le bilan de masse devrait être étudié sur une longue période et il en va de même pour les fluctuations de surface des glaciers. Dans le cas de l'étude des fluctuations du front, il faut tenir compte du temps de réponse des glaciers et considérer au moins 30 années d'observation.

Les mesures *in situ* de l'évolution des glaciers sont souvent impossibles à réaliser, en raison des contraintes imposées par la topographie traduisant ainsi les difficultés d'accessibilité. Dans le cas du CHN, cette difficulté d'accès est d'autant plus accentuée que sa taille et les conditions climatiques extrêmes régnant sur place (précipitations importantes et vents violents) empêchent un suivi direct. La télédétection s'avère dans ce cadre représenté un outil précieux pour son étude.

### **1.2.2. Télédétection appliquée à l'étude de la neige et de la glace**

La télédétection représente une discipline scientifique regroupant l'ensemble des connaissances et des techniques utilisées pour l'observation, l'analyse, l'interprétation et la gestion de l'environnement, à partir de mesures et d'images obtenues à l'aide de plates-formes aéroportées, spatiales, terrestres ou maritimes ; elle suppose donc l'acquisition d'informations à distance, sans contact direct avec l'objet détecté (Bonn et Rochon, 1993).

La télédétection aérienne et satellitale s'avèrent donc être des outils clés pour le suivi des glaciers du CHN. L'émergence de la télédétection ces dernières années a permis d'offrir une vue générale de l'ensemble du champ de glace, permettant ainsi de quantifier ces glaciers, mesurer leurs surfaces et la position des fronts et encore calculer leurs pertes de volume.

Cette discipline s'est considérablement développée avec l'apparition des images satellites (télédétection dite « spatiale ») qui, contrairement aux photos aériennes, couvrent le monde entier à des espaces temps réguliers : ceci représente un avantage fondamental pour observer l'évolution des milieux naturels.

Il existe essentiellement deux types d'images satellites: les images radar et les images optiques. L'utilisation des images radar dans les zones de montagne reste délicate en raison des problèmes d'inversion du relief (Chuvieco, 2000). Grâce toutefois aux capacités de pénétration des

nuages par le signal radar, ces images offrent beaucoup d'avantages. Dans le cadre de l'étude des glaciers du CHN, seuls donc ont été utilisés les images optiques.

### 1.2.2.1. Réponse de la neige et de la glace dans le domaine optique du spectre électromagnétique

Le domaine optique du spectre électromagnétique correspond aux longueurs d'onde directement dépendantes de l'énergie solaire émise. Sur ce domaine spectral, parmi les différents éléments qui composent la couverture terrestre, la neige représente l'élément dont la réflectance est la plus élevée. Celle-ci reflète en effet la plupart (90% voire plus) de l'énergie incidente à diverses longueurs d'onde. Au contraire, l'eau absorbe la plupart de l'énergie qu'elle reçoit. Enfin, la végétation présente une réflectance basse dans le spectre visible.

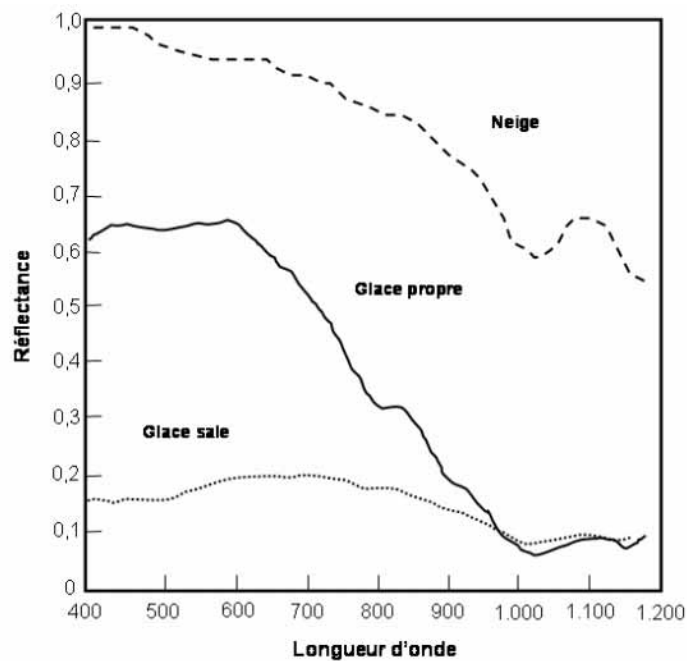


Figure 11. Réflectance de la neige et de la glace dans le domaine visible et infra rouge du spectre électromagnétique.

D'après (Chuvienco, 2000).

Les facteurs qui déterminent la réflectance de la neige sont : la taille du grain, la profondeur, la densité de la couche de neige, le niveau d'impuretés qu'elle contient ainsi que son contenu en eau. D'autre part, la glace présente elle aussi une réflectance haute, mais moindre que la neige (Figure 11). Sa réflectance est pour sa part conditionnée par la quantité des sédiments qu'elle possède à sa surface. Ainsi la réflectance de la neige est non seulement plus élevée que celle de la glace qui elle-même est supérieure à la réflectance de la glace sale Figure 11. Dans ces trois cas,

leurs réflectances élevées descend dans le proche infrarouge et plus clairement dans infrarouge moyen.

### **1.2.2.2. Capteurs passifs de télédétection**

Un capteur passif est défini comme celui qui ne possède pas sa propre source d'énergie, il est par conséquent dépendant de la lumière du soleil.

Pour l'étude des ressources naturelles, l'événement le plus significatif dans l'histoire de la télédétection est le lancement du premier satellite de la série ERTS (Earth Resources Technology Satellite) de la NASA en juillet 1972. Ce projet, appelé Landsat, vit un deuxième lancement en 1975. Après cette étape, d'autres satellites firent leur apparition, notamment le satellite de la série SPOT (Satellite Probatoire d'observation de la Terre) conçu par le Centre Nationale d'Etudes Spatiales (CNES), en collaboration avec la Belgique et la Suède, ou encore les satellites mis en orbite par la NASA dans le cadre du *Earth Observing System* (EOS).

L'ensemble des caractéristiques principales des images utilisées dans cette thèse, à savoir, MODIS, ASTER, LANDSAT et SPOT ainsi que les bandes utilisées et les longueurs d'onde respectives seront décrites ultérieurement dans les chapitres suivants.

### **1.2.2.3. Applications de la télédétection en glaciologie**

Avant toute application, des corrections de base doivent être appliquées sur une image satellite. Il existe essentiellement deux types de corrections à appliquer sur les images satellites quelque soit le type décrit antérieurement :

La **correction radiométrique** consiste à modifier les comptes numériques originaux afin d'approcher leur valeur à ceux obtenus dans le cas d'une réception idéale. Son application permet de corriger les problèmes dus au mauvais fonctionnement du capteur.

La correction géométrique consiste à modifier la position des pixels. Cette correction s'avère essentielle pour la superposition de plusieurs données spatiales. On retrouve trois formes de corrections géométriques : (i) la correction orbitale où les sources d'erreur connues sont modélées (pour cela, il faut connaître en détail les caractéristiques orbitales de la plateforme et les caractéristiques spécifiques du capteur), (ii) la correction géométrique, à partir des points de contrôle, (iii) la correction géométrique de l'effet topographique est appliqué lorsque les déformations de l'image sont directement reliés au relief. Elle doit s'appliquer en utilisant un Modèle Numérique de Terrain (MNT).



Actuellement, la télédétection est une discipline fondamentale pour le développement de la glaciologie (Bindschdler *et al.*, 2001) car elle permet de mieux connaître les caractéristiques des zones glaciaires qui sont très souvent inaccessibles et de grandes tailles (Bamber et Rivera, 2007, Kääb, 2002). Elle permet aussi un suivi temporel systématique qui devient de plus en plus précis, notamment grâce à l'amélioration des résolutions spatiale (taille du pixel) et spectrale (nombre des bandes et longueurs d'onde). Les glaciers sont aujourd'hui de plus en plus étudiés à partir d'images satellites.

On peut notamment citer la reconnaissance des glaciers et la délimitation de leur bassin (à l'aide d'un MNT) permettant ainsi le calcul des surfaces glaciaires (Bishop *et al.*, 1998) et la réalisation d'inventaires (Paul, 2001). De plus, l'enregistrement en continu permet d'analyser l'évolution temporelle des surfaces des glaciers mais aussi la détermination de la position de leur front et l'estimation de leur longueur.

La télédétection favorise aussi la construction des MNT permettant ainsi l'estimation des épaisseurs (Berthier *et al.*, 2004) puis des volumes dans les zones d'accumulation et d'ablation (Rignot *et al.*, 2003) et finalement l'évaluation du bilan de masse (Jaenicke *et al.*, 2006).

L'utilisation des MNT facilite en outre l'étude de la dynamique des glaciers puisque ils permettent de calculer leur vitesse, paramètre difficilement mesurable sur le terrain (Berthier, 2005b, Berthier *et al.*, 2003, Kääb, 2005, Racoviteanu *et al.*, 2007)

La télédétection permet également d'étudier la fluctuation de la ligne de neige qui correspond à un indicateur important de l'état du glacier, puisqu'à la fin de l'année hydrologique (fin Mars pour le CHN) elle peut être considérée comme la ligne d'équilibre. Si l'altitude de la ligne d'équilibre augmente systématiquement dans le temps, cela signifie que le bilan de masse du glacier décroît dans le temps. Le positionnement de cette ligne demande une distinction précise de la zone d'accumulation de celle d'ablation, tâche particulièrement délicate (De Angelis *et al.*, 2006, Hall *et al.*, 1987). Ceci nécessite une combinaison des bandes telle que des compositions colorées ou encore l'application des indices. Le calcul d'un indice en télédétection consiste à faire le ratio, pixel par pixel, de comptes numériques de bandes d'une même image. Ces indices, qui peuvent parfois être normalisés (la différence de deux bandes divisé par leur addition), ont pour objectif d'améliorer la discrimination des couvertures avec des réflectances contrastées. Pour l'étude de la surface enneigée, l'indice *Normalized Difference Snow Index* (Dozier et Marks, 1987, Hall et al., 2002) et le ratio de bandes Rouge/PIR ont été utilisés ici pour l'identification et la mesure postérieure de la surface enneigée du CHN. Son suivi dans le temps nous a permis aussi d'extraire une précieuse information quant au positionnement de la ligne d'équilibre et de ses fluctuations.

Avant d'exposer ces travaux au sein du chapitre 3, nous présentons dans le chapitre 2 une étude des fluctuations de longueur des glaciers au sud de l'Amérique du Sud, étude essentiellement basée sur l'interprétation d'images satellite Landsat et ASTER.

## Chapitre 2. Le *Campo de Hielo Norte* dans un contexte régional de recul des glaciers

La Cordillère des Andes au sud du 46ème parallèle de latitude sud abrite les deux ensembles de glace les plus importants de l'hémisphère Sud (à part l'Antarctique): le Champ de Glace Nord (*Campo de Hielo Norte*, CHN) et le Champ de Glace Sud (*Campo de Hielo Sur*, CHS). Ces deux champs de glace se localisent en Patagonie (région située entre 45° et 53° de latitude sud). Plus au sud, dans la région de la Terre du Feu (*Tierra del Fuego*), se localise le troisième ensemble glaciaire le plus important d'Amérique du Sud : le champ de glace de la Cordillère de Darwin (*Campo de Hielo de la Cordillera Darwin*, CHCD).

Plusieurs études sur les variations des fronts et des surfaces glaciaires ont été réalisées sur le CHN, le CHS et la CHCD. Il s'avère être essentiel, aussi bien en termes glaciologique que climatique, de savoir comment ont fluctué les glaciers de ces grands champs de glace, et de quelle manière ces fluctuations s'insèrent dans un contexte régional. Pour cela on a étudié l'évolution de longueur des glaciers.

Les principales questions scientifiques auxquelles nous avons cherché des réponses sont les suivantes : (i) comment les glaciers de CHN ont-ils évolué depuis 1945 ? (ii) est-ce que les champs de glaces environnants ont évolué de la même manière ? (iii) quelles sont les conditions climatiques auxquelles ces champs de glace ont été soumis ?

L'objectif de ce chapitre est de présenter les fluctuations de longueur des glaciers du CHN, d'une part, en les comparant avec celles du CHS et de la CHCD entre 1945 et 2005, et d'autre part, de décrire les conditions climatiques (température et précipitation) des sites d'étude à partir des données météorologiques disponibles.

Plusieurs études des fluctuations du front des glaciers ont déjà été publiées pour le CHN et le CHS (cf infra). Le choix de recalculer toutes les longueurs depuis 1945 est fondé essentiellement sur deux raisons : (i) les critères de prise en compte par les auteurs précédents sont souvent méconnus ; or les fronts de ces glaciers revêtent des formes très variées et leurs fluctuations varient souvent selon qu'on se trouve au centre ou sur les cotés du glacier. En conséquence, les mesures doivent être faites en prenant compte toujours le même critère chaque année et pour tous les glaciers à étudier. (ii) Afin de pouvoir ramener les fluctuations du front aux dimensions

réelles des glaciers, une référence à leur longueur totale est nécessaire. Or, cette information n'est pas toujours fournie dans la littérature qui concerne les variations du front. Cette mesure, pour laquelle plusieurs critères peuvent être pris en compte, varie d'un auteur à l'autre.

Néanmoins, les résultats obtenus par ces différents auteurs n'ont pas été ignorés. A titre d'exemple, le Tableau 2 montre que les fluctuations de front de plusieurs glaciers distribués au CHN, CHS et CHCD calculées par (Aniya, 2001, Aniya *et al.*, 1992, Holmlund et Fuenzalida, 1995, Naruse et Aniya, 1991, Naruse *et al.*, 1987, Warren et Sugden, 1993) sont du même ordre de grandeur que nos estimations. La différence plus importante est celle observée pour le glacier Steffen, outre l'erreur spatiale implicite de nos mesures, on pense que cette différence est due à la prise en considération des critères différents comme on verra à continuation.

Travaux précédents (longueur en km)				Longueurs obtenues dans cette étude (km)		Différence
Upsala	1945 - 1986	2,60	(Aniya <i>et al.</i> , 1992)	1945 - 1984	2,40	0,20
Jorge Montt	1945 - 1986	2,20	(Aniya <i>et al.</i> , 1992)	1945 - 1984	2,02	0,18
O'Higgins	1947 - 1976	9,80	(Naruse et Aniya, 1991)	1945 - 1976	9,31	0,49
Tyndall	1945 - 1975	3,50	(Naruse <i>et al.</i> , 1987)	1945 - 1979	3,58	0,08
Viedma	1947 - 1992	0,00	(Warren et Sugden, 1993)	1945 - 1999	0,01	0,01
Piscis	1945 - 2000	0,95	(Aniya, 2001)	1945 - 2001	0,93	0,02
Pared Norte	1945 - 2000	1,80	(Aniya, 2001)	1945 - 2001	2,14	0,34
Nef	1945 - 2000	3,36	(Aniya, 2001)	1945 - 2001	3,39	0,03
leones	1945 - 2000	0,30	(Aniya, 2001)	1945 - 2001	0,15	0,15
Steffen	1945 - 2000	3,50	(Aniya, 2001)	1945 - 2001	2,11	1,39
HPN1-	1945 - 1975	1,40	(Aniya, 2001)	1945 - 1979	1,40	0,00
Gualas	1975 - 1986	0,25	(Aniya, 2001)	1979 - 1985	0,22	0,03
Stopanni	1943 - 1993	0,50	(Holmlund et Fuenzalida, 1995)	1945 - 1984	0,87	0,37

Tableau 2. Comparaison entre les estimations des variations de front des glaciers faites par d'autres auteurs et nos résultats.

Dans le cas particulier de cette étude, la longueur des glaciers est représentée par une ligne théorique selon cinq critères : (i) elle représente la plus longue distance parcourue par le glacier, (ii) les deux points extrêmes qui la définissent correspondent aux points le plus haut et le plus bas du glacier, (iii) elle suit une ligne de flux si elle existe, (iv) elle passe au milieu du front du glacier, (v) elle passe au milieu de la langue glaciaire. Les critères i, ii et iv considéré de base ont été toujours respectés.

## 2.1. DIFFICULTES LIEES AU CALCUL DE LA LONGUEUR DES GLACIERS ETUDIÉS

Le calcul de la longueur des glaciers est un problème complexe. Dans le cadre de notre étude, les principales difficultés rencontrées sont liées à la définition des bassins, à l'application de l'ensemble des critères qui définissent la longueur du glacier (i, ii, iii, iv et v) ainsi qu' aux incertitudes inhérentes aux données spatiales. En effet, notre estimation de la longueur des glaciers repose essentiellement sur l'interprétation des images satellite.

### 2.1.1. La définition des bassins

La définition des bassins du CHN, du CHS et du CHCD, se révèle une tâche particulièrement complexe. La plupart des limites sont très difficiles à identifier, voire impossibles. Ceci est principalement lié au manque de vision stéréoscopique de la zone d'accumulation et les limites peuvent de plus être couvertes de neige ou de glace dans la zone d'ablation. A notre connaissance, il n'existe aucune méthode de télédétection capable de palier ces obstacles. Par conséquent, dans notre cas d'étude, certaines limites ont dû être tracées de façon arbitraire comme l'illustre la figure 12 pour le cas des glaciers San Rafael et San Quintín ainsi que pour le cas des glaciers Bernardo, Occidental et O'Higgins.

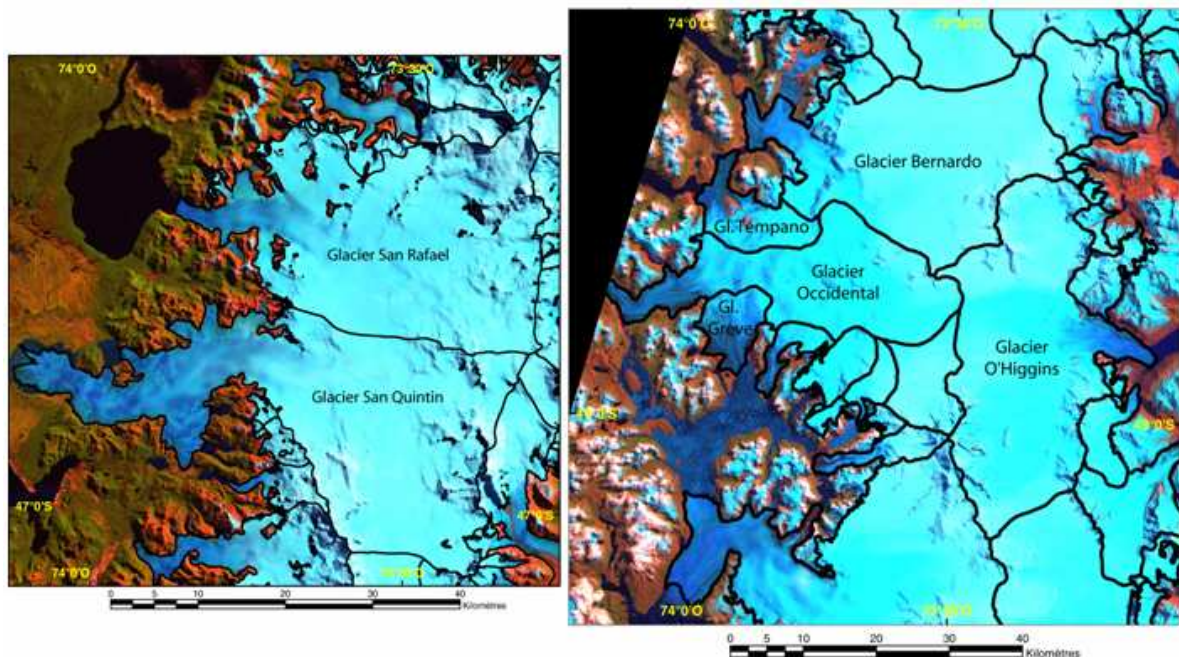


Figure 12. Ligne de division des glaciers San Rafael et San Quintín (à gauche) et des glaciers Bernardo, Occidental et O'Higgins (à droite).

### 2.1.2. L'application des critères

La détermination de la longueur des glaciers rencontre une difficulté supplémentaire liée à l'application de l'ensemble des critères définis préalablement. Ceci est principalement dû à la complexité des formes des glaciers (souvent avec des zones d'accumulation multiples mais aussi avec des fronts qui vèlent et très crevassés) ainsi qu'à leur très grande variabilité.

Les Figure 13, Figure 14 et Figure 15 montrent la ligne représentant la longueur des glaciers pour les cas particuliers du CHN, du CHS et du CHCD, respectivement. Par exemple, le glacier *Leones* du CHN (Figure 13A) est composé par trois zones contributives : elles sont bien séparées et elles aboutissent toutes les trois sur un front bien défini. Le choix de la zone contributive permettant de mesurer la longueur du glacier est dicté par la plus longue distance (critère (i)). D'ailleurs, ce critère a été considéré comme prioritaire quelque soit le glacier étudié. Dans le cas du glacier *Leones* du CHN (Figure 13A), tous les autres critères ont également été respectés.

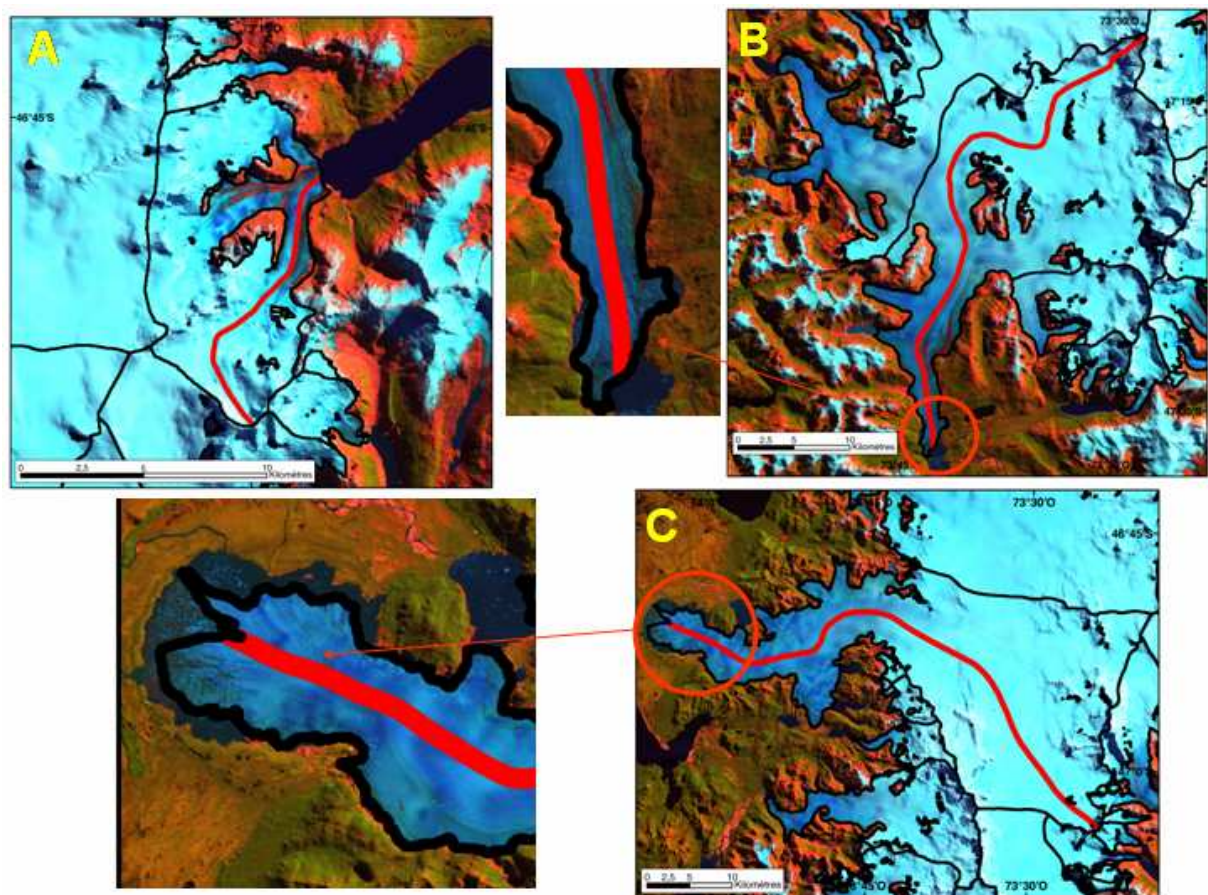


Figure 13. Mesure de la longueur des glaciers du CHN. A, glacier Leones. B, glacier Steffen. C, Glacier San Quintín.

Les glaciers *Steffen* et *San Quintín* du CHN et le glacier *Grey* du CHS présentent une situation différente comme l'illustrent les Figure 13B, 13C 14A. Les images satellite montrent que le recul de ces glaciers n'a pas été homogène. Dans de telles situations (non homogénéité du front), la définition de la ligne représentant la longueur des glaciers peut se révéler délicate. Le critère (iv) (milieu du front) a permis d'identifier une et une seule ligne. Ces exemples mettent en avant l'importance d'établir des critères bien définis.

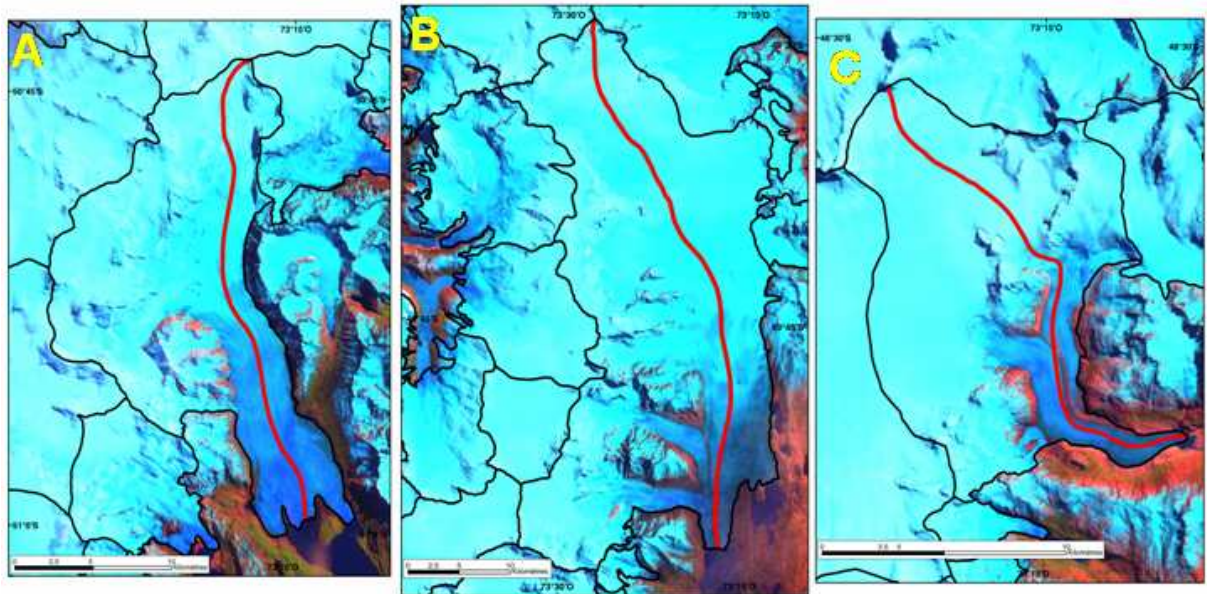


Figure 14. Mesure de la longueur des glaciers du CHS. A, glacier Grey. B, glacier Upsala. C, glacier Bravo.

Néanmoins, tous ces critères sont parfois difficiles à respecter. Par exemple, dans le cas du glacier *Upsala* (Figure 14B), la complexité de la géométrie décrite par la langue glaciaire rend délicate l'application simultanée des critères (iii) et (v) : la ligne reliant tous les milieux de cette langue s'écarte de la ligne représentative du flux naturel du glacier. Le cas du glacier *Bravo* illustré sur la Figure 14C décrit une situation comparable. Dans ces deux exemples (Figure 14B et 14C), nous avons privilégié la ligne de flux du glacier (respectant par ailleurs le critère prioritaire de la plus longue distance).

Dans le cas de la *Cordillera Darwin*, la mesure de la longueur des glaciers s'est révélée dans l'ensemble moins problématique. Ceci est notamment lié à la petite taille (comparée à celle du CHN et du CHS) de la plupart des glaciers (dans la grande majorité avec une unique zone contributive) ainsi qu'à la bonne définition des bassins. Néanmoins, quelques glaciers présentent encore des géométries complexes, rendant ainsi difficile le respect de l'ensemble des critères. Citons à titre d'exemple les cas des glaciers CDI-08 et CDI-01. Le premier présente plusieurs

zones contributives, une forme aplatie et une zone d'ablation petite comparativement à la surface totale du glacier. La ligne représentant la longueur du glacier CDI-08 a pour extrémité basse le milieu du front (critère iv), correspond à la plus longue distance parcourue (critère i), mais a dû être tracée en sens opposé à la ligne de flux qui apparaît clairement au niveau de la langue glaciaire. La difficulté soulevée par l'exemple du glacier CDI-01 (Figure 15B) est liée à la présence de fronts multiples. Le critère prioritaire de la plus longue distance a permis de choisir le front définissant l'extrémité basse de la ligne représentant la longueur du glacier.

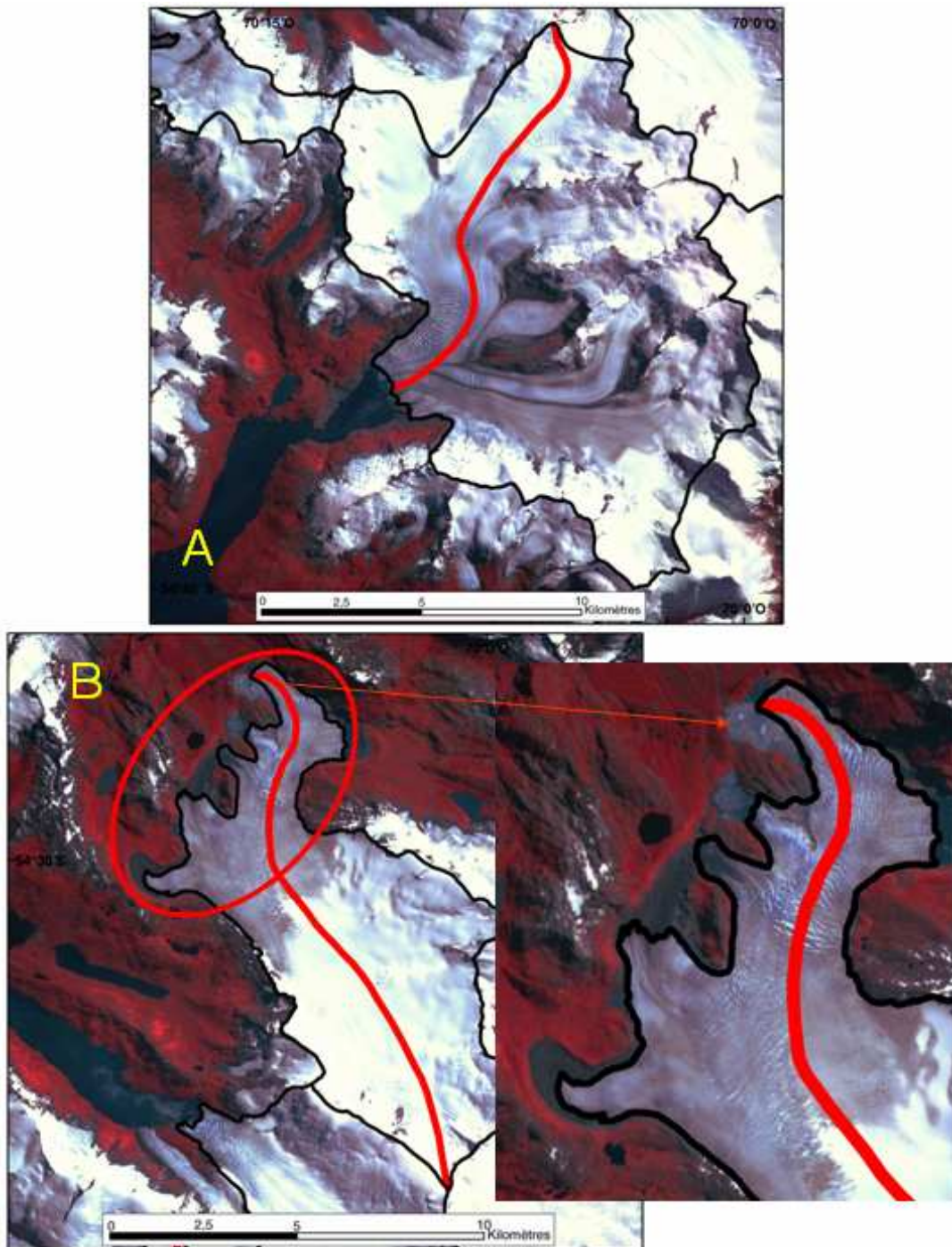


Figure 15. Mesure de la longueur des glaciers du CHCD. A, glacier CDI-08. B, glacier CDI-01.



### **2.1.3. La précision des données spatiales**

L'estimation de la longueur des glaciers est nécessairement entachée d'incertitudes liées notamment à la précision des données spatiales. Les premières données disponibles (1945), à savoir la carte de Louis Lliboutry (échelle de la carte : 1 :250000), présentent une précision de l'ordre de 250 m. Les longueurs des glaciers mesurées sur cette carte et inférieures à 250 m ne sont alors pas très significatives. Néanmoins, les données deviennent de meilleure qualité de par le développement de la télédétection. En effet, la résolution spatiale (la taille du pixel), qui conditionne la précision de la mesure s'améliore constamment. On peut arriver aujourd'hui à des précisions de l'ordre de 1 m (Chuvienco, 2000). Dans le cadre de cette étude, les images satellites utilisées présentent une précision de 15 à 79 m.

Nous avons choisi de présenter nos travaux relatifs à l'évolution des longueurs des glaciers (depuis 1945) du CHN, CHS et du CHCD sous la forme d'un article présenté ci-après. Celui-ci sera soumis très prochainement dans un journal international.

# GLACIER LENGTH FLUCTUATIONS AND CLIMATE CHANGE IN SOUTHERNMOST SOUTH AMERICA SEEN FROM SATELLITE IMAGES AND METEOROLOGICAL DATA

PAULINA LOPEZ<sup>1</sup>, PIERRE CHEVALLIER<sup>1</sup>, VINCENT FAVIER<sup>2</sup>, BERNARD POUYAUD<sup>1</sup>,  
FERNANDO ORDENES<sup>3</sup> AND JOHANNES OERLEMANS<sup>4</sup>

<sup>1</sup> *Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Great Ice, Maison de Sciences de l'Eau. 300, avenue du Professeur Emile Jeanbrau 34095 Montpellier France*

<sup>2</sup> *Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement. 54, rue Molière 38402 - Saint Martin d'Hères cedex, France*

<sup>3</sup> *Centro de Estudios Científicos (CECS), Arturo Prat 514, Valdivia, Chile*

<sup>4</sup> *Institute for Marine and Atmospheric Research Utrecht, Utrecht University. Princetonplein 5, 3584 CC Utrecht, The Netherlands*

## ABSTRACT

Length variations of 72 glaciers of the Northern and Southern Patagonia Icefield (NPI and SPI, respectively) and the Cordillera Darwin Icefield (CDI) were estimated over the last 60 years (between 1945 and 2005). Information obtained from Lliboutry's maps based on trimetrogon aerial photographs of 1945 was compared to ASTER and Landsat satellite images and to additional information found in the literature. The majority of the glaciers showed substantial retreat, reaching 11.6 km for O'Higgins glacier and 12.2 km for Marinelli glacier.

Major retreat was observed on the SPI. Except for Viedma and Pio XI glaciers, a longer retreat was observed in the northern and the extreme southern area of the SPI. Glaciers located in the central part of the SPI did not retreat significantly, probably due to geomorphologic aspects of small glaciers of this area. The NPI glaciers also presented considerable retreat (up to 5.7 km in 60 years), with more significant retreats on the western side of the icefield. Glaciers retreated less on the CDI, with a maximum of 3.3 km in 60 years (except for Marinelli glacier).

We suggest that the almost general tendency of glacier retreat is due to negative mass balances as a consequence of regional warming and that different rates of glacier retreat observed between each icefield and inside each icefield should be strongly related to differences of glacier dynamics and response time.

## 2.2. INTRODUCTION

Among direct observations of the climate's impact on the environment, the retreat of mountain glaciers and snow-covered areas in both hemispheres is one of the most generally accepted indices (IPCC, 2007). Glacier and ice cap shrinkage contributed to the sea level rising by 0.50 (0.32–0.68) mm year<sup>-1</sup> from 1961 to 2003, but this contribution increased during the 1993–2003 period to reach 0.77 (0.55–0.99) mm year<sup>-1</sup> (IPCC, 2007b). Reduction of ice-covered areas is also general in South America, and particularly strong south of 46°S latitude, where the three larger temperate ice bodies of the southern hemisphere are located: the Northern Patagonia Icefield (NPI), the Southern Patagonia Icefield (SPI), and the Cordillera Darwin Icefield (CDI). With a total area of 4,197 km<sup>2</sup> and 13,000 km<sup>2</sup>, respectively (Warren et Sugden, 1993), the NPI and the SPI shrank during 1995–2000, contributing to the sea level rising by  $0.105 \pm 0.011$  mm year<sup>-1</sup> (Rignot *et al.*, 2003). Therefore they are crucial in evaluating the impact of climate change in southern mid-latitudes (Casassa *et al.*, 2002). With a total of 2,300 km<sup>2</sup> (Lliboutry, 1998), the CDI have been also losing surface during the 20<sup>th</sup> century, but its contribution to the sea level rise has not yet been clearly estimated.

Glacier records are very useful for studies on climate variability (Haeberli *et al.*, 1998). The climate–glacier relationship may be interpreted through the analysis of mass balance and energy balance measurements. However, in order to compute a glacier mass balance, either field measurements or differential analysis of the multi-temporal Digital Elevation Model (DEM) are required (Bamber et Payne, 2004, Berthier *et al.*, 2004). Mass balance data from the Patagonia icefields and the CDI are scarce because of difficult access in the field and the paucity of DEM of the area. Therefore, studying glacier surface area or length variations (Oerlemans, 2001, 2005) may provide important information on the origin of glacier retreat.

Glacier length may be obtained at different time scales using various methods. Historical information on glacier length may be deduced from pictures, explorers' descriptions, or maps. Moraine positions and dating also provide information on glacier advances or retreats over past centuries or millenniums (IPCC, 2001, Rabatel, 2005). For more recent time scales, advanced techniques provide accurate material for a precise estimation of glacier retreats (aerial photographs, trimetrogon photographs, and satellite images).

In Patagonia, position of glacier's fronts were initially given by Lliboutry (Lliboutry, 1956), who made sketch maps based on 1944 - 1945 trimetrogon aerial photographs and the photo-interpretation of satellite images. Updated retreat histories of the SPI and NPI glaciers during the

20<sup>th</sup> century are available until 2000 (Aniya, 2001) and 2006 (Aniya, 2007), respectively. However, there is little information on the CDI, where glacier retreat is still poorly estimated.

The aim of this investigation was (i) to update glacier length records particularly of CDI and (ii) to expose a regional view of glacier length changes in southernmost South America by studying glaciers located on the NPI, SPI, and CDI during the last 60 years.

## **2.3. DESCRIPTION OF THE AREA OF STUDY AND PREVIOUS WORK**

### **2.3.1. Northern Patagonia Icefield**

#### **2.3.1.1. General settings**

The NPI (Figure 16) is located between 46°30'S and 47°30'S along 73°30'W. It covers a total surface area of 4,197 km<sup>2</sup> (including rock outcrops) and it extends for nearly 125 km north–south between Grosse and Steffen glaciers, with a maximum width of 71 km in the west–east direction between the frontal tongues of San Quintín and Soler glaciers (Rivera *et al.*, 2007).

The highest point is the San Valentin summit at 3,910 m above sea level (asl), which is located in the northeastern corner of the icefield. The minimum altitude is sea level on the western side, close to the Pacific Ocean. The central plateau of the icefield is interrupted by mountain ranges, which along with the differences in slope between west and east (steeper on the east) contribute to a west–east basin distribution of the icefield.

Development of the NPI glaciers stems mainly from an abundance of precipitation, dense cloudiness, low summer temperatures, elevation of topography above the limit of perennial snow, and the impact of topography on precipitation (De Agostini, (1933). As a result of the west–east precipitation gradient and topography, glaciers are larger on the western than on the eastern side.

The equilibrium line altitudes are 500 m lower on the western side than on the eastern side (Ohata *et al.*, 1985). Finally, most of the NPI's glaciers have calving fronts in freshwater lakes. One of them, the San Rafael glacier, has a tidewater calving front (Warren *et al.*, 1995).

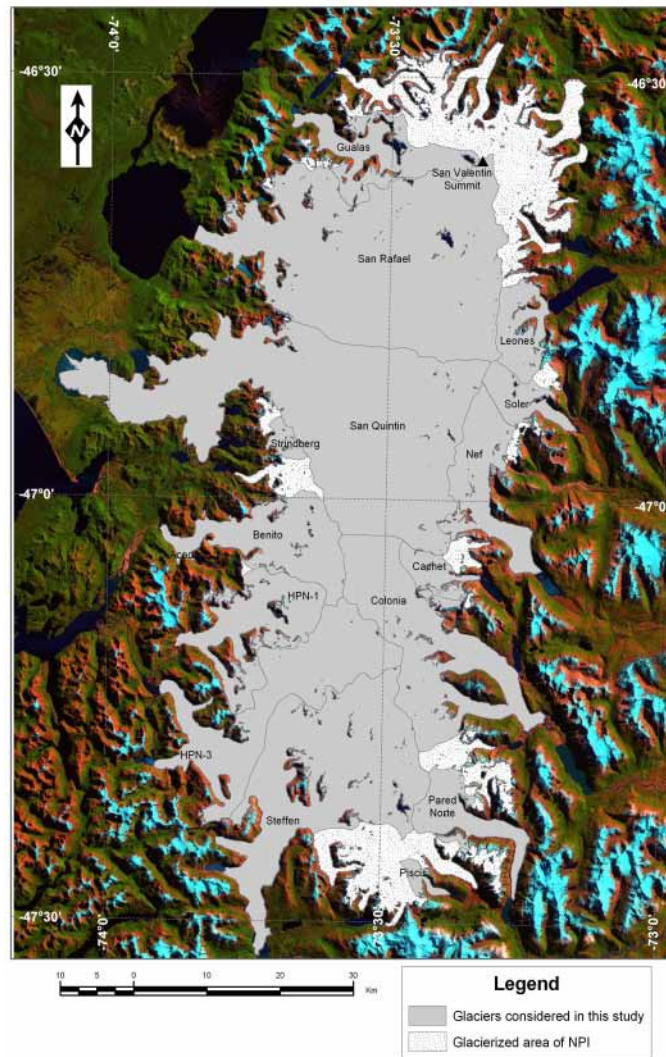


Figure 16. The Northern Patagonia Icefield.

False-color composite mosaic of Landsat ETM+ satellite images (in UTM projection 18 South zones and datum WGS 84), bands 1 (red), 4 (green) and 5 (blue), acquired on March 11, 2001. (Rivera *et al.*, 2007).

### 2.3.1.2. Previous studies of glacier fluctuations

The NPI was explored for the first time for scientific purposes by Dr. Reichert in 1921 (Casassa et Marangunic, 1987). Since then several expeditions have been organized. Some of them included descriptions of snout positions of glaciers such as San Rafael (Heusser, 1960) and Benito (Agnew et al., 1974). The snout position of the glaciers of the entire icefield was first described by Lliboutry (1956). His description was based on topographic maps and trimetrogon aerial photographs. Later, important scientific results were acquired by the glaciological group of the Institute of Low Temperature Science of the Hokkaido University, the Institute of Geoscience of the University of Tsukuba, and the Data Center of Glacier Research of the

Japanese Society of Snow and Ice. The first glaciological research by a Japanese expedition was conducted in 1967, with the creation of the Research Committee on Patagonia Glaciers, which has developed studies on the NPI until the present time. Within the Japanese research projects (in association with Chilean and Argentinean scientists), NPI glacier variations between 1945 and 2005 were studied (Aniya, 1988, 1992, 1999, 2001, 2007, Aniya et Enomoto, 1986, Aniya et Naruse, 2001a, b, Aniya *et al.*, 2005, Aniya et Wakao, 1997). According to Aniya (2007), the variations of 21 outlet glaciers of the NPI over the last 60 years indicate that glaciers presented a general trend of retreat, even though variations have differed greatly from one glacier to another. The retreat became more pronounced after the 1990s, and larger retreats were observed on the western than on the eastern side of the NPI (Aniya, 1992).

## **2.3.2. Southern Patagonia Icefield**

### **2.3.2.1. General settings**

The SPI (Figure 17) is located between 48°20' and 51°30' of the southern latitudes along 73°30'W. From north to south it stretches 360 km along the southern Andes (Aniya et Skvarca, 1992) and in 1986 it covered a surface area of 13,000 km<sup>2</sup> (Aniya *et al.*, 2000). Its width is irregular, in general measuring between 30 and 40 km with the narrowest section (8 km) located between Mayo and HPS 28 glaciers.

A mountain range crosses the middle of the SPI in the north–south direction. On the northern side of the icefield, a few peaks exceed 2,500 m asl. The three highest points are Volcan Lautaro (3,380 m asl), Cordon Mariano Moreno (with its highest peak F.P. Moreno 3,393 m asl), and Cerro Fitz Roy (3,405 m asl) (Aniya *et al.*, 1997).

The SPI is composed of 48 temperate outlet glaciers. Most of them are currently calving. Glaciers located on the eastern side calve into proglacial lakes and those on the western side flow into fjords (Aniya *et al.*, 1997). Glaciers are bigger on the northern than on the southern part of the icefield (Aniya *et al.*, 1996), including Pio XI glacier, which is the largest glacier in South America, covering 1,300 km<sup>2</sup>. Viedma, Upsala, O'Higgins, Bernardo, and Penguin glaciers also exceed 500 km<sup>2</sup>.

### **2.3.2.2. Previous studies of glacier fluctuations**

Because of the availability of historic data and easy access to Moreno, Pio XI, and Tyndall glaciers, these are the best known of the SPI. The first general description of the SPI, including snout position and a surface estimation of 13,500 km<sup>2</sup>, was exposed by Lliboutry (1956). In 1986, Aniya *et al.* (1996) and Lliboutry (1998) estimated a surface of 13,000 km<sup>2</sup> for SPI. Aniya and Skvarca (1992) studied the variations of Upsala and Moreno glaciers and observed that both were very sensitive to climate variations. Glacier front variations of some of the major outlet glaciers of the SPI (Pio XI, Jorge Montt, O'Higgins, Upsala, and Tyndall) were also studied over the 1945–1986 period (Aniya *et al.*, 1992). The authors found a general retreat since 1945 with one exception: Pio XI, which presented the opposite behavior between its northern (advancing) and southern tongues (retreating between 1976 and 1986). Aniya *et al.* (1997) described the variation of 48 outlet glaciers of the SPI between 1944/45 and 1985/86, suggesting that the majority of glaciers retreated (with a net surface area loss of 202 km<sup>2</sup> in 41 years), while a few remained almost stagnant and two presented a net advance (Pio XI and Moreno). The same trends were confirmed between 1986 and 1997 using RADARSAT images, suggesting that all glaciers studied (except Pio XI and O'Higgins) retreated at more or less similar rates as those computed in previous studies (Aniya *et al.*, 2000). Climatic forcing is generally accepted as the primary factor explaining this retreat. However, Naruse and Skvarca (2000) discussed the influence of various dynamic features on the retreat of Upsala glacier and confirmed that the islands and surrounding bedrock rises should have affected the glacier dynamics, at least at the glacier terminus. Raymond *et al.* (2005) suggested that the acceleration in shrinkage of Tyndall glacier in the last few decades is driven by climate change (warming) and a combination of feedback associated with surface elevation, glacier area, and lake area.

Using Landsat TM mosaic, Skvarca and De Angelis (2002) estimated the variations of major outlet glaciers between 1986, 1997, and 2001. Results showed that Upsala glacier retreated at the highest rate by far during the 15.2-year period of study and glaciers with termini on land presented a consistent retreat of 19.2 km<sup>2</sup> between 1986 and 2001. Despite the lack of climate data, the authors argued that the consistent and significant recession suggests the existence of a warming trend in the region. The recession of Upsala calving glacier has been studied in more detail, showing that the calving velocity and water depth are comparable, with the calving rates calculated at Moreno glacier (Skvarca *et al.*, 2002). Skvarca *et al.* (2003) undertook the continuation of the monitoring of Upsala's west and east termini positions between 2000 and 2001. They also calculated the seasonal and annual ice velocities, showing that it changed very little between the spring-summer and autumn-winter at all calving termini.

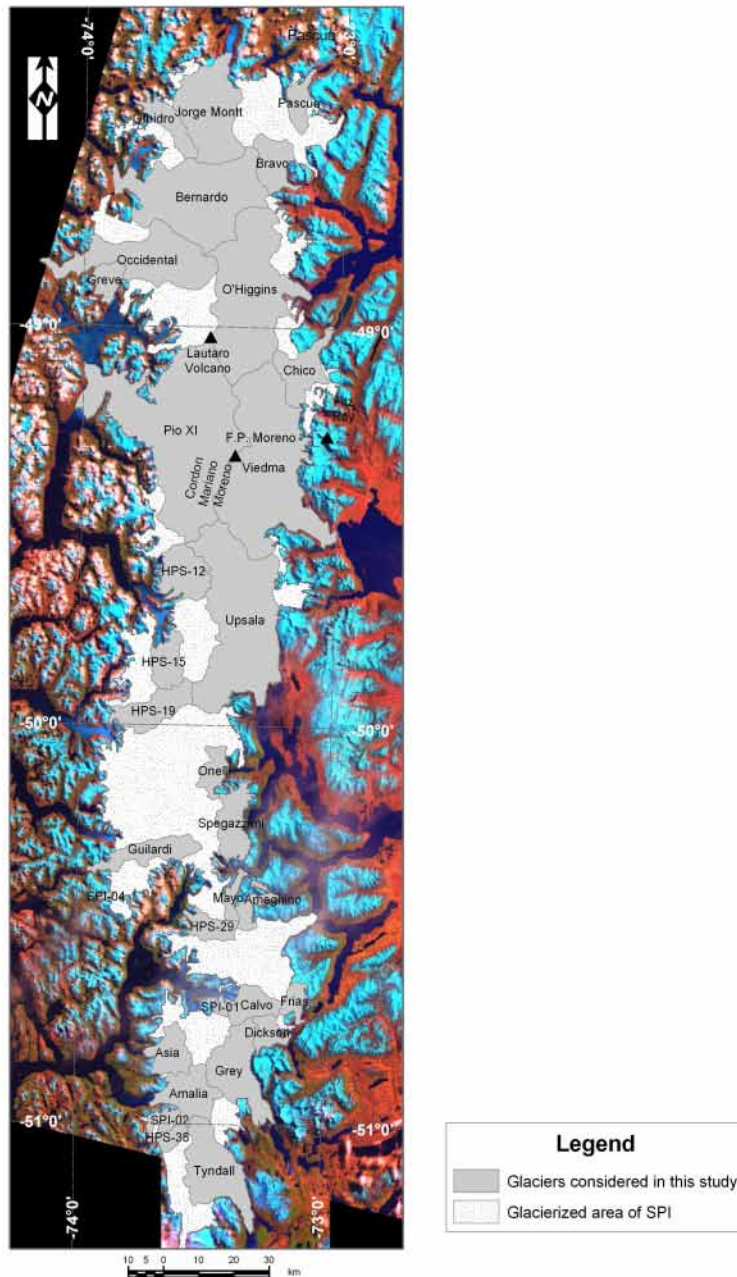


Figure 17. The Southern Patagonia Icefield. .

False-color composite mosaic of Landsat ETM+ satellite images (in UTM projection 18 and 19 South zones and datum WGS 84), bands 1 (red), 4 (green) and 5 (blue), acquired on October 21, 2000.

### 2.3.3. Darwin Cordillera

#### 2.3.3.1. General settings

The CDI is located between 54°20' and 55°00' of southern latitudes and between 68°15' and 71°20' of western longitudes (Figure 18); it is surrounded by fjords, channels, and bays. It is



limited to the north by the fjord Almirantazgo and to the south by the Beagle Channel. The icefield has a surface of 2,300 km<sup>2</sup> (Holmlund et Fuenzalida, 1995, Lliboutry, 1998) and comprises more than 60 glaciers, although only some of them have been recognized (Lliboutry, 1956, 1998). Marinelli is the largest glacier (163 km<sup>2</sup>) and is located on the northern side of the icefield.

The icefield includes a set of short mountain ranges some of them exceeding 2,000 m asl (Figure 18). The CDI is also characterized by the presence of gentle slope plateaus from which glaciers flow down steep slopes, sometimes directly into fjords (Lliboutry, 1998).

### **2.3.3.2. *Previous studies of glacier fluctuations***

Among the three icefields included in the present investigation, the CDI is by far the least studied. Only few descriptions of glacier's front position have been done at CDI. A short description was exposed by Lliboutry (1956) based on a 1:250,000 scale map. Later, Holmlund and Fuenzalida (1995) studied glacier length variations of 16 glaciers between 1943, 1960, and 1993. The authors suggested that glaciers along the southern side were either stable or in advancing state, meanwhile in the northern side of the CDI, glaciers retreated continuously during the 20<sup>th</sup> century and in particular Marinelli glacier. The last one, was the object of the investigation of Porter and Santana (2003). The authors studied the front fluctuations and area changes of Marinelli glacier between 1913 and 2000. They showed that the ice front pulled back from the terminal moraine after 1960 and started a rapid retreat (reaching a rate of 787 m/a between 1992 and 2000) calving steadily into probably deepening water, which explains its rapid retreat.

## **2.4. CLIMATIC CONDITIONS IN THE PATAGONIA ICEFIELDS AND DARWIN CORDILLERA**

Although the NPI, SPI, and CDI are influenced by common patterns of the atmospheric circulation, their location and topographic characteristics impose differences in the amounts and fluctuations of precipitation and temperature.

On the NPI, the atmospheric flows generally come from the west, and the north–south mountain chain is the source of Föhn winds associated with low moisture and high temperature

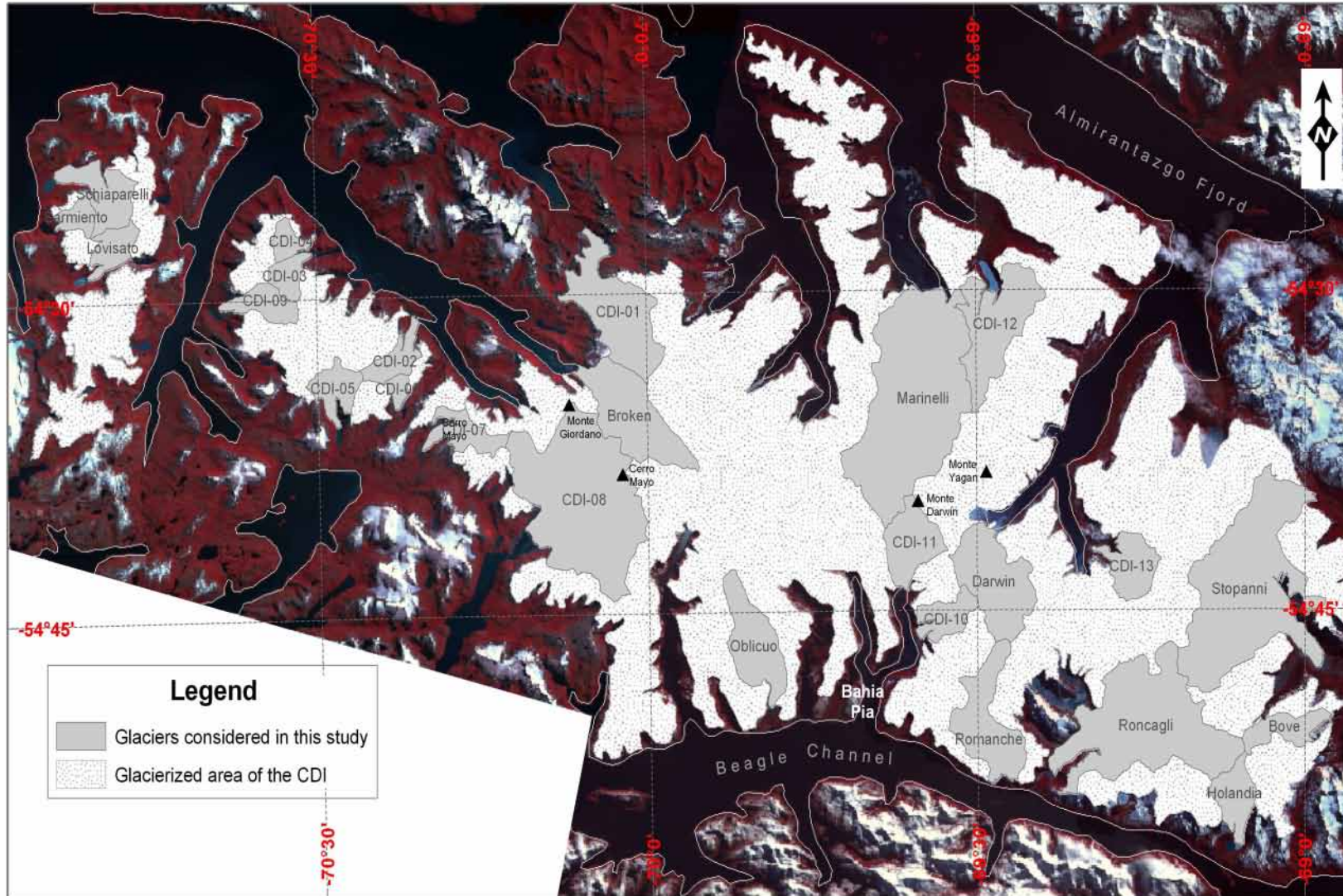


Figure 18. The Cordillera Darwin Icefield.

False color (VNIR) composite mosaic of ASTER satellite images of 2004 and 2005.

on the eastern side of the icefield. On the western side, precipitation is substantial and consistent throughout the year (4000 mm/year) (Lliboutry, 1956). On the piedmont areas of the eastern side of the NPI, the annual amount of precipitation is approximately 1500 mm (Enomoto et Nakajima, 1985). Thus, a strong precipitation gradient is observed in the west–east direction (Fujiyoshi *et al.*, 1987).

The north of the SPI is exposed to similar climatic conditions to those found in the NPI; this is confirmed by the suggestion of Escobar *et al.* (1992) “there are no large differences in the precipitation and the specific discharge between the Northern and the Southern Patagonia icefield”. However, the SPI covers a large latitudinal range; therefore meteorological conditions also change in a north–south direction.

The CDI is mostly affected by the winds coming the west and the coldest air masses coming from the south (Holmlund et Fuenzalida, 1995) both responsible of snowfall events. The climate is drier on the northern side (steppe climate) of the icefield than in the southern side. Precipitation presents lower records in winter.

There are no permanent meteorological stations on the icefields themselves; however, long and short data series of precipitations and temperature exist from meteorological stations located close to the icefields. They served to calculate the mean annual precipitation for the NPI (6,700 mm) and the SPI (7,000 mm) (Escobar *et al.* (1992). These values are the only available reference of precipitation over the icefields. Precipitation and temperature data of the Patagonia and Tierra del Fuego region were collected from 16 meteorological stations (Figure 19). From these data it is possible to observe that larger amounts of precipitation were registered in stations located on the western side of the NPI and the SPI (between 45° and 51° of southern latitudes). Since the western side of the Patagonia icefields is close to the Pacific Ocean it is influenced by a marine climate and it is exposed to the oceanic fronts coming from the Antarctic continent. The station with the largest annual amounts of precipitation is Guarello (Figure 19), which is located close to SPI. The stations located on the eastern side of the NPI (station 3 to 6 in Figure 19) and on the northern side of CDI (stations 13 to 15 in Figure 19) present lower amounts of precipitation because they are submitted to a continental climate.

Figure 20 shows the intra-annual distribution of precipitation and temperature for 5 selected meteorological stations: Coyhaique Teniente Vidal, Balmaceda, Cabo Raper, Bahia Felix and Punta Arenas. Precipitation is observed all year round at every station, with a slight seasonality at Coyhaique Teniente Vidal and Balmaceda. For temperature, all stations show a clear seasonality; whereas seasonality is more reduced at stations which are directly under influence of the Pacific Ocean (monthly minimum temperatures are higher than on the eastern side of the icefields).

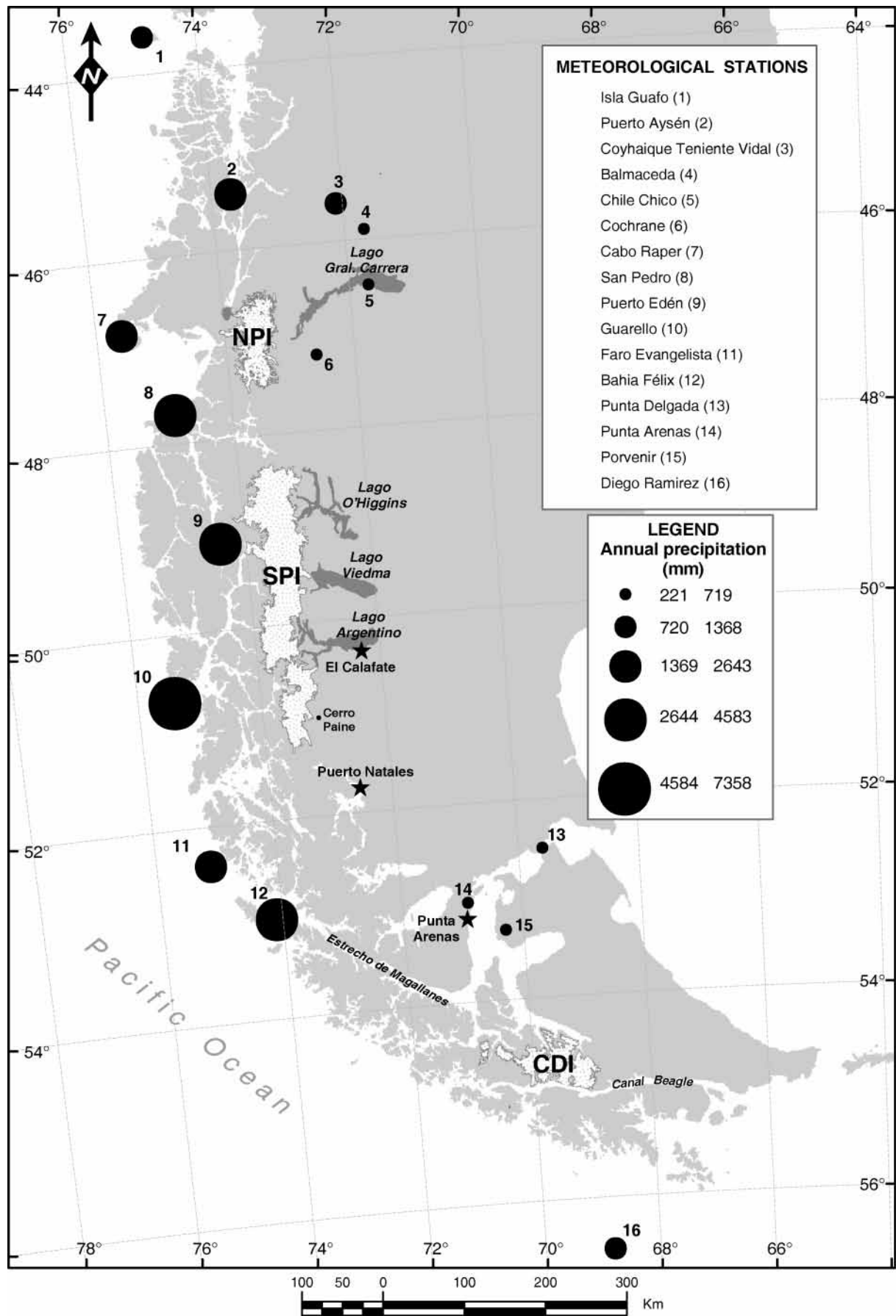


Figure 19. Meteorological stations around the icefields and their mean annual precipitation of their complete data series.

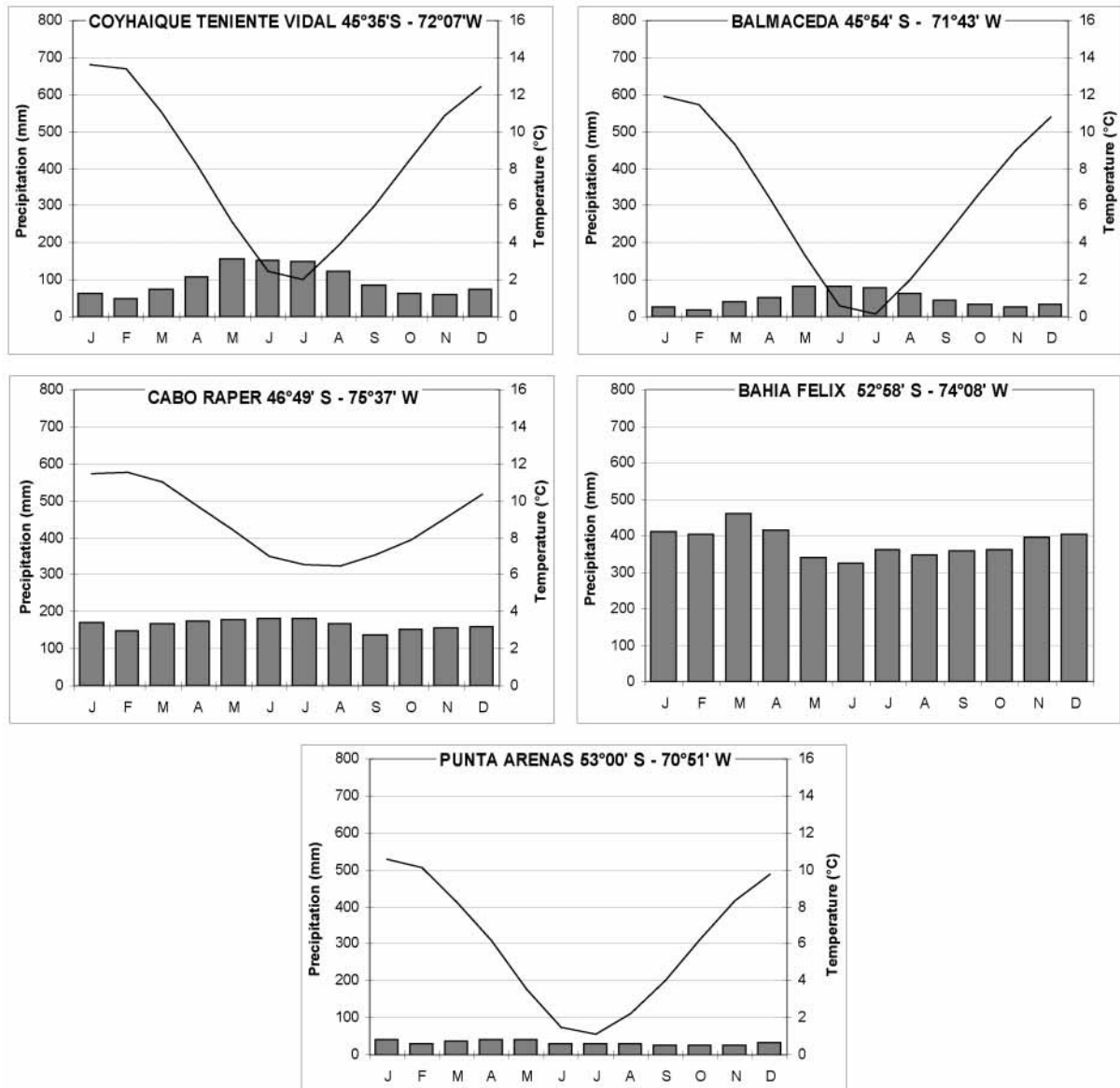


Figure 20. Monthly mean precipitation and temperature from the meteorological stations around SPI, NPI and CDI.

The left Y axis and bars represent the monthly mean precipitation (in mm) and the right Y axis and line represent the monthly mean temperature (in °C) of the entire recorded period.

Interannual fluctuations of precipitation are very different from one station to another, and no regular cycle was observed. Figure 21 illustrates the annual precipitation and the annual mean temperature for the 5 selected meteorological stations.

Negative trends were observed only at Bahia Felix, Faro Evangelista and Punta Delgada and to a lesser degree at the Cabo Raper station. A slight positive trend was observed at the Punta Arenas station and less at the Isla Guafo station, whereas no precipitation change was observed in the eastern side of the NPI during the last 30 years.

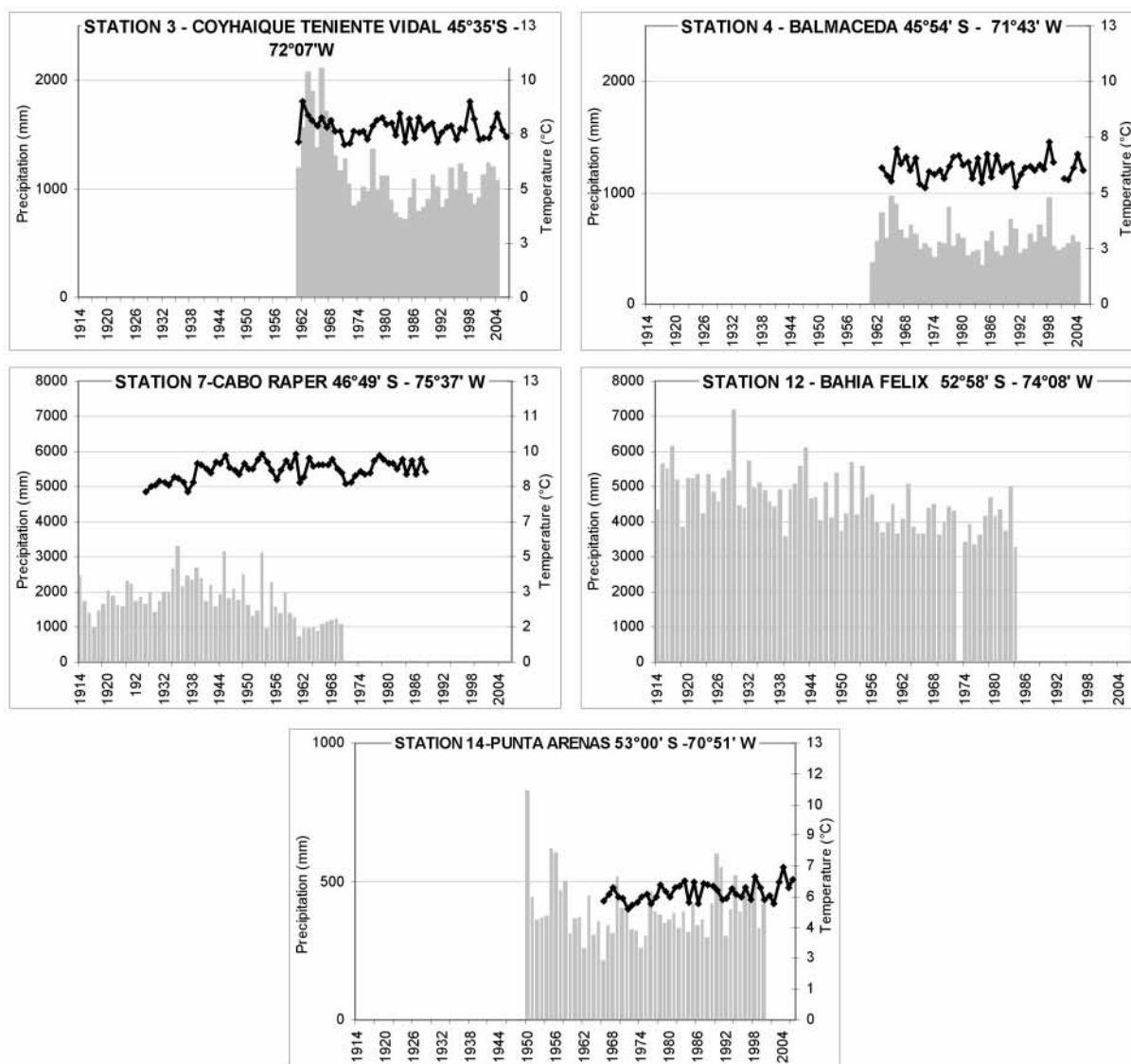


Figure 21. Inter annual temperature and precipitation of 5 selected stations.

The station number indicated on the graphs correspond to the station number of figure 19.

Concerning temperature, without homogenization of the data not visible trends were observed at the majority of the meteorological stations. Only in Punta Arenas station we observe a slight positive trend. Nevertheless Rosenblüth *et al.* (1995) analysed data of 15 meteorological stations between Puerto Montt ( $41^{\circ}.4$  S –  $73^{\circ}.1$  W) and Ushuaia ( $54^{\circ}.8$  S –  $68^{\circ}.3$  W). After homogenization of the data he has concluded that south of  $46^{\circ}$ S there is a surface warming of  $0.4^{\circ}\text{C}$  to  $1.4^{\circ}\text{C}$  since the beginning of the century.

This warming has been also observed by Ibarzabal *et al.* (1996) who analysed temperature and precipitation changes of southern Patagonia using data of 4 meteorological stations three of them located close to the Atlantic coast and one station located close to Lago Argentino in SPI. The

author found that recent warming trend is stronger in the coastal zone of southern Patagonia and becomes weaker to the north of that region; being slight in Lago Argentino station.

A warming was also observed at a pressure level of 850 hPa (~1400 m) by Rasmussen *et al.* (2007) who investigated changes in precipitation and snowfall over the Patagonia Icefields between 1960 and 1999 using Reanalysis data. The author concluded that warming at 850 hPa has been ~0.5°C both winter and summer over the 40 studied years. The main effects of this is the shifted from snow to rain ~5% of the precipitation as well as the increase of annual melt in the ablation areas by ~0.5 m w.e.

## **2.5. DATA SET**

### **2.5.1. Maps and satellite images**

#### **2.5.1.1. *Liboutry's sketch maps***

The sketch maps of Professor Lliboutry (1:250,000 scale) are based on the trimetrogon aerial photographs taken by the United States Army Air Force between December 1944 and March 1945, which produced preliminary charts based on the trimetrogon aerial survey. Although the aerial surveys of the southwestern Andes were carried out under optimum conditions, the icefields, outlet glaciers, and other glaciers are very poorly defined on the preliminary charts (Lliboutry, 1998). Therefore Lliboutry produced the sketch maps to add geographical names and to better define the Patagonia icefields and Cordillera Darwin and their outlet glaciers.

#### **2.5.1.2. *LANDSAT satellite images***

The Landsat series of satellites has been providing visible and near-infra red imagery of the Earth's surface (up to latitudinal limit of ~+/- 82.5°) since 1972 (Bamber et Payne, 2004). Three types of Landsat images can be distinguished: the Landsat MSS (multispectral scanner), the Landsat TM (thematic mapper) and the Landsat ETM+ (enhanced thematic mapper plus). In the framework of this study only Landsat MSS and Landsat ETM+ has been used (Table 3). The Landsat MSS images have a spatial resolution of 57\*79 m and 3 spectral bands (0.45 - 0.69)  $\mu$ m. The ETM+ images with 30 m of spatial resolution include 6 spectral bands (0.45 - 2.35  $\mu$ m).

#### **2.5.1.3. *ASTER satellite images***

ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) is an imaging instrument flying on the Terra satellite launched in December 1999 as part of NASA's Earth Observing System (EOS).

The ASTER instrument consists of three distinct instrument subsystems. Each subsystem operates in a different spectral region. ASTER's three subsystems are the Visible and Near Infrared (VNIR), the Shortwave Infrared (SWIR), and the Thermal Infrared (TIR). The VNIR subsystem operates in three spectral bands at visible and near-IR wavelengths, with a resolution of 15 m. The SWIR subsystem operates in six spectral bands in the near-IR region through a single, nadir-pointing telescope that provides 30-m resolution. The TIR subsystem operates in five bands in the thermal infrared region using a single, fixed-position, nadir-looking telescope with a resolution of 90 m. The date of the ASTER VNIR images used in study are exposed in Table 3.

ICEFIELD	DATE OF THE SCENE		
	LANDSAT MSS	LANDSAT ETM+	ASTER
	11/09/1973	10/27/2000	01/03/2005
SPI	02/25/1976		
	03/08/1979		
	12/26/1984		
	01/14/1986		
NPI	01/22/1979	03/11/2001	02/27/2005
	02/09/1987		
CDI	02/26/1986	02/27/2002	11/14/2005
	03/31/2001	12/14/2001	02/13/2004
			02/07/2002
			02/10/2001

Table 3. Satellite images used in the study of glacier length fluctuations.

### 2.5.2. Digital Elevation Model (DEM)

The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) was used in order to orthorectified satellite images and latter to identify the basin division. SRTM consisted of a specially modified radar system that flew onboard the space shuttle Endeavour during an 11-day mission in February 2000. The horizontal spacing of the SRTM DEM is 90\*90 m and the absolute vertical accuracy is better than 9 m (Farr *et al.*, 2007). The SRTM elevation data are available at a near-global scale.



## 2.6. METHODS

Five criteria were taken into account to measure glacier length. (i) The glacier length is represented by a line which correspond to the longest distance followed by the glacier. (ii) This line has a starting point in the middle of the glacier's front. (iii) The length is measured from the lowest to the highest point of the glacier (iv) following the middle of the glacier tongue. (v) The length follows the contours delineated by the flux lines (when they are identifiable).

In order to delineate the glacier lengths, Lliboutry's sketch maps were georeferenced and satellite images were ortho-rectified as well as orbitally and radiometrically corrected.

Then, using the SRTM DEM and applying photo interpretation to satellite images, glacier lengths were delineated for different dates between 1945 and 2005. Since the study area is very large, length records after 1945 were determined by the availability of satellite images.

The 72 glaciers considered in this study were chosen on the basis of two aspects: (i) their size: small glaciers were not included due to limitations imposed by the scale of Lliboutry's sketch maps as well as the spatial resolution of the satellite images; and (ii) the type of glaciers: front variations of debris-covered glaciers cannot be identified using optical satellite images; therefore this type of glaciers was not taken into account. The availability of remote sensing data limited the number of glaciers included in this study.

The precision of the measurements of the 1945 total length was determined by the map scale of Lliboutry's sketch map: 1:250,000. Consequently, it must be considered that the total length for 1945 is  $\pm 250$  m. The precision of measurements done using satellite images is the same as their spatial resolution.

## 2.7. RESULTS

Glacier length fluctuations between 1945 and 2005 of 72 glaciers located in the NPI, SPI, and CDI were analyzed in order to present a regional scenario from Patagonia to Tierra del Fuego.

### 2.7.1. Glacier length fluctuations over the NPI

Length fluctuations of 15 glaciers located throughout the NPI were studied. A general trend of retreat was observed on the NPI, and no glacier presented a stable or an advancing trend. The largest retreat was observed on San Rafael and Cachet glaciers: 5.7 and 5.1 km, respectively. Shorter retreats were found on Leones, Soler, and Piscis glaciers: 540, 760, and 1,120 m, respectively. All of them are located on the eastern side of the NPI.

As shown in Figure 22, the majority of the glaciers studied located on the western side (San Quintín, Strindberg, Benito, HPN-1 and HPN-3) of the NPI retreated between 1.5 and 3 km, showing similar fluctuations, with one exception: San Rafael glacier. The retreat of the last one was higher compared with the retreat of the glaciers located on the southern and southeastern sides of the icefield. Nef glacier showed the second highest retreat of the glaciers located on the eastern side.

Comparing the length fluctuations with the 1945 total glacier length (Figure 23), it can be seen that Cachet and Strindberg glaciers retreated between 38% and 25%, respectively, which is very high in comparison to the other glaciers. In terms of proportion, shrinkage of San Rafael glacier was similar to the retreat observed on Gualas, Benito and HPN-1 glaciers.

The interannual fluctuations of glacier lengths are shown in Figure 24. We observed that some glaciers have had some periods of stability. For example, Leones glacier has been almost stable since 1987. Large glaciers such as San Quintín and San Rafael were almost stable until 1979 but then retreated quickly. Other glaciers (e.g., HPN3, Gualas, Nef, Cachet) presented a period of abrupt retreat that began after 1979. San Rafael's remarkable retreat was approximately 3.3 km within 8 years (1979–1987). For Cachet glacier, the retreat was already substantial in 1945.

### **2.7.2. Glacier length fluctuations over Southern Patagonia Icefield**

The glacier length fluctuations between 1945 and 2001–2005 of 32 glaciers were studied. Throughout this period, two glaciers advanced (HPS-19 1.42 km and Pio XI 8.3 km), four glaciers varied less than 500 m and 26 retreated.

The largest retreats were seen on O'Higgins (11.6 km), Jorge Montt (10.5 km), Greve (9.1 km), and Amalia (8.7 km) glaciers, whereas short retreats (less than 1 km) were found for Dickson, Frias, Bravo, HPS-15, Asia, and HPS-29 glaciers. SPI-01, Viedma, SPI-02, and Spegazzimi glaciers retreated also very little.

Figure 22 shows the distribution of glacier length variations from 1945 to 2005 at the scale of the SPI. Even though a distribution is not clear (less than on the NPI) at least two areas of similar glacier fluctuations can be identified. First, glacier retreats were larger on the northern side of the SPI (until around 49° S), for example, the three largest retreats correspond to glaciers located on the northern side of the icefield (O'Higgins, Jorge Montt and Greve). Only glacier Bravo, located on the north-eastern side is an exception because it retreated very little since 1945.

Second, on the southern side of SPI (between around 50° S and 51°S) a group of glaciers retreated not more than 2 km given homogeneity to this area. The southernmost SPI's glaciers (Grey, Tyndall, HPS38 and Amalia) retreated more than 2 km.

However, a minor retreat and glacier advance were observed for the two very large glaciers Viedma and Pio XI glaciers, respectively, both located in the central area of the SPI.

Comparing the length fluctuations with the 1945 total glacier length (Figure 23) we observe that Amalia and Onelli glaciers retreated more than 25%. Ameghino, Jorge Montt, O'Higgins and HPS38 glaciers retreated between 20 and 23%.

Interannual glacier length fluctuations are presented in Figure 25. The majority of the 32 glaciers studied retreated, with a regular trend between 1945 and 2005. However, large glaciers showed a clear acceleration of the trend around 1970–2000 (O'Higgins, Jorge Montt, Upsala) and then presented reduced shrinkage. In the same period, O'Higgins glacier showed an abrupt retreat of more than 9 km. Later, between 1979 and 2000, Upsala glacier retreated almost 6 km and Jorge Montt retreated roughly 8 km between 1984 and 2000. Finally, Pio XI advanced more than 8 km between 1945 and 1976, but then remained stable.

### **2.7.3. Glacier length fluctuations over Cordillera Darwin Icefield**

Glacier length fluctuations between 1945 and 2005 of 25 glaciers located throughout the CDI were analyzed. Among them, 20 glaciers retreated and five (Romanche, CDI-04, CDI-02, CDI-10, and CDI-11) were stable. During the period studied, the largest retreat was shown by Marinelli glacier (12.2 km) followed by CDI-03 (3.3 km), CDI-08 (2.7 km) and CDI-12 (2.6 km).

As shown in Figure 23, glaciers with a high level of retreat are located on the northern and western sides of the icefield. However, glaciers on the south-eastern and north-western side of the CDI demonstrated shorter and homogeneous retreats. In the southern side close to Bahia Pia, glaciers have been stable and according to Casassa (personal communication) they are at present time in an advancing state.

Comparing the length fluctuations with the total 1945 glacier length (Figure 23), three glaciers retreated between 25% and 38% (Marinelli, CDI-03, and CDI-05). High percentages of retreat (between 14% and 24%) are also shown in the westernmost area of the icefield.

Figure 26 displays the interannual fluctuations of the glaciers. The most relevant is the abrupt retreat of Marinelli glacier between 1986 and 2001. The rest of the glaciers fluctuated with rather regular rates.

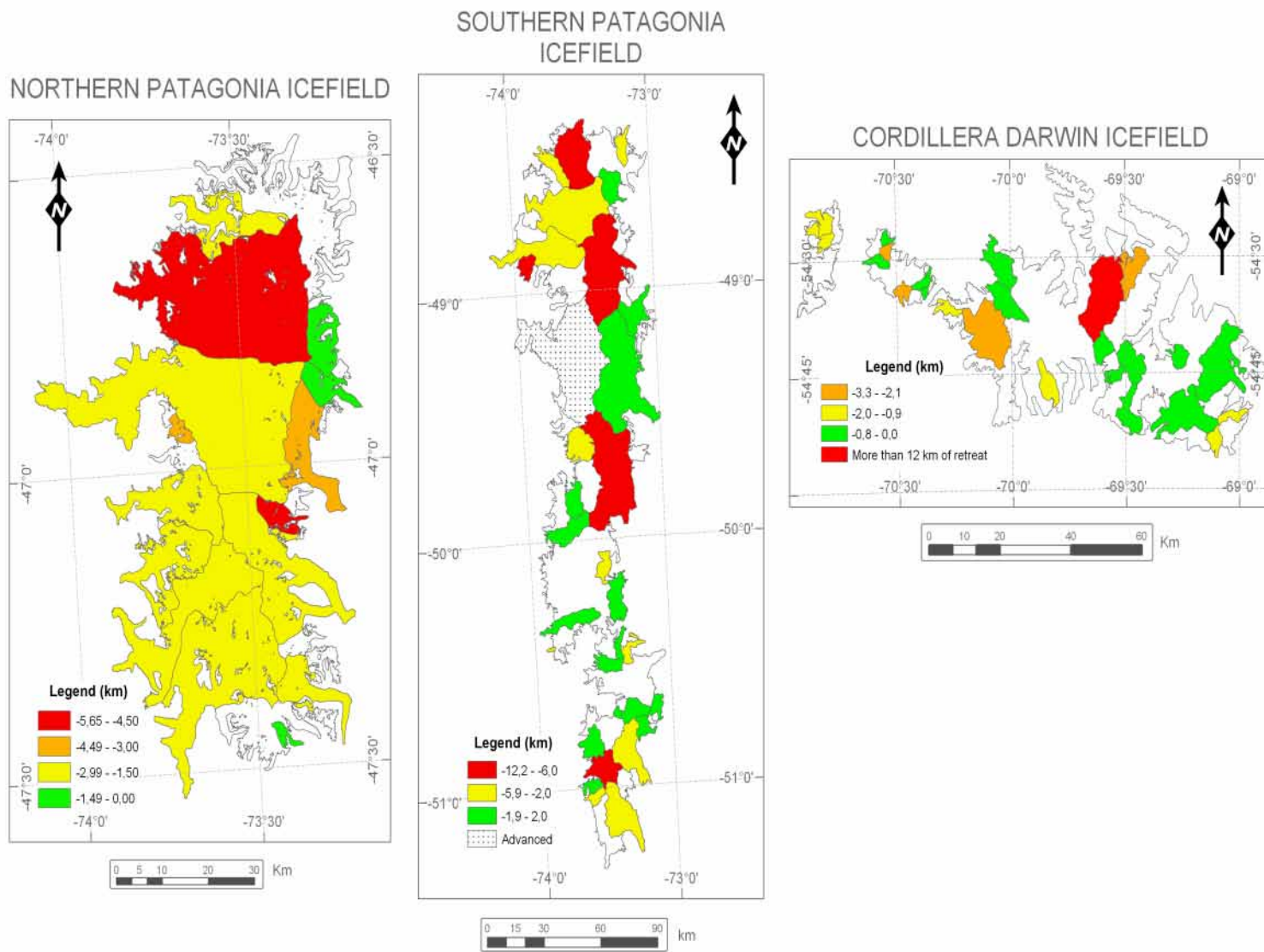


Figure 22. Glacier length fluctuations in km between 1945 and 2005 of the NPI, SPI and CDI.

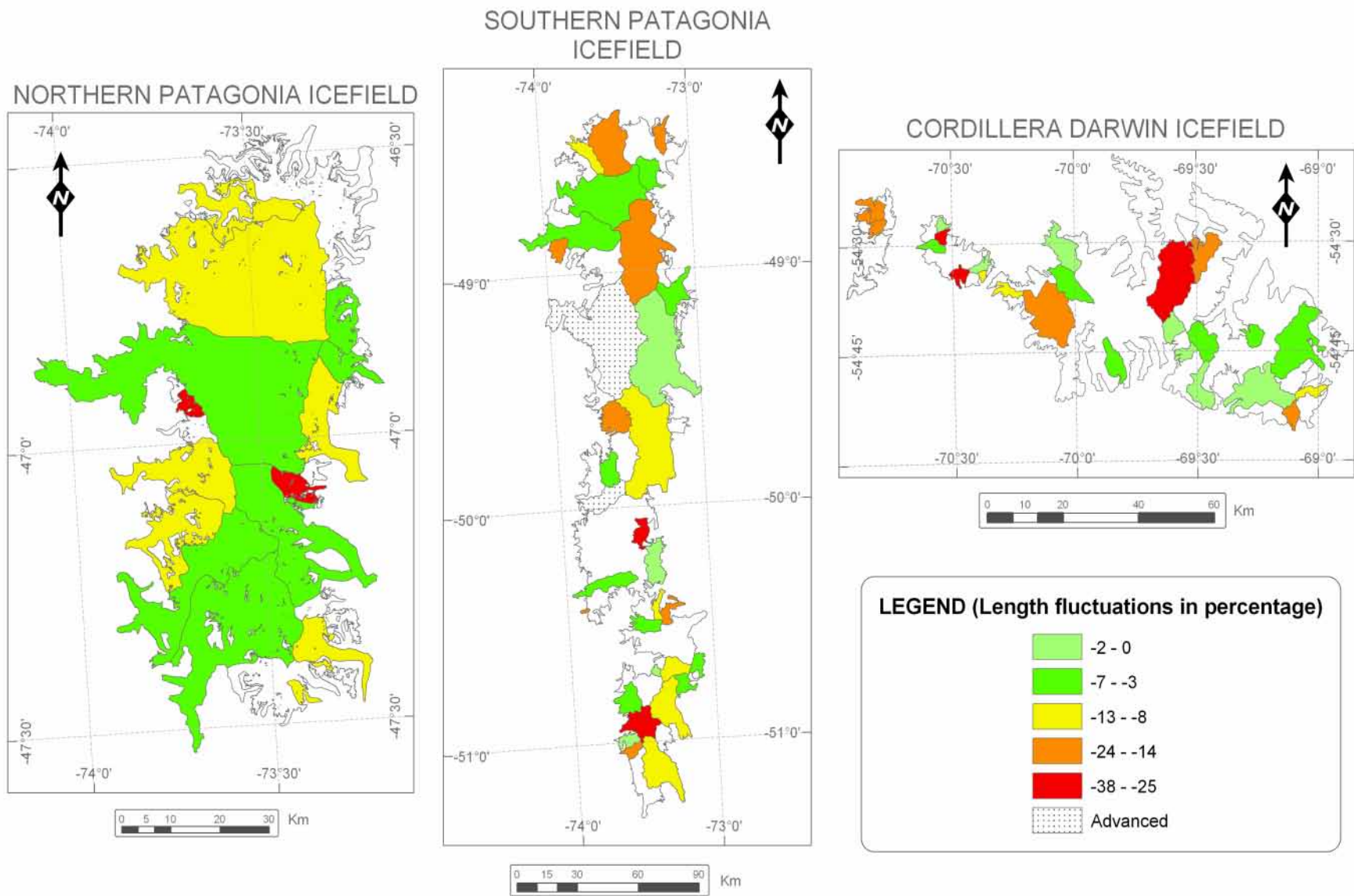


Figure 23. Glacier length fluctuations in percentage of retreat between 1945 and the 2005 of the NPI, SPI, and CDI.

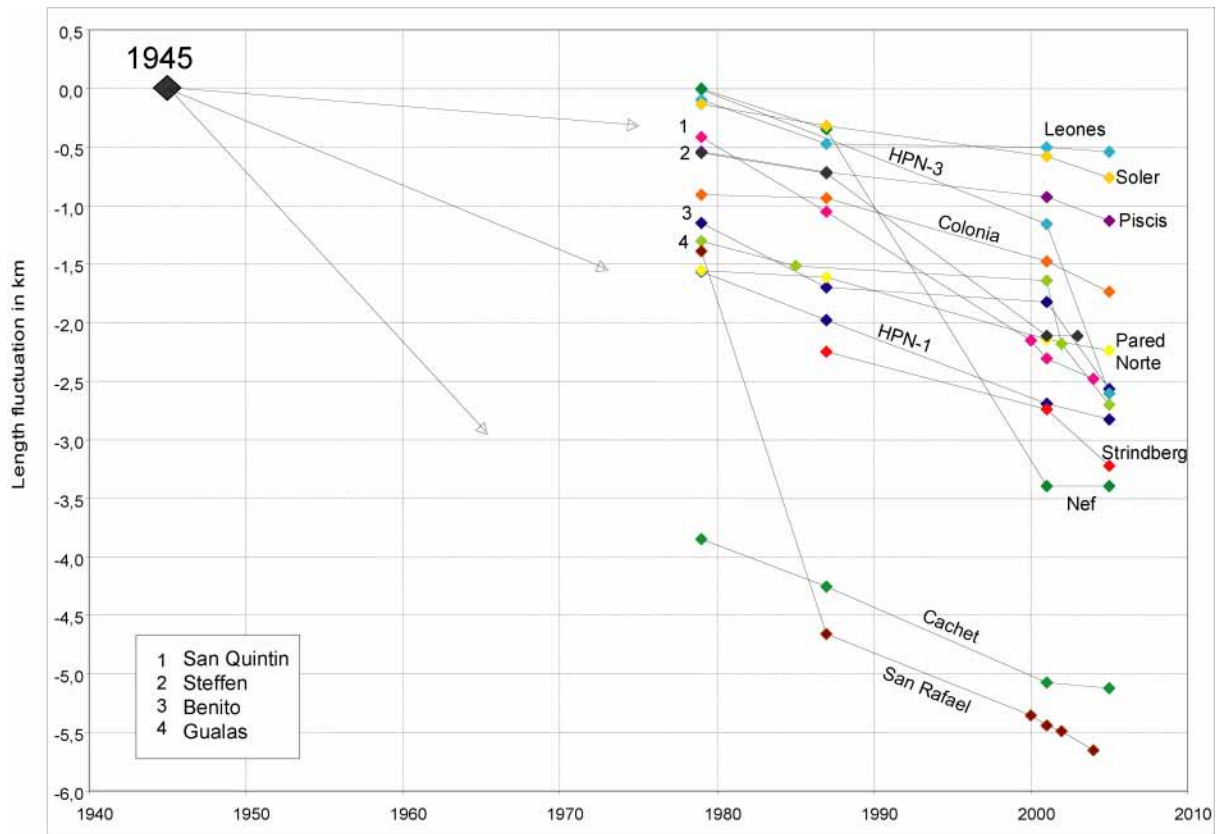


Figure 24. Northern Patagonia Icefield glacier length fluctuations between 1945 and 2005.

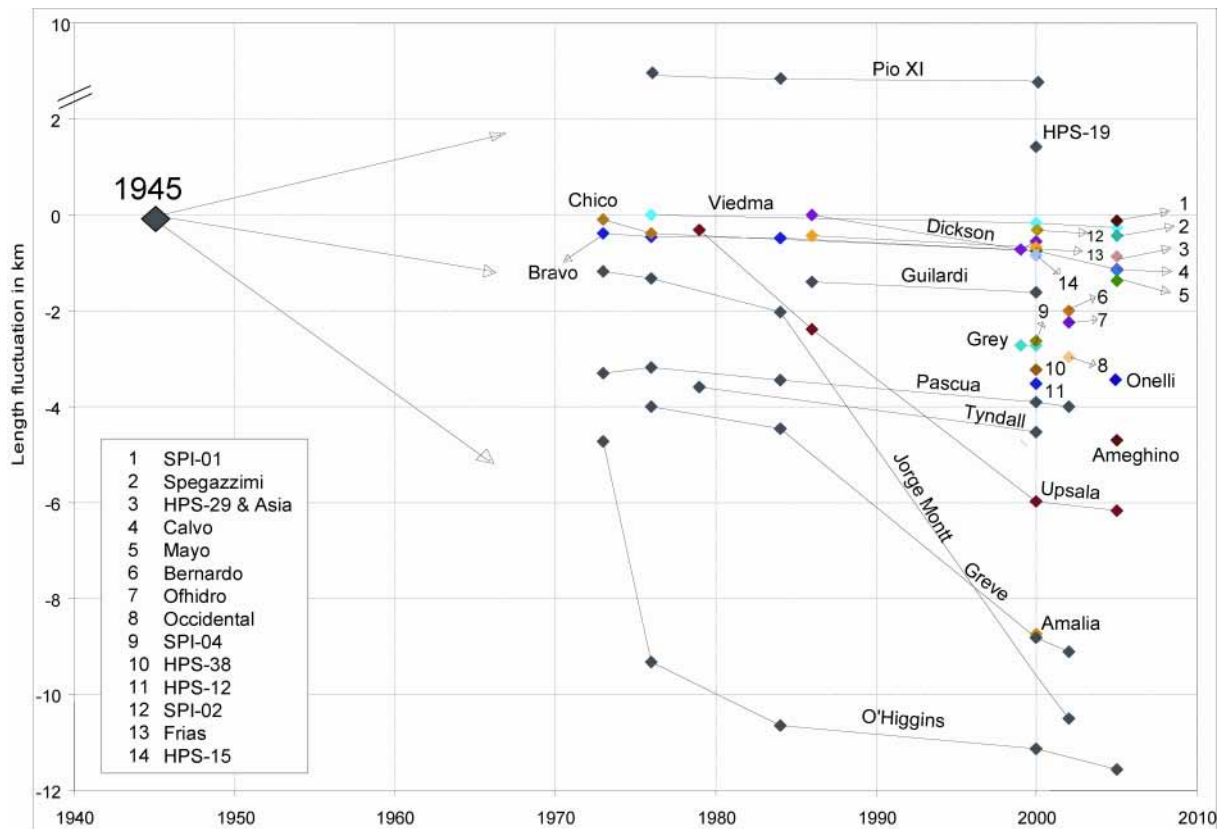


Figure 25. Southern Patagonia Icefield glacier length fluctuations between 1945 and 2005.

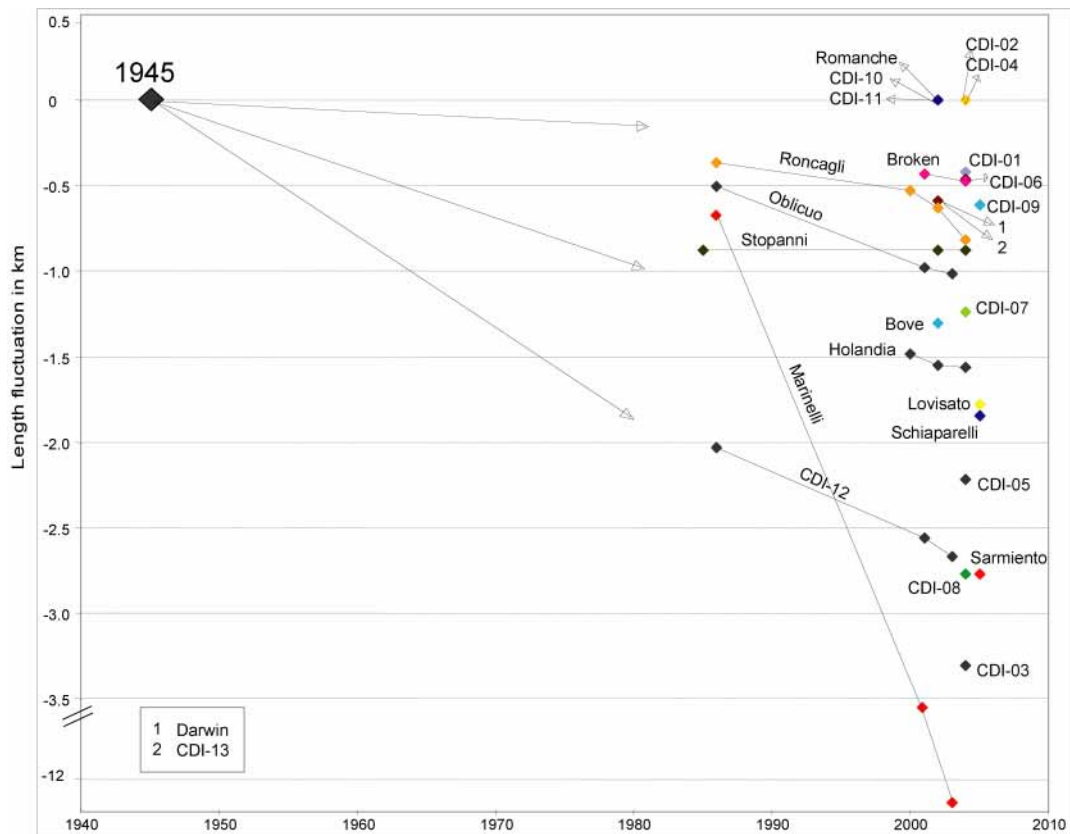


Figure 26. Cordillera Darwin Icefield glacier length fluctuations between 1945 and 2005.

## 2.8. DISCUSSION AND CONCLUDING REMARKS

The majority of the glaciers located in Patagonia and Darwin Cordillera have been retreating between 1945 and 2005. However, different trends of retreat are found according to the geographical location because strongest retreat was observed on the SPI, followed by the retreat at NPI and finally at CDI.

Some glaciers (Leones, Soler and Piscis) located on the eastern side of NPI experienced a reduced retreat compared to the retreat observed on the western and northern sides of the same icefield. At SPI, stronger retreats were found in the northern (until Upsala glacier) and in the extreme southern sides. However, big Pio XI and Viedma glaciers clearly outstand from this trend as well as the central part of SPI which is characterised by small glaciers that did not present strong retreats. The important acceleration of retreat of big glaciers in the 1970's, the strong advance of Pio XI glacier and the small retreat of small glaciers show that geomorphological and dynamic aspects of glaciers are important to assess glacier retreat of SPI. Finally, CDI experienced the lowest retreat except for Marinelli glacier that showed the most important retreat of the 72 studied glaciers (Figure 22). Porter and Santana (2003) suggested that the dramatic increase in the recession rate of Marinelli glacier (a major exception to any kind of

general pattern) is only partially due to climatic warming, because it stems in part from non-climatic phenomenon originated from topography and calving activities. The north-eastern and western sides of the CDI experienced a stronger retreat than the north-western and south-eastern and eastern sides where retreats remained rather small.

In general, the most important glacier retreats were related to calving processes. Also differences of glacier length fluctuations were observed between calving and grounded glaciers: among the 72 studied glaciers those that are grounded generally present a linear trend of retreat, whereas the majority of calving glaciers are characterised by strong and abrupt retreats (e.g. Marinelli, O'higgins and Nef glaciers among others) followed by periods of stability. In order to verify these assumptions, a complete modelling of climate-glacier relationship as well as of glacier dynamics would be necessary: The current glacier-length records are essential information for this task.

As far topography is concerned, it has been observed in many cases that among the 72 studied glaciers, those with slopes between  $2^{\circ}$  and  $6^{\circ}$  retreated a lot; whereas those glaciers with steeper slopes retreated less.

From the climatic point of view, the glacier retreat south of  $46^{\circ}30'$  S could be explained by the warming suggested by Carrasco *et al.* (2002), Ibarzabal *et al.* (1996), Rosenblüth *et al.* (1995), Rosenblüth *et al.* (1997) and Rasmussen *et al.* (2007) as a first order control of negative mass balance, because according to Rasmussen *et al.* (2007) precipitation has changed little. This is also observed on the meteorological stations (although data is scarce), however, according to data recorded on the Bahia Felix and Faro Evangelista stations, a clear decrease in precipitation is observed since the beginning of the 20 century. Then, precipitation must be considered as a second order control of negative mass balance as well, because the different rates of retreat between each glacier must be determined by the temporal and spatial variability of the precipitation. Also, the different rates of glacier retreat should be strongly related to differences of geometry, glacier dynamics and response time.

#### **ACKNOWLEDGMENTS**

Paulina Lopez conducted this study within a PhD program granted by a IRD/DSF scholarship. Two Chilean institutions provided meteorological data: the Dirección Meteorológica



de Chile and the Dirección General de Aguas of Aysén. The CECS provided single satellite images and mosaics of the NPI and SPI.

The NCEP/NCAR Reanalysis data were provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.cdc.noaa.gov/>

Les différents résultats obtenus doivent être interprétés et comparés avec précaution. En effet, parmi les 72 glaciers étudiés, la plupart vèlent alors que d'autres non. D'une part, comme nous l'avons dit précédemment, les mouvements du front de ces deux types de glaciers se comportent de manière différente. D'autre part, les glaciers qui vèlent sont contrôlés par des paramètres climatiques et non climatiques. Par exemple, sur notre zone d'étude certains glaciers vèlent dans des fjords et d'autres dans des lacs. Or le processus de vèlage et *a fortiori* le mouvement du front est fortement déterminé par la géométrie et les caractéristiques de l'eau.

De nombreux travaux scientifiques destinés à une meilleure connaissance du processus de vèlage ont été développés à travers le monde (Fricker *et al.*, 2002, Kirkbride et Warren, 1999, Motyka *et al.*, 2002, Warren et Aniya, 1999). Nous tenons à souligner les études menées en Alaska plus particulièrement sur le glacier Columbia qui ont donné lieu à des avancées significatives dans ce domaine. D'autre part, ces travaux sont particulièrement intéressants dans le cadre de notre recherche compte tenu des similitudes des sites d'étude (Brown *et al.*, 1982, Brown *et al.*, 1986, Krimmel, 1992, Meier *et al.*, 1985, Post, 1975, Rasmussen, 1989, Van der Veen, 1995, 1996, Walters et Dunlap, 1987).

Ces études effectuées en Alaska ont permis d'identifier les facteurs jouant un rôle prépondérant dans le recul rapide des glaciers qui vèlent : ablation, amincissement, fracturation de la glace et eau profonde au niveau du terminus du glacier. Ces travaux ont aussi montré l'existence d'une relation linéaire entre le taux de vèlage et la profondeur de l'eau. Venteris (1999) a comparé le recul rapide du glacier Columbia à celui des glaciers Patagoniens. L'auteur a conclu que les processus qui régissent le vèlage au Glacier Columbia ne sont pas aberrants et constituent une bonne base conceptuelle pour comprendre d'autres glacier du type *tidewater*.

Bien que les résultats obtenus en Alaska soient d'une importance capitale, il serait hasardeux de généraliser le modèle proposé à l'ensemble des glaciers *tidewater* ou encore des glaciers patagoniens. En effet, les données nécessaires telles que le taux de vèlage, le flux de vèlage, la profondeur et la température de l'eau ainsi que le taux d'ablation sont très difficiles à mesurer.

Peu de mesures ont été effectuées en Patagonie. A notre connaissance, les seuls glaciers mesurés sont les suivants : le glacier Nef (Warren *et al.*, 2001) et San Rafael du CHN et les glaciers Jorge Montt, Pio XI, Upsala, Mayo, Ameghino, Perito Moreno, Grey and Tyndall du CHS (Warren et Aniya, 1999). A titre d'exemple, citons quelques résultats issus de l'analyse des données récoltées. Warren *et al.*, (1995) a montré l'importance de l'environnement local dans la distribution de la magnitude et de la fréquence du vèlage du Glacier San Rafael. Skvarca *et al.*, (2002) ont calculé le ratio de vitesse et la profondeur de l'eau du glacier Upsala en réalisant diverses mesures mais aussi à l'aide des image satellite. Aussi, Warren *et al.*(2001) ont tenté de décrire quantitativement des événements du vèlage du glacier Nef du CHN à l'aide de la modélisation.

## Conclusion générale du chapitre 2

Compte tenu des caractéristiques complexes des 72 glaciers étudiés, le calcul de la longueur des glaciers s'est avéré une tâche délicate. L'interprétation de ces résultats a été faite avec précaution en raison du type de front de ces glaciers (vèlage).

On a observé un recul généralisé sur les trois champs de glace avec toutefois quelques exceptions de glaciers qui ont avancé. Les résultats obtenus montrent des reculs plus ou moins importants. Ces différences sont très probablement liées aux caractéristiques géométriques et dynamiques propres à chaque glacier, principaux facteurs déterminant le temps de réponse. Aussi, la variabilité spatiale de la précipitation doit jouer un rôle prépondérant.

Le recul de ces glaciers est probablement lié à l'augmentation de la température dans cette région proposé notamment par Ibarzabal *et al.* (1996), Rosenblüth *et al.* (1995) et Rasmussen *et al.* (2007). Dans ce cas, le recul des glaciers peut être dû soit à une fonte plus importante dans la zone d'ablation, soit à une diminution de l'accumulation de neige.

Dans la perspective d'apporter des éléments de réponse quant à la variation de l'accumulation de neige, nous proposons une méthodologie permettant le suivi de la surface enneigée considérée comme proxy de l'accumulation de neige. La méthodologie développée, présentée en détail dans le chapitre 3, est appliquée au CHN pour la période 2000 - 2006. Nous espérons pouvoir appliquer cette méthodologie sur une période de temps suffisamment longue pour répondre de façon rigoureuse à la question des variations d'accumulation de neige.

## Chapitre 3. Variation de la surface enneigée du *Campo de Hielo Norte*

Compte tenu de l'impossibilité de mesurer la précipitation neigeuse au sein du champ de glace, on propose ici une méthode indirecte basée sur l'hypothèse que la surface enneigée est reliée à la quantité de neige qui tombe et que les variations de cette surface enneigée sont représentatives de la variabilité de l'accumulation neigeuse sur les glaciers du CHN.

Cette approche vise donc à identifier l'évolution intra et inter annuelle de la surface enneigée et la variabilité climatique qui la contrôle.

La surface enneigée est définie ici par la limite entre la neige et la glace. Pour réaliser cette étude on a appliqué aux images MODIS acquises entre les années 2000 et 2006 le « *Normalized Difference Snow and Ice Index* » (NDSI) suivi d'une division entre les bandes spectrale rouge et proche infrarouge afin d'identifier la surface de glace et de la distinguer de la surface de neige. Dans une première étape, on a observé que l'application du NDSI est perturbée par l'ombre liée au relief notamment au centre du champ de glace. Afin de réduire cet effet, une correction topographique a été appliquée selon une méthode proposée par Pascal Sirguy, doctorant à l'Université d'Otago en Nouvelle Zélande. Une fois calculée, la surface enneigée est comparée avec les observations de température et de précipitation.

Comme dans les chapitres précédents des différences climatiques et d'évolution des quelques glaciers avaient été notées entre les façades ouest et est du CHN, on a choisi d'étudier la surface enneigée de l'ensemble du champ de glace mais aussi de regarder les différences entre les deux façades.

Cette étude a conduit à la rédaction d'un article scientifique qui a été accepté par le journal « *Global and Planetary Change* » et qui est intégralement exposé ci-après.

# SNOW COVER MONITORING IN THE NORTHERN PATAGONIA ICEFIELD USING MODIS SATELLITE IMAGES (2000–2006)

PAULINA LOPEZ,<sup>1</sup> PASCAL SIRGUEY,<sup>2</sup> YVES ARNAUD,<sup>3</sup> BERNARD POUYAUD,<sup>1</sup> PIERRE  
CHEVALLIER<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Great Ice, Maison de Sciences de l'Eau. 300, avenue  
du Professeur Emile Jeanbrau 34095 Montpellier France*

<sup>2</sup> *Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) New Zealand Office, School of Surveying,  
University of Otago. PO Box 56, Dunedin, New Zealand*

<sup>3</sup> *Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Great Ice, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique  
de l'Environnement. 54, rue Molière 38402 - Saint Martin d'Hères cedex, France*

## Abstract

The snow cover of the Northern Patagonia Icefield (NPI) was monitored after applying the Normalized Difference Snow Index (NDSI) and the Red/NIR band ratio to 134 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) images captured between 2000 and 2006. The final results show that the snow cover extent of the NPI fluctuates a lot in winter, in addition to its seasonal behaviour. The minimum snow cover extent of the period (3,600 km<sup>2</sup>) was observed in March 2000 and the maximum (11,623 km<sup>2</sup>) in August 2001. We found that temperature accounts for approximately 76% of the variation of the snow cover extent over the entire icefield. We also show two different regimes of winter snow cover fluctuations corresponding to the eastern and the western sides of the icefield. The seasonality of the snow cover on the western side was determined by temperature rather than precipitation, while on the east side the seasonality of the snow cover was influenced by the seasonal behaviour of both temperature and precipitation. This difference can be explained by the two distinct climates: coastal and continental. The fluctuations in the winter snow cover extent were more pronounced and less controlled by temperature on the western side than on the eastern side of the icefield. Snow cover extent was correlated with temperature  $R^2=0.75$  and  $R^2=0.74$  for the western and eastern sides, respectively. Since limited meteorological data are available in this region, our investigation confirmed that the change in snow cover is an interesting climatic indicator over the NPI providing important insights in mass balance comprehension. Since snow and ice were distinguished snow cover fluctuations can be associated to fluctuations in the snow accumulation area of the NPI. In addition, days with minimum snow covers of summer season can be associated to the period in which Equilibrium Line Altitude (ELA) is the highest.

### 3.1. INTRODUCTION

The Northern Patagonia Icefield (NPI) and the Southern Patagonia Icefield (SPI) are important in evaluating the impact of climate change in the southern hemisphere (Casassa *et al.*, 2002). They represent the largest temperate ice masses of South America (Warren et Sugden, 1993) and provide an important source of fresh water. Rignot et al. (2003) showed that the average ice thinning rates more than doubled during the 1995–2000 period compared to the average rate over 1975–2000, reaching an equivalent sea level rise of  $0.105 \pm 0.011$  mm per year. To improve our understanding of the response of glaciers in South America to climate change, several studies have been conducted in Patagonia, most particularly on the NPI. Some of them consider surface monitoring, front and volume changes with remote sensing data such as aerial photographs or high-resolution satellite images (Aniya, 1988, 2007, Lliboutry, 1956). It has been suggested that the origin of the thinning, retreat, and loss of glacier surface could result from a change in the icefield's snow accumulation regime (Aniya, 1988), however in order to confirm this suggestion, mass balance measurements are necessary on the NPI.

To monitor glacier mass balance, either field measurements (ablation stakes and accumulation pits) or differential analysis of the multi-temporal Digital Elevation Model (DEM) are required (Bamber et Payne, 2004, Berthier *et al.*, 2004). Applying both of these methods to the NPI is a complex issue because access to the area is difficult and there is a paucity of DEM. Nevertheless, given the sensitivity of snow cover to precipitation and temperature, its study can provide more insights on the evolution of the icefield accumulation regime. The main problem in monitoring the NPI snow cover is the difficulty in making field observations because of unfavourable meteorological conditions (Peña et Escobar, 1987) as well as the large size of the icefield. Remote sensing offers good tools to evaluate the earth's conditions and therefore is particularly appropriate to analyse such large ice bodies.

Romanov and Tarpley (2003) analysed seasonal changes of the snow-covered area of South America between May 2000 and November 2001 using data from Geostationary Operational Environmental Satellite 8 (GOES-8) Imager at 1 km and 4 km of spatial resolution. Foster et al. (2002) and Foster et al. (2003) analysed the seasonal snow cover extent and depth (for the 1988–2001 and 1979–2001 periods, respectively) in the middle latitudes of South America using data from the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SSMR) instrument onboard the Nimbus 7 satellite and from the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) sensors onboard Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) satellites. These studies have provided important information on the seasonal behaviour of the snow extent in South America in a global

scale. The spatial resolution of the sensors used on those studies is not enough refined for studying the snow cover extent of the NPI.

Snow cover has a highly dynamic behaviour (Lliboutry, 1956) and therefore needs to be monitored frequently. The NPI is very often covered by clouds, and as a consequence, only very few high-resolution images are available. In order to partially address this issue, the MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) onboard the Terra spacecraft was used because it provides imagery with a repeat time (2 days) and resolution (250, 500 and 1,000 m) that are suitable for monitoring the snow cover extent of the NPI.

The National Snow and Ice Data Center distributes the MOD10A1 Snow Products which are daily snow cover extent maps based in MODIS images. The MODIS MOD10A1 Snow Products make it possible to study the daily changes in snow cover. However, they fail to map some snow because of confusion between clouds and snow due to the MOD35 cloud mask which is an input to the MOD10A1 algorithm (Hall *et al.*, 2002). This may hamper the analysis of the snow cover distribution (Romanov et Tarpley, 2003). The capabilities of MODIS Snow Products to identify snow and ice in the NPI were evaluated by testing the MODIS MOD10A1 daily Snow Products in the area of study. We confirmed the fact that too many pixels were mapped as cloud when they should have been mapped as snow. Therefore, the monitoring of the snow cover extent of the NPI over time was derived from raw cloud-free MODIS-Terra data sets over the 6-year period (2000–2006). Due to complex terrain, a topographical correction had to be applied to the MODIS-Terra images.

The objective of this study was to analyse the changes in the extent of the snow cover on the NPI and its relations with the atmospheric conditions. Meteorological data were analysed to elucidate the source of the snow cover fluctuations. This required the icefield to be divided into a western and an eastern side based on the topographic and climatic differences between the two sides of the NPI.

### **3.2. STUDY AREA**

The Northern Patagonia Icefield (Figure 27) is located between 46°30' and 47°30' of the southern latitudes. It covers a total surface area of 4,197 km<sup>2</sup> (including rock outcrops) and it extends for nearly 125 km north-south between Grosse and Steffen Glaciers, with a maximum width of 71 km in the west-east direction between the frontal tongues of San Quintín and Soler Glaciers (Rivera *et al.*, 2007).

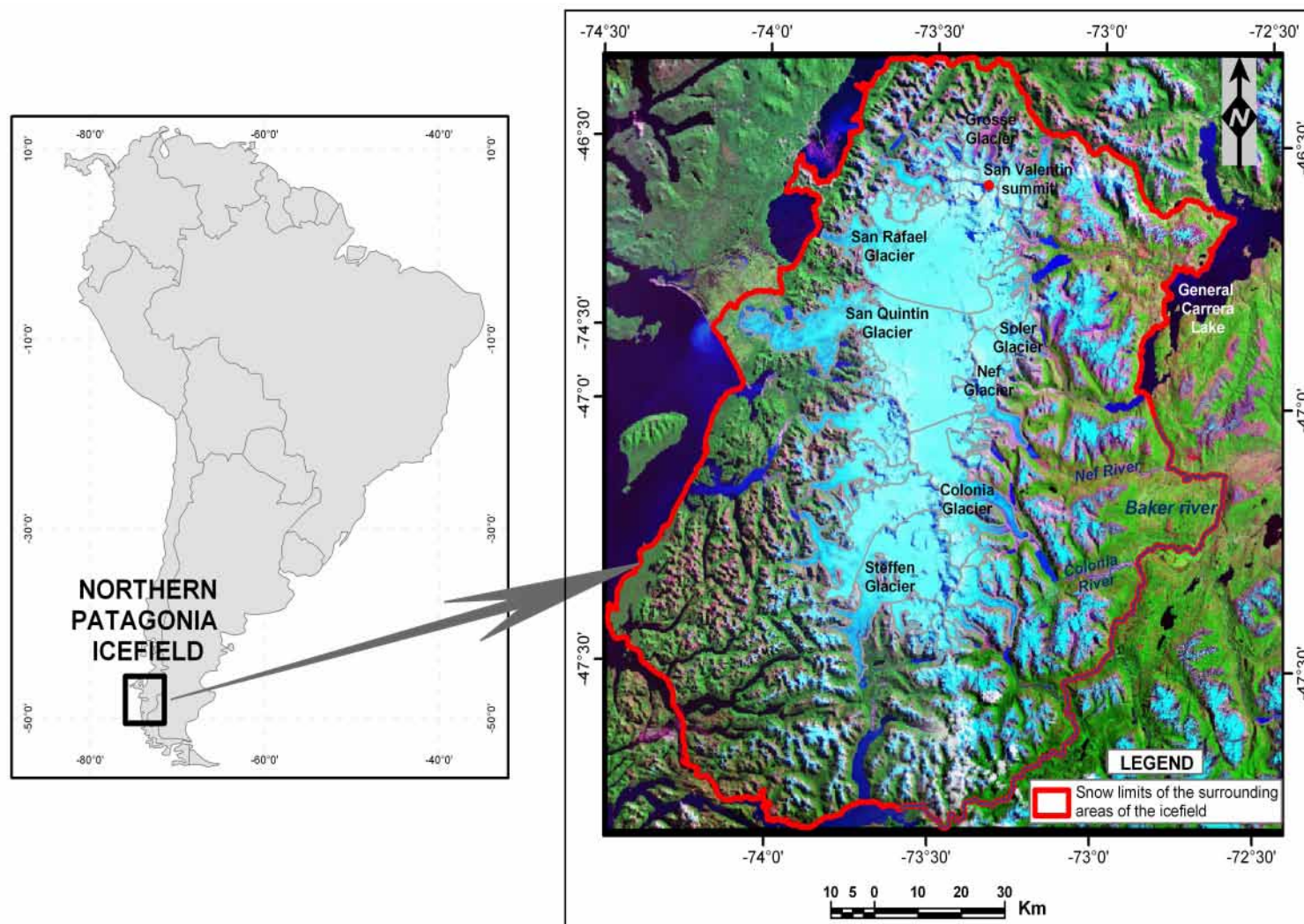


Figure 27. The Northern Patagonia Icefield.

False-color composite mosaic of Landsat ETM+ satellite images (in UTM projection 18 South zones and datum WGS 84), bands 1 (red), 4 (green) and 5 (blue), acquired on March 11, 2001.



The highest point is the San Valentin summit, 3,910 m above sea level (asl) which is located in the north-eastern part of the icefield. The minimum altitude is sea level on the west side, close to the Pacific Ocean. The central plateau of the icefield is interrupted by mountain ranges, which are also present on the eastern side of the icefield.

The eastern side of the NPI has a large collection of lake systems. The largest one is General Carrera Lake covering 1,850 km<sup>2</sup> (Martinic, 2005). The overflow of General Carrera Lake is the source of Baker River, the largest river in the region. The greatest tributaries such as the Nef and Colonia flowing into the Baker River come from the Northern Patagonia Icefield.

Because of its proximity to the Pacific Ocean, the western part of the icefield is influenced by a maritime climate and is exposed to the oceanic fronts coming from the Antarctic continent. In consequence precipitation is substantial and consistent throughout the year (around 4,000 mm/year) (Lliboutry, 1998), whereas the eastern side is more exposed to a continental climate where amounts and fluctuations of precipitation are reduced. On the piedmont areas of the eastern side of the NPI, the annual amount of precipitation is approximately 1,500 mm (Enomoto et Nakajima, 1985). Thus, a strong precipitation gradient is observed in the west-east direction (Fujiyoshi et al., 1987). The atmospheric flows generally come from the west, and the north-south mountain range is a source of foehn winds associated with low humidity on the eastern side of the icefield.

According to the meteorological data, the monthly mean minimum temperature is 2.8°C higher on the western side than on the eastern side and the monthly mean maximum temperature is 3.5°C lower on the western side than the temperature recorded by the meteorological stations in the eastern region exposed to a colder continental climate (Figure 28). The Reanalysis data (NCEP/NCAR) used in this study confirm these trends.

De Agostini (De Agostini, 1933) demonstrated five essential variables that induced the development of glaciers in the NPI: abundance of precipitation, cloudiness, low summer temperatures, elevation above the limit of perennial snow and topography. As a result of the west-east precipitation gradient and topography, glaciers are larger on the western side than on the eastern side. According to observations made in December 1983, transient snow lines were approximately located at 1,000 m asl on San Rafael Glacier and at 1,500 m asl on Soler Glacier, i.e. a snow line 500 m lower on the west side than on the east side (Ohata *et al.*, 1985). The equilibrium line altitude (ELA) was estimated by Rivera et al., (2007) at 1,150 m asl as the overall ELA of the NPI for 2001 year. Most of the NPI's glaciers have calving fronts in freshwater lakes. One of them, the San Rafael glacier, has a tidewater calving front (Warren *et al.*, 1995).

### 3.3. DATA SET

#### 3.3.1. Satellite images

##### 3.3.1.1. MODIS images

MODIS images belong to the Earth Observation System (EOS) and they were used for this study, because they offer a suitable temporal, spectral and spatial resolution. MODIS has 36 bands and is a cross-track-scanning imaging radiometer. The instrument field of view is  $\pm 55^\circ$  from the nadir. The sensor observes the earth from a sun-synchronous position near the polar orbit at an altitude of 705 km. MODIS Terra presents global coverage in 2 days. The datasets used are Level 1 B products (MOD02QKM, MOD02HKM, MOD021KM and their geolocation file MOD03), which contain calibrated and geolocated radiances. The bands used in this study are shown in table 4.

Band	Nominal nadir resolution	Mode	Bandwidth ( $\mu\text{m}$ )	Central Bandwidth ( $\mu\text{m}$ )	
1	250 m	MOD02QKM	0.620–	0.645	Red
2			0.841–	0.8585	Near IR
3	500 m	MOD02HKM	0.459–	0.469	Blue
4			0.545–	0.555	Green
5			1.230–	1.24	SWIR
6			1.628–	1.64	SWIR
7			2.105–	2.13	SWIR
31	1 km	MOD021KM	10.78–	11.03	Thermal

Table 4. The bands of MODIS images used in this study, their nominal nadir resolution and bandwidth.

##### 3.3.1.2. MODIS Snow Products

The MODIS Snow Products are snow cover maps based on MODIS images. They are distributed by the National Snow and Ice Data Center (<http://nsidc.org>). The downloaded version was MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500 m Grid (MOD10A1). This version consists of 1200×1200-km land tiles of 500 m spatial resolution data. Its coverage is global. MOD10A1 Version 4 (VOO4) data are georeferenced on an equal-area sinusoidal projection in a daily temporal resolution.

MODIS snow cover data are based on a snow mapping algorithm that employs a Normalized Difference Snow Index (NDSI) and other criterion tests (Hall *et al.*, 2002). The snow mapping algorithm classifies pixels as snow, snow-covered lake ice, cloud, water, land or other. Snow extent is the primary variable of interest in this data set. Version 4 (V004) of the MOD10A1 Snow Products is the latest version (Hall *et al.*, 2000, updated daily) and was used in this study.

### 3.3.1.3. Landsat Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) images

The Landsat ETM+ imagery is captured from the sensor ETM+ (onboard the Landsat 7 satellite). The swath is 185 km and scene size  $170 \times 183$  km with a temporal resolution of 16 days. Landsat ETM+ images have seven multispectral bands. The spatial resolution is 30 m, with a thermal band at 60 m (Table 5). A mosaic of the area was constructed from Landsat ETM+ images acquired on 11 March 2001. Scenes were downloaded from the United States Geological Survey (USGS) web site.

Band	Bandwidth ( $\mu\text{m}$ )	Nominal Nadir Resolution	
1	0.450–0.515	30	Blue
2	0.525–0.605	30	Green
3	0.630–0.690	30	Red
4	0.760–0.900	30	Near IR
5	1.550–1.750	30	Mid IR
6	10.40–12.5	60	Thermal
7	2.080–2.35	30	Mid IR

Table 5. Bands of Landsat ETM+ satellite images, their nominal nadir resolution and their bandwidth.

### 3.3.2. Digital Elevation Model

For the topographic correction the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) was used. The SRTM obtained elevation data at a near-global scale. SRTM consisted of a specially modified radar system that flew onboard the space shuttle endeavour during an 11-day mission in February 2000. The horizontal spacing of the SRTM DEM is  $90 \times 90$  m and the absolute vertical accuracy is better than 9 m. (Farr *et al.*, 2007). The DEM was re-sampled at 250 m of horizontal spacing according to the spatial resolution of the band 1 and 2 of MODIS images. The DEM is provided in geographic coordinates. The elevation values refer to WGS84 both horizontally and vertically.

### 3.3.3. Climatic data

There is no permanent meteorological station on the icefield itself; however, long and short time series of precipitations and temperature exist from meteorological stations located close to the icefield. Figure 28 shows the spatial distribution of meteorological stations and the monthly mean fluctuations for all the temperature and precipitation data available. Three main problems arose using these data. First, the time series are not the same for every station. Second, the time series of only one station (Cabo Raper) located on the western side of the icefield, stopped in 1983; therefore no data for 2000–2006 were available for the western side. Third, several data series contained numerous long periods of missing data.

To partially solve these problems, some of the climatic data used in this study was derived from the National Centers for Environment Prediction (NCEP) – National Center for Atmospheric Research (NCAR) Reanalysis project (NNR) (Kalnay *et al.*, 1996). Reanalysis climatic records are calculated on 2.5° grids (geographical coordinates) for 17 different pressure levels from 10 to 1,000 hPa. Monthly mean temperature and wind speed for the 72.5°W \* 47.5°S (representing the NPI's eastern conditions) and 75°W \* 47.5°S (representing the NPI's western conditions) grids at 850 hPa pressure level were used. The 850 hPa pressure level corresponds to approximately 1,400 m asl, similar to the mean altitude of the NPI.

Reanalysis temperature data from the 72.5°W \* 47.5°S grid were validated through correlations with data from six stations located in the eastern surrounding areas of the icefield. An average coefficient of determination ( $R^2$ ) of 0.70 was obtained. Reanalysis temperature data from the 75°W \* 47.5°S grid were validated through correlation with data from the Cabo Raper station located on the western side of the icefield. A 0.74 coefficient of determination ( $R^2$ ) was obtained. Therefore Reanalysis temperature data were considered to represent the real conditions of the area studied and were used instead of air temperature measurements from meteorological stations.

Concerning wind speed, because of the lack of field measurements it was not possible to establish a correlation with Reanalysis data. However, Marshall and Harangozo (2000) argued that short-term variability from month to month has been adequately depicted in the Reanalysis data since early 1970s. Using Reanalysis ground wind speed, Schneider and Gies (2004), confirmed this observation.

Reanalysis precipitation data was not used in this study because it is not possible to represent the different precipitation conditions between NPI's western and eastern sides. The main reason is that Reanalysis does not represent orographic precipitation (which is the main type of

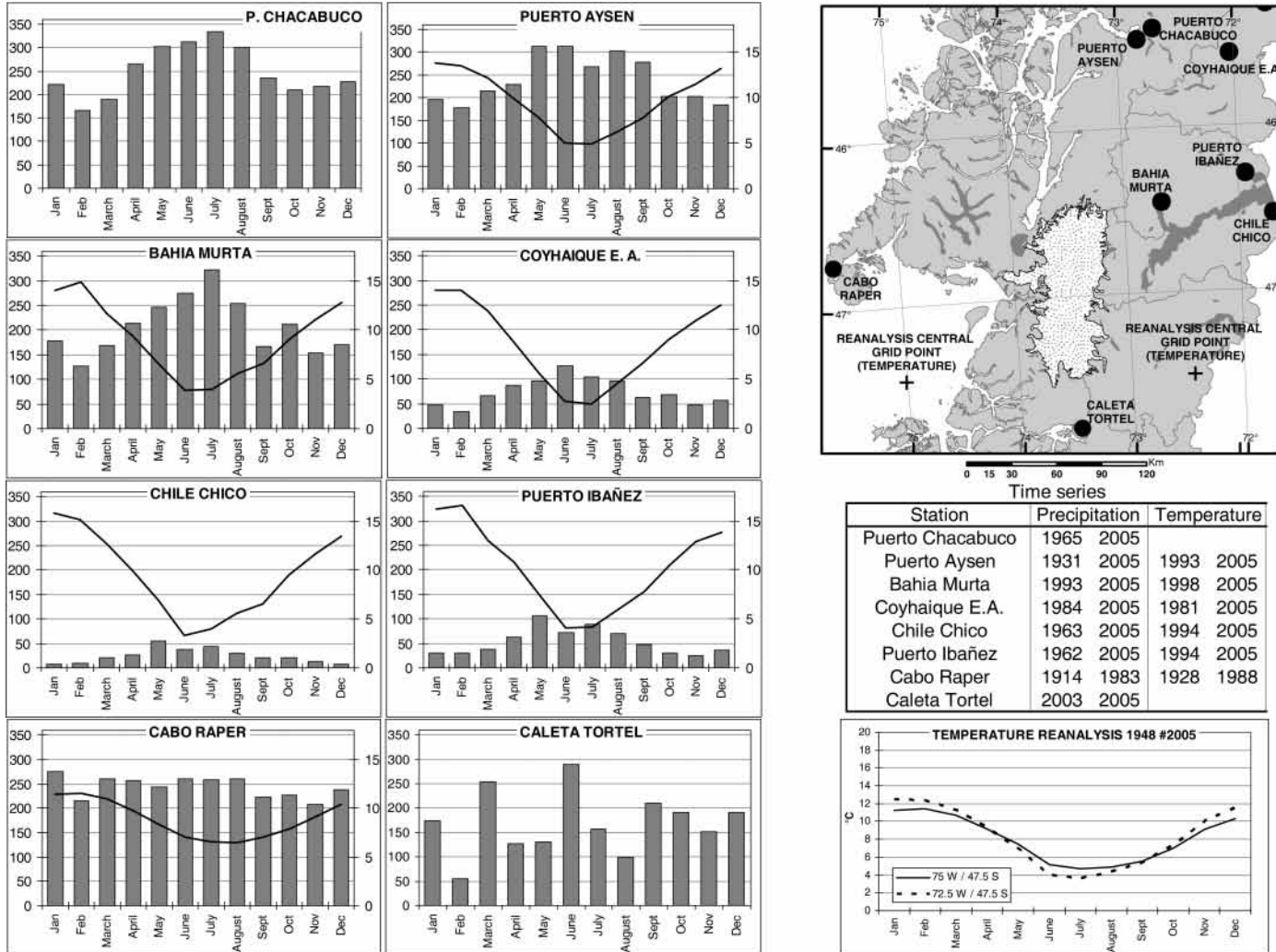


Figure 28. Climatic data recorded on meteorological stations around the icefield and extracted from Reanalysis.

The left Y axis and bars represent the monthly mean precipitation (in mm) and the right Y axis and line represent the monthly mean temperature (in °C).

precipitation of the NPI). Also, the size of the grid (2.5°) cannot represent the significant spatial variability in local precipitations.

Therefore, to analyse the precipitation of the NPI and its relation with the snow cover extent, data from the Bahia Murta station representing conditions of the eastern side were used. This station is located approximately 40 km from the NPI and the precipitation time series available include data from 1993 to 2006, with no missing data. For the western side, the analysis was done using data from the Cabo Raper station, located roughly 100 km from the NPI; the time series available cover 1914–1983, with two years (1971 and 1972) of missing data.

### **3.4. SNOW COVER EXTRACTION METHOD**

The first task was to evaluate the accuracy of MODIS Snow Products for snow and ice identification in the NPI. Ten MODIS Snow Products (MOD10A1) of different months and years were compared with their corresponding raw images (Figure 29). In every MODIS Snow Product tested, the whole NPI was mapped as a cloud area when it is really snow and ice as seen on the Figure 29 A.

It is not the purpose of this study to make a thorough analysis of the performance of MODIS MOD10A1 Snow Products. However, on the NPI the confusions in the classifications showed important problems that are incompatible with our application. Indeed, our study confirms that the cloud mask used previously for the snow classification algorithm is a major source of misclassification, as suggested by Hall (2002).

In order to detect snow and ice surface, we applied the NDSI ourselves (without cloud mask) to cloud-free MODIS images and to those MODIS images containing thin ice-clouds or very small areas of water vapour clouds. As NDSI does not discriminate between snow and ice, we delineated the bare ice areas using (i) a ratio calculated whit Red and NIR bands at 250m and (ii) a false colour composite (VNIR) of MODIS images. Since optical satellite images were used in this study, snow and snow covered ice could not be distinguished.

#### **3.4.1. Normalized Difference Snow Index (NDSI)**

Different methods have been proposed for mapping snow cover based on different sensors (Bitner *et al.*, 2002, Dankers et De Jong, 2004, Romanov *et al.*, 2000). Algorithms for optical sensors with high or low spatial resolution are usually based on the Normalized Difference Snow Index (NDSI), which takes advantage of the contrast between a visible wavelength (0.4–0.7  $\mu\text{m}$ )

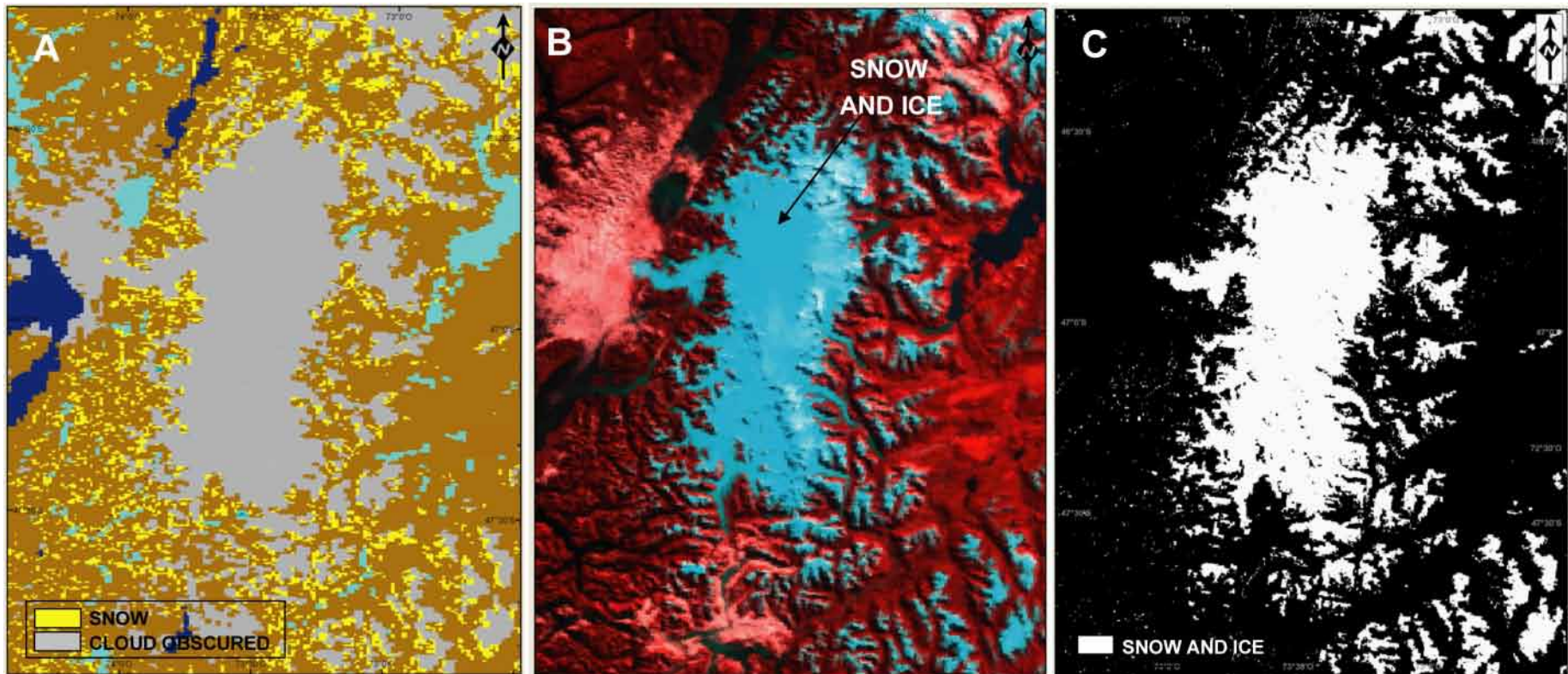


Figure 29. Comparison between: (A) a MODIS Snow Product from 4 April 2002, (B) its corresponding MODIS raw image and (C) the result of the application of the topographic correction and the NDSI to the raw MODIS image.

$\mu\text{m}$ ) and shortwave infrared (SWIR, 1–3  $\mu\text{m}$ ) of the snow spectral signature shown in Figure 30 and Equation 1 (Crane et Anderson, 1984, Dozier, 1989, Hall *et al.*, 2002, Salomonson et Appel, 2004, Wang et Li, 2003)

$$\text{NDSI} = \frac{b_{0.55\mu\text{m}} - b_{1.64\mu\text{m}}}{b_{0.55\mu\text{m}} + b_{1.64\mu\text{m}}} \quad (1)$$

This spectral index aims to enhance the snow and ice targets and discriminate them from vegetation, bare ground and most clouds. The NDSI index does not distinguish between snow and snow covered ice, nor between snow and bare ice. Therefore snow covered ice and bare ice are included in the results obtained with the NDSI.

The spectral response of snow and clouds is very similar in visible and near-infrared bands. In SWIR bands, however, most clouds have a very high reflectance, while the snow has a very low reflectance. Both targets can therefore be differentiated in SWIR bands, particularly in 1.628–1.652  $\mu\text{m}$  (MODIS band 6) and 2.105–2.155  $\mu\text{m}$  (MODIS band 7).

Since only cloud-free images and those images containing thin ice-clouds or very small areas of water vapour clouds were used; the discrimination of snow from clouds has a minor influence on the study. However, it is important to mention that some ice clouds may have an NDSI similar to snow and they can therefore be confused.

Hall *et al.* (1995) and Dozier (1989) showed that a threshold of 0.4 applied on the NDSI is efficient in discriminating snow and ice targets from most other targets. However, since water absorbs almost all SWIR radiation, water also has a high NDSI. To counteract this confusion, additional criteria applied to the top of atmosphere apparent reflectance values were added to the algorithm (Barton *et al.*, 2001, Klein *et al.*, 1997, Riggs *et al.*, 2006)

Therefore, taking all of these factors into account, the criteria for snow and ice identification were:

- (a) NDSI threshold
 
$$\text{NDSI} > 0.4$$
- (b) Water exclusion
 
$$b_{0.86\mu\text{m}} > 0.11$$
- (c) Dark pixel exclusion
 
$$b_{0.55\mu\text{m}} > 0.1$$
- (d) Hot pixel exclusion



$$T_{b11\mu m} < 283K$$

$T_b(\lambda)$  is the brightness temperature calculated from Planck's Lambertian black body theory:

$$T_b(\lambda) = \frac{hc}{k\lambda \ln\left(\frac{2hc^2}{\lambda^5 L(\lambda)} + 1\right)} \quad (2)$$

Where  $h = 6.6260755e-34 \text{ J}\cdot\text{s}^{-1}$  (Planck constant),  $c = 2.9979246e+8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  (speed of light in vacuum),  $k = 1.380658e-23 \text{ J}\cdot\text{K}^{-1}$  (Boltzmann constant).

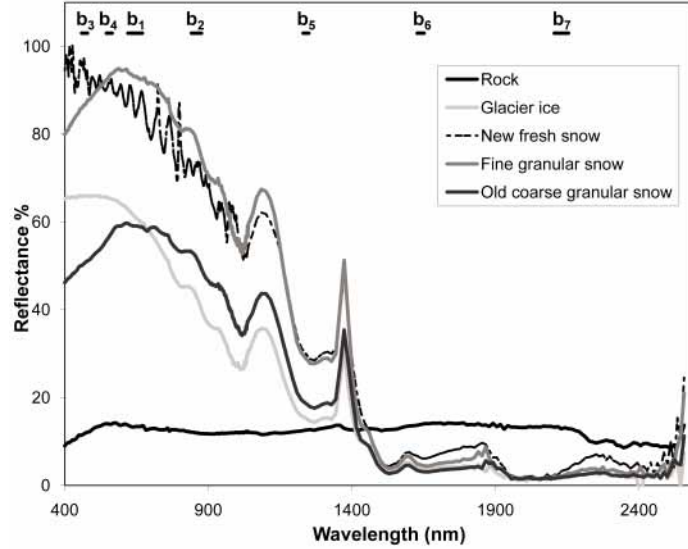


Figure 30. Spectral reflectance curves for snow and ice in different formation stages.

On the upper part of the figure, b1–b7 are the MODIS bands used in this study (Sirguey 2007, personal communication).

This last thermal criterion was first investigated for the MOD10A1 Snow Product by Barton et al. (2001) to remove spurious pixels classified as snow in well-known snow-free areas. Barton et al. (2001) first investigated the brightness temperature but it must be said that the present collection applies a thermal criterion on a land surface temperature computed for snow and ice with the split window algorithm of Key et al. (1997). In our case, we found that a thermal criteria based on brightness temperature in band 31 (11  $\mu\text{m}$ ) was sufficient to remove spurious pixels.

Over the snow and ice surface detected through the NDSI, the bare ice surface was delineated performing a ratio Red/NIR (Barcaza et al., 2006) with MODIS bands at 250 m of spatial resolution along with the interpretation of the false colour composite VNIR MODIS RGB 241. Then, the bare ice surface was excluded from the snow cover obtained with the NDSI.

### 3.4.2. Topographic correction of illumination

In rugged terrain, changes in slope and aspect modify the amount of energy that is received by any pixel and reflected to the sensor (Proy *et al.*, 1989). This accounts for the relative geometry of the target, the sensor, the illumination source (sun) and the neighbouring configuration.

The geometric expansion of the irradiance beam for angles other than normal incidence to the surface along with the contribution of the reflected terrain radiance tends to complicate the radiative transfer (Richter, 1998). Regarding the snow detection algorithm, since illumination is not normalized, pixels will therefore appear darker or brighter according to their relative slope and aspect. Darker pixels will then not pass criteria (b) and (c). This creates holes in the snow cover map that might bias the result. We must therefore take into account these topographic effects at least at a first order of correction.

Since the MODIS swath is wide (2330 km), all pixels are not subjected to the same sun elevation and sun azimuth at the time of acquisition. Maps of the sun azimuth and elevation for the MODIS swath are provided with every acquisition through the Level 1B MOD03 geolocation file. In association with the SRTM DEM, these maps enabled us to normalize the illumination for all pixels according to the relative geometry between the sun, target and sensor, as shown in Figure 31. Apparent reflectance at the top of atmosphere, corrected for topographic effects through the illumination angle, appeared to be sufficient as a first correction approximation to support the mapping of snow at this stage and for this scale. Therefore, the effect of scattering by the atmosphere was not taken into consideration, nor was the bidirectional reflectance distribution factor for snow.

In rugged terrain, under the simplest assumption, the illumination received by a pixel is modulated through the illumination angle  $\cos \beta$  which is the angle between the solar ray and the normal to the surface (Richter, 1998), and that can be obtained using the Euler rotation theorem, which states that any rotation in 3D space can be expressed as a combination of three rotations around the eigen axis of the space. We therefore obtain:

$$\cos \beta = \cos \theta_n \cos \theta_s + \sin \theta_n \sin \theta_s \cos(\phi_n - \phi_s) \quad (3)$$

The three angles – solar zenith ( $\theta_s$ ), terrain slope ( $\theta_n$ ) and relative azimuth of the surface ( $\Phi_n - \Phi_s$ ) – were derived from the SRTM DEM along with the solar geometry retrieved from the MODIS L1B companion file (MOD03) (Figure 31).

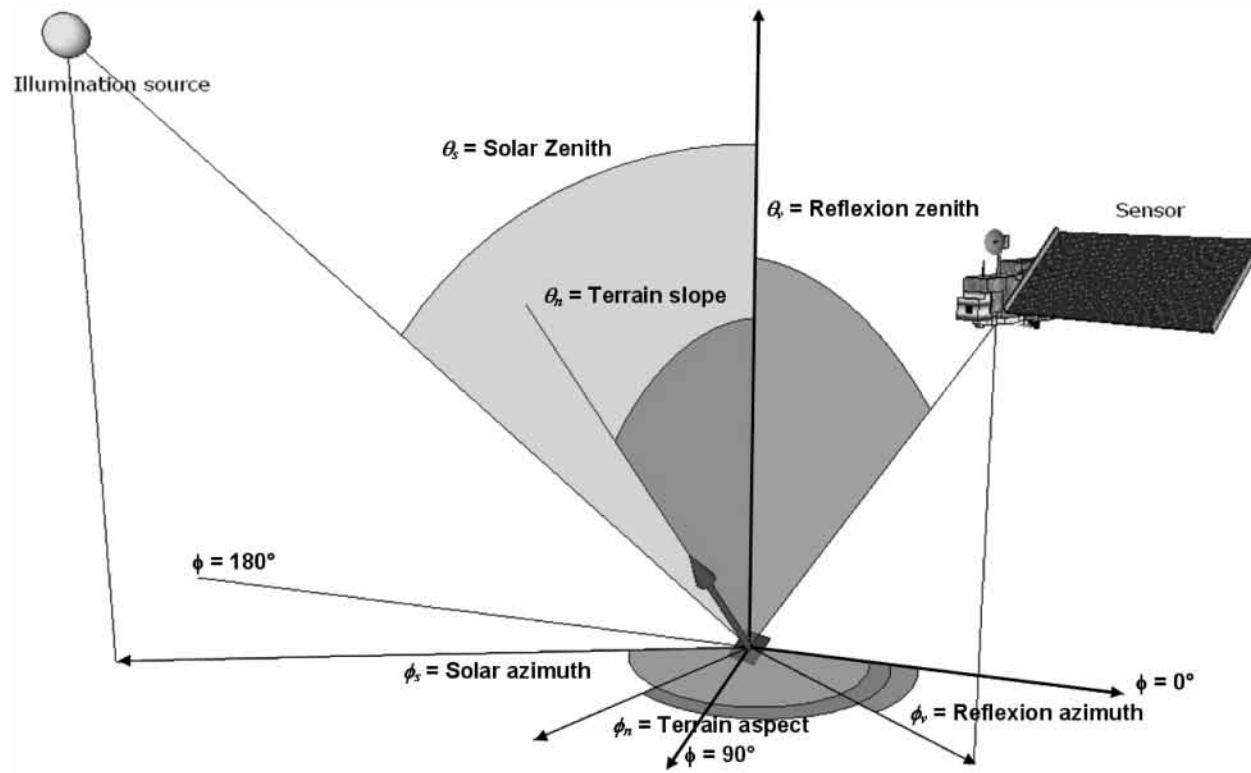


Figure 31. Relative geometry between sun, target and sensor.

This permits to compute the correction factor. Digital values are converted to radiance at the top of the atmosphere. The topographic correction of apparent reflectance accounting for terrain illumination can then be performed using the model given by Richter (1998) simplified under our assumptions and leading to Equation (4).

$$\rho_i^* = \frac{\pi L_i^{TOA}}{E_i \cos \beta} \quad (4)$$

Where for each band  $i$ ,  $L_i^{TOA}$  is the radiance at the top of atmosphere,  $E_i$  is the extraterrestrial irradiance and  $\rho^*$  is the apparent reflectance corrected for topographic effects.

### 3.4.3. Methodology steps

To calculate the snow cover extent by applying NDSI and the Red/NIR bands ratio to MODIS images, we used the following methodology. Firstly, an exhaustive inventory of clear images (manually selected) was carried out: 134 images were found covering the 2000 to 2006 period. In the second step, we extracted and projected images on Universal Transverse Mercator (UTM) projection (officially used in Chile) using the MODIS Swath Reprojection Tool 2.0 distributed by the USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Data Center. Then the apparent reflectance was computed in order to perform the NDSI and other criteria. Finally, the bare ice was detected applying the Red/NIR ratio and excluded from the snow and ice extent estimated with the NDSI.

The snow limits of the surrounding areas of the icefield were determined taking into account the river and fjord systems. Indeed, during the winter season, the snow cover expands outside the glaciers of the NPI until the river and fjord systems which limits were represented with a red line in Figure 27.

## 3.5. RESULTS AND DISCUSSION

### 3.5.1. Snow extent changes over the entire NPI

This study established the frequency with which the icefield was totally cloud-covered, partially cloud-covered or free of clouds. On average during the 2000–2006 period, the entire icefield was covered by clouds 273 days per year, partially cloud-covered (at least part of the icefield covered by clouds, very often the western side) 73 days per year, and free of clouds 19 days per year. The cloudiest months of the year were January, September and December. The year least [most] cloud-covered was 2002 [2005] (Table 6).

Year	Days of NPI totally cloud-covered	Days of NPI partially cloud-covered	Days of NPI free of clouds
2000	234	114	19
2001	226	129	20
2002	230	61	31
2003	280	63	23
2004	300	65	21
2005	255	72	16
2006 (January and February)	49	6	4

*Table 6. Frequency of cloud coverage over the NPI during the 2000–2006 period.*

After extracting the snow cover extent from MODIS imagery, we verified the precision of one result by comparing the extent of the snow cover that was manually delineated from a mosaic of Landsat ETM+ images (collected on 11 March 2001) with the extent of the snow cover derived from its corresponding MODIS image (from the same date) by applying the methodology proposed in this study. The Landsat ETM+ image was taken as ground truth because its spatial resolution (30 m) is higher than MODIS's spatial resolution (250, 500 and 1,000 m). We found a 2.6% surface overestimation of the MODIS-derived snow map. This overestimation calculated at the end of summer (when the snow cover extent was minimal) is expected to be maximal because this discrepancy is normalised by the total surface. Nevertheless, we were not able to prove that this 2.6% overestimation would be similar for the entire study period because few high-resolution images were available for the area. Therefore, the overestimation calculated is a suggestion rather than fully reliable statistical evidence.

The snow cover extent calculated on the 134 MODIS images was taken into account to define the changes in snow cover extent over time. Certain months were not represented in the study because during those months the NPI was totally or partially cloud-covered. The fluctuations in the snow cover extent are shown in Figure 32A. The intra-annual fluctuations followed a seasonal pattern. From early January to the end of February or to the middle of March (end of austral summer), the snow cover extent of the icefield decreased to its annual minimum. Then, from the middle or end of March, the snow cover extent increased until mid-August, to reach its annual maximum (end of austral winter). Furthermore, the snow cover extent decreased until the middle of March. The smallest snow cover extent area of the 2000 – 2006 period was 3,600 km<sup>2</sup> on March 9, 2000 and the largest one was on August 3, 2001, with a total area of 11,623 km<sup>2</sup>.

During the winter season, sudden increases and decreases in snow cover extent were observed within short periods of time. For example, in 2003 the snow cover extent expanded by 2,696 km<sup>2</sup> within 28 days (between 27 July and 24 August) and within 19 days (between 24 August and 12 September) its extension decreased by 3,117 km<sup>2</sup>.

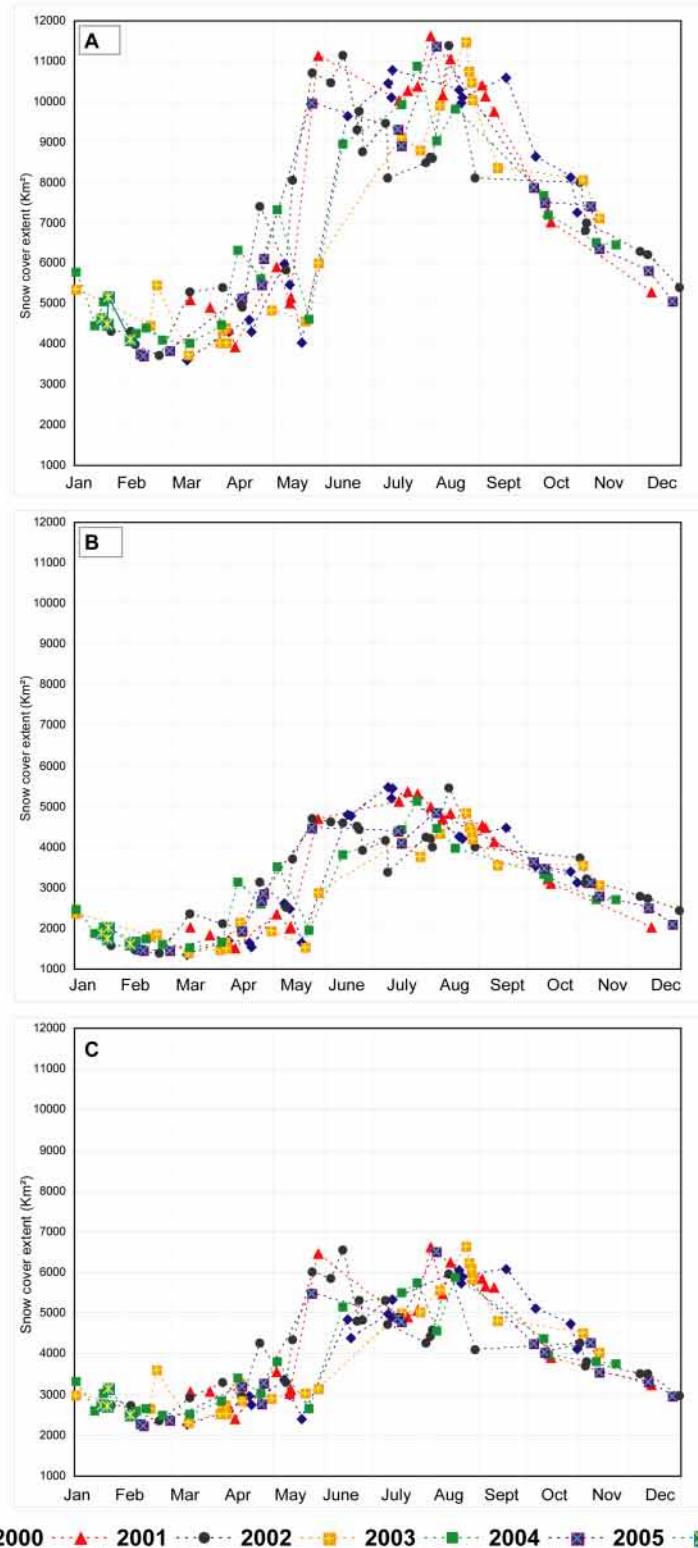


Figure 32. Snow cover extent of the entire NPI (A), east (B) and west (C) for 2000–2006.

### 3.5.2. Comparison of the snow cover extent changes between the western and the eastern sides of the NPI and their relation with meteorological data

The maximum snow cover extent of the 2000–2006 period on the western side was 6,635 km<sup>2</sup> (August 24, 2003) and the minimum was 2,246 km<sup>2</sup> (February 11, 2005). In the eastern part, a maximum of 5,476 km<sup>2</sup> (July 8, 2000) was observed and the minimum snow cover extended over 1,337 km<sup>2</sup> (March 9, 2000).

The annual fluctuations of the snow cover extent on both sides followed the same seasonal behaviour as that observed for the entire icefield: minimal snow cover extent between February and March, increasing toward winter months. However, some differences in winter snow cover extent between the two sides were observed (Figure 32B and C). For almost every year studied, the winter snow cover extent on the western side reached its maximum in May/June or in August, and the minimum values were observed between June and July, causing two peaks and strong intra-seasonal fluctuations that were observed less on the eastern side.

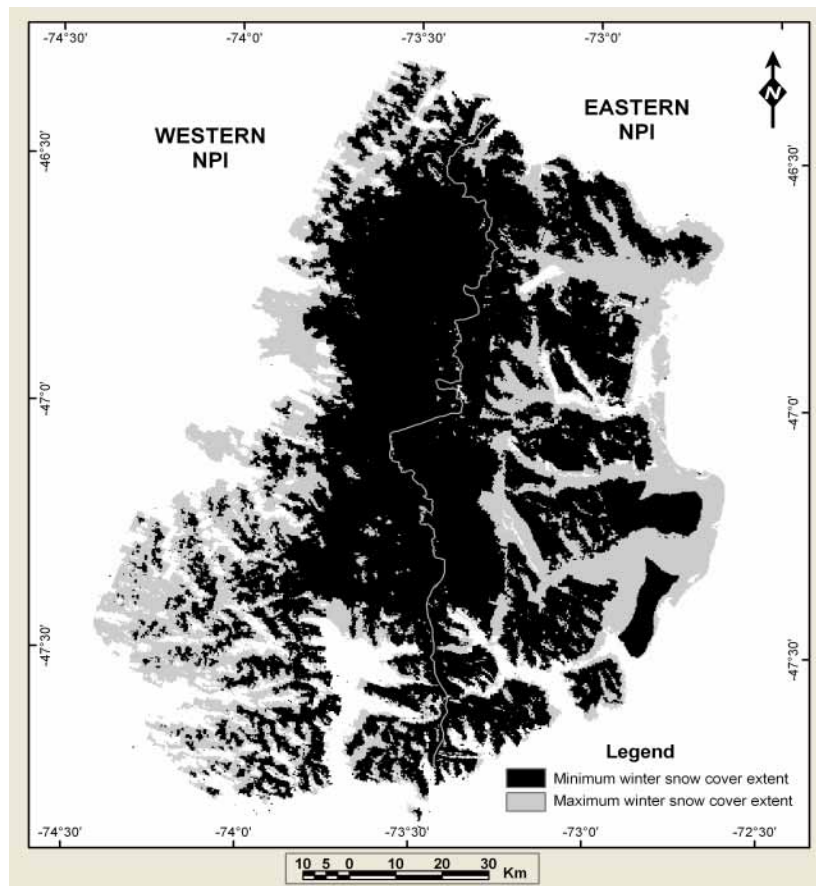


Figure 33. The maximum and minimum winter snow cover extent of the western and eastern sides of NPI

Figure 33 shows that the fluctuations in winter snow extent on the western side were mainly observed in the south-western part of the NPI, which comprises fjord and mountainous areas lower than the south-eastern side of the icefield. In contrast, the variations of the winter snow cover extent in the east side were reduced and occurred in a higher mountainous area. The maximum and minimum winter snow cover extent of the western side is 6,630 km<sup>2</sup> (3rd August 2001) and 4,261 km<sup>2</sup> (31st July 2002), respectively. For the eastern side the maximum and minimum winter snow cover extent is 5,476 km<sup>2</sup> (8th July 2000) and 3,773 km<sup>2</sup> (27 July 2003), respectively.

In both regions, the Reanalysis air temperature follows a seasonal fluctuation with the highest temperature in February and the lowest temperature in July. The coefficients of determination ( $R^2$ ) between snow cover extent (closest value to the 15<sup>th</sup> day of the month) and monthly mean temperatures (850 hPa) of the entire icefield ( $R^2=0.76$ , Figure 34) the western ( $R^2=0.75$ ) and eastern ( $R^2=0.74$ ) sides, suggest that the seasonality of the snow cover extent is highly controlled by temperature and that there is not a significant difference between both sides. On the eastern side, correlations between snow cover extent and temperature of summer and winter season is  $R^2=0.82$  and  $R^2=0.70$ , respectively. On the western side, correlations between snow cover extent and temperature of summer and winter season is  $R^2=0.73$  and  $R^2=0.69$ , respectively.

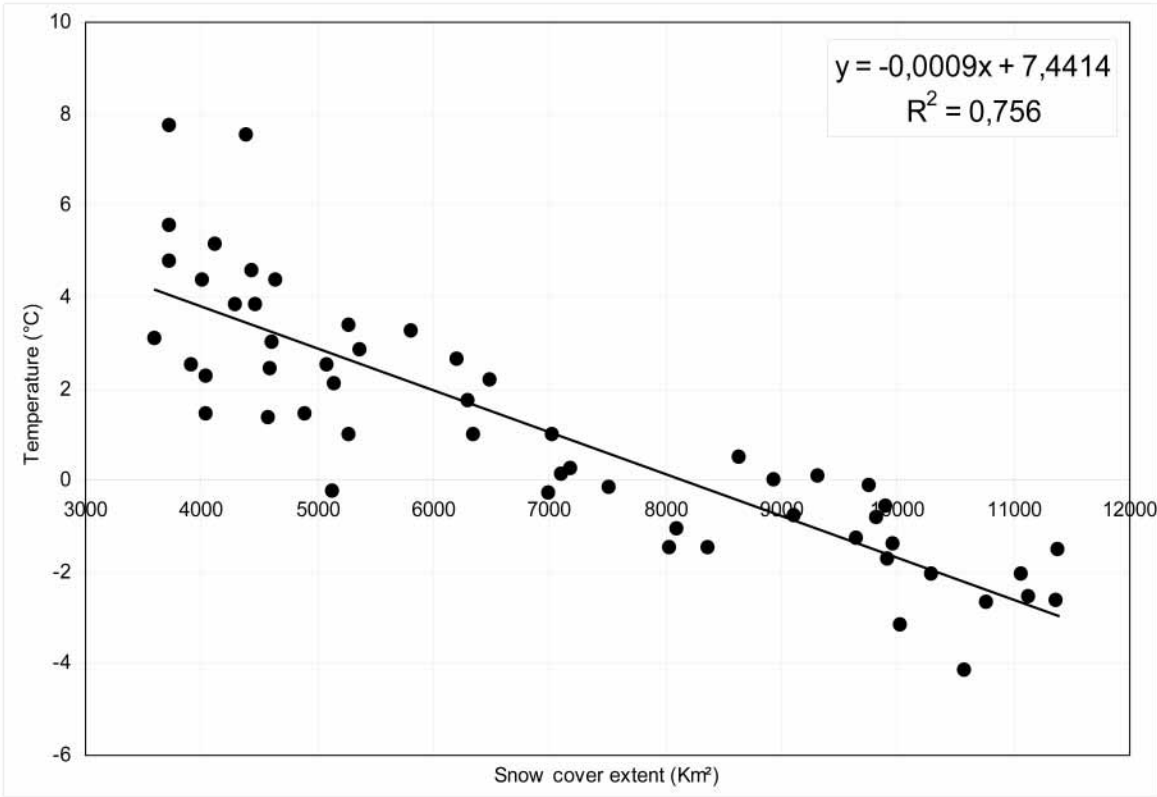


Figure 34. Correlation ( $R^2$ ) between snow cover extent of the entire NPI (closest value to the 15<sup>th</sup> day of the month) and the monthly mean temperature (Reanalysis NCEP 850 hPa) of 2000–2006.



According to the Bahia Murta (Figure 35C) and Cabo Raper stations (Figure 35D), the western and the eastern sides received precipitations throughout the year, with no marked seasonal fluctuations on the western side.

On the western side (Cabo Raper station, Figure 35D), heavy and frequent precipitations were observed between March and August and in January and June. From September to November, precipitation tended to decrease. On the eastern side (Bahia Murta station, Figure 35C), a seasonal variation was observed in precipitation, with the highest amount in July.

Between March and May, the snow cover extent increased slowly, and between May and June it increased by approximately 2,000 km<sup>2</sup> on each side. On the western and eastern sides, the drastic increase in snow cover extent were most likely caused by a rapid decrease in temperature and high amounts of precipitation, almost constant between March and August on the western side and increasing on the eastern side (Figure 35 A, B, C and D).

The snow cover extent decreased from September when the temperature began to increase. In addition, the precipitation decreases in August on the western side and in September on the eastern side. At the same time, the wind speed (generally strong) increased almost linearly from August to December; probably affecting the distribution of the snow cover of the NPI as well as of the surrounding areas.

Taking into account the temperature and precipitations, the differences between western and eastern snow cover extent fluctuations could be explained as follows:

- On the western side, the seasonal fluctuations of snow cover extent must have been determined by the seasonality of temperature because precipitations were not seasonal. On the eastern side, both temperature and precipitation followed a seasonal behaviour which determined the seasonality of the snow cover extent.
- The winter snow cover extent fluctuations more pronounced on the western than on the eastern side probably occurred because winter minimum temperatures were relatively high compared with the minimum temperature of the eastern side of the same season. Under these conditions and in a lower altitude area than on the eastern side, snow would melt faster on the western side, but would also be rapidly covered by snow again because of large and frequent snow falls. On the eastern side, the lower temperatures of the winter season could cause the snow to remain longer than on the western side.
- High wind velocities could affect the snow cover extent fluctuations, especially between August and December.

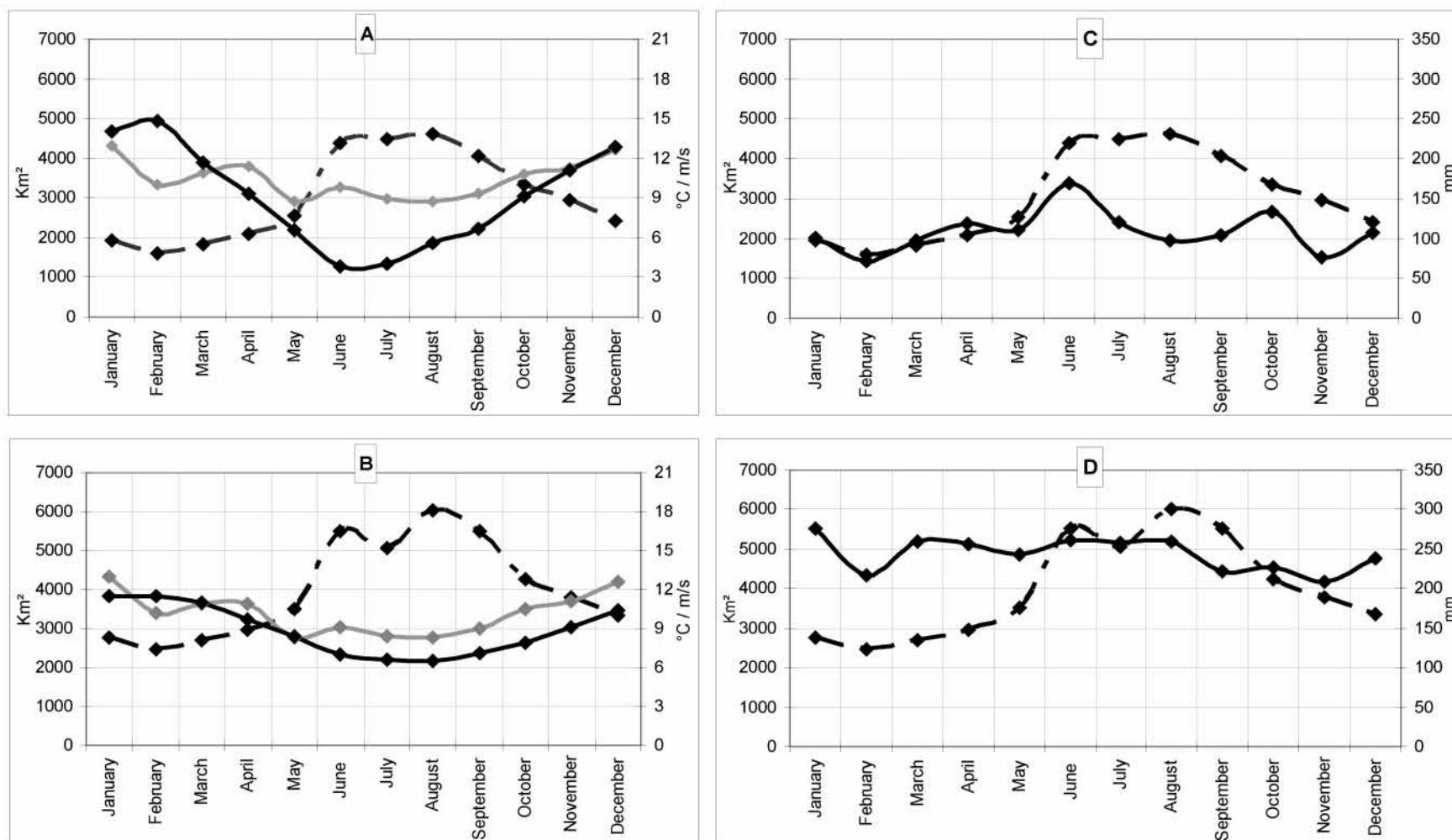


Figure 35. Relationship between snow cover of western and eastern NPI, temperature, precipitation and wind speed

Monthly mean (2000 – 2006) snow cover (black dashed line and left Y axis), wind speed (grey line and right Y axis) and temperature (black line and right Y axis) of east side (Bahia Murta station 2000 - 2006) (A) and West side (Cabo Raper Station, 1974 – 1983) (B). Monthly mean snow cover (black dashed line and left Y axis) and monthly mean precipitation (black line and right Y axis) of east side (Bahia Murta station 2000 - 2006) (C) and west side (Cabo Raper Station, 1974 – 1983) (D).

### 3.6. CONCLUDING REMARKS

The snow cover extent changes between 2000 and 2006 were successfully monitored applying NDSI and Red/NIR ratio to cloud-free MODIS images. The results showed a seasonal variation in snow cover extent, with a maximum snow cover extent totalling an area of 11,623 km<sup>2</sup> (August 2001) and a minimum extension of 3,600 km<sup>2</sup> (March 2000). Over the yearly cycle, the snow cover extent correlated well with the Reanalysis air temperature ( $R^2 = 0.76$ ). Large fluctuations in snow cover extent over the entire NPI were observed in winter. A difference in winter fluctuations in the snow cover extent between the western and eastern sides was observed. The correlation of snow cover extent with the Reanalysis temperature was similar ( $R^2=0.75$ ) on the western side and the eastern side ( $R^2=0.74$ ).

The main difference between the methodology proposed in this study and the methodology applied to MODIS Snow Products is the topographic correction added in the reflectance calculation and the application of the Red/NIR ratio to raw MODIS images. The topographic correction helps to increase the level of snow and ice detection, an important improvement for identifying snow cover on the NPI. Therefore this methodology can be applied to other study areas with similar topographic characteristics (e.g. the Southern Patagonia Icefield). Automatic application reduced the image processing time.

Since limited meteorological data was available in this region, our investigation, based on remote sensing capabilities and atmospheric conditions (given by Reanalysis and meteorological station data), confirmed that the change in snow cover extent is an interesting climatic indicator over the NPI.

It was shown that on the western side, the seasonal fluctuations of the snow cover extent are mostly controlled by the temperature. We also showed that the changes in the snow cover extent of the winter season are slightly different between the western and the eastern sides of the NPI; the winter snow cover fluctuates more on the west, suggesting that during that season, fractions of tongues of big glaciers of the western side (e.g. San Quintín, San Rafael, Steffen) could be more exposed to solar radiation than those located on the eastern side.

The identification of the Equilibrium Line Altitude (ELA) is one important problem in estimating the mass balance of the NPI using satellite images. Until present time, the ELA has been estimated based upon the assumption that the snow line at the end of the summer season can be related to the ELA. However, this assumption has not been verified due to the lack of several high resolution satellite images (usually one scene is available). Since in this study snow and ice surfaces were distinguished, days with minimum snow covers of summer season can be associated to the dates in which ELA is the highest.

At the same time this study gives insights about the snow received along the year in the accumulation area of the NPI. Both points are important contributions to the mass balance study of the NPI.

### **Acknowledgments**

Paulina Lopez conducted this study within a PhD program sponsored by a IRD (Institut de Recherche pour le Développement) scholarship. Two Chilean institutions were associated with this study: the Centro de Estudios Científicos de Santiago (CECS), which provided the mosaic based on Landsat ETM+ images and the Dirección General de Aguas (DGA) de Aysén.

The MODIS images and the MODIS Snow Products used in this study were acquired as part of NASA's Earth Science Enterprise. The algorithms were developed by the MODIS Science Teams. The data were processed by the MODIS Adaptive Processing System (MODAPS) and Goddard Distributed Active Archive Center (DAAC), and are archived and distributed by the Goddard DAAC.

The NCEP/NCAR Reanalysis data were provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.cdc.noaa.gov/>

Special acknowledgments are addressed to Jean Emmanuel Sicart, Vincent Favier and Patrick Wagnon who accepted to read and comment this paper.

## Conclusion générale du chapitre 3

Les images MODIS, ainsi que la méthode appliquée ont permis le suivi de la surface enneigée au CHN pour la période 2000 - 2006. Les résultats obtenus ont montré que la variation intra annuelle de la surface enneigée suit un comportement saisonnier mais avec des fluctuations beaucoup plus larges en hiver. Cette variation hivernale est plus importante à l'Ouest qu'à l'Est du CHN. L'accumulation de neige est soumise à ces différentes variations.

Cette étude contribue aussi à une meilleure identification de la ligne d'équilibre puisque la surface enneigée que l'on a distinguée de la zone englacée, a été suivie systématiquement dans le temps. Ceci a notamment permis d'identifier la date à laquelle la ELA était la plus haute.

Aussi, la quantification de la surface enneigée du CHN et de ces variations sont des informations indispensables pour la modélisation.

Tel qu'il a été exposé précédemment, face à une augmentation de la température les glaciers du CHN peuvent être aussi soumis à une intensification des processus d'ablation. Au CHN la fonte des glaciers est un processus d'ablation prépondérant et donc sa quantification correspond à une information majeure.

Pour palier aux difficultés d'accès au site d'étude, on a testé l'application d'une approche hydrologique qui consiste à mesurer le débit d'une rivière d'origine glaciaire pour pouvoir estimer à terme si le glacier présente une augmentation de sa fonte. Des résultats préliminaires sont exposés au chapitre 4.

# Chapitre 4. Caractérisation de la fonte du glacier

## Nef

La méthode habituelle utilisée pour mesurer l'ablation, consiste généralement à installer des balises sur le glacier et à mesurer la variation de la partie émergente de la balise. L'application d'une telle méthode s'avère très difficile sur les glaciers du CHN, à cause des diverses contraintes d'accès et de conditions météorologiques déjà exposées précédemment, mais aussi à cause de l'importance de l'ablation et de la vitesse d'écoulement des glaciers.

La seule information dont on dispose aujourd'hui qui peut être reliée à l'ablation des glaciers du CHN est l'évolution de la surface des glaciers (associée aux fluctuations des fronts) et le changement de volume pour la période 1968/1975 - 2000 de l'ensemble du CHN (et du CHS) calculé par Rignot *et al.* (2003). Or cette information a été acquise à partir soit de cartes anciennes, soit d'images satellites, à au moins deux dates précises séparées par un intervalle de temps qui dépasse les 10 ans pour la totalité du CHN. Pour étudier des glaciers individuels la disponibilité d'images satellite est plus grande, mais elle ne permet en aucun cas de faire un suivi en continu année par année.

Cela conduit à considérer qu'une « méthode hydrologique » peut être très utile pour l'estimation de la fonte qui est le principal processus d'ablation des glaciers du CHN. Elle s'est montrée efficace en d'autres lieux sur des bassins fortement englacés où elle a été mise en œuvre.

Pour une évaluation de cette méthode sur le CHN, on a choisi le glacier Nef pour deux raisons principales : d'une part, son comportement face aux changements climatiques est comparable de l'état actuel de l'ensemble des glaciers du CHN, et, d'autre part, son accessibilité. Dans une première approche, on a tenté ici de résoudre deux questions de base : le débit mesuré sur la rivière provenant du glacier Nef est-il représentatif de sa fonte ? et, comment sa variabilité intra annuelle est-elle reliée aux données climatiques ?

Afin de résoudre ces deux questions, un limnigraphe a été installé en avril 2005 sur l'émissaire du glacier, le *Rio Nef*, à 14,5 km à l'aval du front du glacier. Un seul jaugeage a été fait en avril 2007. Malheureusement deux difficultés sont apparues pour analyser les données. D'une part, l'unique jaugeage réalisé ne permet pas la construction d'une courbe d'étalonnage. En

conséquence, la courbe d'étalonnage qui nous a permis de déduire le débit au limnigraphe du Rio Nef a été reconstruite en utilisant les débits du *Rio Nef* à sa confluence avec le *Rio Baker*.

D'autre part, le limnigraphe a présenté des problèmes techniques entre les mois de mars et d'octobre 2006 qui ont empêché l'enregistrement de la variation des hauteurs d'eau.

Malgré ces deux difficultés, l'information extraite des données disponibles ouvre des perspectives intéressantes et originales. Toutefois, le travail présenté ci-dessous reste au stade d'une approche qualitative, les sources d'incertitudes restant nombreuses et pas quantifiables pour le moment.

Il est prévu de poursuivre cette approche après la thèse à partir de données historiques de stations hydrologiques voisines qui ont été obtenues trop récemment pour être intégrées dans la recherche exposée dans ce mémoire et qui nous permettront de disposer de séries de débit à partir des années 70. De plus, il est prévu de compléter l'information dès la fin de l'année 2007 avec de nouveaux jaugeages. Lors de la prochaine visite à la station, un pluviomètre sera installé afin d'avoir une mesure plus précise de la précipitation et de mieux estimer sa contribution au débit.

La poursuite de ce travail est d'autant plus importante que les comportements hydrologiques du CHN et du CHS n'ont pratiquement pas été étudiés. Jusqu'à présent, dans le cas du CHN, seules deux rivières issues des glaciers ont été équipées : au glacier Soler, suivi sur de courtes périodes de la saison d'été et au glacier Exploradores, suivi en continu depuis 2005. Or ces glaciers constituent des réservoirs d'eau dont l'importance stratégique touche directement la population chilienne. Le pays prévoit en effet l'installation dans cette région de centrales hydroélectriques pour faire face aux sérieux problèmes d'approvisionnement en énergie qu'il traverse ; la compagnie d'électricité ENDESA prospecte actuellement le *Rio Baker* pour la construction d'une centrale hydroélectrique. Cette rivière très importante a comme origine le déversoir du *Lago Bertrand* et le *Rio Nef* est l'un de ses principaux tributaires ainsi que les rivières provenant de la quasi totalité des glaciers localisés à l'est du CHN.

Pour caractériser la région, une méthode de classification spectrale a été appliquée à une mosaïque d'images du satellite SPOT du 27 janvier 1999. Les résultats présentés sur la Figure 36 ci-dessous montrent que les principales surfaces enneigées et englacées du bassin du *Rio Baker* se localisent à l'ouest, zone dans laquelle se situe le CHN.

Cette étude est présentée ci-après sous la forme d'un article scientifique qui sera soumis très prochainement à un journal scientifique international.

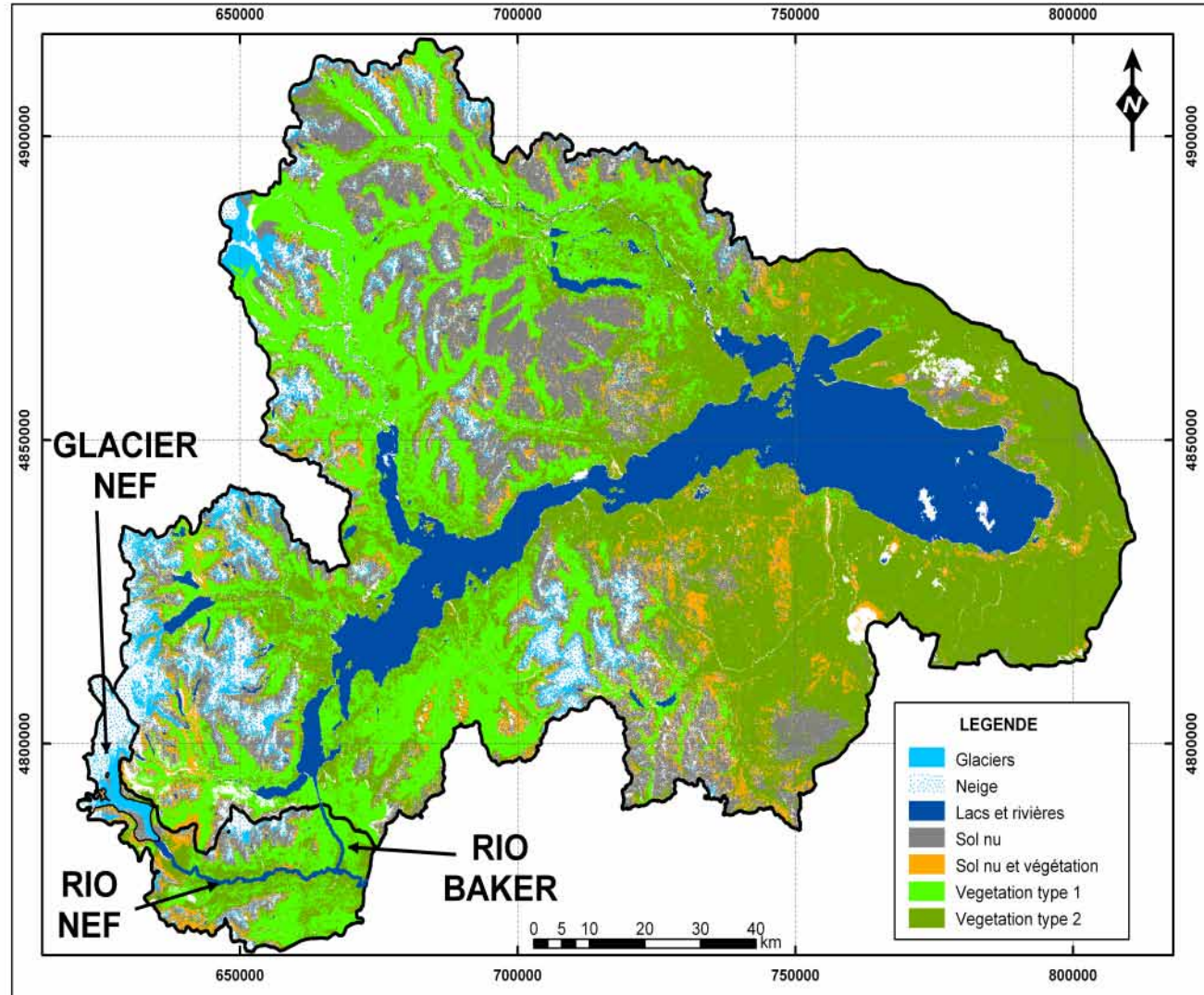


Figure 36. Occupation du sol aux alentours du bassin du Lago General Carrera

La Méthode de classification spectrale a été appliquée à une mosaïque d'images du satellite SPOT du 27 janvier 1999



# GLACIER HYDROLOGY OF THE RIO NEF BASIN (NORTHERN PATAGONIA ICEFIELD – CHILE)

PAULINA LOPEZ<sup>1</sup>, BERNARD POUYAUD<sup>1</sup> AND PIERRE CHEVALLIER<sup>1</sup>

*<sup>1</sup> Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Great Ice, Maison de Sciences de l'Eau. 300, avenue du  
Professeur Emile Jeanbrau 34095 Montpellier France*

## ABSTRACT

The glaciers of the Southern Patagonia Icefield (SPI) and the Northern Patagonia Icefield (NPI) are the largest temperate ice bodies in the southern hemisphere and as such are critical in evaluating the impact of climate change in southern latitudes. They provide an important source of fresh water and therefore their evolution strongly influences the availability of water resources in the region, which is particularly important for the hydroelectric power potential. These glaciers have shown enhanced wasting and increased melting in recent decades, mainly in reaction to regional warming. As a consequence, water resources originating from these glaciers are also affected by their negative mass balance.

The glaciers' mass changes and the future consequences of these changes in terms of water resources have not been clearly estimated, a major challenge for climate change studies. The main limitation in understanding how the NPI and SPI glaciers will evolve is the difficulty in conducting field observations, largely because of the unfavorable meteorological conditions and the large size of the icefields, namely 4,197 km<sup>2</sup> for NPI and 13,000 km<sup>2</sup> for SPI.

There is therefore a need to carry out detailed analyses of individual representative glaciers in Patagonia. The Nef Glacier (138 km<sup>2</sup> in February 2005), is one of the largest and most representative glaciers of the eastern side of the NPI. During the last century, it has been retreating and losing mass, and it has evolved similarly to other large NPI glaciers. Moreover, the Rio Nef, originating from the glacier of the same name, is one of the largest tributaries of the Rio Baker, the largest drainage basin in the region.

The water flow generated by the Nef Glacier is determined by the mass changes of the glacier. One way to assess its availability and estimate glacier melting is the study of the water discharge of the Rio Nef. To measure this discharge, a water level recorder was installed 14.5 km downstream from the Nef glacier's front and a gauging campaign was carried out here. The Rio Nef's discharge at the hydrological station was calculated between 2005 and 2007 using a method combining, on the one hand, the water level and the discharge measured at the hydrological station and, on the other hand, the discharge measured at the confluence of the Rio Nef with Rio

Baker. The results show that in 2005 the mean winter discharge of Rio Nef was 15.3 m<sup>3</sup>/s and 48 m<sup>3</sup>/s from October to December. In 2006, the mean summer (January to March and October to December) discharge was 60 m<sup>3</sup>/s. The comparison of the calculated discharge with the regional precipitation and temperature data confirm the high level of glacier melting during the summer season. The contribution of precipitation to the Rio Nef discharge is apparently low.

#### 4.1. INTRODUCTION

Glaciers of South America, including those located in Patagonia, have shown enhanced wasting in recent decades, mainly in reaction to regional warming (IPCC, 2007). The Northern Patagonia Icefield (NPI) and the Southern Patagonia Icefield (SPI) are the largest temperate ice bodies in the southern hemisphere (Warren et Sugden, 1993) and as such are critical in evaluating the impact of climate change in southern latitudes (Casassa *et al.*, 2002). They provide an important source of fresh water (Escobar *et al.*, 1992) and therefore their evolution has a strong influence on the availability of water resources in the region, particularly important for hydroelectric power station development. Rignot *et al.* (2003) showed that the average ice thinning rates more than doubled during the 1995–2000 period compared to the average rate over 1975–2000, with thinning rates reaching maximum values of 30 m/y, with an equivalent sea level rise of  $0.105 \pm 0.011$  mm per year, which in terms of unit glacier area is larger than the contribution of Alaskan glaciers.

Although the impacts of climate change, particularly warming, on the retreat and thinning of glaciers in Patagonia has been documented (Casassa *et al.*, 2007, Rasmussen *et al.*, 2007, Rignot *et al.*, 2003), the mass changes in glaciers and their future consequences for water resources are still not well estimated, a major challenge within climate change studies.

The main limitation in understanding how the NPI and SPI glacier are evolving is the difficulty in conducting field observations, particularly within the accumulation areas, largely because of unfavorable meteorological conditions (Peña et Escobar, 1987) as well as the large size of the icefields: 4,197 km<sup>2</sup> for NPI (Rivera *et al.*, 2007) and 13,000 km<sup>2</sup> for SPI (Aniya *et al.*, 1997). Detailed analysis of individual representative glaciers in Patagonia is therefore necessary.

The Nef Glacier, located in NPI, has significantly retreated and lost mass during the last century. The volume of water resources originating from Nef Glacier is determined by the mass changes of the glacier. One way to estimate glacier melting is to study the water discharge of the Rio Nef. Although it has been shown that the hydrological approach is a good indicator of glacier melting (Pouyaud *et al.*, 2005, Sicart *et al.*, 2006), few discharge measurements have been taken in the NPI, essentially close to the Soler glacier front (Matsumoto *et al.*, in press, Matsumoto *et al.*,

2001, Saito et Kobayashi, 1985). Discharge measurements downstream from Exploradores glacier have been taken as well, but the results have not been published.

The aim of this study was to roughly estimate the discharge of Rio Nef 14.5 km from the Nef glacier's front and to analyze the impact of the cryosphere subjected to climate variability on the water resources in the Rio Nef basin.

## **4.2. REGIONAL AND LOCAL SETTINGS**

### **4.2.1. Local settings: Nef glacier**

The Nef Glacier is located at 47° 06' S and 73° 11' W, draining the central part of the eastern basin of the NPI (Figure 37). This temperate glacier is 32 km long and its terminus is approximately 3 km wide (ASTER image of 27 February 2005). The equilibrium line altitude (ELA) was estimated by (Rivera *et al.*, 2007) at an altitude of 1,183 m asl for the 2001–2002 hydrological year. (Casassa, 1987) estimated the snowline at 1350 m asl through field observations conducted in November/December 1983; in the same field work campaign, ice thicknesses of  $1000 \pm 250$  m asl were calculated in a few profiles in the ablation and accumulation areas of Nef Glacier using a gravity measurement technique. The Nef Glacier has a total surface area of 138 km<sup>2</sup> (February 2005) and an Accumulation Area Ratio of 0.62 (Rivera *et al.*, 2007). The glacier flows from 2,800 m asl (its highest point) to 420 m asl, terminating in a proglacial lake with a freshwater calving front presenting a maximum surface height of 25–30 m above the lake level (Warren *et al.*, 2001). A net positive balance of 2.2 m w.e. (water equivalent) was calculated for the calendar year 1996 based on an accumulation value of 5.6 m w.e. extracted from an ice core drilled at 1,500 m asl. and an ablation amount of –3.4 m w.e. calculated by applying temperature records to a degree-day model (Matsuoka et Naruse, 1999). Nevertheless, considerable uncertainties might exist because of the difficulty in determining annual ice layers.

The tongue of the Nef Glacier has narrowed since 1944 and its front has undergone a clear retreat since 1979 (Aniya, 1988, 1992, 2001, 2007, Aniya *et al.*, 2000, Aniya et Enomoto, 1986, Aniya et Wakao, 1997), with the terminus having retreated continuously. Between 29 December 1993 and 10 May 1995 a 2.25-km-long tongue of ice calved and broke up in the lake (Warren *et al.*, 2001). Between 1995 and 2005, the glacier front remained more stable (Aniya, 2007).

## 4.2.2. The Rio Nef in a regional context

The Rio Nef (Figure 37) takes its source in the glacial lake (4.1 km long) and flows east to the confluence with Rio Baker. It has a total length of 41 km and is one of the largest tributaries of the Rio Baker.

The outflow of the Lago Bertrand is the source of the Rio Baker, which flows south to the Pacific Ocean. The Rio Baker is 180 km long and is the Chilean river with the highest discharge. The river has been studied for the installation of a hydropower station.

For the current investigation, we considered four hydrological basins. The hydrological regimes of those basins are characterized by the seasonality of the discharge as well as a high glacier and snow contribution.

### 4.2.2.1. *Rio Nef basins*

We defined two basins for the Rio Nef (Figure 37): (i) the Rio Nef basin with the discharge point at the confluence with Rio Baker (called hereafter Nef-confluence) and (ii) the Rio Nef basin with the discharge point at the hydrological station, located at 14.5 km to the southeast of the Nef glacier's front (called hereafter Nef-Limni). The drainage area included between the Nef-Limni station and the confluence with the Rio Baker is called Nef intermediate basin.

The Nef-confluence basin has a total surface area of 800 km<sup>2</sup>. The Nef-Limni basin has a total surface area of 290 km<sup>2</sup>, which includes a 10.3-km portion of the Rio Nef and the entire Nef glacier (138 km<sup>2</sup>). Finally, the intermediary basin has a surface area of 510 km<sup>2</sup> from which almost 10% is glacierized.

### 4.2.2.2. *Bertrand basin*

The Bertrand basin (Figure 38) is limited by the outlet of the Lago Bertrand where the Desague Lago Bertrand hydrological station is installed. It has a total area of 14,750 km<sup>2</sup>. The basin has a complex hydrological system that includes the huge Lago General Carrera (1,850 km<sup>2</sup>) and the Lago Bertrand (52 km<sup>2</sup>). The main glacier contribution to the discharge comes from the east face of the NPI Figure 38. The mean annual discharge between 2000 and 2006 was 558 m<sup>3</sup>/s.

Considering the climatologic observations, it can be noted that precipitation is higher in the west part of the basin than in the east part. The temperature does not register a significant spatial variation since the whole basin is characterized by a continental climate.

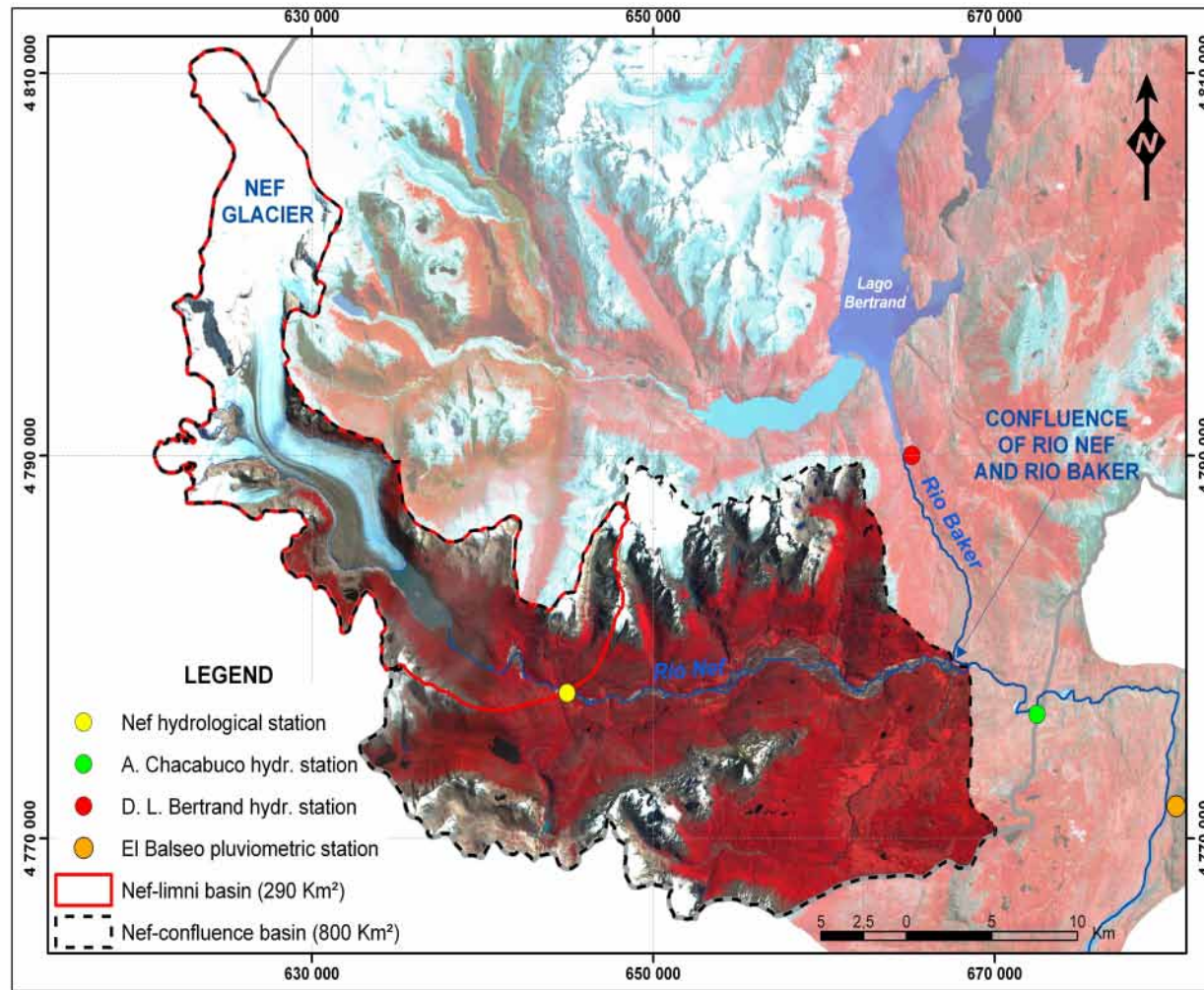


Figure 37. The Nef-confluence and Nef-Limni basins.

They are represented in a false color composite mosaic, VNIR, from ASTER and SPOT satellite images, 27 February 2005 and 27 January 1999, respectively. The map projection is UTM (18 zone) in Datum WGS84.

#### **4.2.2.3. *Angostura Chacabuco basin***

The “Angostura Chacabuco” basin (Figure 38) (called hereafter A. Chacabuco), has a total surface area of 15,700 km<sup>2</sup> which include the Bertrand and both Nef basins described in the previous section. The mean annual discharge between 2000 and 2006 is 645 m<sup>3</sup>/s.

### **4.3. DATA SET**

#### **4.3.1. Hydrological climatological data**

##### **4.3.1.1. *Bertrand and A. Chacabuco basin discharge***

The Bertrand and A. Chacabuco basin discharge was measured in the Desague Lago Bertrand (called hereafter D.L. Bertrand) and Angostura Chacabuco (called hereafter A. Chacabuco) hydrological station, respectively (Figure 38). The stations are 21.1 km apart along the Rio Baker. From the confluence of Rio Baker and Rio Nef to the D.L. Bertrand hydrological station, the distance is 13.4 km, and from the same point to A. Chacabuco station there is a distance of 7.7 km.

The data series available include daily records from 1963 and 1976 for D.L. Bertrand and A. Chacabuco, respectively. In the current study, we took into account data between 2000 and 2007.

During the entire measurement period, both stations were supervised by two different institutions. Until 2003, they were controlled by the Empresa Nacional de Electricidad (ENDESA). Since 2003, both stations have been controlled by the Direccion General de Aguas (DGA).

##### **4.3.1.2. *Rio Nef water level and discharge***

In April 2005, the Institut de Recherche pour le Développement (IRD), in collaboration with the DGA, installed a water level recorder in the Rio Nef 14.5 km from the Nef glacier’s front. The daily water level between 2005 and 2007 was recorded at this station. Unfortunately, the data series contain two periods without data between February and October 2006 and between March and April 2007.

The main problem for the maintenance of this station is its very difficult access, requiring 2.5 days overland on horseback when the water level of the river is not too high. A visit by helicopter

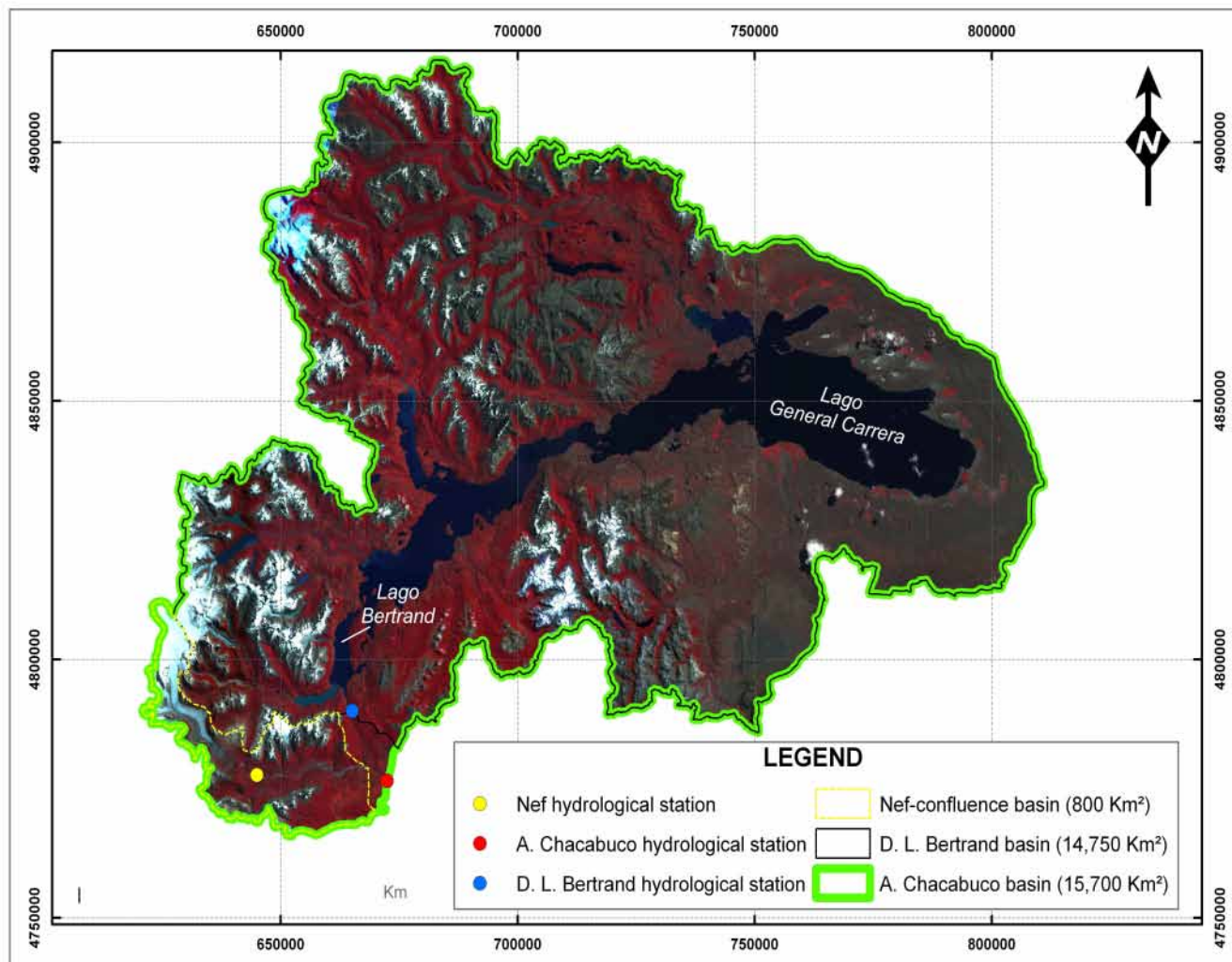


Figure 38. Bertrand, Chacabuco and Nef basins

The are represented in a false color composite mosaic, VNIR, from ASTER and SPOT, 27 February 2005 and 27 January 1999, respectively. The map projection is UTM (18 zone) in Datum WGS84

was undertaken twice during the observation period, when both good weather and aircraft availability requirements were met.

A single discharge measurement was carried out on 25th April 2007: 29 m<sup>3</sup>/s of discharge were measured, using a propeller method from a pneumatic boat, with a level of 1.39 m at the water level gauge.

#### **4.3.1.3. *Precipitation and temperature data***

The data series of daily precipitation measured at the El Balseo station between 2000 and 2002 and at the A. Chacabuco station (Figure 37) between 2005 and 2007 were used.

The temperature data series were derived from the National Centers for Environment Prediction (NCEP) – National Center for Atmospheric Research (NCAR) Reanalysis project (NNR) (Kalnay et al., 1996). Reanalysis climatic records were calculated on 2.5° grids (geographical coordinates) for 17 different pressure levels from 10 to 1,000 hPa. The daily temperature for the 72.5°W \* 47.5°S grid node at 850 hPa pressure level was used. The 850-hPa pressure level corresponds to approximately 1,400 m asl, which is close to the mean altitude of the NPI. The reanalysis temperature data from the 72.5°W \* 47.5°S grid were validated through correlations with data from six stations located in the eastern surrounding areas of the NPI. An average coefficient of determination ( $R^2$ ) of 0.70 was obtained, which is considered as satisfactory regarding the extreme paucity of observed data in this region.

### **4.3.2. Satellite images and Digital Elevation Model (DEM)**

#### **4.3.2.1. *MODIS images***

The MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) images were used in this study to calculate the snow cover of the Nef-confluence and Nef-Limni basins. They belong to the Earth Observation System (EOS) and they were used for this study because they offer a suitable temporal, spectral, and spatial resolution. MODIS has 36 bands and is a cross-track-scanning imaging radiometer. The instrument's field of view is  $\pm 55^\circ$  from the nadir. The sensor observes the Earth from a sun-synchronous position near the polar orbit at an altitude of 705 km. MODIS Terra presents global coverage in 2 days. The data sets used are Level 1 B products (MOD02QKM, MOD02HKM, MOD021KM and their geolocation file MOD03), which contain calibrated and geolocated radiances.



#### 4.3.2.2. *ASTER images*

ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) is an imaging instrument flying on Terra, a satellite launched in December 1999 as part of NASA's Earth Observing System (EOS).

The ASTER instrument consists of three separate instrument subsystems. Each subsystem operates in a different spectral region. ASTER's three subsystems are the Visible and Near Infrared (VNIR), the Shortwave Infrared (SWIR), and the Thermal Infrared (TIR). The VNIR subsystem operates in three spectral bands at visible and near-IR wavelengths, with a spatial resolution of 15 m. The SWIR subsystem operates in six spectral bands in the near-IR region through a single, nadir-pointing telescope that provides 30-m resolution. The TIR subsystem operates in five bands in the thermal infrared region using a single, fixed-position, nadir-looking telescope with a resolution of 90 m.

For this study, one ASTER (VNIR) satellite image (27 February, 2005) was used.

#### 4.3.2.3. *SPOT images*

SPOT (Système Probatoire de l'Observation de la Terre) is a visible sensor system, launched for the first time in 1986. SPOT operates in two modes: the panchromatic mode with 5 m of spatial resolution and the multispectral mode with 20 m of spatial resolution. SPOT has three channels in the visible and near infra-red (NIR).

For this study, eight SPOT multispectral scenes from 27 January 1999 were used (in combination with the ASTER image) in order to design the mosaic of the entire study area.

#### 4.3.2.4. *Digital Elevation Model (DEM)*

To define the basins, the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) was used. The SRTM obtained elevation data at a near-global scale. SRTM consisted of a specially modified radar system that flew onboard the space shuttle Endeavour during an 11-day mission in February 2000. The horizontal spacing of the SRTM DEM is 90\*90 m and the absolute vertical accuracy is better than 9 m. (Farr *et al.*, 2007). The DEM was resampled at 250 m of horizontal spacing according to the spatial resolution of MODIS band 1 and 2 images. The DEM is provided with geographic coordinates. The elevation values refer to WGS84 both horizontally and vertically.

## 4.4. METHODS

To meet the objective of this paper, basically two types of information were needed: (i) good knowledge of the environment and (ii) discharge data at the two main sites, slightly downstream of the Nef Glacier and at the confluence with the Rio Baker.

### 4.4.1. Environmental information

The information on the environment was gathered using the following tools and methods:

- Satellite imagery (see the previous section) – based on SPOT and ASTER scenes, on the one hand, and on SRTM's DEM, on the other hand – was used to delimit the boundaries of the basins studied.
- The *land use* of each basin was analyzed by applying a spectral classification method (Chuvienco, 2000) to the mosaic of the satellite scenes previously constructed. The objective was mainly to assess the glacierized areas in each basin.
- The snow cover of the Nef-confluence and Nef-Limni basins for the 2000–2002 and 2005–2007 periods, respectively; was calculated by applying the Normalized Difference Snow Index (NDSI) and a band ratio (Red/NIR) to MODIS satellite images (Lopez *et al.*, 2007) for both the Nef-confluence and the Nef-Limni basins. These relations were established for the 2000–2002 period for the Nef-confluence basin and the 2005–2007 period for the Nef-Limni basin.

### 4.4.2. Discharge data in the Rio Nef basin

Due to the location and the characteristics of the Bertrand and A. Chacabuco basins (see section 2), it is assumed that the difference in the discharges measured at the A. Chacabuco station and at the D. L. Bertrand station represent the discharge contribution of the Rio Nef basin at its confluence with the Rio Baker. This difference is calculated for the 2000–2006 period.

At the Nef-Limni station, the problem is more difficult to solve. The water level time series are available, but only one discharge measurement exists to calibrate the station and reconstruct the discharges. Therefore, we introduced the following new hypothesis:

- The hydraulic behaviors of the discharges of the Rio Nef are similar in the Nef-Limni and at the confluence.

- It is possible to build a virtual rating curve using the discharge at the confluence ( $Q_{\text{Nef-confluence}}$ ) and the levels recorded at the Nef-Limni station ( $H_{\text{Nef-limni}}$ ). This rating curve is adjustable on an exponential function with a quite good determination correlation ( $R^2=0.852$ ):

$$Q_{\text{"Nef-confluence"}} = 53.66 H_{\text{"Nef-limni"}}^{1.636}$$

A calculated rating curve can be deduced from the previous one for the discharges in the Nef-Limni station ( $Q_{\text{Nef-limni}}$ ) on the following basis: it has the same exponential trends (same exponent value), it is calibrated on the measurement point (level=1.39 m and discharge=29 m<sup>3</sup>/s) and on the lowest level of the control section (level=0.30 m and discharge null). Finally, it gives the following equation for the Nef-Limni rating curve:

$$Q_{\text{"Nef-limni"}} = 25.19 (H_{\text{"Nef-limni"}} - 0.30)^{1.636}$$

Figure 39 presents both rating curves. The discharges obtained (daily time series) are also shown in Figure 40.

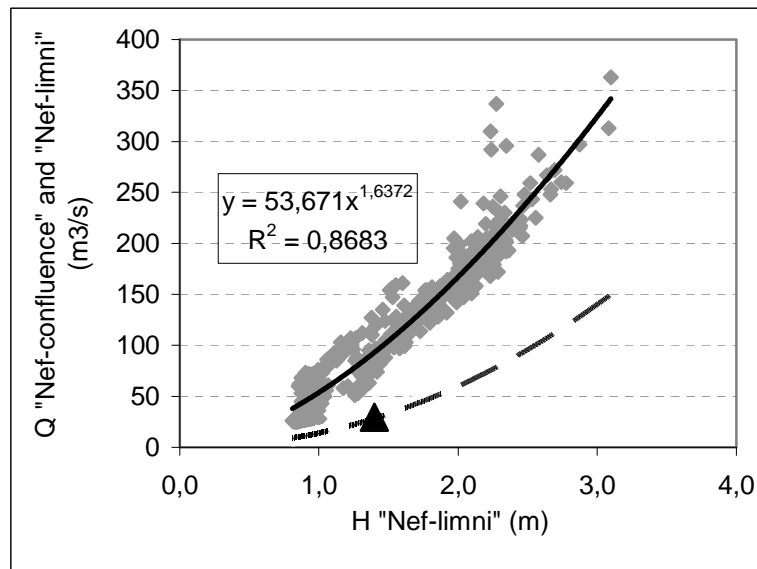


Figure 39. Construction of the rating curve at the Nef-Limni hydrological station.

The dots and the solid line represent the exponential adjustment of the discharges at Nef-confluence and the water levels recorded at Nef-Limni. The dashed line represents the calibrated rating curve for the Nef-Limni station with the sole value of discharge measurement.

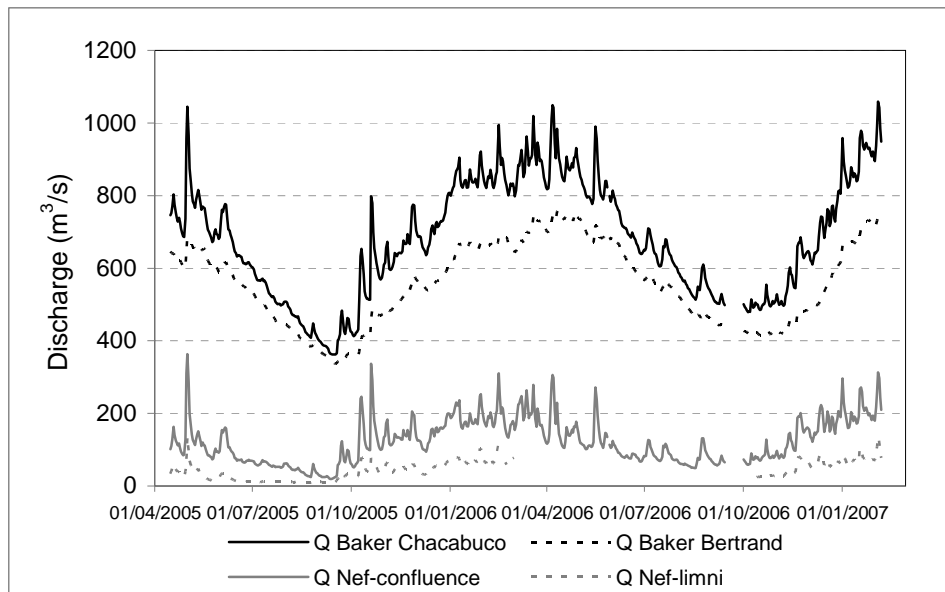


Figure 40. Discharges at the hydrological stations during the 2005–2007 period.

Rio Baker at Angostura Chacabuco and at Desague Lago Bertrand are observed data; Rio Nef at confluence and at Limni are reconstructed data.

## 4.5. RESULTS

### 4.5.1. Discharge at the confluence of Rio Nef and Rio Baker

Figure 41 shown the comparison of the discharges at the Nef-confluence with different climate indicators (temperature, precipitation, and snow cover), for the 3 years 2000, 2001, and 2002 (each column of graphs concerns 1 year). We observed that for every year studied, the discharge follows seasonal intra-annual fluctuations, with high amounts of discharge in January and February decreasing progressively until the middle of the winter season (June or July). Around August or September, the discharge increases again and it continues this trend the rest of the year.

If we compare the yearly discharge fluctuations with the yearly temperature and precipitation fluctuations, we observe that the seasonality of the discharge is determined by the seasonality of the temperature since the precipitation seasonality is reduced.

Although daily discharge fluctuations are closely related to the temperature fluctuations, many floods can be associated with a sudden increase in precipitation, particularly during the winter season. For example, during the 22 April 2000 flood, when precipitation increased by nearly 30 mm in only 2 days (between 20 and 21 April), the discharge increased approximately 100 m<sup>3</sup>/s.

Between these days, the temperature decreased by roughly 3°C. A similar situation was observed in August 2001 when precipitation increased by 25 mm between 20 and 21 August and discharge increased 153 m<sup>3</sup>/s. At the same time, temperature decreased by 1.3°C.

Other floods, particularly in the spring and summer seasons, are explained only by the fluctuations in temperature. For example, on 29 January 2000, the discharge increased by 110 m<sup>3</sup>/s within 3 days, while in the previous days the temperature increased by 7.3°C. The same phenomenon was observed on 15 December 2000 when the discharge increased 140 m<sup>3</sup>/s in 3 days, while the temperature increased 8°C between 14 and 15 December. In fact, during these seasons, snow and glacier melting takes place and will be taken into consideration. Fluctuations in snow melt represented by the fluctuations in the snow cover compared with the discharge fluctuations are also shown in

Figure 41 for 2000, 2001, and 2002. We observed that when the snow cover increased (related to the decrease in temperature), the discharge decreased and vice-versa. The maximum discharge of the 2002 summer season occurred when the snow cover was at its lowest point for the year (21 February) meaning that the ablation area of the Nef glacier was also at its largest extension of the season. Consequently, the glacier melting contribution is expected to be high, given that according to the ASTER satellite image of 27 February 2005, 24% of the total basin area was glacierized almost totally due to the Nef Glacier. Then the contribution of Nef Glacier melting appeared significantly in the discharges obtained at the Nef-confluence.

A number of floods can also be explained by simultaneous precipitation events combined with increasing temperature. These cases are more frequent when the temperature fluctuates around 0°C and precipitation increases. This situation often takes place during the autumn. For example, between 2 and 3 April 2002, with a precipitation of 34.5 mm and a temperature increasing by 5°C, the discharge increased by 150 m<sup>3</sup>/s, meaning that the recorded discharge was fed by precipitation, snow melt, and probably glacier melting.

#### **4.5.2. Rio Nef water discharges at the hydrological station**

The discharges of the Rio Nef measured at the Nef-Limni hydrological station in 2005 and during the summer and spring of 2006 are shown in Figure 42.

Matsuoka and Naruse (1999) calculated the summer ablation of the Nef glacier for 1996. The authors obtained 3.4-m water equivalent, which represents an average discharge of 29.7 m<sup>3</sup>/s. This value matches the 29 m<sup>3</sup>/s measured in April 2007 (Figure 42).

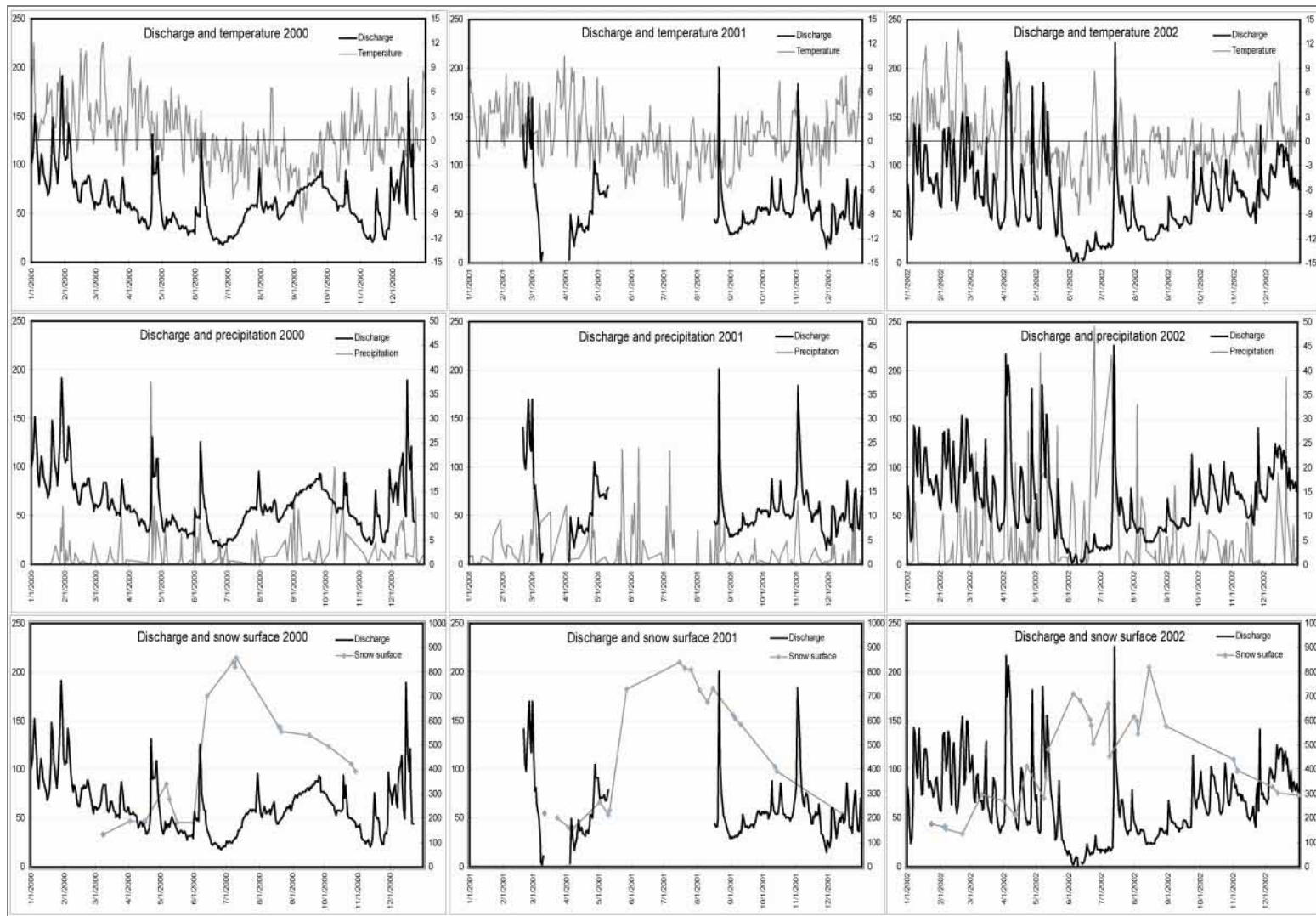


Figure 41. Discharge, temperature, precipitation and snow surface of Nef-confluence in 2000, 2001 and 2002.

The left Y axis represents the discharge and the right Y axis represents temperature (°C), precipitation (mm) or snow surface (km<sup>2</sup>).

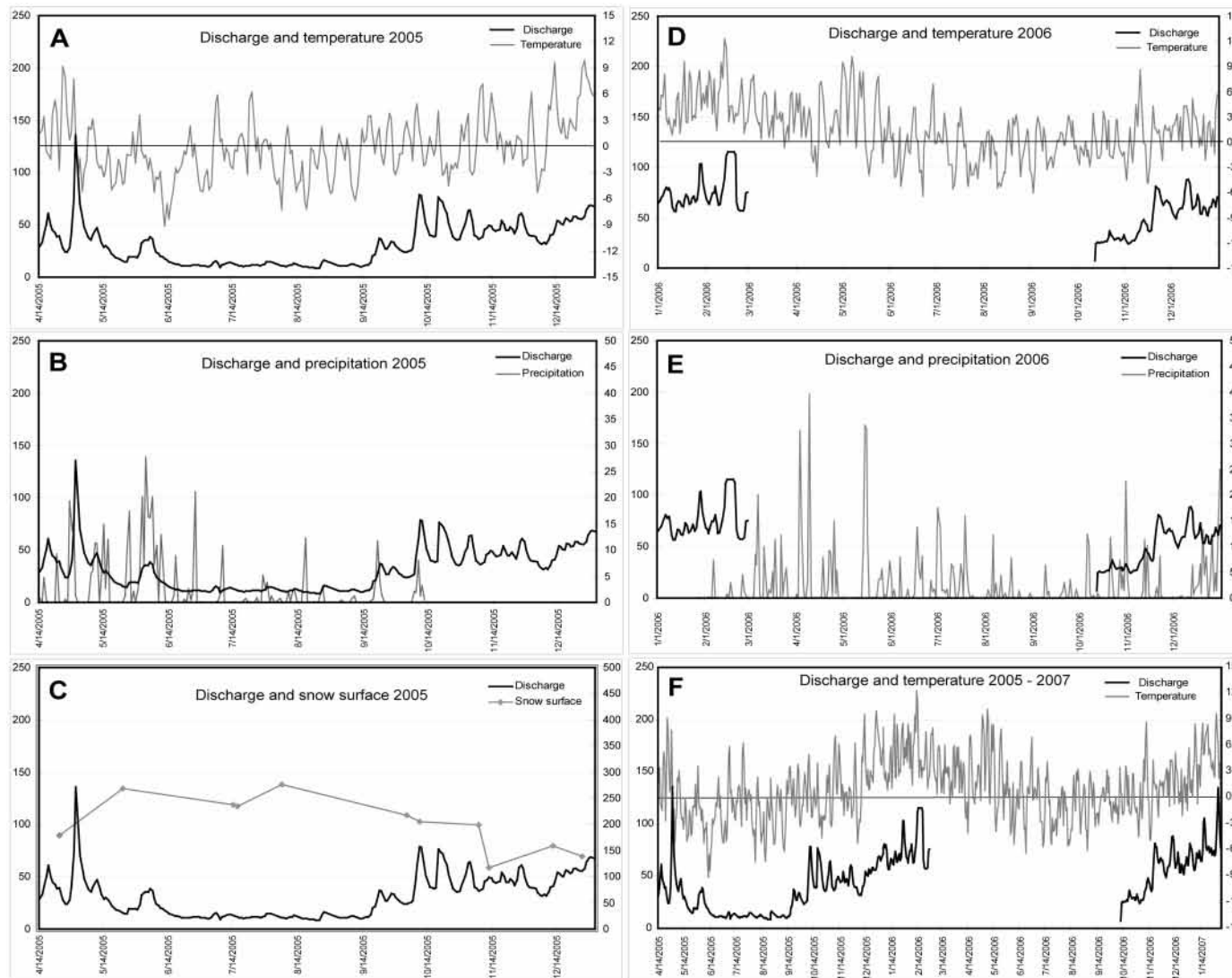


Figure 42. Discharge, temperature, precipitation, and snow surface of the Nef-Limni in 2005, 2006, and 2007.

The left Y axis represents the discharge in  $m^3/s$  and the right Y axis represents temperature ( $^{\circ}C$ ), precipitation (mm), or snow surface ( $km^2$ ).

Throughout the period from April to December 2005 (Figure 42A, B, and C), the river presented the lowest discharge values during the winter season and the highest during the autumn, spring and summer seasons. The mean discharge for the winter season in 2005 was  $14 \text{ m}^3/\text{s}$ , while the mean discharge for the autumn, spring, and summer seasons was  $45 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Interesting relationships were observed between temperature and precipitation, on the one hand, and the discharges, on the other hand. For example, during the winter season (June to September), the temperature was frequently below  $0^\circ\text{C}$  and discharge was low. However, as soon as the temperature rose slightly to above  $0^\circ\text{C}$ , small peaks of discharge were observed, which cannot be explained by a precipitation event (Figure 42A). These peaks can be explained by snow melting rather than glacier melting, because the ablation season of the Nef glacier takes place in summer. This phenomenon can be observed by monitoring the snow cover extent of the area. For example, between 3 and 7 July 2005, the temperature increased from  $-4^\circ\text{C}$  to  $6^\circ\text{C}$  and the discharge increased by  $2.4 \text{ m}^3/\text{s}$ . During this period, the snow cover was decreasing (Figure 42C). Although during the winter season the discharges showed small peaks, since temperature were more frequently below  $0^\circ\text{C}$ , the discharges remained very low.

Precipitation has a reduced seasonality in comparison with temperature. During the 2005 winter season, sudden increases with no flooding were observed at least five times. Therefore, discharge is less sensitive to increases in precipitation (Figure 42A).

The Nef-Limni basin is highly glacierized: according to the ASTER satellite image of 27 February 2005, almost 50% of the basin is glacierized. During autumn, spring, and summer, the discharge follows the daily temperature fluctuations. Several floods are related in terms of temperature peaks. For example, the highest flood of 2005 was observed 1 May, reaching a peak value of  $136 \text{ m}^3/\text{s}$ , when the temperature increased from  $-0.74^\circ\text{C}$  to  $7.74^\circ\text{C}$  over the 2 previous days (29 April and 30 April). Moreover, in the days before (between 26 and 28 April), significant precipitations were recorded (from 0.6 mm to 19.4 mm) and the discharge was increasing progressively from  $24.1 \text{ m}^3/\text{s}$  on 26 April to  $74.1 \text{ m}^3/\text{s}$  on 30 April. As a result, it appears that this main flood of 2005 was caused by the combination of precipitation events and glacier and/or snow melting due to a rapid increase in temperature.

During the spring and summer of 2006 (Figure 42D and E), several floods were associated with numerous precipitation events and the mean discharge of the summer season reached  $64 \text{ m}^3/\text{s}$ .



## 4.6. DISCUSSION AND CONCLUDING REMARKS

The discharge of the Rio Nef at the Nef-Limni hydrological station was calculated between 2005 and 2007, using a rough hypothesis because of the region's difficult access and the lack of discharge measurements. Despite the inaccurate method applied, the results presented in this paper provide interesting information on the discharge variability of the Rio Nef located in a highly glacierized basin in the temperate regions of the southern hemisphere. These results confirm that a hydrological approach applied to the glacial runoffs can correctly estimate glacier melting and snow melting coming from ablation area, which is largely unknown at basin scale in the Northern Patagonia Icefield.

It seems that the Nef-confluence basin receives higher contributions of precipitation, but this is explained by the size of the basin and the 507-km<sup>2</sup> surface area of the intermediate basin located between the hydrological Rio Nef station of Rio Nef and the confluence.

Constructing the discharge curve partially using the discharge of the Rio Nef at the confluence is supported by the fact that the glacier melting of Nef glacier is clearly apparent in the discharge fluctuations.

Nevertheless, this study remains very descriptive, a preliminary approximation. Substantial uncertainty is introduced by the very poor calibration of the discharges. New visits to the Nef-Limni hydrological stations are planned in late 2007 and in 2008 and discharge measurements will be taken to detail the rating curve. An automatic precipitation recorder will also be installed and will provide precipitation data monitoring within the Rio Nef basin.

### Acknowledgements

Paulina Lopez conducted this study within a PhD program sponsored by a IRD (Institut de Recherche pour le Développement) scholarship and in collaboration with the Direccion General de Aguas (DGA) de Aysén.

The MODIS images and the MODIS Snow Products used in this study were acquired as part of NASA's Earth Science Enterprise. The algorithms were developed by the MODIS Science Teams. The data were processed by the MODIS Adaptive Processing System (MODAPS) and Goddard Distributed Active Archive Center (DAAC), and are archived and distributed by the Goddard DAAC.

The NCEP/NCAR Reanalysis data were provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.cdc.noaa.gov/>

## Conclusion générale du chapitre 4

Le débit du *Rio Nef* qui découle du *Glacier Nef*, a été calculé à l'aide d'une méthode indirecte. Les incertitudes ne peuvent pas à l'heure actuelle être estimées en raison du manque de données. Celles-ci seront quantifiées dans le cadre d'une étude future. Les résultats présentés seront ainsi améliorés et précisés.

Néanmoins, les premiers résultats obtenus sont encourageants. Le débit calculé du *Rio Nef* peut se révéler un bon indicateur de la fonte glaciaire, encore mal connue au CHN.

# Conclusion générale

L'objectif de cette thèse était de contribuer à caractériser sur plusieurs décennies les fluctuations de longueur des glaciers du *Campo de Hielo Norte* (CHN) – un champ de glace d'environ 4000 km<sup>2</sup> localisé en Patagonie chilienne – et à préciser les facteurs expliquant les évolutions passées, ceci pour mieux appréhender celles à venir.

En première approche, la mesure de l'évolution du front d'un glacier et l'identification des causes de ce mouvement apparaît comme un exercice relativement aisé, de même que l'anticipation du comportement du glacier face à une future évolution climatique : (1) la répétition dans le temps de bilans de masse renseigne sur l'état du glacier (gain ou perte de masse) ; (2) la mise en relation de cet état avec les données météorologiques locales permet d'apprécier la réponse du glacier aux variations de température et de pluviométrie ; (3) les mesures de la dynamique du glacier permettent de cerner ses caractéristiques physiques et donc de mieux apprécier comment ce dernier peut réagir face à de futurs événements climatiques. Malheureusement, dans le cas du CHN, ces ensembles d'informations demeurent difficiles à collecter, voire impossibles. La taille du champ de glace et les conditions climatiques extrêmes qui y règnent ne permettent en effet pas d'envisager sur une longue période des mesures régulières sur le sol de l'un ou l'autre de ses glaciers (pose de balises par exemple). Même l'élaboration de bilans de masse via des modèles numériques de terrain est compromise : les images satellite à haute résolution qui sont alors nécessaires à des dates précises et sur un long pas de temps sont difficilement utilisables, soit en raison de l'importance du relief (cas des images radar), soit en raison de trop fréquents nuages (cas des images optiques). Ces contraintes et leurs diverses répercussions scientifiques ont été développées dans cette thèse pour justifier l'intérêt des trois approches que nous avons mis en œuvre pour tenter, malgré tout, de mieux caractériser et comprendre l'évolution des glaciers du CHN. Outre l'objectif, ces trois approches partagent un outil, la télédétection, qui s'est avérée essentielle.

(1) La fluctuation de longueur des glaciers sud-américains de 1945 à 2005

L'ambition de la première approche était double : (1) retracer par nos propres moyens, à l'aide d'images satellites remontant des années 1970 à nos jours (images Landsat MSS puis Landsat TM puis Aster), et suivant un protocole de mesure clairement précisé contrairement à d'autres travaux, les variations de longueur de 15 glaciers du CHN depuis la description par Luis Lliboutry pour l'année 1945 ; (2) étendre ces estimations d'évolution sur 60 ans à des glaciers appartenant aux deux autres grands champs de glace d'Amérique du Sud, à savoir 32 glaciers du *Campo de Hielo Sur* (CHS) et 25 de la Cordillère Darwin (CD).

Cette approche historique et régionale des variations de front permet tout d'abord d'observer un mouvement général de recul dans les trois champs étudiés. En effet, 2 glaciers seulement sur 72 ont avancé entre 1945 et 2005 – tous deux localisés en CHS – et 9 autres, 5 en CD et 4 en CHS, demeurent stables jusqu'à ce jour. Les glaciers du CHN présentent donc un recul généralisé entre 1945 et 2005. L'intensité des reculs en CHN est cependant moins prononcée qu'en CHS (les plus faibles intensités de recul étant observées en CD). Ces reculs généralisés semblent être dus au bilan de masse négatif contrôlé en premier lieu par une augmentation de la température (Carrasco *et al.*, 2002, Ibarzabal *et al.*, 1996, Rasmussen *et al.*, 2007, Rosenblüth *et al.*, 1995, Rosenblüth *et al.*, 1997) et en deuxième lieu par la distribution temporelle et spatiale de la précipitation : c'est du moins à cette hypothèse d'évolution régionalisée du climat que conduisent les données météorologiques parallèlement récoltées.

Au sein même du CHN, des tendances différentes de fluctuations de longueurs des glaciers ont également été observées selon leur localisation dans le champ de glace. Des différences sont constatées entre les glaciers occidentaux et orientaux. Ces différences semblent liées d'une part à des dissemblances de dynamique et d'autre part à des évolutions différentes de précipitations si on en croit les stations météorologiques situées de part et d'autre du champ de glace. Ainsi, la station *Cabo Raper* localisée à l'Ouest du champ de glace révèle une diminution constante des précipitations annuelles entre les années 1930 et 1970. Côté Est, au contraire, les trois stations les plus proches enregistrent de constants volumes de précipitations annuelles entre 1961 et 2005.

Enfin, outre les conditions atmosphériques, nous avons cherché à tester l'influence, sur les mouvements du front, d'une part de la topographie des glaciers, d'autre part du processus de

vêlage. Pour la topographie, la pente de surface – mesurée pour chaque glacier grâce au modèle numérique de terrain SRTM – semble être un élément important. Ainsi, à pentes similaires, des glaciers peuvent présenter un recul comparable. Quant au vêlage, l'analyse aboutit clairement à la conclusion suivante : le recul des glaciers qui ne vêlent pas (minoritaires au CHN) est linéaire, alors qu'il est brutal puis suivi d'une période de stabilité pour ceux qui vêlent.

## (2) Les surfaces enneigées du CHN entre mars 2000 et janvier 2006

Comme le premier article de cette thèse s'est attaché à le démontrer et à en quantifier l'ampleur, on assiste à un recul généralisé des glaciers du CHN entre 1945 et 2005. Deux grandes raisons peuvent expliquer ce recul : soit les fontes de glace se sont accélérées dans la zone d'ablation des glaciers (après augmentation de la température de l'air ou changement du bilan d'énergie), soit de moins en moins de neige est tombée sur leur zone d'accumulation. Pour tenter de préciser ce qu'il en était au CHN, le deuxième article de cette thèse s'est entièrement focalisé sur la mesure et la meilleure compréhension des variations d'accumulation de neige sur cet espace. Nous avons pour cela considéré qu'un bon proxy de ces dernières étaient les variations de surfaces enneigées, qu'il restait à mesurer par nos propres moyens d'autant plus qu'aucun ne s'était auparavant aventuré dans cet exercice pour le CHN. Nous avons ainsi été successivement conduits à : (1) scanner plus de 1000 images MODIS prises entre mars 2000 et février 2006 afin de calculer, avec celles qui s'avéraient exploitables, 134 surfaces sous neige du CHN au fil de cette période de temps, ceci après avoir veillé à distinguer les zones glacées de celles enneigées, mais aussi testé et validé une méthode de correction topographique (P. Sirguey) ; (2) procéder aux mêmes calculs en distinguant zones Ouest et Est du CHN ; (3) analyser les résultats obtenus avec les données des stations météorologiques les plus proches.

Les travaux conduisent d'abord à préciser la saisonnalité de l'évolution intra-annuelle des surfaces enneigées : en été (décembre-mars), ces surfaces enneigées peuvent se limiter à 3600 km<sup>2</sup> (la zone d'accumulation) avec très peu de variations durant cette saison, tandis qu'elles sont majeures en hiver (jusqu'à 11 700 km<sup>2</sup>) et fortement fluctuantes : en juin 2002, elles ont par exemple diminuée de 2200 km<sup>2</sup> en 10 jours. Côté Ouest du CHN où les précipitations annuelles sont plus élevées qu'à l'Est d'après les stations météorologiques environnantes, les variations saisonnières d'enneigement seraient uniquement déterminées par la saisonnalité des températures, contrairement au côté Est où températures et précipitations suivent toutes deux un comportement saisonnier. On observe également, côté Ouest, de plus amples fluctuations de

surface enneigée durant les hivers. Toujours d'après les stations, ces derniers y seraient moins rigoureux qu'à l'Est où l'altitude est aussi plus élevée. Tout ceci nous conduit à penser que la partie occidentale du CHN est appelée à voir sa neige fondre plus rapidement en raison de températures plus clémentes, mais aussi à en être plus rapidement recouverte en raison de chutes plus fréquentes et abondantes.

Le trop faible nombre d'années étudiées (2000 à 2005) ne nous a pas permis de caractériser les tendances d'évolution interannuelle des surfaces enneigées, mais nos travaux conduisent à proposer in fine une méthode pour y parvenir. Ils conduisent également à revisiter l'identification jusqu'à présent faite par télédétection de l'Altitude de la Ligne d'Equilibre (ELA), identification essentielle pour dresser le bilan de masse des glaciers par images satellites. Pour l'instant en effet, on suppose dans certaines régions que l'ELA est l'altitude de la ligne de neige en fin d'année hydrologique, autrement dit en fin d'été. Dans le cadre du CHN, puisqu'il n'existe à ce jour que très peu d'images présentant le champ de glace complètement découvert, ceci conduit naturellement des auteurs comme Rivera et al. par exemple utiliser la série Landsat du 11 mars 2001. Par nos travaux originaux sur les images MODIS, nous montrons cependant qu'en 2001, ce n'est pas au 11 mars que le CHN se présentait avec la plus faible surface enneigée, mais le 7 avril, avec une différence entre les deux dates non négligeable puisqu'elle est d'environ 1000 km<sup>2</sup>. Plus généralement, durant la période étudiée, nous montrons que les plus faibles surfaces enneigées – et donc les plus hautes ELA – varient d'une année sur l'autre entre les mois de mars et avril.

### (3) Le débit de fonte du glacier Nef entre avril 2005 et février 2007

En théorie, quand l'enneigement est minimal, l'ELA est maximale de même que la surface d'ablation, et la fonte des glaces est alors importante. Plus généralement, et comme nous l'avons déjà vu dans le cas du CHN, mesurer ces volumes de fonte et leur évolution dans le temps est soit impossible directement (inaccessibilité des sites), soit ardu ou problématique indirectement (détermination de l'ELA en particulier). Le troisième et dernier article de notre thèse s'est attaché, comme dans le second, à proposer et expérimenter une méthode indirecte de mesure, ici des volumes de fonte. Nous avons pour cela mobilisé des outils appartenant aux sciences hydrologiques, puisque l'objectif central était d'évaluer dans quelle mesure les variations de débit d'une rivière d'origine glacière pouvaient représenter les volumes de fonte de glaciers du CHN. Ceci nous a successivement conduit à : (1) identifier le glacier *Nef* comme un glacier du CHN dont les fluctuations de longueurs sont similaires à celles observées chez ses voisins depuis 1945;

(2) procéder à la pose puis au relevé régulier d'un limnigraphe à 14.5 km de son front, sur le *Rio Nef*, opération qui a débuté en avril 2005 dans le cadre d'une coopération entre l'unité Great Ice de l'IRD et la Direction Générale des Eaux locale (DGA de la région d'Aysén) malgré les problèmes techniques rencontrés (casse du limnigraphe entre mars et octobre 2006, probablement par un bloc de glace); (3) calculer les débits journaliers du *Rio Nef* avec les hauteurs d'eau mesurées par le limnigraphe et, pour l'étalonnage, un jaugeage effectué sur site en avril 2007 ainsi qu'une reconstitution de débit du *Rio Nef* à sa confluence avec le *Rio Baker* grâce à des mesures de débit réalisées sur le *Rio Baker* en amont et en aval de cette confluence (stations *D.L. Bertrand* et *Angostura Chacabuco*); (4) analyser les résultats obtenus avec nos propres estimations d'enneigements, les relevés pluviométriques de la station météorologique la plus proche (*Angostura Chacabuco*, à 30 km environ du limnigraphe) et les données relatives aux températures issues de Reanalyse.

Malgré les problèmes techniques rencontrés sur le terrain, le limnigraphe nous a d'abord permis d'évaluer le débit moyen du *Rio Nef* sur deux saisons complètes et contrastées : 15,5 m<sup>3</sup>/s durant l'hiver 2005 et 60 m<sup>3</sup>/s durant l'été 2006. On constate ensuite, et pour la saison hivernale, que les débits journaliers sont relativement constants, avec des hausses chaque fois liées à une température de l'air supérieure à 0°C : ces dernières seraient donc plutôt dues à des fontes de neige du bassin qu'à des fluctuations de précipitations. Pour la saison estivale, nous montrons que les crues s'expliquent par des augmentations de précipitations, mais aussi et plus fortement par des hausses de températures, et donc des fontes de neige et de glace. Tout ceci nous pousse à conclure que le débit du *Rio Nef* est étroitement corrélé à la température de l'air, et donc à la fonte du glacier en amont.

Ces travaux nous ont également conduit à montrer que le débit du *Rio Nef* tel que déduit à sa confluence avec le *Rio Baker* pouvait également bien représenter les volumes de fonte du glacier *Nef*. On observe en effet que la surface enneigée minimale de l'année 2002 correspond au débit maximal de la saison d'été. Il en a été de même en 2000, où les crues estivales les plus importantes se sont produites quand la surface enneigée était la plus basse.

En fin de compte, cette thèse aura – comme nous l'espérons – bien démontré l'intérêt d'exploiter des images issues de la télédétection pour mieux caractériser et comprendre, en étroite liaison avec d'autres mesures et diverses disciplines, les fluctuations de longueur de glaciers aussi difficiles d'accès que ceux du CHN. Elle aura aussi montré à chaque étape les limites auxquelles

nous demeurons aujourd'hui confrontés en terme de mesures ou de méthodes, et donc les progrès et travaux qu'il reste à accomplir. Dans la dernière partie de nos investigations par exemple, il faudrait en particulier améliorer et étendre dans le temps (passé et/ou à venir) les mesures de débit du *Rio Nef*, et confronter ces débits à quelques bilans de masse réalisés par une méthode de télédétection aéroportée comme l'altimétrie laser : autant de travaux en perspective pour ce qui nous concerne.



## Références bibliographiques

- Aceituno P., Fuenzalida H., Rosenblüth B., 1993. "Climate along the Extratropical West Coast of South America", in Mooney H., Fuentes E., Kronberg B. (Dir.), Earth system responses to global change. Contrasts between North and South America, Academic Press, San Diego, CA, pp. 61 - 9
- Agnew C., Lochnaw C., Gobey C., 1974. "The joint services expedition to Chilean Patagonia 1972 - 1973", The Geographical Journal, (140)2, pp. 262 - 8
- Aniya M., 1988. "Glacier inventory for the Northern Patagonia Icefield, Chile, and variations 1944/45 to 1985/86", Arctic and Alpine Research, (20)2, pp. 179 - 87
- Aniya M., 1992. "Glacier variation in the Northern Patagonia Icefield, Chile, between 1985/86 and 1990/91", Bulletin of Glaciological Research, (10), pp. 83 - 90
- Aniya M., 1999. "Recent glacier variations of the Hielos Patagónicos, South America, and their contribution to sea-level change", Arctic, Antarctic and Alpine Research, (31)2, pp. 165 - 73
- Aniya M., 2001. "Glacier variations of Hielo Patagónico Norte, Chilean Patagonia, since 1944/45, with special reference to variations between 1995/96 and 1999/2000", Bulletin of Glaciological Research, (18), pp. 55 - 63
- Aniya M., 2007. "Glacier variations of Hielo Patagónico Norte, Chile, for 1944/45-2004/05", Bulletin of Glaciological Research, (24), pp. 59 - 70
- Aniya M., Dhakal A., Park S., Naruse R., 2000. "Variations of Patagonian glaciers, South America, using RADARSAT and Landsat images", Canadian Journal of Remote Sensing, (26)6, pp. 501 - 11
- Aniya M., Enomoto H., 1986. "Glacier variations and their causes in the Northern Patagonia Icefield, Chile, since 1944", Arctic and Alpine Research, (18)3, pp. 307 - 16
- Aniya M., Naruse R. (Dir.), 2001a. Glaciological and geomorphological studies in Patagonia, 1998 and 1999, 205 p.

- Aniya M., Naruse R., 2001b. "Overview of glaciological research project in Patagonia in 1998 and 1999: Holocene glacier variations and their mechanisms", Bulletin of Glaciological Research, (18), pp. 71 - 8
- Aniya M., Naruse R., Shizukuishi M., Skvarca P., Casassa G., 1992. "Monitoring recent glacier variations in the Southern Patagonia Icefield, utilizing remote sensing data", International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, Washington, D.C. USA, Committee of the XVII International Congress for Photogrammetry and Remote Sensing
- Aniya M., Sato H., Naruse R., Skvarca P., Casassa G., 1996. "The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the Southern Patagonia Icefield, South America", Photogrammetry Engineering and Remote Sensing, (62)12, pp. 1361 - 9
- Aniya M., Sato H., Naruse R., Skvarca P., Casassa G., 1997. "Recent glacier variations in the Southern Patagonia Icefield, South America", Arctic and Alpine Research, (29)1, pp. 1 - 12
- Aniya M., Satow K., Skvarca P., Anma R., Aoki T., Sawagaki T., Tanikawa T., Naruse R., Glasser N., Harrison S., 2005. "Overview of glaciological research project in Patagonia 2003", Bulletin of Glaciological Research, (22), pp. 109 - 19
- Aniya M., Skvarca P., 1992. "Characteristics and variations of Upsala and Moreno glaciers, southern Patagonia", Bulletin of Glaciological Research, (10), pp. 39 - 53
- Aniya M., Wakao Y., 1997. "Glacier variations of Hielo Patagonico Norte, Chile, between 1944/45 and 1995/96", Bulletin of Glaciological Research, (15), pp. 11 - 8
- Bamber J., Payne A. (Dir.), 2004. Mass balance of the Cryosphere. Observations and modelling of contemporary and future changes, Cambridge University Press, Cambridge, 644 p.
- Bamber J., Rivera A, 2007. "A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination", Global and Planetary Change, (in press)
- Barcaza G., Aniya M., Aoki T., Matsumoto T., 2006. "Satellite Monitoring of Equilibrium Lines in Northern Patagonia Icefield: 1979 - 2003", Cryosphere Indicators of Global Climate Change, Cambridge, England, 21 - 25 August 2006

- Barton J., Hall D., Riggs G., 2001. Thermal and geometric thresholds in the mapping of snow with MODIS, Unpublished document, July 11, 2001, [http://modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov/pap\\_therm.htm](http://modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov/pap_therm.htm)
- Benn D., Warren C., Mottram R., 2007. "Calving processes and the dynamics of calving glaciers", Earth Science Reviews, (82), pp. 143 - 79
- Berthier E., 2005a. Bilan de masse et dynamique des glaciers de montagne (Alpes, Islande, Himalaya). Contribution de l'imagerie satellitaire, Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 250 p.
- Berthier E., 2005b. Dynamique et bilan de masse des glaciers de montagne (Alpes, Islande, Himalaya): Contribution de l'imagerie satellitaire, Thèse de Doctorat, Université Toulouse III, Paul Sabatier, Toulouse, France, 247 p.
- Berthier E., Arnaud Y., Baratoux D., Vincent C., Rémy F., 2004. "Recent rapid thinning of the "Mer de Glace" glacier derived from satellite optical images", Geophysical Research Letters, (31), pp. 1 - 4
- Berthier E., Raup B., Scambos T., 2003. "New velocity map and mass - balance estimate of Mertz glacier, East Antarctica, derive from Landsat sequential imagery", Journal of Glaciology, (49)167, pp. 503 - 11
- Bindschdler R., Dowdeswell J., Hall D., Winther J., 2001. "Glaciological applications with Landsat-7 imagery:Early assessments", Remote Sensing of Environment, (78), pp. 163 - 79
- Bishop M., Shroder J., Hickman B., Copland L., 1998. "Scale-dependent analysis of satellite imagery for characterization of glacier surfaces in the Karakoram Himalaya", Geomorphology, (21), pp. 217 - 32
- Bitner D., Carroll T., Cline D., Romanov P., 2002. "An assessment of the differences between three satellite snow cover mapping techniques", Hydrological Processes, (16)18, pp. 3723 - 33
- Bonn Ferdinand, Rochon Guy, 1993. Précis de Télédétection. Volume 1. Principes et méthodes, Presses de l'Université du Québec / AUPELF, Sainte -Foy (Québec), 485 p.
- Brown C., Meier M., Post A., 1982. Calving speed of Alaska tidewater glaciers, with application to Columbia Glacier, U.S. Geological Survey, 1258-C.
- Brown C., Rasmussen L., Meier M., 1986. Bed topography inferred from airborne radio-echo sounding of Columbia Glacier, Alaska, U.S. Geological Survey, 1258-G

- Caldenius C., 1932. "Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego", Geografiska Annaler, (14), pp. 1 - 164
- Carrasco J., Casassa G., Rivera A., 2002. "Meteorological and climatological aspects of the Southern Patagonia Icefield", in Casassa G., Sepulveda F., Sinclair R. (Dir.), The Patagonian Icefields. A unique Natural Laboratory for Environmental and Climate Change Studies, Kluwer Academic / Plenum Publishers, New York, pp. 29 - 65
- Carrasco J., Casassa G., Quintana J., 2005. "Changes of the 0°C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century", Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques, (50)6, pp. 933 – 48
- Casassa G., 1987. "Ice thickness deduced from gravity anomalies on Soler Glacier, Nef Glacier and the Northern Patagonia Icefield", Bulletin of Glaciological Research, (4), pp. 43 - 57
- Casassa G., Marangunic C., 1987. "Exploration history of the Northern Patagonia Icefield", Bulletin of Glaciological Research, (4), pp. 163 - 75
- Casassa G., Rivera A., Haeberli W., Jones G., Kaser G., Ribstein P., Schneider C., 2007. "Current status of Andean glaciers. Editorial", Global and Planetary Change, pp. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.013
- Casassa G., Sepulveda F., Sinclair R. (Dir.), 2002. The Patagonian Icefields, Kluwer Academic / Plenum Publishers, Valdivia, Chile, 192 p.
- Caussinus H., Mestre O., 2004. "Detection and correction of artificial shifts in climate series", Appl. Statist., (53)3, pp. 405 - 25
- Chuvieco E., 2000. Fundamentos de la Teledetección Espacial, Ediciones RIALP, Madrid, España, 568 p.
- Crane R., Anderson M., 1984. "Satellite discrimination of snow/cloud surfaces. International Journal of Remote Sensing", International Journal of Remote Sensing, (5)1, pp. 213-23
- Dankers R., De Jong S., 2004. "Monitoring snow-cover dynamics in Northern Fennoscandia with SPOT VEGETATION images", International Journal of Remote Sensing, (25)15, pp. 2933 - 49
- De Agostini A., 1933. "La prima traversata della Cordigliera Patagonica del lago Argentino al fiordo Falcon", La Vie d'Italia e del Mondo, (1), pp. 589 - 606

- De Angelis H., Rau F., Skvarca P., 2006. "Snow zonation on Hielo Patagonico Sur, Southern Patagonia, derived from Landsat 5 TM data", Global and Planetary Change, (in press)
- Dozier J., 1989. "Spectral signature of Alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper", Remote Sensing of Environment, (28), pp. 9 - 22
- Dozier J., Marks D., 1987. "Snow mapping and classification from Landsat Thematic Mapper data", Annals of Glaciology, (9), pp. 97 - 103
- Enomoto H., Nakajima C., 1985. "Recent climate-fluctuations in Patagonia", in Nakajima C. (Dir.), Glaciological studies in Patagonia Northern Icefield 1983 - 1984, Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice, Nagoya, Japon, pp. 7 - 14
- Escobar F., Vidal F., Garin C., 1992. "Water balance in the Patagonia Icefield", in Naruse R. (Dir.), Glaciological Researches in Patagonia, 1990, Japanese Society of Snow and Ice, 109 - 19
- Farr T., Rosen P., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D., Alsdorf D., 2007. "The Shuttle Radar Topographic Mission", Reviews of Geophysics, (45)RG2004, pp. doi:10.1029/2005RG000183
- Foster J., Chang A., Hall D., Kelly R., 2002. "Seasonal snow extent and snow mass from 1988 - 2001 in the Patagonia Region of South America using SSM/I passive microwave data", 29 th International Symposium on Remote Sensing of Environment. Information for Sustainability and Development., Buenos Aires, Argentina, 8 - 12 April 2002
- Foster J., Chang A., Hall D., Kelly R., 2003. "An examination of South American snow cover extent and snow mass from 1979 - 2002 using passive microwave satellite data", 7 th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography., Wellington, New Zealand, March 2003
- Fricker H., Young N., Allison I., Coleman R., 2002. "Iceberg calving from the Amery Ice Shelf, East Antarctica", Annals of Glaciology, (34), pp. 241 - 6
- Fuenzalida H., 1982. "Pais de extremos climaticos", in Garcia H. (Dir.), Chile, esencia y evolucion, Instituto de estudios regionales de la Universidad de Chile, Santiago, Chile, pp. 27 - 35

- Fujiyoshi Y., Kondo H., Inoue J., Yamada T., 1987. "Characteristics of precipitation and vertical structure of air temperature in the northern Patagonia", Bulletin of Glacier Research, (4), pp. 15 - 23
- Fukami H., Escobar F., 1987. "Hydrological characteristics of Soler glacier drainage, Patagonia", Bulletin of Glaciological Research, (4), pp. 91 - 6
- Fukami H., Escobar F., Quinteros J., Casassa G., Naruse R., 1987. "Meteorological measurements at Soler Glacier, Patagonia, in 1985", Bulletin of Glacier Research, (4), pp. 31 - 6
- Fukami H., Naruse R., 1987. "Ablation of ice and heat balance on Soler Glacier, Patagonia", Bulletin of Glacier Research, (4), pp. 37 - 42
- Garreaud R., 1993. Comportamiento atmosférico asociado a grandes crecidas hidrológicas en Chile central, Tesis para optar al título de Magister en Ciencias Atmosféricas, Universidad de Chile, Santiago, 133 p.
- Glasser N., Harrison S., Winchester V., Aniya M., 2004. "Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia", Global and Planetary Change, (43), pp. 79 - 101
- Glasser N., Jansson K., Harrison S., Rivera A., 2005. "Geomorphological evidence for variations of the North Patagonian Icefield during the Holocene", Geomorphology, (71), 3 - 4, pp. 263 - 277
- Haeberli W., 1998. "Historical evolution and operational aspects of worldwide glacier monitoring (in Into the second century of worldwide glacier monitoring - prospects and strategies)", in UNESCO (Dir.), Studies and reports in hydrology, United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, 35 - 51
- Hall D., 2002. "Modis snow - cover products", Remote Sensing of Environment, (83), pp. 181 - 94
- Hall D., Ormsby J., Bindschdler R., Siddalingaiah H., 1987. "Characterization of snow and ice reflectance zones on glaciers using Landsat Thematic Mapper data", Annals of Glaciology, (9), pp. 104 - 8
- Hall D., Riggs G., Salomon V., 2000, updated daily. MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500 m Grid V004, National Snow and Ice Data Center
- Hall D., Riggs G., Salomonson V., 1995. "Development of Methods for Mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer Data", Remote Sensing of Environment, (54), pp. 127-40

- Hall D., Riggs G., Salomonson V., DiGirolamo N., Bayr K., 2002. "MODIS snow-cover products", Remote Sensing of Environment, (83), pp. 181 - 94
- Harrison S., Winchester V., 1998. "Historical fluctuations of the Gualas and Reicher Glaciers, North Patagonian Icefield, Chile", The Holocene, (8)4, pp. 481 - 5
- Harrison S., Winchester V., 2000. "Nineteenth- and twentieth-century glacier fluctuations and climatic implications in the Arco and Colonia valleys, Hielo Patagonico Norte, Chile", Artic, Antarctic and Alpine Research, (32)1, pp. 55 - 63
- Heusser C., 1960. "Late-Pleistocene environments of the Laguna San Rafael Area, Chile", Geographical Review, (50)4, pp. 555 - 77
- Holmlund P., Fuenzalida H., 1995. "Anomalous glacier responses to 20 th century climatic changes in the Darwin Cordillera, southern Chile", Journal of Glaciology, (41)139, pp. 465 - 73
- Ibarzabal T., Hoffmann J., Naruse R., 1996. "Recent climate changes in southern Patagonia", Bulletin of Glaciological Research, (14), pp. 29 - 36
- IPCC (Dir.), 2001. Climate change 2001. The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, 881 p.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, <http://www.ipcc.ch/SPM2feb07.pdf> 2007)
- Jaenicke J., Mayer C., Scharrer K., Münzer U., Gudmundsson A., 2006. "The use of remote-sensing data for mass-balance studies at Myrdalsjökull ice cap, Iceland", Journal of Glaciology, (52)179, pp. 565 - 73
- Kääb A., 2002. "Glacier monitoring from aster imagery: accuracy and applications", Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space, Bern, 11-13/03/2002, 11 p.
- Kääb A., 2005. "Combination of SRTM 3 and repeat ASTER data for deriving alpine glacier flow velocities in the Bhutan Himalaya", Remote Sensing of Environment, (94), pp. 463 - 74
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne

- R., Joseph D., 1996. "The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis", Bulletin of the American Meteorological Society, (77)3, pp. 437 - 71
- Key J., Collins J., Fowler C., Stone R., 1997. "High-latitude surface temperature estimates from thermal satellite data", Remote Sensing of Environment, (61), pp. 302-9
- Kirkbride M., Warren C., 1999. "Tasman Glacier, New Zealand: 20th-century thinning and predicted calving retreat", Global and Planetary Change, (22), pp. 11 - 28
- Klein A., Hall D., Riggs G., 1997. "Improving the MODIS global snow-mapping algorithm", IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings (IGARSS'97), pp. 619 - 21
- Kobayashi S., Saito T., 1985a. "Heat balance on Soler Glacier", in Nakajima C. (Dir.), Glaciological studies in Patagonia Northern Icefield 1983 - 1984, Japanese Society of Snow and Ice, Nagoya, pp. 46 - 51
- Kobayashi S., Saito T., 1985b. "Meteorological observations on Soler Glacier", in Nakajima C. (Dir.), Glaciological studies in Patagonia Northern Icefield 1983 - 1984, Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice, Nagoya, pp. 32 - 6
- Krimmel R., 1992. Photogrammetric determinations of surface altitude, velocity, and calving rate of Columbia Glacier, Alaska, 1983 - 91, U.S. Geological Survey, 92-104 p.
- Lliboutry L., 1956. Nieves y glaciares de Chile. Fundamentos de glaciología Santiago, 471 p.
- Lliboutry L., 1964. Traité de glaciologie, Masson, Paris, 1040 p.
- Lliboutry L., 1998. "Glaciers of Wet Andes", in Williams M., Ferrigno J. (Dir.), Satellite image atlas of glaciers of the world, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., pp. I109-I206
- Lopez P., Sirguey P., Arnaud Y., Pouyaud B., Chevallier P., 2007. "Snow cover evolution in the Northern Patagonia Icefield using MODIS (2000-2006)", Global and Planetary Change, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.07.005,
- Marshall J., Harangozo A., 2000. "An appraisal of NCEP/NCAR reanalysis MSLP data viability for climate studies in the South Pacific", Geophysical Research Letters, (27), pp. 3057 - 60
- Martinic M., 2005. De la Trapananda al Aysén Santiago Chile, 539 p.



- Matsumoto T., Fukami H., Escobar F., Yamaguchi S., Naruse R., in press. "Hydrological regime characteristics due to the development of proglacial lakes at Glaciar Soler, Northern Patagonia Icefield, Chile", IAHS Publication
- Matsumoto T., Yamaguchi S., Ohno H., Naruse R., Izumi K., 2001. "Hydrometeorological features at Soler Glacier, northern Patagonia, in the summer of 1998", in Aniya M., Naruse R. (Dir.), Glaciological and geomorphological studies in Patagonia, 1998 and 1999, Rapid Printing Center, Sapporo, Japan, pp. 25 - 40
- Matsuoka K., Naruse R., 1999. "Mass balance features derived from a firn core at Hielo Patagonico Norte, South America", Artic, Antarctic and Alpine Research, (31)4, pp. 333 - 40
- Meier M., Rasmussen L., Miller H., 1985. Columbia Glacier in 1984: desintegration under way, U.S. Geological Survey, pp. 81 - 5
- Mercer J., 1965. "Glacier variations in Southern Patagonia", Geographical Review, (55)3, pp. 390 - 413
- Mercer J., 1976. "Glacial history of Southermost South America", Quaternary Research, (6), pp. 125 - 66
- Mercer J., Sutter J., 1981. "Late Miocene-earliest Pliocene glaciation in Southern Argentina: implications for global ice-sheet history", Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, (38), pp. 185 - 206
- Motyka R., Neel S., Connor C., Echelmeyer K., 2002. "Twentieth century thinning of Mendenhall Glacier, Alaska, and its relationship to climate, lake calving, and glacier run-off", Global and Planetary Change, (35), pp. 93 - 112
- Naruse R., 1983. Glaciological and meteorological studies in Patagonia, Chile, by Japanese Research Expeditions 1967 - 1982, Data Center for Glacier Researches Japanese Society of Snow and Ice, Japon, September 1983, 19 p.
- Naruse R., 1985. "Flow of Soler and San Rafael glaciers", in Nakajima C. (Dir.), Glaciological studies in Patagonia Northern Icefield 1983 - 1984, Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice, Nagoya, Japon, pp. 64 - 9
- Naruse R., 1987. "Characteristics of ice flow of Soler Glacier, Patagonia", Bulletin of Glacier Research, (4), pp. 79 - 85
- Naruse R., Aniya M., 1991. "Patagonia research report", Ice, (96), pp. 17 - 8

- Naruse R., Peña H., Aniya M., Inoue J., 1987. "Flow and surface structure of Tyndall glacier, the Southern Patagonia Icefield", Bulletin of Glacier Research, (4), pp. 133 - 40
- Naruse R., Skvarca P., 2000. "Dynamic features of thinning and retreating Glaciar Upsala, a lacustrine calving glacier in southern Patagonia", Artic, Antarctic and Alpine Research, (32)4, pp. 485 - 91
- Oerlemans J., 2001. Glaciers and Climate Change, A. A. Balkema, Rotterdam, 148 p.
- Oerlemans J., 2005. "Extracting a climate signal from 169 glacier records", Science, (308), pp. 675 - 7
- Ohata T., Kondo H., Enomoto H., 1985. "Meteorological observations at San Rafael Glacier", in Nakajima C. (Dir.), Glaciological studies in Patagonia Northern Icefield 1983 - 1984, Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice, Nagoya, pp. 22 - 31
- Osorio R., 2006. Estudio de la variabilidad reciente de la altura de la línea de nieves en la Cordillera de Los Andes usando datos meteorológicos, Tesis de Grado para optar al Título de Meteorólogo, Universidad de Valparaíso, Valparaíso, Chile, 90 p.
- Paterson W., 1994. The physics of glaciers, Pergamon, Oxford, 480 p.
- Paul F., 2001. "The new remote sensing derived Swiss glacier inventory: methods", 4th International Symposium on remote Sensing in Glaciology, Maryland, 09/07/2001, 12 p.
- Peña H., Escobar F., 1987. "Aspects of glacial hydrology in Patagonia", Bulletin of Glaciological Research, (4), pp. 141 - 50
- Porter C., Santana A., 2003. "Rapid 20th century retreat of Ventisquero Marinelli in the Cordillera Darwin Icefield", Anales Instituto Patagonia, (31), pp. 17 - 26
- Post A., 1975. Preliminary hydrography and historic terminal changes of Columbia Glacier, Alaska, Hydrol. Invest. Atlas HA559 p.
- Pouyaud B., Zapata M., Yerren J., Gomez J., Rosas G., Suarez W., Ribstein P., 2005. "Avenir des ressources en eau glaciaire de la Cordillère Blanche", Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques., (50)6, pp. 999 - 1021
- Powell R., 1991. "Grounding-line systems as second-order controls on fluctuations of tidewater termini of temperate glaciers", in Anderson J., Ashley G. (Dir.), Glacial marine sedimentation; Paleoclimatic significance, The Geological Society of America, pp. 75-93

- Proy C., Tanré D., Deschamps P., 1989. "Evaluation of topographic effects in remotely sensed data", Remote Sensing of Environment, (30)1, pp. 21-32
- Quintana J., 2004. Estudio de los factores que explican la variabilidad de la precipitación en Chile en escalas de tiempo interdecadal, Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias. Mención Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, 93 p.
- Rabassa J., Coronato A., Saleme M., 2005. "Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina)", Journal of South American Earth Sciences, (20), pp. 81 - 103
- Rabatel A., 2005. Chronologie et interpretation paleoclimatique des fluctuations des glaciers dans les Andes de Bolivie (16°S) depuis le Maximum du Petite Age Glaciaire (17eme siècle), Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble I, Grenoble, 196 p.
- Racoviteanu A., Manley W., Arnaud Y., Williams M., 2007. "Evaluating digital elevation models for glaciologic applications: An example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes", Global and Planetary Change (in press)
- Rasmussen L., 1989. Surface velocity variations of the lower part of Columbia Glacier, Alaska, 1977 - 1981, U.S. Geological Survey, 1258-H p.
- Rasmussen L., Conway H., Raymond C., 2007. "Influence of upper air conditions on the Patagonia Icefields", Global and Planetary Change, pp. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.025
- Raymond C., Neumann T., Rignot E., Echelmeyer K., Rivera A., Casassa G., 2005. "Retreat of Glaciar Tyndall, Patagonia, over the last half-century", Journal of Glaciology, (51)173, pp. 239 - 47
- Richter R., 1998. "Correction of satellite imagery over mountainous terrain", Applied Optics, (37), pp. 4004-15
- Riggs G., Hall D., Salomonson W., 2006. MODIS Snow Products User Guide Collection 5, <http://modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov/sugkc2.html>
- Rignot E., 1996. " Interferometric radar observations of Glaciar San Rafael, Chile", Journal of Glaciology, (42)141, pp. 279 - 91
- Rignot E., Rivera A., Casassa G., 2003. "Contribution of the Patagonia Icefields of South America to Sea Level Rise", Science, (302), pp. 434-7

- Rivera A., Benham T., Casassa G., Bamber J., Dowdeswell J., 2007. "Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia icefield, Chile", Global and Planetary Change, pp. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.037
- Romanov P., Gutman G., Csiszar I., 2000. "Automated monitoring of snow cover over North America with multispectral Satellite data", Journal of Applied Meteorology, (39)11, pp. 1866 - 80
- Romanov P., Tarpley D., 2003. "Automated monitoring of snow cover over South America using GOES Imager data", International Journal of Remote Sensing, (24)5, pp. 1119 - 25
- Rosenblüth B., Casassa G., Fuenzalida H., 1995. "Recent climatic changes in western Patagonia", Bulletin of Glaciological Research, (13), pp. 127 - 32
- Rosenblüth B., Fuenzalida H., Aceituno P., 1997. "Recent temperature variations in southern South America", International Journal of Climatology, (17), pp. 67-85
- Saito T., Kobayashi S., 1985. "Hydrological observations at Soler Glacier", in Nakajima C. (Dir.), Glaciological studies in Patagonia Northern Icefield, Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice, Nagoya, Japan, pp. 57 - 63
- Salomonson V., Appel I., 2004. "Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index", Remote Sensing of Environment, (89), pp. 351 - 60
- Schneider C., Gies D., 2004. "Effects of el Niño-Southern Oscillation on southernmost South America precipitation at 53°S revealed from N CEP-NCAR Reanalyses and weather station data", International Journal of Climatology, (24), pp. 1057 - 76
- Sicart J., Ribstein P., Francou B., Pouyaud B., Condom T., 2006. "Glacier mass balance of tropical Zongo glacier, Bolivia, comparing hydrological and glaciological methods", Global and Planetary Change, pp. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.024
- Skvarca P., De Angelis H., 2002. First cloud-free Landsat TM image mosaic of Hielo Patagonico Sur, South Western Patagonia, South America, Intituto Chileno Antartico, Buenos Aires, 9 p.
- Skvarca P., De Angelis H., Naruse R., Warren C., Aniya M., 2002. "Calving rates in fresh water: new data from southern Patagonia", Annals of Glaciology, (34), pp. 379 - 84

- Skvarca P., Raup B., De Angelis H., 2003. "Recent behaviour of Glaciar Upsala, a fast - flowing calving glacier in Lago Argentino, southern Patagonia", Annals of Glaciology, (36), pp. 184 - 8
- Universidad de Chile Departamento de Geofísica, 2006. Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. Informe final, CONAMA, Santiago, Chile, 71 p.
- Van der Veen C., 1995. Controls on calving rate and basal sliding: observations from Columbia Glacier, Alaska, prior to and during its rapid retreat, 1976 - 1993, Byrd Polar Research Center, Report 11 p.
- Van der Veen C., 1996. "Tidewater calving", Journal of Glaciology, (42)141, pp. 375 - 85
- Venteris E., 1999. "Rapid tidewater glacier retreat: a comparison between Columbia Glacier, Alaska and Patagonian calving glaciers", Global and Planetary Change, (22), pp. 131 - 8
- Vimeux F., de Angelis M., Ginot P., Magand O., Casassa G., Pouyaud B., Falourd S., Johnsen S., Submitted. "A unique location in Patagonia for paleoclimate and environmental reconstructions revealed by a shallow firn core from Monte San Valentin (Northern Patagonia Icefield, Chile)", Journal of Geophysical Research
- Walters R., Dunlap W., 1987. "Analysis of time series of glacier speed: Columbia Glacier, Alaska", Journal of Geophysical Research, (92(B9)), pp. 8969-75
- Wang J., Li W., 2003. "Comparison of methods of snow cover mapping by analysing the solar spectrum of satellite remote sensing data in China", International Journal of Remote Sensing, (24)21, pp. 4129 - 36
- Warren C., 1992. "Iceberg calving and the glacioclimatic record", Processes in Physical Geography, (16)3, pp. 253 - 82
- Warren C., 1993. "Rapid recent fluctuations of the calving San Rafael glacier, Chilean Patagonia: climatic or non-climatic", Geografiska Annaler, (75)3, pp. 111 - 25
- Warren C., Aniya M., 1999. "The calving glaciers of southern South America", Global and Planetary Change, (22), pp. 59-77
- Warren C., Benn D., Winchester V., Harrison S., 2001. "Buoyancy-driven lacustrine calving, Glaciar Nef, Chilean Patagonia", Journal of Glaciology, (47)156, pp. 135 - 46

- Warren C., Glasser N., Harrison S., Winchester V., Kerr A., Rivera A., 1995. "Characteristics of tide-water calving at Glaciar San Rafael, Chile", Journal of Glaciology, (41)138, pp. 273 - 89
- Warren C., Sugden D., 1993. "The patagonian icefields: a glaciological review", Artic, Antarctic and Alpine Research, (25)4, pp. 316 - 31
- Winchester V., Harrison S., 1996. "Recent oscillations of the San Quintin and San Rafael glaciers, Patagonian Chile", Geografiska Annaler, (78)1, pp. 35 - 49
- Winchester V., Harrison S., Warren C., 2001. "Recent retreat Glaciar Nef, Chilean Patagonia, dated by Lichenometry and Dendrochronology", Artic, Antarctic and Alpine Research, (33)3, pp. 266 - 73
- www.glaciologia.cl, 2007. Inventario de glaciares de Chile
- Yamada T., 1987. "Glaciological characteristics revealed by 37.6-m deep core drilled at the accumulation area of San Rafael Glacier, the Northern Patagonia Icefield", Bulletin of Glacier Research, (4), pp. 59 - 67
- Yamaguchi S., Naruse R., Matsumoto T., Ohno H., 2003. "Multiday variations in flow velocity at Glaciar Soler, Northern Patagonia, Chile", Artic, Antarctic and Alpine Research, (35)2, pp. 170 - 4

# Liste des figures

Figure 1. Modèle Numérique du Terrain (MNT) du CHN du Shuttle Radar Topography Mission (SRTM).....	10
Figure 2. Le Campo de Hielo Norte le 11 Mars 2001. ....	11
Figure 3. Circulation générale de l’atmosphère. ....	16
Figure 4. Distribution des stations météorologiques aux alentours du CHN. ....	17
Figure 5. Précipitation (colonne bleue) et température (ligne rouge) inter annuelle de 6 stations .....	19
Figure 6. Précipitation et température intra annuelle de 6 stations.....	20
Figure 7. Comparaison de la température inter-annuelle issue du modèle Reanalyse avec la température inter-annuelle des stations météorologiques.....	22
Figure 8. Coupe schématique des deux zones principales d’un glacier. La ligne noire segmentée représente la ligne d’équilibre du glacier. ....	24
Figure 9. A, détachement d’un iceberg du glacier San Rafael (de type tidewater). B, des icebergs détachés du glacier Nef (de type freshwater).....	27
Figure 10. Avancé d’un glacier du type tidewater dans un fjord. ....	29
Figure 11. Réflectance de la neige et de la glace dans le domaine visible et infra rouge du spectre électromagnétique. ....	31
Figure 12. Ligne de division des glaciers San Rafael et San Quintín (à gauche) et des glaciers Bernardo, Occidental et O’higgins (à droite).....	37
Figure 13. Mesure de la longueur des glaciers du CHN. A, glacier Leones. B, glacier Steffen. C, Glacier San Quintín. ....	38

Figure 14. Mesure de la longueur des glaciers du CHS. A, glacier Grey. B, glacier Upsala. C, glacier Bravo.....	39
Figure 15. Mesure de la longueur des glaciers du CHCD. A, glacier CDI-08. B, glacier CDI-01. ....	40
Figure 16. The Northern Patagonia Icefield.....	45
Figure 17. The Southern Patagonia Icefield. . ....	48
Figure 18. The Cordillera Darwin Icefield.....	50
Figure 19. Meteorological stations around the icefields and their mean annual precipitation of their complete data series. ....	52
Figure 20. Monthly mean precipitation and temperature from the meteorological stations around SPI, NPI and CDI. ....	53
Figure 21. Inter annual temperature and precipitation of 5 selected stations. ....	54
Figure 22. Glacier length fluctuations in km between 1945 and 2005 of the NPI, SPI and CDI. ....	60
Figure 23. Glacier length fluctuations in percentage of retreat between 1945 and the 2005 of the NPI, SPI, and CDI.....	61
Figure 24. Northern Patagonia Icefield glacier length fluctuations between 1945 and 2005. ....	62
Figure 25. Southern Patagonia Icefield glacier length fluctuations between 1945 and 2005. ....	62
Figure 26. Cordillera Darwin Icefield glacier length fluctuations between 1945 and 2005. ....	63
Figure 27. The Northern Patagonia Icefield.....	72
Figure 28. Climatic data recorded on meteorological stations around the icefield and extracted from Reanalysis. ....	77



Figure 29. Comparison between: (A) a MODIS Snow Product from 4 April 2002, (B) its corresponding MODIS raw image and (C) the result of the application of the topographic correction and the NDSI to the raw MODIS image. ....	79
Figure 30. Spectral reflectance curves for snow and ice in different formation stages. ....	81
Figure 31. Relative geometry between sun, target and sensor.....	83
Figure 32. Snow cover extent of the entire NPI (A), east (B) and west (C) for 2000–2006. ....	86
Figure 33. The maximum and minimum winter snow cover extent of the western and eastern sides of NPI .....	87
Figure 34. Correlation ( $R^2$ ) between snow cover extent of the entire NPI (closest value to the 15 <sup>th</sup> day of the month) and the monthly mean temperature (Reanalysis NCEP 850 hPa) of 2000–2006. ....	88
Figure 35. Relationship between snow cover of western and eastern NPI, temperature, precipitation and wind speed.....	90
Figure 36. Occupation du sol aux alentours du bassin du Lago General Carrera .....	96
Figure 37. The Nef-confluence and Nef-Limni basins.....	101
Figure 38. Bertrand, Chacabuco and Nef basins.....	103
Figure 39. Construction of the rating curve at the Nef-Limni hydrological station. ...	107
Figure 40. Discharges at the hydrological stations during the 2005–2007 period...	108
Figure 41. Discharge, temperature, precipitation and snow surface of Nef-confluence in 2000, 2001 and 2002.....	110
Figure 42. Discharge, temperature, precipitation, and snow surface of the Nef-Limni in 2005, 2006, and 2007.....	111

# Liste des tableaux

Tableau 1. Coefficient de détermination entre la température enregistrée aux stations météorologiques et celle issue de Réanalyse ainsi que leur écart type.

Tableau 2. Comparaison entre les estimations des variations de front des glaciers faites par d'autres auteurs et nos résultats.

Tableau 3. Images satellite utilisées pour l'étude des fluctuations des longueurs des glaciers.

Tableau 4. Bandes des images MODIS utilisées pour l'étude de la surface enneigée du CHN ainsi que leur résolution nominale au nadir et leur longueur d'onde.

Tableau 5. Bandes des images satellite Landsat ETM+ utilisées pour l'étude de la surface enneigée du CHN ainsi que leur résolution nominale au nadir et leur longueur d'onde.

Tableau 6. Fréquence de la couverture nuageuse sur le CHN entre 2000 et 2006.

# Tables des matières

Remerciements .....	2
Introduction générale.....	4
Chapitre 1. Le <i>Campo de Hielo Norte</i> et les principes/méthodes de son étude.....	9
1.1. Le <i>Campo de Hielo Norte</i> (CHN).....	9
1.1.1. Présentation générale.....	9
1.1.2. Les glaciations en Patagonie et l'évolution actuelle du CHN .....	13
1.1.2.1. Les glaciations en Patagonie .....	13
1.1.2.2. Le CHN à partir du 20 <sup>e</sup> siècle.....	14
1.1.3. Le climat du CHN .....	15
1.1.3.1. Les patrons de la circulation atmosphérique au Chili.....	15
1.1.3.2. Le climat du CHN vu par les stations météorologiques.....	17
1.1.3.2.1. Les stations météorologiques et la qualité de leurs données ....	17
1.1.3.2.2. Caractéristiques climatiques générales.....	18
1.1.3.2.3. L'effet de saisonnalité des températures et précipitations.....	21
1.1.3.2.4. Mise en évidence des cycles de variabilité.....	21
1.2. Principes et méthodes.....	24
1.2.1. Les glaciers : des indicateurs climatiques .....	24
1.2.1.1. Les parties composantes d'un glacier .....	24
1.2.1.2. Relations glacier-climat.....	25
1.2.1.2.1. Le Bilan de masse.....	25
1.2.1.2.2. Bilan d'énergie.....	26
1.2.1.2.3. Fluctuations du front – dynamique glaciaire .....	26
1.2.1.3. Relation glacier-climat et échelles de temps associés .....	29

1.2.2.	Télédétection appliquée à l'étude de la neige et de la glace .....	30
1.2.2.1.	Réponse de la neige et de la glace dans le domaine optique du spectre électromagnétique.....	31
1.2.2.2.	Capteurs passifs de télédétection .....	32
1.2.2.3.	Applications de la télédétection en glaciologie.....	32
Chapitre 2. Le <i>Campo de Hielo Norte</i> dans un contexte régional de recul des glaciers .....		35
2.1.	Difficultés liées au calcul de la longueur des glaciers étudiés.....	37
2.1.1.	La définition des bassins.....	37
2.1.2.	L'application des critères.....	38
2.1.3.	La précision des données spatiales .....	41
2.2.	Introduction .....	43
2.3.	Description of the area of study and previous work.....	44
2.3.1.	Northern Patagonia Icefield.....	44
2.3.1.1.	General settings.....	44
	.....	45
2.3.1.2.	Previous studies of glacier fluctuations .....	45
2.3.2.	Southern Patagonia Icefield .....	46
2.3.2.1.	General settings.....	46
2.3.2.2.	Previous studies of glacier fluctuations .....	46
2.3.3.	Darwin Cordillera.....	48
2.3.3.1.	General settings.....	48
2.3.3.2.	Previous studies of glacier fluctuations .....	49
2.4.	Climatic conditions in the Patagonia Icefields and Darwin Cordillera .....	49
2.5.	Data set.....	55
2.5.1.	Maps and satellite images.....	55
2.5.1.1.	Liboutry's sketch maps.....	55
2.5.1.2.	LANDSAT satellite images.....	55
2.5.1.3.	ASTER satellite images .....	55
2.5.2.	Digital Elevation Model (DEM) .....	56

2.6.	Methods .....	57
2.7.	Results .....	57
2.7.1.	Glacier length fluctuations over the NPI .....	57
2.7.2.	Glacier length fluctuations over Southern Patagonia Icefield .....	58
2.7.3.	Glacier length fluctuations over Cordillera Darwin Icefield .....	59
2.8.	Discussion and concluding remarks .....	63
Chapitre 3. Variation de la surface enneigée du <i>Campo de Hielo Norte</i> .....		68
3.1.	Introduction .....	70
3.2.	Study area .....	71
3.3.	Data set .....	74
3.3.1.	Satellite images .....	74
3.3.1.1.	MODIS images .....	74
3.3.1.2.	MODIS Snow Products .....	74
3.3.1.3.	Landsat Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) images .....	75
3.3.2.	Digital Elevation Model .....	75
3.3.3.	Climatic data .....	75
3.4.	Snow cover extraction method .....	78
3.4.1.	Normalized Difference Snow Index (NDSI) .....	78
3.4.2.	Topographic correction of illumination .....	81
3.4.3.	Methodology steps .....	84
3.5.	Results and discussion .....	84
3.5.1.	Snow extent changes over the entire NPI .....	84
3.5.2.	Comparison of the snow cover extent changes between the western and the eastern sides of the NPI and their relation with meteorological data ....	87
3.6.	Concluding remarks .....	91
Chapitre 4. Caractérisation de la fonte du glacier Nef .....		94

4.1.	Introduction .....	98
4.2.	Regional and local settings .....	99
4.2.1.	Local settings: Nef glacier .....	99
4.2.2.	The Rio Nef in a regional context .....	100
4.2.2.1.	Rio Nef basins.....	100
4.2.2.2.	Bertrand basin.....	100
4.2.2.3.	Angostura Chacabuco basin .....	102
4.3.	Data set.....	102
4.3.1.	Hydrological climatological data .....	102
4.3.1.1.	Bertrand and A. Chacabuco basin discharge.....	102
4.3.1.2.	Rio Nef water level and discharge .....	102
4.3.1.3.	Precipitation and temperature data .....	104
4.3.2.	Satellite images and Digital Elevation Model (DEM) .....	104
4.3.2.1.	MODIS images.....	104
4.3.2.2.	ASTER images .....	105
4.3.2.3.	SPOT images.....	105
4.3.2.4.	Digital Elevation Model (DEM) .....	105
4.4.	Methods .....	106
4.4.1.	Environmental information .....	106
4.4.2.	Discharge data in the Rio Nef basin.....	106
4.5.	Results .....	108
4.5.1.	Discharge at the confluence of Rio Nef and Rio Baker .....	108
4.5.2.	Rio Nef water discharges at the hydrological station.....	109
4.6.	Discussion and concluding remarks .....	112
	Conclusion générale.....	115
	Références bibliographiques .....	121
	Liste des figures .....	135

Liste des tableaux..... 138

Tables des matières ..... 139